

弱混合河口二層流の特性

Weak Mixing Two-Layer Flow at A River Mouth

北海道大学工学部

正 会 員 吉田 静男

北海道栽培漁業振興公社

正 会 員 谷藤 康造

北海道大学工学部

学生会員 田城 徹雄

西田 修三

1. 序 文

河口流の観測は、従来、河川や海洋における測定器械、測定手法を、直接、導入することにより遂行されてきた。しかし、その測定結果には、複雑な流速構造、波、風、観測船を用いることによる観測点位置決定のあいまいさ、等による大きな誤差が見込まれ、今日の発展した研究段階においても使用可能なデーターは、非常に、少ない様に思われる。一方、実験と理論による二層流の研究は、最近、大いに進展し、河口流の研究にも影響を与えつつある。中でも、界面近傍の流れの不安定がもたらす混合機構については、河口流においても検討されるべき内容を有しているが、これについても、従来のデーターを用いた検討は困難である。以上の観点から、本論文においては、従来用いられていない新たな手法として、水中テレビカメラによる河口二層流の可視化法を採用し、これに、周辺データーを補って、河口流の基本である弱混合河口二層流の特性を述べてみる。

2. 観測状況及び結果

観測は弱混合型式の密度構造を有するとして知られる石狩川と天塩川河口部において行なわれた。石狩川は図-1に示す様に、河口上流4~6kmに進路を大きく変える曲線河道を有し、ミオに沿う水深は、河口と上記の曲線河道部で浅く、一様性に乏しい。一方、天塩川は、図-2に示されるように、河口で大きく進路を変えるものの、河口から上流8kmまではほぼ一様水深と幅、及び、直線的な河道を有している。従って、特に、後者の場合には特殊な地形の影響が除去された理想的な二層流の観測が可能である。この両河口における可視化観測、及び、周辺データーの採取は表-1の要領で行なわれた。なお、可視化はウラン水溶液をノズルから流出させ、これを線状ハロゲンランプを用いたスリット光束で照明して行ない、観測は白黒、又は、カラーテレビカメラ、8ミリカメラ、ニコノスによる撮映と筆者の一人(谷藤)による潜水目視によってなされた。このうち、テレビカメラの設定については毎回相異しており、そのすべてを記述できないので、代表例を図-3に示しておく。又、周辺のデーターは、CMII型、CM10S型流速計、EST-3型塩

