

河口密度流とその解析方法

吉 田 静 男

目 次

1 概説	1
2 河口二層流の実態	2
2.1 弱混合河口二層流	2
2.1.1 河道の流れ構造	2
2.1.2 海域の流れ構造	5
2.2 緩混合河口二層流	7
2.2.1 河道の流れ構造	7
2.2.2 海域の流れ構造	8
2.3 強混合河口流	9
2.3.1 河道の流れ構造	9
2.3.2 海域の流れ構造	9
2.4 河口二層流に影響を与える諸要因	10
3 河口二層流の解析方法	10
3.1 理論及び数値計算による解析方法	10
3.2 実験及び観測による解析方法	13
参考文献	13

1. 概説

河口からの塩分侵入が利水上の問題となりはじめた時期はきわめて古く、海蝕に悩まされたオランダでは1300年頃と推定される。同種の問題は広く各国で生じており、オランダ以外のヨーロッパ海岸部やアメリカ合衆国等においても、塩分侵入防止の問題に取り組み始めてから100年以上経過している¹⁾。一方、国内での河口部流れの観測は、むしろ、純学問的動機から開始されている。初めての観測は福島²⁾により1939～1940年に石狩川で遂行されており、その際、楔状に河口から侵入する海水（塩水楔）の基本特性が詳細に調べられた。しかし、第2次世界大戦後は河口部改修にかかわる水質変化の問題³⁾が表面化し、さらに環境問題が発生するに及んで河口部流れに対する関心が高まった。ただ、その発展過程において、個々の問題解決のみに左右されずに本質的に河口部の水理現象を解明しようとする意識が持続されたことは特筆すべきで、その研究成果は、今日の河口流現象に対する高度な水工学的知識に見ることができる。たとえば、潮差の小さい海域に河口を有するような場合の塩水楔の形状や、河口から流出する河川水のひろがり状況については、河道の構造が特殊でない限り、河川流量が分かれば、ほぼ、予測が可能である。又、現実には界面で生じる混合がどのような機構に基づいているかといった物理的な研究も大いに進展している。こうした河口流に関する研究の発展は現場で実施される河口流の調査にも反映され、今日では、塩水楔の把握は調査の常識となりつつある。本編では、このような状況をふまえ、河口流のうち、塩水の侵入が著しく、河川水と塩水の境界が比較的明

瞭な、いわゆる、河口二層流を中心にその最近の知見を示すとともに、その流れに対して現在採用されている解析方法の概要と問題点を紙面の許す限り述べたい。

2. 河口二層流の実態

2.1 弱混合河口二層流

河口流⁴⁾は河口付近の海水と河川水の流れを指し、その範疇には河道の二層流だけでなく、河口から流出する河川水の流れも含まれる。もちろん両者の流れは密接に関係している。従って、観測にあたってはその両者の流れを同時に把握することが望ましいが、気象と海象が共に静穏である例が非常に少なく、河口流出水の把握は巨視的内容に関してさえ河道内流れ構造の把握に比べて著しく遅れている。又、解析を行なう場合でも、河道の二層流に関しては一次元解析で済む場合があるのに対して、河口流出水の挙動については、少なくとも、二次元解析は免れない。このような理由から、従来、河道と海域とで独立に研究されることが多く、両者を総合的に考察した例は極めて少ない。本章ではこのような背景を考慮して、まず河道の流れ、次いで河口流出の巨視的構造の実態を述べる。

2.1.1 河道の流れ構造

河口から河道に侵入する塩水とその上に乗り上げて流れる河川水はその接触面（密度界面又は界面と呼ぶ）を通じて混合する。ただ、一般に潮差の小さい河口では、その混合程度が小さく、弱混合河口流と呼ばれている。この形式の流れは、当然な

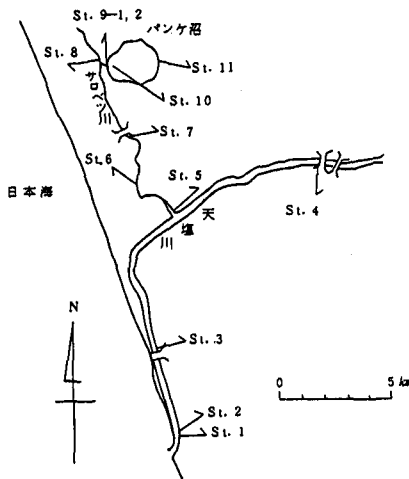


図-1 天塩川河口部地形

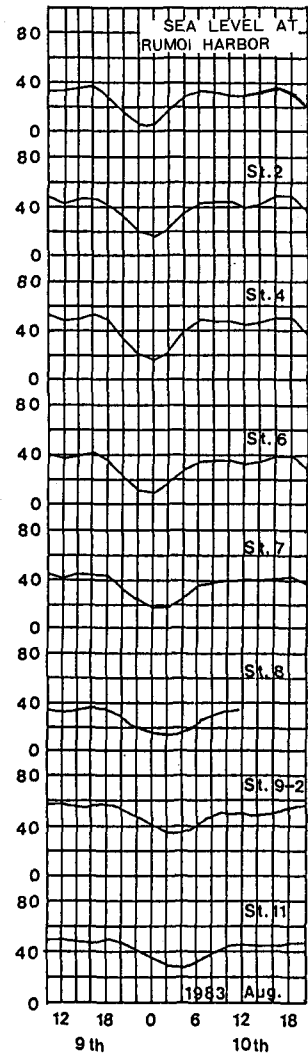


図-2 各地点の水位記録

がら潮差の小さい日本海に河口を有する河川で広く見出される。たとえば、天塩川はその典型である。幸い、天塩川については多くの研究⁵⁻⁷⁾があるので、これをもとに弱混合河口流の実態を調べてみよう。

