

河口密度流に及ぼす地形の影響

吉 田 静 男*

1. 序 文

自然河川の河口付近の地形は一般に複雑である。しかし、従来、弱混合型式といった、粗い分類に従って界面形状を実測し、一つの経験則を得る努力がなされてきた。その研究によって、河道内での界面抵抗係数 f_i を岩崎数 Ψ 等で経験的に表現できるという、実用上価値のある収獲もあったが、その意味するところは、河口流の特徴の側面が分かりかけてきたということにすぎず、水理学的には緒についたばかりと言えよう。

河口密度流の研究をさらに推し進めようとする場合、従来の野外観測の結果をそのまま使用することには、実は、多少問題がある。例えば、観測結果をもとに f_i を逆算する場合、潮汐効果をほとんど考慮していないだけでなく、地形の影響が確認されていないデータを利用する可能性が強いと思われる。一般に現地観測には物理的困難がつきまとうものではあるが、それだけに、観測者はバックグラウンドを良く把握したうえでデータ採取にあたらなくてはならないのである。

本報告で紹介する地形要因は、外観が自明なものもあるが、詳細な地形の検討により初めて明確になり、野外観測中には気づきたくないものが主である。特に、後者の要因については観測を遂行する上に、また、データを解釈する上に参考になると考える。

2. 従来の結果を用いた界面形状の予測

周知のごとく f_i は Ψ の関数として経験的に表現できる。ここでは c, n を定数とする次式¹⁾

$$f_i = c\Psi^{-n} \dots\dots\dots (1)$$

を採用し、単純な河道を有する河川での界面の形状を求める式を導いて、これを石狩川の塩水楔形状の予測に用いてみる。

今、 h_1 を淡水厚さ、 H_L を塩水楔先端での淡水層の厚さ（すなわち全水深）、 x を河口からの距離、 F_{iL} は塩水楔先端位置での内部フルード数とし、全水深は、いたるところで H_L に等しいとすると、単純な地形を有する河道内での淡水厚さの勾配は次式で与えられる。

$$\frac{dh_1}{dx} = \frac{c\Psi^{-n}F_{iL}^2\left(1 + \frac{h_1}{H_L - h_1}\right)}{2\left\{\left(\frac{h_1}{H_L}\right)^3 - F_{iL}^2\right\}} \dots\dots\dots (2)$$

また、 g を重力加速度、 U_m を淡水の平均流速、 U_L を塩水楔先端における平均流速、 ν を動粘性係数、 ρ_1, ρ_2 を上、下層の密度、 $\varepsilon = (\rho_2 - \rho_1)/\rho_2$ 、 Ψ_L は塩水楔先端における Ψ とおけば

$$\Psi = \frac{U_m^3}{\varepsilon\nu g} = \frac{U_L^3}{\varepsilon\nu g} \cdot \frac{H_L^3}{h_1^3} = \Psi_L \left(\frac{H_L}{h_1}\right)^3 \dots\dots\dots (3)$$

通常 $F_i = 1$ の位置を探すことは容易ではないので適当な位置を仮の河口と決め、そこでの実測データから内部フルード数を計算しこれを F_{i0} とおくと河口条件 $h_M/H_L = F_{iL}^{2/3}$ は次の様に修正される。

$$\frac{h_{10}}{H_L} = \left(\frac{F_{iL}}{F_{i0}}\right)^{2/3} = F^{2/3} \dots\dots\dots (4)$$

ここで h_M, h_{10} は $F_i = 1$ の成立する河口での淡水水深、および、仮の河口における淡水水深である。式 (4) の境界条件のもとに式 (2) を解くと次式を得る。

$$\begin{aligned} & \frac{1}{-3n+4} \left(\frac{h_1}{H_L}\right)^{-3n+4} - \frac{1}{-3n+5} \left(\frac{h_1}{H_L}\right)^{-3n+5} \\ & - \frac{1}{-3n+1} \left(\frac{h_1}{H_L}\right)^{-3n+1} F_{iL}^2 \\ & + \frac{1}{-3n+2} \left(\frac{h_1}{H_L}\right)^{-3n+2} F_{iL}^2 \\ & - \frac{F^{-2n+8/3}}{-3n+4} + \frac{F^{-2n+10/3}}{-3n+5} + \frac{F_{iL}^2 F^{-2n+2/3}}{-3n+1} \\ & - \frac{F_{iL}^2 F^{-2n+4/3}}{-3n+2} = \frac{c}{2} \Psi_L^{-n} F_{iL}^2 \frac{x}{H_L} \dots\dots\dots (5) \end{aligned}$$