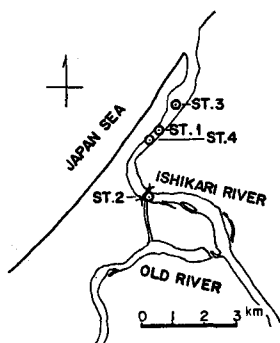


図-1

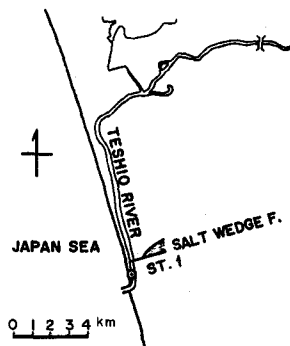


図-2

表-1

観測番号	期 間(天 候)	観 測 項 目
①	1979年 7月18日 (晴、風速2 m/s以下)	図-1 St. 1にて白黒テレビカメラを使用した可視化観測の可能性の検討、塩分分布測定
②	1979年 8月10日 (晴、風速2 m/s以下)	図-1 St. 1にて白黒テレビカメラを使用した界面近傍流れの可視化観測と流速、塩分分布の測定。St. 2における塩分分布測定
③	1981年 8月27日 (晴、風SSW 5~6m/s、気温21℃) ~28日 (晴、風SSW 2~5m/s、気温21℃)	図-2 St. 1にて白黒テレビカメラ、8ミリカメラ、ニコノスを使用した界面近傍流れの観測、流速、塩分分布の測定。二層流各所での流速、塩分分布測定、超音波測深機による界面形状の観測
④	1981年 9月18日 (晴、風E 1~3 m/s)	図-1 St. 3にて白黒テレビカメラ、8mmカメラを使用した界面近傍流れの観測、流速、塩分分布観測
⑤	1981年 9月23日 (晴、風2m/s以下)	図-1 St. 4にて8ミリカメラ、ニコノスを使用した界面近傍流れの観測、流速、塩分分布の測定
⑥	1981年10月10日 (曇、風NE 4~6m/s) ~11日 (曇、風NE 4~6m/s)	図-1 St. 4にてカラーテレビカメラを使用した界面近傍流れの観測、流速、塩分分布の測定。超音波測深機による界面形状の観測
⑦	1981年10月25日 (曇、風NE 4~6m/s)	超音波測深機を用いた界面形状の観測、二層流各所での流速、塩分分布観測

分計、(いずれも東邦電探製)、超音波測深機(海上電機製)等を使用して採取した。

観測①では、白黒テレビカメラを使用した可視化観測の可能性が検討され、塩水内ではカメラから60cm離れた位置のウラン色素の流れが確認できること、及び、淡水については透明度が低いため、コントラストに難点を生じ、観測がきわめて困難であること、等が分かった。観測②では、この結果を参考にして、まず、図-1 St. 2にて観測が試みられた。この位置での塩分分布は図-4に示すとうり、混合層はきわめて薄く、理想的な観測ができるかに思われたが、下層底質の浮遊によって透明度が低く、カメラから60cm離れた色素の確認ができなかった。そこで、底質の浮遊があっても、下層水が十分に厚く、透明度の高い図-1 St. 1に戻って観測を行った。St. 1での流速、塩分分布を示すと図-5となる。図中流速分布に逆流域が見出せないが、これは、落潮時の特徴である。又、塩分分布からは St. 2と同様混合層が非常に薄く、測定位置が河岸にあっても、それ自体は混合要因とはならないことがわかる。この界面の明瞭さは、上下層間の濁度差のため、テレビカメラによって観察することができる。勿論、色素を界面に流せばさらに観測は容易となる。この色素の流れを、少し幅広い光束で照明しカメラで撮写すると、写真-1のように、確かに、明瞭な界面が見出せる。この写真は録画をモニターテレビに再生しカメラで撮り直したもので、実際の界面はより鮮明である。以下のテレビカメラによる撮映像はすべてこの方法によっている。なお、写真-1には画面右から左に伝播する界面重力波により変形された界

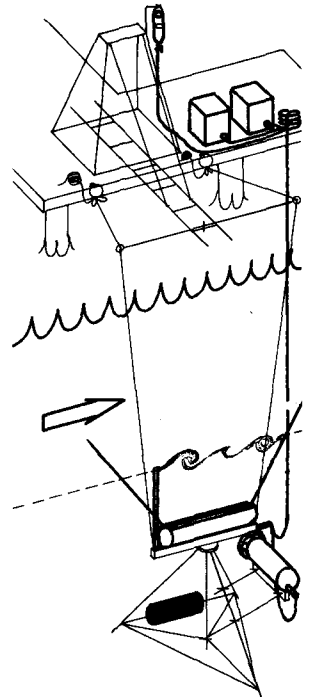


図-3

面がとらえられているが、時には、河岸で反射する界面波等の存在によって複雑な界面変形が見られる。又、界面重力波の存在は、下層塩水内の色素が図-6のような軌跡を描くことから判断できる。観測③では筆者の一人が潜水して操作したので、一般的には困難な光学系の姿勢制御は比較的容易に行なわれた。写真-2は界面下50cmに連続的に色素を注出させたときで、しかも、界面重力波の通過しない時点の流況、写真3～5は界面波が左から右に伝播するときの一連の流況をとらえている。前者には、乱流場で見出せるような、色素のゆらぎ以外に特筆すべき点はないが、後者の色素の動きからは図-7に示す流跡が得られ、波が界面重力波であることが裏づけられる。なお、写真4、5において一部色素が下方に捕獲された形となるが、これは色素流出ノズルが不動なために生じる当然の現象であり、スパイラル渦の存在を意味しない。この観測においてはテレビカメラの他8ミリカメラ、ニコノスを用いたカラー撮映も行っている。しかし、これらの方法では、コントラストの問題は解決できるが、直接ファインダーをのぞけないこと、現像に時間を要すること、等の問題があってテレビカメラ以上の結果は得られなかった。