はじめに、天塩川の河口付近の地形を図-1に示す。最寄りの留萌港の潮位を調べると最大の潮差でも30cmにしか達しない。しかし、その波長は感潮域（河口上流41kmまで）と比べて著しく長いので河口部水位変動は塩水楔先端に至るまで、ほぼ減衰せずに伝播している。図-2は各地点での水位変動であり、本流の測定結果は上記の事実を裏づけている。同図にはパンケ沼に至る支流サロベツ川（感潮域は河口から上流35kmまで）の水位も示してあるが、ここを伝播する潮汐による波は河床勾配が本流より急になるため波形変形が著しくなっている。このような振動特性を有しているため河口部流れは非定常となるが、その程度はあまり著しくないとみなされている。そこで、実用的には潮汐の影響を無視して議論することが多い。この立場に立った従来の研究によれば、後述する界面抵抗係数の経験則 $f_i = C(R_e F_i^2)^{-0.5}$ （ここで係数Cは0.2~0.35の値をとる）を用いて、任意の河川流量に対する界面形状を予測できる。この予測法と年間の流量統計を用い、河口から塩水が侵入する日数を調べると塩水侵入の無い日数は20間、河口から1km上流まで侵入する日数は45日間、1km以上10km未満は200日間、10km以上は100日間程度であって、河道への塩水侵入は恒常的といってよい。次に、同じ予測法を用いて界面形状及び楔全長と流量の関係を求めてみる。結果は図-3、4に示すとおりで1000m³/sec以上の流量で塩水の侵入が見られなくなる。

先に、弱混合河口流では界面を通じた混合はわずかであることを述べた。しかし、多少は混合するため“界面”は“面”ではなく、鉛直方向に連続的に密度が変化する有限厚さの“層”である。実際に密度に対応する電気伝導度と水温を鉛直方向に測定してみると図-5を得る。同図のうち、伝導度についてみると、界面に発生する波（界面波、又は界面重力波と呼ぶ。内部波の一種）の影響があって界面近傍の密度遷移層の厚みが増えて見えるが、実質的には10~20cm程度の厚さしかない。この例は、河川流量が88m³/secのときの河口上流5.1kmで測定されたものであるが、楔全長が約15kmに達することを考えると、いかに混合の度合いが小さいか分かるであろう。

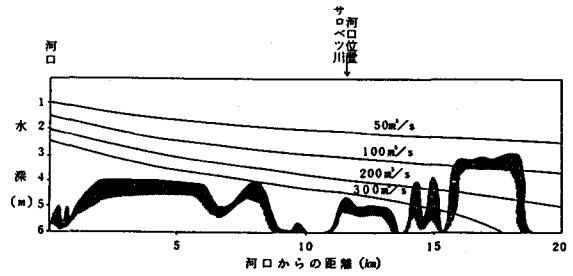


図-3 界面形状と流量の関係（計算予測結果）

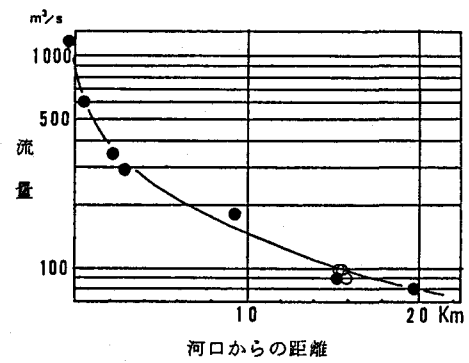


図-4 塩水楔全長と流量の関係（実測結果）

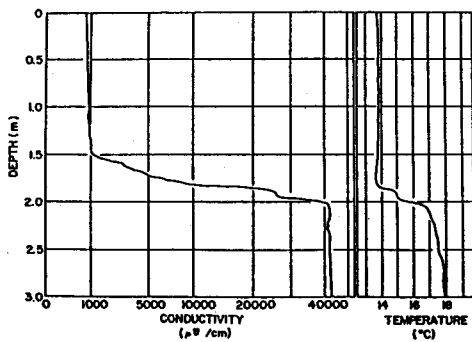


図-5 河口二層流の電気伝導度分布と温度分布 (天塩川)

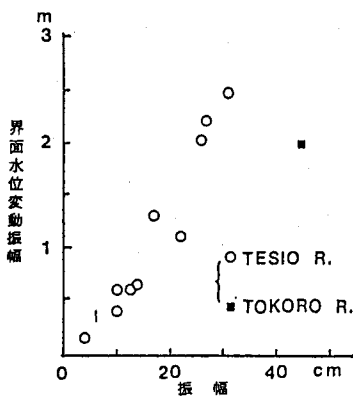


図-7 表面水位振幅と界面水位振幅の関係

さて、天塩川河口での潮差は30cm以下であるから、潮汐に基づく非定常性は著しいものではない。しかし、波長は非常に長いから、表層から底層に至るまで潮汐周期とその潮差に応じた振幅で流速が変動すると思われる。そこで、次に、潮汐が流れ構造に与える影響について調べよう。まず塩水楔が十分長い場合の潮差と界面水位変動振幅について調べると図-6、7を得る。この結果から、界面水位の変動振幅は表面の水位変動振幅の約5倍になることが分かる。もう少し詳細に検討するため、図-1の St. 1と3で定置観測した結果を図-8に示す。この図からは各水理量が潮汐周期で変化していることが確め得る。又、図-8の流