従来の経験則の中から $c=0.25, n=0.5$ を採用し石狩川の塩水楔の形状を予測した結果は図-1に示されている。図中河床は横断方向の最深部を示しており、ほぼ流

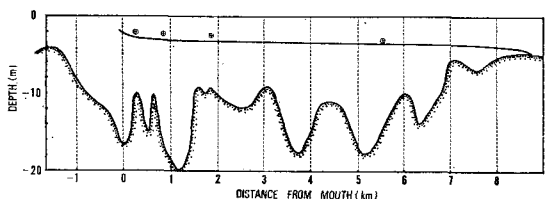


図-1 石狩川の塩水楔形状と予測結果、⊕ は計算結果、実線は実測結果

* 正会員 工博 北海道大学助教授 工学部数物系共通講座

心に沿ったものである。計算結果は全水深が 10m の場合であるが、これを 7m としても、ほぼ同じ値を得る。この結果から、利用する立場によっては、式 (5) の予測精度が悪いと見る場合もあろう。しかし、室内規模の楔形状についても良い精度で予測できる²⁾ という適用範囲の広さを考えると、式 (5) は十分な予測能力を有していると言えよう。

3. 河道内密度流に及ぼす地形の影響

いわゆる強混合型式が出現する河川では等しく潮差が著しく大きい。この型式が出現する機構については、潮汐が上下層の相対速度をさほど大きく変えないということから、河床の凸部から生じる渦によると考えられている³⁾。すなわち、潮汐流の強さに応じて河床凸部の影響の程度も変わり、河口密度流の成層構造も種々に変容すると言えよう。ただ、弱混合型式では、このような地形の影響が現われない弱い潮汐流を想定しており、従来の f_i 等の研究においても地形要因が考慮されてはいない。本節では、従来取り扱ってきた弱混合型式密度流には、実は、容易に察知できない形で地形の影響が入り込み、データ採取に大きな影響を与える例のあることを指摘する。

(1) 塩水楔の形状に及ぼす地形の影響

まず、石狩川河口密度流の状況を概観するため、超音波測深機を用いて観測した界面形状を図-2に示す。記録は流心に沿うもので塩水楔先端から河口に及んでいる。観測時の流量は $340\text{ m}^3/\text{s}$ で、その時間変化はきわめて小さかった。記録に見る界面形状は弱混合型式と呼ばれるにふさわしい明瞭さを保持している。また、河道が曲率をもつ河口上流 6km 付近で約 40cm 程度上昇することを除けば、おおむね、地形の影響は無視できるように思われる。すでに示した、石狩川への式 (5) の適用性を考えあわせると、その河口流は弱混合形式とみなすのが自然である。この様な見通しのもとでは、河川流量がより少ない場合にも、やはり弱混合型式が維持される予想するのが普通である。ところが、測定場所によっては採取データが不合理な f_i を与える等の問題を生じることがある。図-3には超音波測深機を用いて観測されたさまざまな流量下における界面形状が示されている。同図の河床は図-1同様深部のものである。この結果からは塩水の侵入が著しい場合の 8~9km 付近において、局所的だが異常な、式 (5) では表現し得ない界面の降下が見出される。仮にこの部分でのデータを採用すると dh_1/dx が負にさなり得、 f_i は求め得ないことに