観測⑥では上記の結果をふまえて、カラーテレビカメラを採用した。その色素識別能力は色調調整機能があるため、ダイバーの目視より、むしろ、すぐれていた。この観測では、二層の中間的な密度を有するウラン水溶液を界面に流し、幅5cm程のスリット光束で照明してこれを観察した。写真-6がその映像で、色素流出がまずいために拡散した右端を除くと非常に安定で破壊の見られない界面がとらえられている。

ところで、界面の混合層厚さが現実にとどの程度であるかについては観測⑤において定量的に検討されている。単に電極をおろして塩分の測定をするだけでは、たとえ混合層がない場合であっても、界面波の存在に影響され、混合層の有無は明らかに出来ないで、この観測ではダイバーが直接界面から約20cmの上層、又は、下層に電極を支持し観測を行っている。その結果、界面波によって他の層が電極をおおふ寸前までは、ほとんど、塩分値が変わらないことが明らかになった。この知識をもとに伝導度分布を描くと図-8となり、混合層厚さは、少なくとも10cm以下であったであろうと予想できる。

では、界面破壊は全く無いかといえば、勿論、そうではない。たとえば、潮時によっては界面近傍の平均流速と流速勾配が強まり、流れ場が本来有している乱れも一層強まってくるが、この乱れの中に、ランダムに発生する集中性の強い渦が混合に寄与する。この渦は、詳細に検討すれば、室内実験において見出される流れの不安定性にもとづく渦と、同様の機構で発生しているといえるかもしれない。とにかく、界面重力波のないときの混合厚さと同程度で、せん断層の厚さに比べてはるかに小さい、直径10cm以下の渦の連行作用による界面破壊が観測されている。いま一つは、上記の渦に比べて、長さスケールがはるかに大きい波長の界面重力波が、自ら作り出す局所的に強いせん断流の不安定のために碎波するもので、その一連の場面が写真-7～8に示されている。なお、界面重力波は画面左から右に伝播しており、波動通過時の塩水内色素の描く軌跡は図-6と同じであった。これを天塩川の観測③に比べてみると、河川の流れる方向と界面重力波の伝播方向が、ちょうど逆の関係にあることが分かるが、この事実は、界面重力波自体の発生機構を検討する上で考慮される必要があろう。