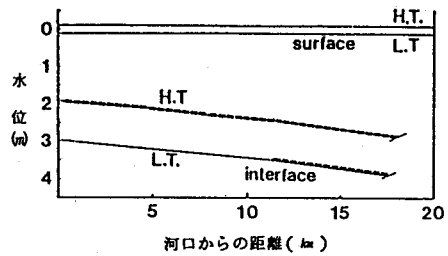


図-6 満潮 (HT), 干潮 (LT) 時の表面と界面の形状 (天塩川での一例) 破線は測定結果

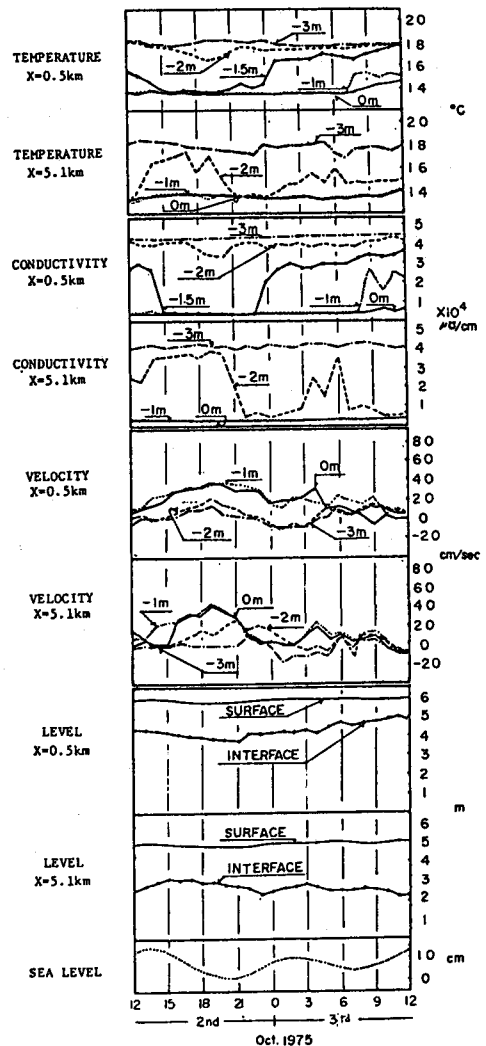


図-8 水温・電気伝導度・流速の時間変化 (天塩川) X: 河口からの距離

速データからは図-9に示す各潮時の流速分布を得る。これらの結果を見ると、弱混合形式への潮汐の影響は無視できる程小さいものではないことが理解されよう。なお、上記の結果から得る流速分布の精度は、より詳細な流れ構造を議論する上に不十分である。そこで、LDV等を用いた。より厳密な測定法によって得た最近の結果を図-10に示す。図中、最下位のものは流速分布の変曲点における速度勾配である（図中、折線と△はCM-II流速計を用いた結果、曲線と○印はLDVによる結果）。この速度勾配の結果は微視的流れ構造、特に安定性を検討する上に重要で、結果のうち、下げ潮最盛時ではなく、満潮時に最大の流速勾配が出現するという事実は記憶される必要がある。

2.1.2 海域の流れ構造

弱混合河口流においては、河口を流出する上層水が扇形に拡がるという成層流特有の性質が見出せる。ただ、そのひろがりの様子は河口での水理条件（河口地形、河川流量、密度等）と気象や海象等のバックグラウンドにより、それぞれ異なってくる。従って、バックグラウンドデータの無い観測結果は、水工学的のみならず、実用的にも価値が低くなる。しかし、すべてのバックグラウンドデータを集めることは不可能な例が多く、河口流出に関する知見は実に限定されている。たとえば、流出水のパターンについてはある程度一般性のある経験則を得ているが、渦動粘性係数等、重要な要因の計測は進んでいない。

本節では、上記の事情から、主として、河口流出パターンについて述べる。まず一例として、石狩川の河口流出パターンについて調べてみよう。図-11には流出水のひろがる様子を流線で示して