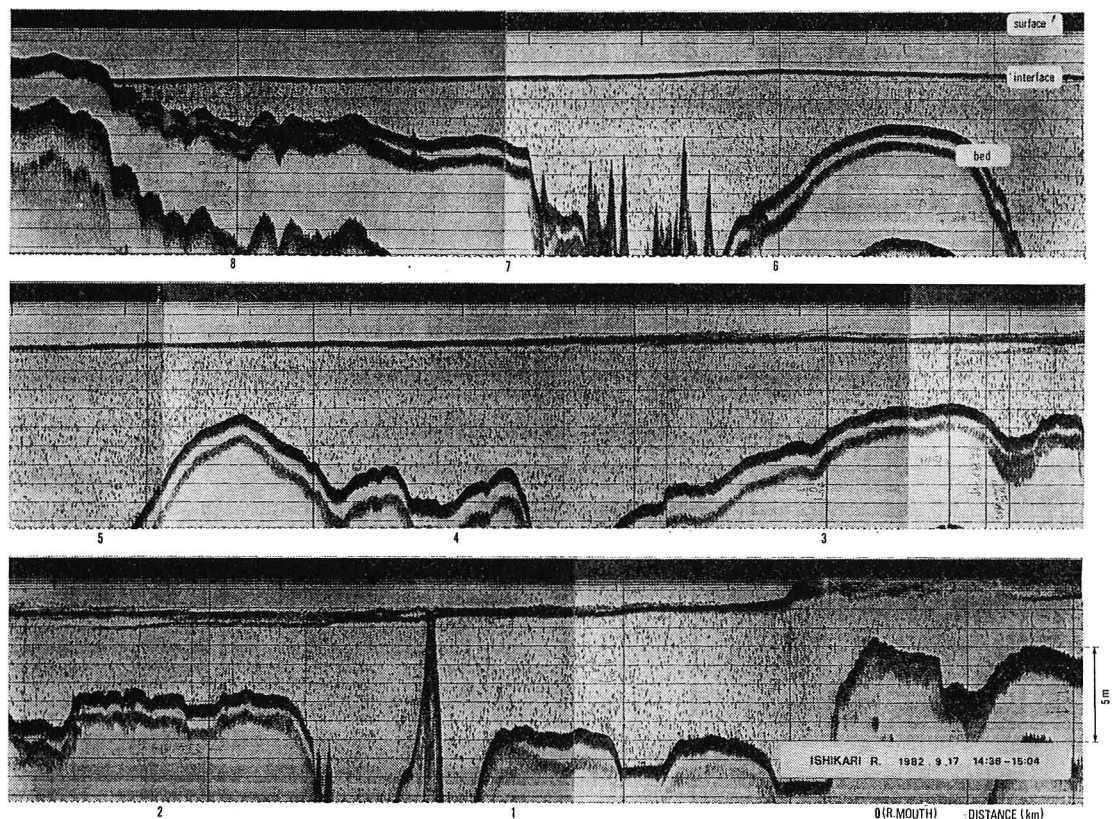


図-2 石狩川における界面および河床地形

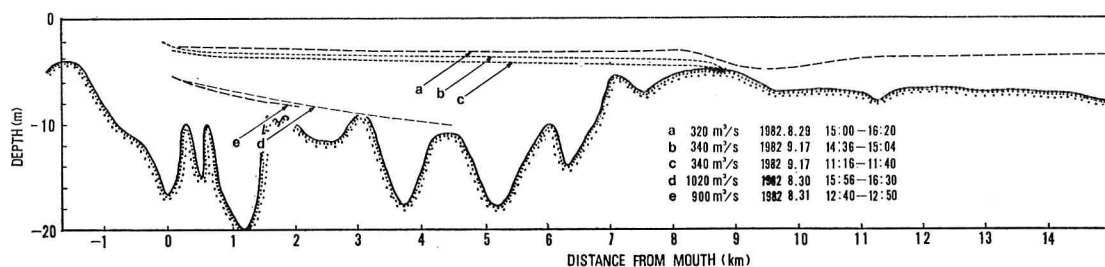


図-3 石狩川における界面形状

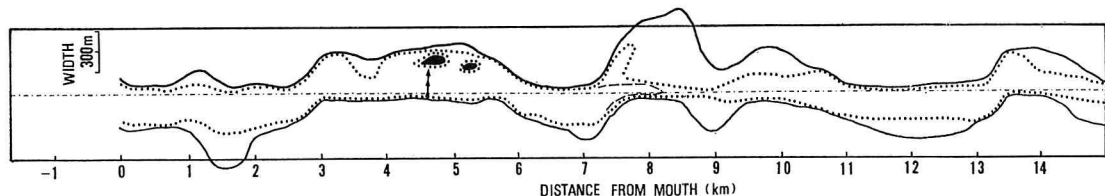


図-4 石狩川の流心を基準とする河幅と界面幅、実線は河岸、点線および破線はそれぞれ 図-3 a, b に対応している。

なる。

問題はこのような界面降下の生じる原因が何にあるかということである。河床レベルについては8~9km地点で浅いとはいえず水面下5mを維持しており、特に上記の原因とはなり得ない。また、図-4は蛇行する流心を基準(一点鎖線)とする河岸の位置を示したものであるが、この図からは8~9km地点に狭窄の要因も見出せない。

上記の原因は、さらに、界面の幅、すなわち塩水楔の幅を調べたときに、はじめて明らかにできる。上記の図-4には詳細な深図と界面のレベルから得た塩水楔の接岸位置も点線で示されている。この点線間隔を調べると8~9km地点で局所的に狭くなっていることに気づく。実はこの狭窄部が界面の異常な降下の原因となっている。やっかいなことに、このような地形要因はよほど注意深く調査しなければ見落す可能性があり、従来の野外観測の精度向上の妨げになってきたと思われる。

(2) 界面破壊に及ぼす地形の影響

外観して自明でない地形要因として、前節に述べたような、いわば狭い窪地とは別に、水面には達しないが界面上に突出した河床の存在も考慮される必要がある。本節ではこの種の地形が界面破壊の原因となる例を紹介する。

