

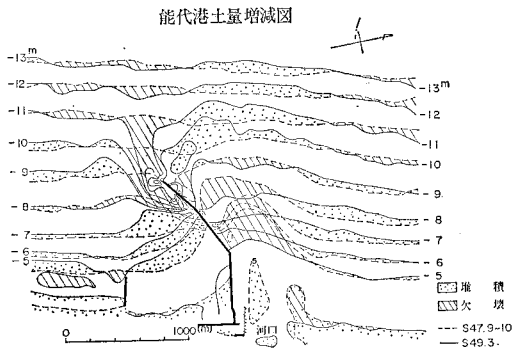


図-2 河口砂州発達例

である。この場合は、14m余水の航路水深維持のため、砂州の浚渫後毎年40万 m^3 の維持浚渫が必要となっている。このように外洋の波にさらされている場合は砂州の形成も不安定と思われ、埋没も著しくなるものと思われるが、瀬戸内海におけるように波より潮流による影響が卓越している場合は、砂州自体もきわめて安定しているのではないかとと思われる。

(2) 砂州形成の地学的要素

狭水道開口部の砂州発達に河口砂州と同様の機構によるものであれば、狭水道の最大流速とそこに存在する海釜の最大水深とは、何らかの相関がみられてもよいはずである。図-3は瀬戸内海の代表的狭水道についてこれを調べたものであるが、両者にある程度の相関が認められる。しかし、これらの海釜が現在の海底地形および外力条件のもとに侵食されたと考えるには、最大水深があまりにも大きいように思われる。

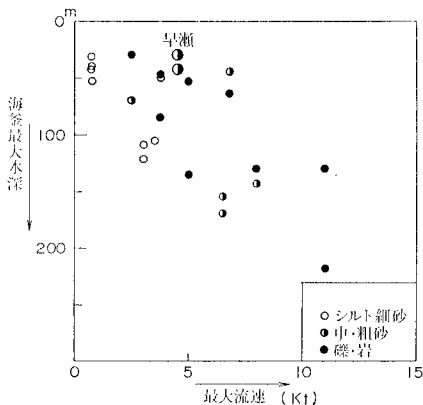


図-3 潮流最大流速と海釜最大水深との関係

今回研究の対象とした狭水道を含む瀬戸内海の北半分一帯は広島型花崗岩貫入帯と呼ばれ、その貫入時代は中生代白亜紀の後期と云われている。この区域の地表面には縦横に節理とか断層とかの風化作用に対する弱線があり、これに沿って現在の河川や狭水道が発達したといわれる。また海面は、氷河時代最後のウルム期には現在よ

り140m低かったが、これが徐々に上昇して約8000年前に瀬戸内海が形成されたといわれている。このように現在みられる狭水道、海釜、砂州の形成は、現在よりずっと低い海面の時代から地学的時間スケールで徐々に潮流の影響を受けつつ成長してきたものであろう。したがって、現在みられる海底地形は、現況下での潮流等の外力条件にはあまり左右されていない独立した性格のものであることも十分考えられる。

また図-1によれば、下の州はもともと梶取の鼻の一部としてその原形があった上に、河口砂州と同様の原理で風化侵食された土砂が堆積したものとも考えることができるようである。狭水道における砂州の発達については、かなり広く共通したものとして認めることができる。図-4は広島湾の底質分布を示すが、宮島瀬戸、大島瀬戸、諸島水道など共通して砂州の発達がみとめられる。逆に潮流の影響を受けないところはほとんどシルト粘土よりなり、海進後長期にわたって砂とシルト粘土とがふるい選別されたものと思われる。