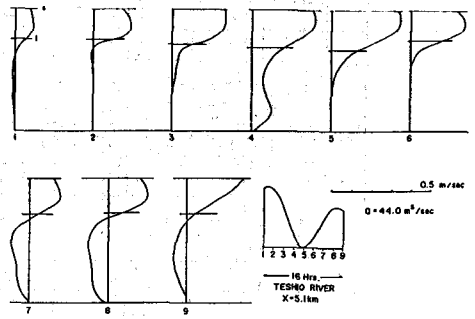


図-9 各潮時の鉛直方向流速分布

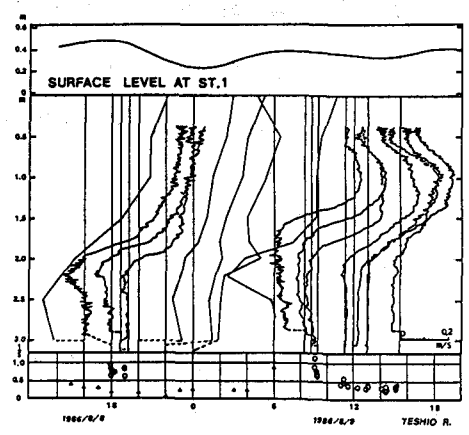


図-10

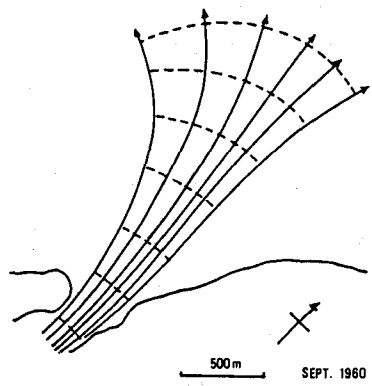


図-11 河口流出水の流線図（石狩川）

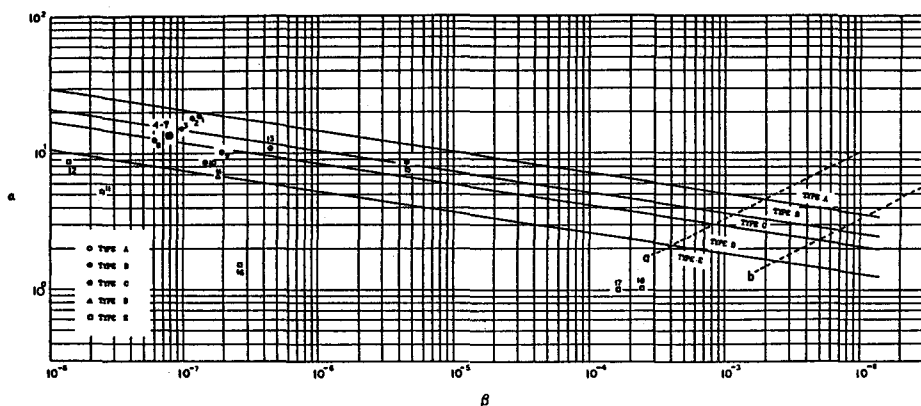


図-12 河口流出パターンの分類 1～15：実河川，16～18：温排水，a，b：模型実験

ある。流出水と海域流体の密度が同一であれば、いわゆる噴流の形式になるはずだが、沖方向の流線のひろがり著しく、全く異なるパターンを示していることが分かる。この二層流特有の性質は、河川流量に依存しており、河川流量が少ない程半円状のひろがりになる。流線のパターンは、理論的な考察によって得るパラメーター α 、 β を水理模型実験や実河川（掘株川、利根川、天塩川、石狩川）で得た実測結果から算出することによって、図-12のように分類できる。図中パターンAは半円状のひろがり、Eは噴流形式、B、C、Dは両者の中間の流況であって、 α 、 β を含めた、より詳細な定義については文献⁸⁾を参照されたい。

河口流出の、もう一つの特性は河口からやや沖合に出た流心近くに最大の流速を示す一時加速領域⁹⁾の存在である。実際に流速分布を図で示すと

図-13のようである。一時加速領域の出現する理由は、その領域での上層厚さの減少率に比べて、流れに対する横断方向の上層厚減少率が小さいことに基づいているが、力学機構や経験則等については不明である。なお、図-13には水平塩分分布（表層）、図-14には鉛直流速分布が示されており、上層の3次元構造の概要を知ることができるのであろう。上述の河口流出だけでなく、以下の章でふれる他の混合形式における河口流出においても、流れの特性はバックグラウンドの変化に応じ多様に変

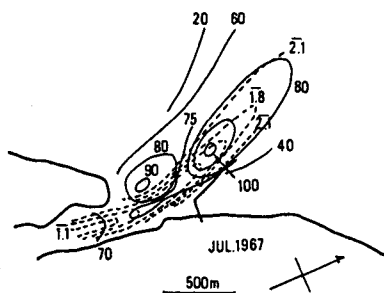


図-13 等流速線（実線）及び等塩素量線（破線）図中、バーを付さない数値の単位はcm/sec，バーを付した数値の単位は‰

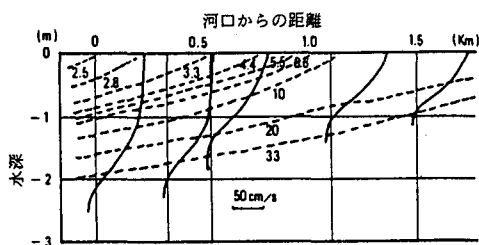


図-14 等電気伝導線（破線）及び流速分布（実線）図中、数値は電気伝導度（ $\times 100 \mu \text{S/cm}$ ）を示す

化する。たとえば、恒常的なものとしては沿岸流があるが風の影響も著しい。又、波による影響（質量輸送の効果）も無視できず、時には地形やコリオリ力の効果も考慮する必要がある。しかし、これらの要因のいずれについても研究例は極めて少ない。

2.2 緩混合河口二層流

2.2.1 河道の流れ構造

緩混合河口流においては、界面近傍の密度遷移層厚が無視し得ない程大きい。従って、二層流と呼ぶには多少問題があるが、視点の置き方によって二層と考えることも可能である。本編ではこの立場をとっておく。前章で取扱った弱混合河口流や次章で取扱う強混合河口流となる河川の数、実は、あまり多くなく、国内の河川の7割近くは緩混合河口流である。しかし、成層構造が多様な為、この流れに関しても研究が進展していない。従来、図-15によって各河口流が分類¹⁰⁾されてきたが、今日、この程度の概括的な知見で問題を解決し得る例はほとんど無く、特に緩混合河口流に関する研究の進展が期待されている。そこで、本章では、未だ、力学的考察が十分ではないが、観測によって最近明らかになった緩混合河口流の特徴を示す。

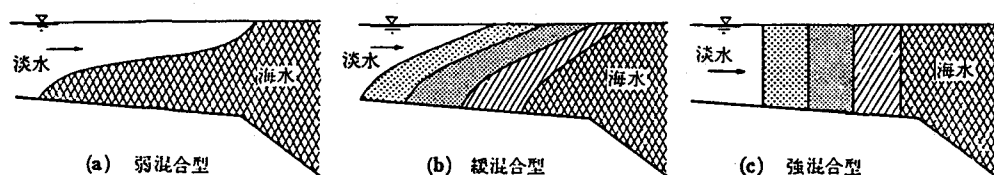


図-15 河口部（河道）成層構造の分類

弱混合河口流から強混合河口流への移行は明らかに潮差が主要因となっていることに注目し、潮差が30cm（天塩川河口の最大潮差）をかなり上回る河口流に注目してみる。この条件を満たす河川は、オホーツク海や太平洋岸に河口を有する場合が多いが、一例として猿払川の実態¹¹⁾を示す。ほぼ2回潮となる潮汐で、代表的な3種類の流量について、河口の成層構造を観測すると図-16, 17, 18を得る。図中、○印は後述する(7)式に河幅も考慮した式及び(7)式の f_i を用い、数値計算によって得た弱混合河口二層流の予測界面位置である。今、上・下層の中間的密度を6‰（Cl濃度）とみて、その値を示す面を○印と比較すると以下の事実が明らかになる。