先に示した図-2の記録には、せん断流不安定と地形要因に基づく界面破壊も明確にとらえられている。たとえば河口付近に見られる界面破壊は(この記録からは自明ではないが)せん断流不安定にもとづく巨大な渦にもとづくものである⁴⁾。この破壊は局所的で、その位置から少し下流では界面が再び明瞭になっている。河口から少し上流には水制の頂上が界面に達して界面破壊の原因になっていることが読み取れる。観測は漲潮時に行なわれ下層塩水はそ上期にあったが、それと符号する様に界

面破壊による混合層が上流に伸びている。勿論上層流れに基づく混合層は下流に流されている。さらに上流の界面に注目すると3.5km地点付近に原因がすぐにはわかりかねる界面破壊が見出せる。この破壊はせん断不安定とはかなり相異なる特性を有している。例えば、破壊位置が河川流量によってあまり変化しないこと、碇置して観測してみても波動性をおびた記録が得られないこと等である。この界面破壊の原因は航路を横断方向にとって観測することにより、初めて明らかにできる。図-5には図-4の矢印に沿って航路を取った時のエコー記録が

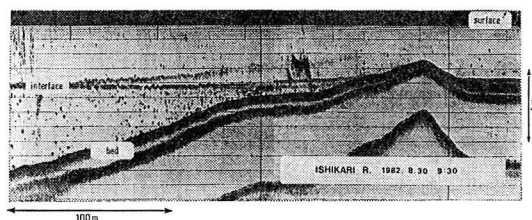


図-5 横断方向の界面破壊状況

示されている。同図は、混合層の厚さが左岸側から右岸側にかけて次第に増加していることを示している。このガウス分布型の混合層の形成は、航路より400m程上流にある界面上2mまで突出した河床(図-4黒塗り部)の影響にもとづいている。この例ならびに上述の水制による界面破壊の機構は、いずれも後流内乱流または剝離渦による連行作用と見ることができる。

以上のような界面破壊は弱混合型の流れ構造をゆがめるものであり、特に、 f_i の算定や界面のせん断流不安定を議論する上に必要な基礎データにこの様な要因が混入しないよう注意を払う必要がある。

4. 河口流出水の拡がりに及ぼす地形の影響

従来より、河口流出水の拡がり幅が河道と汀線のなす角度によって相当異なることが明らかになっている⁵⁾。本節では尻別川の例をもとに河口から左岸が沖に弧状に伸びている場合の河水の拡がり状況について記述する。河口流出流況に影響のある地形は、そのほとんどが外見