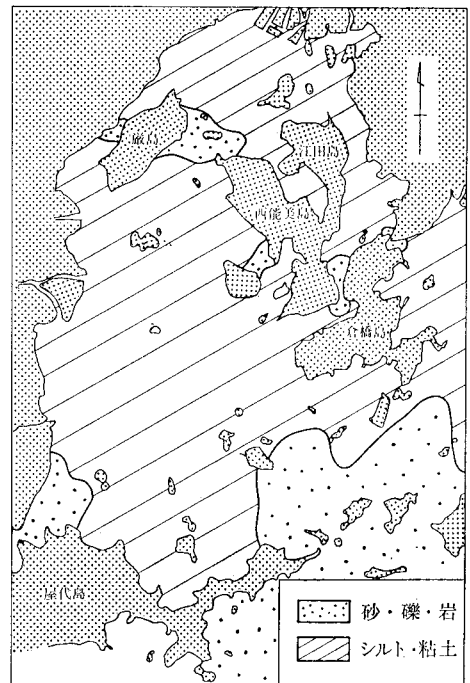


図-4 広島湾の底質分布

以上のように、狭水道開口部砂州の生成要因についてはある程度の考察は可能であるが、それでは実際にどの程度の速さで砂州への土砂供給損失がなされているのか。これを明らかにするには、現況の外力下における底質移動について、定性定量的検討が必要である。これを、一狭水道を例に、以下に述べることにする。

3. 潮流の計算

(1) 現地データの取得

潮流の計算は、狭水道をはさむ南北の外海の潮位および潮位差を現地観測し、これを境界条件として与えることによる。観測地点は図-1に示すが、図中の狭水道の中央と南側開口部の流況観測はそれぞれ潮流の数値計算における流速強制用、および数値計算結果と現地観測値との対比をするため行ったものである。潮位の観測は予め工事基準面と関連づけられた標尺を目読することによる。流況は、CM-2型流速計により、鉛直方向5点の観測を行った。

図-5は北点（大柿港北）の潮位観測結果を示したものである。図の点線のような観測値を、実線に示す正弦波で近似した。また、図-6は北点（大柿港北）と南点（釣士田港南）との潮位の同時観測より求めた潮位差の時間変化を示す。観測値にはばらつきが見られるが、これを図中実線のような正弦波で近似することにした。潮汐成分は決してこのような M_2 分潮のみで説明できるわけではないが、この近似法は是非については潮流の数値計算値と南の開口部の流況現地観測値とを対比することにより評価することとした。また潮流計算強制用として、狭水道の中央で観測した流向流速を鉛直方向に平均して求めた平均潮流の観測結果を図-7に示す。図のように、本水道では南向に卓越した流れがあり、その流速は $A_0=20\text{ cm/sec}$ 程度である。潮流潮流の観測は大潮時の24時間連続で実施したもので、これらの観測値は大

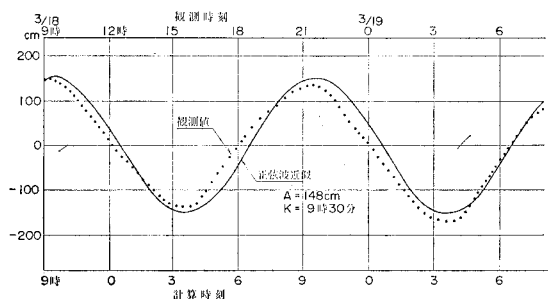


図-5 潮位観測結果（大柿港北）

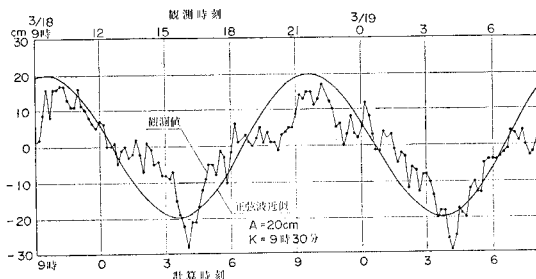


図-6 大柿港（北）と釣士田港（南）における潮位差

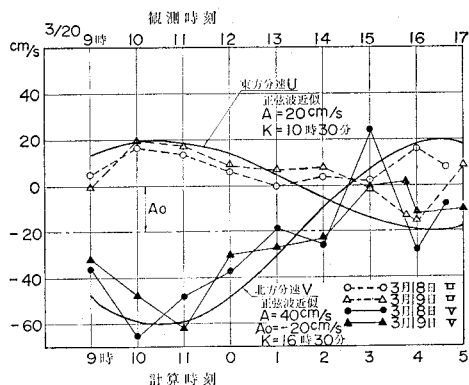


図-7 潮流分速の観測値と正弦波近似

潮を境界値として計算した潮流は、外力と地形変化を論ずるに十分な大きさのものと考えられる。これを、東方向分速、北方向分速ともに図中に示す正弦波で近似することとした。