- ①流量が小さい場合、計算結果は上層厚を過大に見積る
- ②流量が大きい場合、計算結果は上層厚を過小に見積る
- ③ある中間的な流量で計算結果と実測値（界面水位）は概略一致する
- ④主として上げ潮時に上層の密度フロントが河口付近に形成される

以上のように、弱混合河口流と緩混合河口流とは大いに相異している。この相異は緩混合形式の流れが間歇的であり、満潮の頃に河口付近で下層が水表面に露出するために生じると考えられるが、力学的機構の解明は完了していない。

緩混合河口流の中には、次章に述べるような強混合河口流に近い例もあるであろう。上記のような例についての観測結果については、ほとんど報告もなく、これ以上の議論は進められないが、その場合であっても流れの間歇性は成層構造を決定する上で重要な役割を果たすと考えられる。

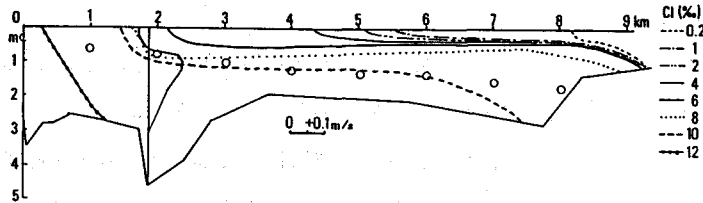


図-16 猿払川における河道の塩分分布（下げ潮時），河川流量 $4.2\text{ m}^3/\text{sec}$ ，水温 $18.0\sim 21.2^\circ\text{C}$ ，折線は流速分布（十側は順流を示す）

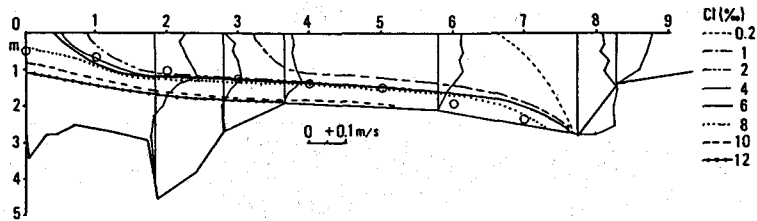


図-17 猿払川における河道の塩分分布（上げ潮時），河川流量 $7.3\text{ m}^3/\text{sec}$ ，水温 $11.3\sim 15.6^\circ\text{C}$ ，折線は流速分布（十側は順流を示す）

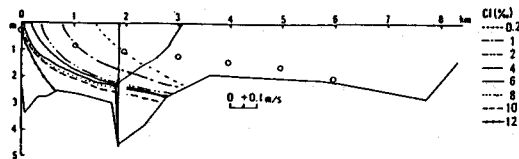


図-18 猿払川における河道の塩分分布（上げ潮時），河川流量 $9.6\text{ m}^3/\text{sec}$ ，水温 $15.0\sim 22.5^\circ\text{C}$ ，折線は流速分布（十側は順流を示す）

2.2.2 海域の流れ構造

緩混合河口二層流については河道部、海域共に研究例が少なく、弱混合河口流の場合のようにフローパターンに関してさえ経験則を示すことができない。ただ、次章で取扱われる強混合河口流については貴重な観測例があり、これとすでに述べた弱混合河口流の特性を基に緩混合形式の河口流出を予想することは可能である。たとえば、潮時に関係なく二層構造が形成され、上層の外縁では密度フロントを形成するであろう。ただ、間歇流出になるためフロントの厚さは周期的に変化し、一時加速領域も生じるであろう。このような流出水の特性は潮差が著しくなるに従って次章で示す強混合形式の成層流へ移行してゆくものと予想される。

2.3 強混合河口流

2.3.1 河道の流れ構造

前節の例よりもさらに潮差の著しい河口流では、河床から発生する渦（集中性の強い剝離渦）のサーキュレーションも増し、これが界面に達するために、著しく界面が破壊され混合が促進される。この過程によって確立される成層流が強混合河口流である。この形式の流れは国内では筑後川等が挙げられるが、その数はいくつかわずかである。筑後川で観測された成層構造の一例¹²⁾を図-19に示す。同図が示すように、水平方向には密度勾配があるが鉛直方向の密度勾配は微弱であり、図-15(c)に示す分類に従っている。もちろん、各地点の密度は時間的に変化するが、これを塩分に置き換えて観測すれば図-20を得る¹³⁾。図中の数値は干潮時刻から一潮時を12段階に等分した時刻を表わし、実線はShinohara¹⁴⁾らによる数値解析の結果である。

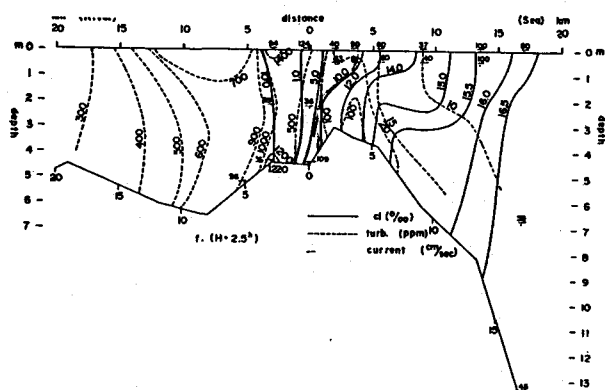


図-19 筑後川河口部の塩分、濁度分布及び主要な位置における流速

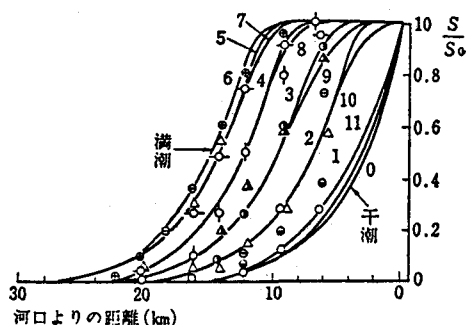


図-20 1 潮汐にわたる河口部塩分 (S_0) に対する各地点の塩分 (S) 比の時間変化, 0:干潮 (○), 6:満潮 (⊙)