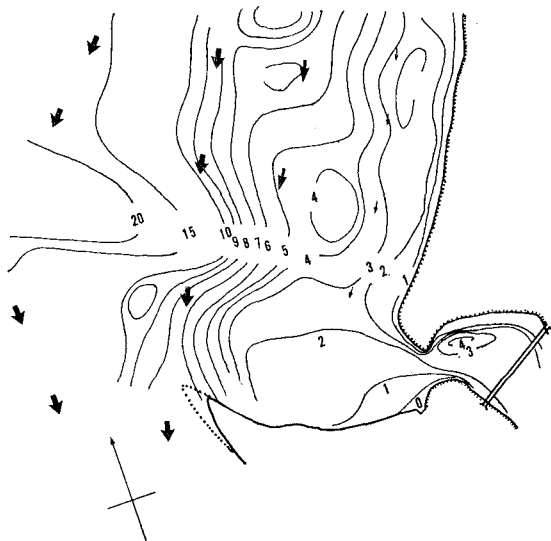


図-6 尻別川河口付近の地形と海流。数値は水深(m)、矢印は海流流向

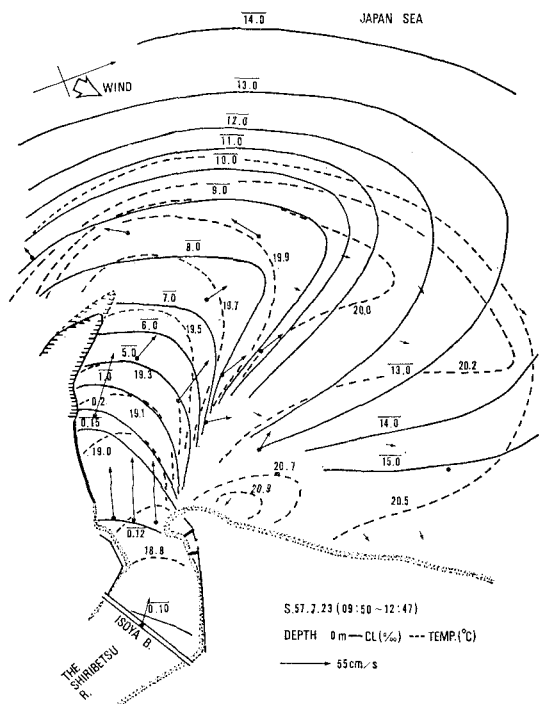


図-7 尻別川河口付近の流速ベクトル、等水温線、等塩分線、パーを付した数値はCL、他は水温

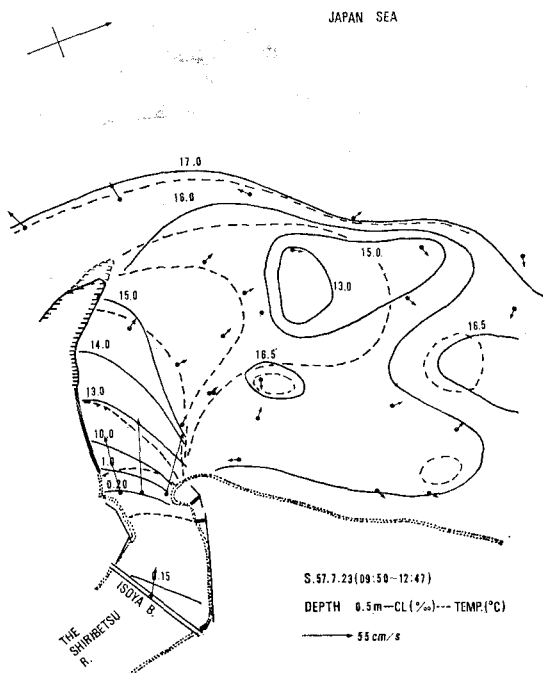
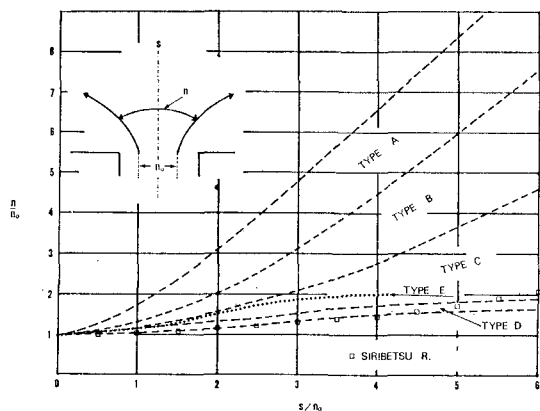