(2) 潮流の計算

座標系としては、図-1において北向きを x 軸、西向きを y 軸とした右手座標系を用いている。潮流計算の基礎式としては、つぎの形を用いた。

$$\begin{cases} \frac{\partial U}{\partial t} = -g(h+\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} - u \frac{\partial U}{\partial x} - v \frac{\partial U}{\partial y} + fV \\ \quad - \gamma^2 u \sqrt{u^2 + v^2} \\ \frac{\partial V}{\partial t} = -g(h+\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y} - u \frac{\partial V}{\partial x} - v \frac{\partial V}{\partial y} - fU \\ \quad - \gamma^2 v \sqrt{u^2 + v^2} \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} \end{cases} \quad (1)$$

ただし、 U, V および u, v はそれぞれ x 方向、 y 方向の線流量、平均流速であり、底面での摩擦係数 $\gamma^2 = 0.0026$ 、コリオリの係数 $f = 2w \sin \phi$ ($w = 7.292 \times 10^{-5}$ rad/sec, ϕ は緯度)、 ζ は水位である。

境界条件として、図-1の北点、南点での水位(ζ)、および狭水道中央での西方および北方の分速(u, v)をつぎの形で与えた。

$$W_{B(t)} = A \cdot \cos\left(2\pi \frac{t}{T} - 2\pi \frac{K}{360}\right) + A_0 \quad (2)$$

ただし、 $W_{B(t)}$ は u, v, ζ のいずれかであり、 A はそれらの振幅、 K, T, t はそれぞれ遅れ角、周期(=12時間)、時刻である。これらの定数はすべて現地観測を行い、正弦波近似により求めたが、その結果を表-1に示す。

数値計算は有限要素法にて行い、その場合の節点数は192、要素数は301であり、また計算のタイムステップは9秒、2タイダル数の計算を行った。計算結果は1時間毎に1周期分の潮流分布を求めた。

図-1の下の方の州の上にて、潮位観測とほぼ同じ時期に

表-1 強制条件

	A	A ₀	K
北方分速	0.4	-0.2	135
東方分速	0.2	—	135
水位(北点)	1.48	—	285
〃(南点)	1.28	—	285

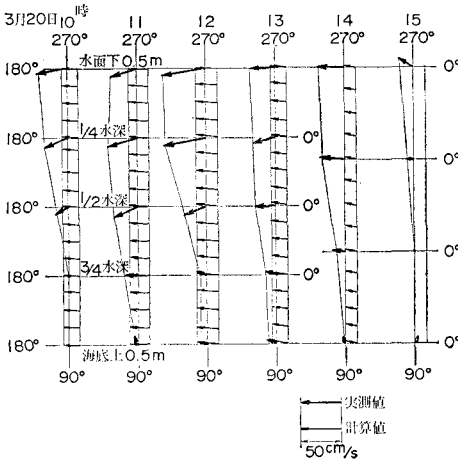


図-8 流速の計算値と実測値との対比

潮流の現地観測を行ったが、これと今回の数値計算結果とを対比したのが図-8である。実測値と計算値とは良い一致を示している。図-9は、それぞれ漲潮時、落潮時の最強流時の計算結果を示したものであるが、狭小部および下の州において潮流が速くなっている。この流速の分布は、つぎの節で述べるように底質と密接な関係がある。

4. 底質移動の検討

(1) 検討の方法

数値計算により落潮時最強流時の流況が求まったので、この各位置での流速が底質調査により得られた現地の底質粒径を移動せしめるだけの速さがあるのかを摩擦速度を計算することにより調べた。同時に、佐藤・吉川・芦田公式により掃流砂量も計算した。つぎに、各位置の潮流の流速に対し、それが限界掃流状態を与えるような底質粒径を岩垣の式により試算錯誤で求め、その平面的分布と現地の底質粒度分布とを対比してみた。これらの結果からは、底質はほとんど移動していないものと思われた。また、浮遊砂および掃流砂の現地調査を上の方の上で実施したが、潮流により底質が移動していると思わせるデータは得られなかった。