2.3.2 海域の流れ構造

満田は筑後川の河道から海域に及ぶ綿密な塩分構造の観測を実施した。図-19はその一例であるが、海域における流出水の特徴は上げ潮時には二層構造が消え、下げ潮時に境界の不明瞭な上層のフロントが形成される点にある。フロントの形成位置は、河川流量 $51 \text{ cm}^3/\text{sec}$, 潮差 3.31 m で約 15 km , 流量 $310 \text{ m}^3/\text{sec}$, 潮差 4.92 m で 20 km を越える距離に達する。又、密度フロントの厚さは、前者で約 1.5 m , 後者で約 3 m となっているが、フロントの下層は完全海水ではなく、かなり淡水で希釈されている。このように、河道部では全潮時にわたり一次元的な成層構造を保つが、海域では潮時によって成層構造の一次元的取扱いが困難になる例が生じるものと推測される。

これまで、すべての混合形式に関して河口流出水の拡散領域について述べてこなかった。本節の終りに、その拡散領域の指標となる“海水が水表面で50%混入する流心上の地点”を河口からの距離で示す。結果は図-21に示すとおりで、一応、すべての混合形式について実測データがプロットされて

いる。なお、アマゾン川に関しては平均流量 ($1.75 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{sec}$) に達しない低流量について観測されているが、河道への塩水侵入はない。図-21は破線が全データの下限に近いことを示唆しているが、今後データを重ねることにより、混合形式ごとの経験則を得ることも可能であろう。

2.4 河口二層流に影響を与える

諸要因

河口流の成層構造は海域固有の沿岸流、河川流量、境界条件によって決定される。特に河川流量は最も大きな流れ構造の決定因子である。しかし、河川流量が小さくなるに従って他の要因からの寄与が増してくる。その程度は河道と海域で大いに相異なる。たとえば、上層厚さが小さくなる海域の流出水には水面に作用する風や波によって著しく影響を受けるが、界面が水面から数m離れるような河道の二層流には強い影響

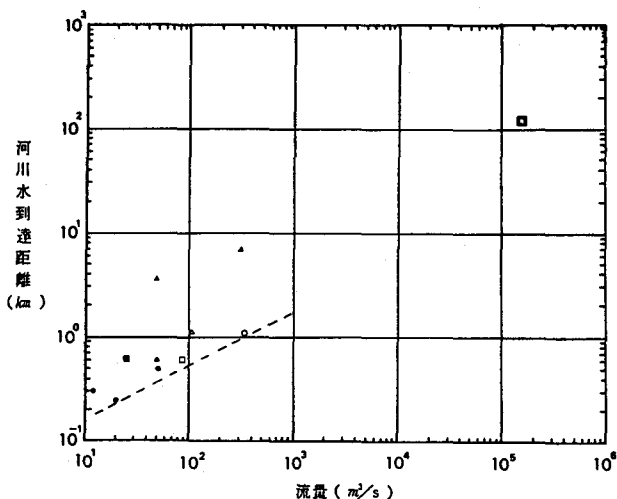


図-21 流出水の塩分濃度が海水の50%に達する位置の河口から流心に沿って測定した距離と流量の関係。
○：石狩川（弱混合）●：常呂川（緩混合）□：天塩川（弱混合）■：尻別川（弱混合）△：釧路川（弱混合、特殊）▲：筑後川（強混合）（強混合）
○：アマゾン川……：データの下限

は無い。又、水底地形は海域に流出した水塊の運動に影響を与える例は希有であるが、河道部での狭搾地形は二層構造に決定的な影響を与える¹⁵⁾。これまでに述べてきた各種の河口流は上記の影響が小さい場合の典型であって、多くの場合、何らかのバックグラウンドの影響が優勢である可能性が高い。従って、観測によって分類不可能な流れ構造が発見された場合（実際にそのような例が多いと思われるが）、その原因がバックグラウンドの如何なる要因に基づいているかを見出すことが流れの解析を成功させる為の重要なポイントになる。

以上、巨視的な河口流の特性について従来の知見を述べてきたが、下層から上層への（あるいはその逆の）拡散を考察する場合には界面波の破壊や連行機構等、微視的な流れの実態を知る必要がある。ただ、実河川でのこの種の研究は緒についたばかりで、理論的考察や実験が主導的である。又、その詳細を述べる紙面も無いので、文献¹⁶⁻¹⁷⁾を紹介することにとどめ本章を終える。

3. 河口二層流の解析方法

3.1 理論及び数値計算による解析方法

河口流の理論解析の方法については当水工学研修会でも、又、身近な専門書¹⁸⁻²¹⁾にも取扱われており、ここで同じ内容を記述することは避ける。本編では、代りに、理論解析の基本的な考え方と主

要な結果のみ述べる。

河口流は密度が時間的、空間的に変化し得る流体の流れであり、連続式、運動方程式を支配方程式として境界条件のもとで運動が決定される可能性がある。ただ、現実の境界条件のもとで方程式を解析的に解くことは不可能であり、計算可能な段階まで境界を簡略化する。たとえば、河道部を平滑な壁を有する一次元水路と見なしたり、汀線は直線で河道はそれに直交すると仮定することが多い。又、運動方程式についても線形化のための仮定を導入する。たとえば、弱混合河口流でも密度の遷移層は有限であるが、これを0とおき二層流と見なす。流れを記述にする支配方程式は乱流であっても各瞬間の運動を記述できる。しかし、実用的には乱れの時間スケールより長い（しかし、潮汐周期よりは十分短い）時間にわたる平均値を評価すればよいから、結局、次式が基礎方程式として用いられる。

$$\frac{D\bar{\mathbf{V}}}{Dt} = \mathbf{K} - \frac{1}{\rho} \nabla \bar{p} + \mathbf{F} \quad (1)$$