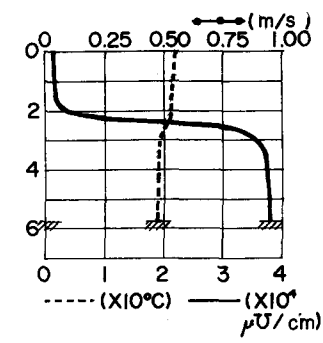


図-4

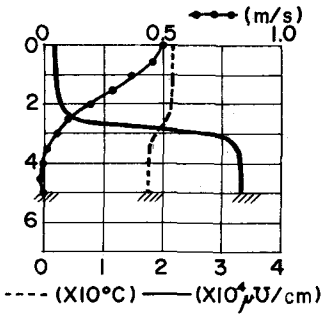


図-5

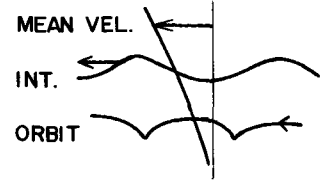


図-6

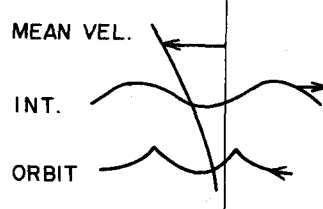


図-7

順序が前後するが、観測④は他の例とやや異なる条件下で行なわれた。その相異点は、唯一、漲潮時の観測を含み、測点が河道中央部にあって、密度構造も図-9に示すとうり厚い混合層を含むものになっている事である。観測当時は、未だ、白黒テレビを使用していたので混合層内部の可視化観測は困難であった。ただ、混合層と下層との境界は他の観測同様、視覚的に明瞭であった。混合層内部の観測は、上述の様に困難ではあったが、浮遊物の流れは観察できた。そこで、水深4.5m位置にカメラを設置し流況を調べてみたところ、流れは河口向きであることが多かったが、一時的に、数分間にわたって、上流側に転流することがあった。この原因は、おそらく長波長の界面重力波が河道に入射する際に生じる流速変動であろうと推察している。この界面重力波は、これまで述べてきたものとは桁違いに波長が長く、浮遊物の軌跡からその存在を確める方法は採用できない。浮遊物の動きを追うと、他の観測例に見出した様な、比較的短い波長の界面重力波の存在が確められる。実際に、その軌道は、平均流の流向が河口に向かうときには図-6、逆の場合には図-7となったこと、及び、測点が界面より上層側にあると判断できることから、界面波は上流から下流に伝播していたと判断することができる。このことから、石狩川で見出された界面重力波は、すべて、上流から下流に向かっていったといえる。

以上、成層構造のスケールに比べて相当小さなスケールの流れを詳細に検討してきた。しかし、野外の現象であるから、不測の要因によって、テレビカメラの画角をこえる数m、又は数百mオーダーの界面破壊の可能性も検討しておく必要がある。実際に、大きなスケールの界面破壊を調べようとするなら、福島ら¹⁾により、いちはやく、採用された超音波測深機による観察にまさるものはない。この方法によれば、少なくとも、50cm以上の波長と10cm以上の波高を有する界面波形状をとらえ得るから、上述の可視化観測の結果も加えると、ほとんど一すべてのスケールの界面状況が把握できることになる。まず、河道構造の単純な天塩川における観測③において見出された全界面を示すと図-10(図中の数値は河口からの距離(km)を示す)となる。このときの流量は、平水時より多く約350m³/sで、塩水楔はかなり短い。この記録を見ると、支配断面が、導流堤先端より少し上流の、河床が高くなった所にあるという、下層が薄いために生じる若干の問題、及び、非常に振幅の小さい界面波以外、特別な状況は見出せない。一方、石狩川における観測⑥における全界面を示すと図-11(図中、数値の意味は図-10に同じ)となる。このときの流量は過去のデーターを使用して模全長から推定すると340m³/sで、時間的に増加する傾向にあった。図-11の界面状況は図-10に比べて大いに異なっている。界面における速度勾配はそれほど差がないのに、これほどの差異を生じる理由は、河床の構造に深く関係している。つまり、河床が高くなっている後方で界面破壊を生じている。同様の事実は、数多くの記録からも指摘できる。この非常に大きな界面破壊の原因については、今後検討することとし、本節の最後に、St. 5における界面形状の時間的変化の記録を図-12に示しておく。この記録は約11分間にわたり採取されたものの一部であるが、他の記録も、ほぼ、同様に碎波界面の形状に時間的変化は見出せない。

3. 考 察

流れの可視化、及び、超音波測深機による界面、及び、その近傍の流れの観測から明らかになった事柄を要約すると次のとおりである。

a)河床の凹凸が少なく、界面重力波を著しく発達させる原因(従来、風の強い場所に界面波が増幅することを界面追尾装置を使用した観測で見出しているので、少なくとも、風をその要因にあげ得る)のないときで、塩水楔全長が極端に短くない場合には、10cmをこえる波長の不安定波は発生せず、そのスケールの界面破壊もない。こうした条件下での界面破壊は、専ら、直径10cm以下の、特定構造をもたない渦の連行作用によって生じる。