(2) 摩擦速度と掃流砂量

摩擦速度は河川工学で広く用いられている次式により求めた。

$$u_* = \sqrt{\tau_0 / \rho} \quad \dots\dots\dots (3)$$

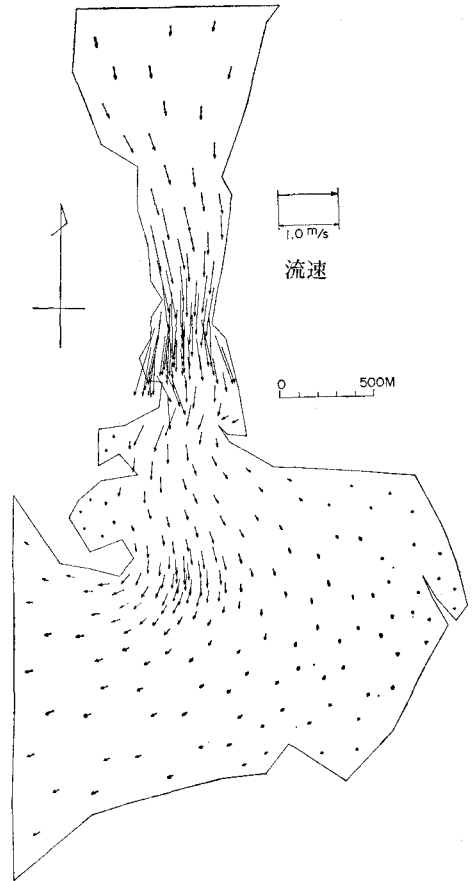


図-9 最強流時の流れの分布(落潮時)

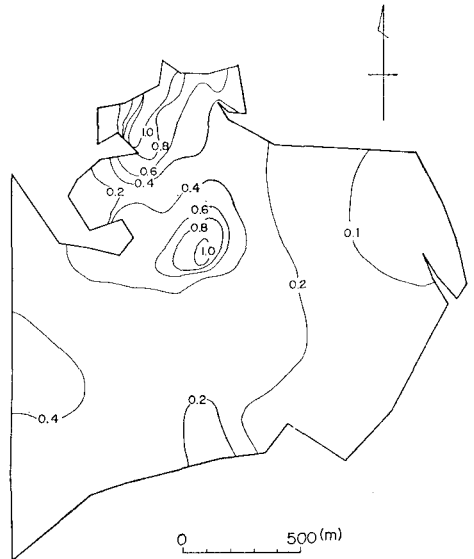


図-10 u^*/u_{*c}^* の計算結果

ただし、 $\tau_0 = \rho g R I_e$ 、 $I_e = n^2 v^2 / R^{4/3}$ 、 ρ : 水の密度、 τ_0 : 掃流力、 I_e : エネルギー勾配、 n : Manning の粗度係数(=0.025)、 v : 平均流速、 R : 径深である。

落潮時最強流時の 図-9 の各位置の平均流速を用いて上式により摩擦速度 u^* を計算し、さらに現地の底質粒径 d_{50} の平均値 $(d_{50})_{\text{mean}} = 0.6 \text{ mm}$ から岩垣の式によりこの粒径に対する限界摩擦速度 u^*_c を求めてそれらの比 (u^*/u^*_c) を平面的に打出した結果が 図-10 である。下の州の頂部付近で $u^*/u^*_c \approx 1.0$ となっているが、他は非常に小さい値となっている。すなわち、もし底質粒径 d_{50} が 0.6 mm とした場合には、最強流時であってもほとんど移動がないことを示すものである。掃流砂量の計算でも有意な値が得られなかった。

(3) 限界摩擦速度を与える粒径

図-9 の落潮時の最強流時に対し、各位置の流速に対してそれが限界摩擦速度となるような底質粒径を、潮流の流速計算値から式 (3) により u^* を求め、岩垣の式によりこの値を満足する粒径の値を試行的に求めたのが 図-11 である。同図には現地底質の d_{75} , d_{50} , d_{25} を同時に示してあるが、限界摩擦速度を与える粒径はいずれも d_{25} と同程度あるいはそれ以下であり、底質移動が非常に少ないことを示している。