ここに p : 圧力, t : 時間, $\mathbf{F}$: 単位質量に作用するコリオリカ, 遠心力, 連行, 乱流に起因する力の合力, $\mathbf{K}$: 単位質量に作用する外力, $\mathbf{V}$: 流速ベクトル, ρ : 密度, ∇ : 勾配演算子, D/Dt : ラグランジュ微分, バーは先に述べた時間にわたる平均を表わす。(1)式を先の単純化した境界条件で解くとしても $\mathbf{F}$ の存在は再び障害になる。そこで、これから先は流速の大きさや各物理量の長周期変動の振幅に制限を加えるとともに $\mathbf{F}$ についても、最も優勢な要因のみ採用せざるを得ない。

ここで、柏村²²⁾による河道から海域まで領域を限らずに流れを解析した例を示す。彼は考察の過程で定常, $\mathbf{F} = 0$, 静水圧近似を仮定した末, (1)と連続式から次式を得た。

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \epsilon g \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (2)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \epsilon g \frac{\partial h}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial x}(hu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv) = 0 \quad (4)$$

ここで g : 重力加速度, h : 層厚, u, v : $\mathbf{V}$ の x, y 成分, x, y : 河道に沿う方向, 河道の横断方向座標, $\epsilon : (\rho_2 - \rho_1)/\rho_2$, 添字 1, 2 : 上, 下層を意味する, であって $\mathbf{V}$ の z 成分は無視し下層では $\mathbf{V} = 0$ と仮定している。又, (2)~(3)式で本来付すべき添字 1 及び上つき - は省略した。この段階で速度ポテンシャル ϕ ($u = \partial\phi/\partial x, v = \partial\phi/\partial y$) を導入すると(2)~(4)から次式を得る。

$$\left(1 - \frac{u^2}{\epsilon gh}\right) \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} - 2 \frac{uv}{\epsilon gh} \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y} + \left(1 - \frac{v^2}{\epsilon gh}\right) \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = 0 \quad (5)$$

(5)式からは $\sqrt{u^2/\epsilon gh} = F_i$ というパラメータ（内部フルード数）が流れを記述する上に重要になることが分かる。又, (5)式は薄翼まわりの遷音速流の支配方程式に対応しており、解を得るにあたってはホドグラフ法²³⁾が有効であると思われる。柏村はこれを実行したが、具体的な流速分布は、未だ、

求められていない。

河道及び海域の流れを一度に解析するには上述のように F の存在が障害になる。しかし、河道の流れのみに注目すれば F の内容を単純化でき、実用的な解析が可能になる。たとえば、下層の流れが無視でき、上層と下層は界面でのみ相互作用するとみて、その摩擦応力を τ_i とし、これと u の間に

$$\tau_i = \frac{f_i}{2} \rho u_m |u_m| \quad (6)$$

という関係(添字 m は断面平均値を意味する)を導入すると(1)式から次の層平均の微分方程式を得る。

$$\begin{pmatrix} 1 - \frac{u_m^2}{gh} & 1 \\ 1 - \epsilon & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial (H-h)}{\partial x} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\frac{f_i u_m |u_m|}{2gh} - I_b \\ \frac{(1-\epsilon)f_i u_m |u_m|}{2g(H-h)} - I_b \end{pmatrix} \quad (7)$$

ここに H : 全水深, I_b : 河床勾配であり h , u_m はいずれも上層の量である。(7)式を解けば h の形状, あるいは, 塩水楔の形状が求まるが f_i は別途求める必要がある。 f_i は摩擦応力の原因となる乱流, 混合, 造波, 粘性の要因を評価してはじめて決定され则认为られるが, 従来の知見から f_i を決定することは困難である。ただ, 実測データを(7)式に代入し f_i に関する経験則を得るならば, その f_i と(7)式をもって実用的な塩水楔形状の予測式とし得る。この f_i の経験則としては現在のところ, 次式が支持されている。

$$f_i = C (R_e F_i^2)^{-0.5} = C \Psi^{-0.5} \quad (10^2 < \Psi < 10^6) \quad (7)$$

ここに C は潮時を考慮に入れなければ大きく変動し, 区間によっては一時的に負の値をとることもある。しかし, C の時間平均値は 0.2~0.35 程度²⁴⁾である。

海域に流出する河川水のひろがりについては Takano の解析²⁵⁾がある。この解析では混合と慣性を無視し圧力と乱流による応力がバランスする場合を取扱っているが, その条件を満たす流れはきわめて限定されており, 任意の河川流量に対しては適用できない。上記の弱混合河口流の解析以外に, 緩混合や強混合河口流に関する解析²⁶⁾もある。ただ, これらの解析においては乱流拡散, 移流分散の評価に比重が置かれている。

理論解析によれば, 流れの物理機構が明らかになり, 支配的なパラメータも知り得る。しかし, 少しでも境界形状が複雑になると取扱いが不可能となり, 現実の詳細な流れの予測法にはなり得ない。これに対し数値計算法はこの欠点をかなり補うことができる。たとえば(7)式に河幅の変化を考慮した方程式であっても容易に解くことができ, 非定常流²⁷⁾や強混合河口流²⁸⁾における移流分散の解析(図-20参照)も可能である。しかし, 現実には計算上の困難が伴ない解析が進展しない場合も多い。又,