図-8 尻別川河口付近の流速ベクトル、等水温線、等塩分線

上明確であり、海底の地形が問題になる例は少ない。図-6に尻別川河口付近の平面的な地形、および、およその海流(矢印)を示す。図-7には、河口付近の表面における流速ベクトル等水温線、等塩分線が示されている。図-8は、水深0.5mにおける同様のベクトルおよびコンターである。観測時の流量は $30\text{ m}^3/\text{s}$ で、その時間変化は小さく、風はSW、 $3\sim 4\text{ m/s}$ 程度、海域は比較のおだやかで、沿岸流は南下の傾向にあった。また、潮時は干潮に近く、観測に要する時間は潮汐による影響を考慮して3時間以内に止めている。尻別川の河口流は典型的な弱混合型であり、その流れ規模は短時間で観測を完了させる上に手頃な大きさである。

図-7, 8は河川水が左岸突出地形の影響を受け沿岸流に逆行する形で北上するとともに、左岸突出部をすぎてからも、さらに流心を右に変える傾向のあることを示している。河口付近の流線間隔もやはり地形の影響を受ける。具体的に汀線に直交する河道から流出する河川水の流線間隔(実験結果)と比較するため、吉田・柏村⁶⁾の提案したパラメータ α, β を計算すると、観測時の尻別川では、それぞれ、 $10.5, 2.76 \times 10^{-7}$ である。この値は、仮に、尻別川が汀線に直交し、上記の特別な地形要因がなければ、本来、type Cの流況を示すことを暗示している。これを流線間隔の拡がりという点から見ると図-9に分類されたtype Cの領域におさまる拡がり方をするはずである。これに対して、実測結果は同図のシンボルで示される拡がりを見せている。この図からは河口のご



図—9 尻別川流出水の流線間隔の拡がり

く近くで、やはり地形の影響があって流線間隔が拡がりがたく、最も拡がり率の小さい type D の場合と比べても小さいほどであることおよび流下距離の増大につれて急にその間隔が拡げ、河口から $6n_0$ (n_0 は河口幅の半分値) 付近から type C の拡がり率を維持するようになること等が明らかになる。この結果において注目される点は、かなり渇水期であっても河口にごく近い沿岸には河水が拡がりがたいことである。この特性のため、仮に左側突出部と平行に近い角度で、それと同程度の長さにわたって右岸に導流堤を構築したとしても、河川水の流出流況は、ほとんど変化しないことになるであろう。

5. 結 語

本報告において、河口密度流に与える地形の影響は予

想外の現象を生じさせることおよびその地形の中で特に注目すべき要因は、しばしば、外観して明白なものではなく、見落される可能性のあることを指摘した。しかし、このような要因であっても、たとえば、超音波測深機によって少し詳細な地形観測を行えば、確実に発見できると考える。今後、 f_i の物理的意味等の高い精度を要求される考察を進める上にも、上記の問題や、すでに判明している潮汐効果の問題を解決したデータを新たに採取してゆく必要性が感じられる。

報告は、さらに、河口流出流況と地形の関係にも及んだ。この種の考察は河口改修、河口閉塞を防ぐための築堤設計段階等で役立つはずである。今後、種々の河口地形について観測を進め、流況予測手法の確立を目差したい。

おわりにあたり、野外観測のご協力を願った北海道大学工学部八鍬 功教授をはじめとする理学第一講座のスタッフのかたがたに対し謝意を表したい。

参 考 文 献

- 1) 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，pp. 460～464，1978.
- 2) 吉田静男：密度流の力学構造に関する研究，学位論文（北海道大学），p. 401，1978.
- 3) 吉田静男・藤井浩之：感潮河口流の密度構造，第 27 回海岸工学講演会論文集，pp. 419～423，1971.
- 4) 吉田静男：弱混合河口二層流の界面破壊，第 27 回水理講演会論文集，pp. 555～560，1983.
- 5) 1) に同じ.
- 6) 1) に同じ.