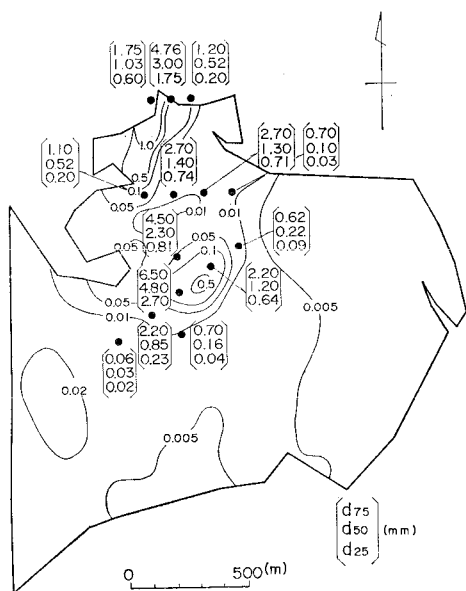


図-11 限界掃流砂粒径と現地底質の粒度分布

(4) 掃流砂および浮遊砂の現地調査

下の州頂部において、図-8 の潮流観測時に、掃流砂、浮遊砂の調査を行った。掃流砂量は、幅 30 cm 、高さ 25 cm の開口部をもつサンドトラップを海底に 30 分間放置する方法で、10 時から 15 時まで各 1 時間ごとに調査した。浮遊砂は、採水ポンプにて各 1 時間ごとに、120 l 採水して調べた。採取した砂は、強熱減量、 CaCO_3 除去を行った。図-12 (1), (2) にそれらの結果を示す。掃流砂は、採取時にトラップ内にどうしても入ってしまう砂量があると思われるが、それを除外して考えると、流れに

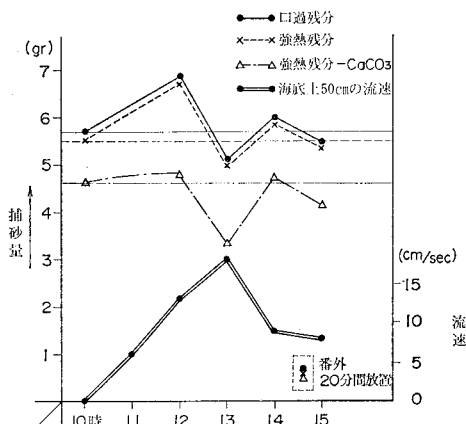


図-12(1) 掃流砂調査結果

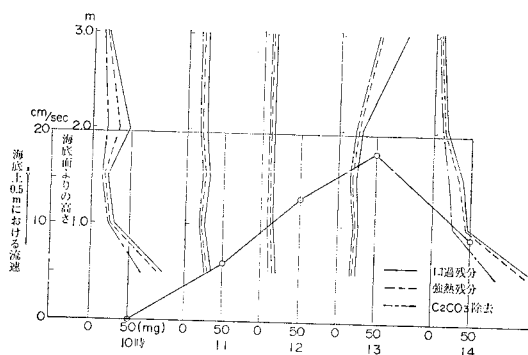


図-12(2) 浮遊砂

より掃流されている底質は認められない。浮遊砂についても、流れに相関する変化が認められない。

以上の検討より、今回対象の狭水道では、開口部砂州においては工学的有意な移動はほとんどないものと考えられる。

5. あとがき

船舶航行の安全確保のため、狭水道開口部の砂州を浚渫することにより一定の水深を保持する場合、浚渫後の航路水深維持のための浚渫が必要かどうかは重要な問題である。本稿では、瀬戸内海の一狭水道を例にとり、開口部砂州周辺の底質移動について、とくに水理学的観点から検討してみたが、その結果によれば、狭水道開口部の砂州は地学的時間スケールの諸過程を経て今日の姿が形成されたとしても、工学的時間スケールからみればほとんど安定したものであるものと考えられる。ただし、波の影響をうける場合は砂州の形状も不安定と思われ、埋没については十分留意する必要がある。なお、本調査における現地調査、潮流計算はそれぞれ新日本気象海洋株式会社、日本 IBM 株式会社に委託実施したものである。