方程式に現われるパラメータと変量との関係が不明な場合が多く、かりにパラメータを適当に仮定して解析を進めたとしても、結果に対する実験的立証が必要となる。

3.2 実験及び観測による解析方法

河口流の問題は複雑で、理論解析や数値解析だけで解決できるものではなく、模型実験や現地観測による直接的な解析も欠かすことができない。このうち、模型実験は、従来、理論や数値解析の立証や現象の発見のために利用され、これまでに果たしてきた役割には大きいものがある。たとえば、巨視的な内容としては一時加速域、河口流出パターン²⁹⁾、間歇流形式等³⁰⁾、数多くの発見が、又、微視的な内容としては界面波の発生機構^{31, 32)}や界面での連行機構の解明³³⁾がある。一方、現地観測は主として現状把握の為に行なわれてきたが、その結果は常に示唆的で、研究テーマの宝庫といえる。ただ、この手法のみで一つの水工学的に重要な結論を得ようとすれば他の解析方法に倍した努力が必要である。その理由は、この手法では実際の現象を対象にするため、他の手法に必ず付随する“近似”は無いが測定誤差が大きく、観測の機会も限定されていること、及び、水理条件を任意に設定できないことにある。又、大方の観測は限定された目的を有しており水工学的考察を進める際に必要なデータであっても採取されない場合が多く、すべての観測結果を問題解明に生かし得ないことも理由として付加できよう。

実験及び現地観測による解析法において最も重要な役割を果たすのは測定器である。今日、室内で遂行される実験であれば、従来の手法に加えて、高精度で測定できる LDV ^{34, 35)}等の光学的手法が使用できる。又、現実の河川でも水中で使用可能な LDV ³⁶⁾が開発されている。しかし、このような光学的手法には濁水や密度の急変部では測定不能のなるという問題があつて、未だに万能な測定器は望めない。従つて、実験及び現地観測による解析法においては従来の測定器も含めて、流れに最適な器種を準備することが肝要になる。

参 考 文 献

- 1) 第18回国際航路会議 (Rome, 1953) 会議録, 運輸省港湾局港湾技術要報, 1955
- 2) 福島久雄: 石狩川河口の観測, 日本海洋学会誌, Vol. 1, No. 1, 1942
- 3) 浜田徳一: 石狩湾に於ける海水の侵入, 第18回国際航路会議会議録, 運輸省港湾局港湾技術要報, 1955
- 4) 水理公式集, 土木学会編, 昭和61年
- 5) 柏村正和・吉田静男: 天塩川の河口密度流, 第23回海岸工学講演会論文集, 1976
- 6) 吉田静男・谷藤康造: 天塩川河口二層流と潮汐, 第28回水理講演会論文集, 1984
- 7) 吉田静男・西田修三: 天塩川河口密度流における鉛直流速分布, 第31回水理講演会論文集, 1987
- 8) 吉田静男・柏村正和: 河口二成層の流れ構造の解析, 第25回海岸工学講演会論文集, 1978
- 9) Kashiwamura, M. and S. Yoshida: Transient acceleration of surface flow at a river mouth,

- 10) 4) に同じ
- 11) 吉田静男・西田修三・高橋一浩・柏田昌之：猿払川における河口二層流，第32回水理講演会論文集，1988
- 12) 満田雅男：筑後川河口の淡水混合と浮泥の濃度分布について，第16回海岸工学講演会論文集，1969
- 13) 椿東一郎：水理学，森北出版，1975
- 14) Shinohara, K., T. Tsubaki, Y. Awaya and K. Furumoto : Numerical analysis on the salinity intrusion in the tidal estuaries of well-mixed type, Proc. 13th Congress, IAHR, Vol. 3, 1969
- 15) 吉田静男：河口密度流に及ぼす地形の影響，第30回海岸工学講演会論文集，1983
- 16) 本間仁・林泰造：続水理学，丸善，1980
- 17) 日野幹雄：成層流の乱流，流体力学の進歩乱流，谷一郎編，第5章，丸善，1980
- 18) 玉井信行：密度流の水理，新体系土木工学，技報堂，1980
- 19) 4) に同じ
- 20) 13) に同じ
- 21) 16) に同じ
- 22) Kashiwamura, M. : A role of the interfacial Froude number on outflow behaviour of river water, 17th Int. Conf. on Coastal Engineering, Sydney, 1980
- 23) 寺沢寛一：自然科学者のための数学概論，応用編，p. 681，岩波書店，1980
- 24) 須賀堯三：感潮河川における塩水くさびの水理に関する基礎的研究，建設省土木研究所資料1537，1979
- 25) Takano, K. : On the salinity and velocity distributions off the mouth of a river, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 10, No. 3, 1954
- 26) 13) に同じ
- 27) 24) に同じ
- 28) 14) に同じ
- 29) 柏村正和・吉田静男：河口の流れの構造(2)，第16回海岸工学講演会論文集，1969
- 30) 柏村正和・吉田静男：潮汐による河口の flow pattern の変化，第19回海岸工学講演会論文集，1972
- 31) 吉田静男：密度界面における混合機構の研究，土木学会論文報告集，Vol. 273，1978
- 32) 室田明：水理観測における規模の評価に関する研究，土木学会水理委員会，1981
- 33) 玉井信行：密度流現象における連行概念の統一化とその応用，文部省科研成果報告書，1986
- 34) Yoshida, S and Y. Tashiro : Underwater optical probe for laser Doppler anemometry, J. Phys.

E. : Sci. Instrum. Vol. 19, 1986

- 35) 広永勝治・日野幹雄：ビーム・スキャン型レーザー・ドップラー法による流速場の多点同時連続計測システムの開発について，第29回水理講演会論文集，1985
- 36) 吉田静男・八木史郎：河川乱流計測用 LDA の開発，第30回水理講演会論文集，1986