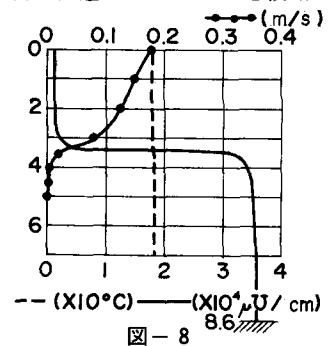


図-8

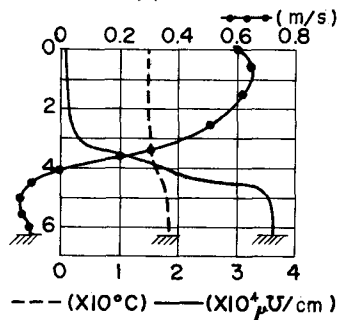


図-9

b) 界面重力波が発生している場合は、それが作り出す局所的、一時的な速度分布の変動によって流れが不安定となり界面が破壊する（界面重力波が破碎するといってもよい）。

c) 河床に凸部があり、その頂上が界面に間近な場合、その地点から下流側の界面は一部破壊する可能性が

強い。この破壊は、中間密度層を生み出すが、この層の厚さは、水理条件が変わらない限り、ほとんど変化しない。

以上の結果のうち a) は実験において見出されるような、界面上下に発生するコヒーレント構造のスパイラル渦の発生が見られないことを示していて注目される。この実験と野外の現象の相異は、勿論、それらの流れ構造の規模の相異に基づくが、具体的には、界面近傍の局所的なリチャードソン数の相異に関係すると考えられる。たとえば、実験での、上記のスパイラル渦の発生は、すべて、1 以下の局所リチャードソン数において見出されているが、今回の観測データを用いて計算すると桁外れに大きい。さらに、図-13に示す、Holmboe モデル²⁾の分布を仮定して非粘性増幅率を計算すると、上記スパイラル渦の発生する室内の流れでは、粘性減衰率の上限値を十分上まわすが、野外の流れではこの減衰率に比べて桁外れに小さい。すなわち、安定性理論は、室内でのスパイラル渦の発生を支持し

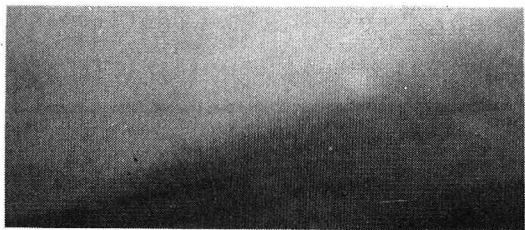


写真-1

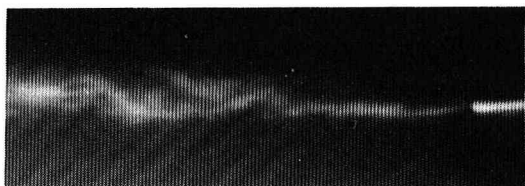


写真-2

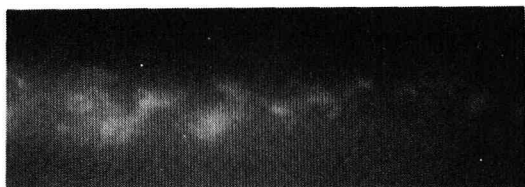


写真-3



写真-4



写真-5

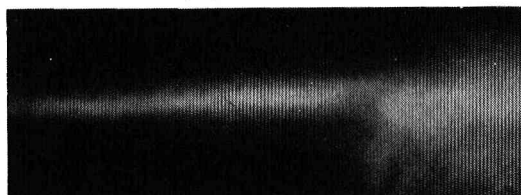


写真-6

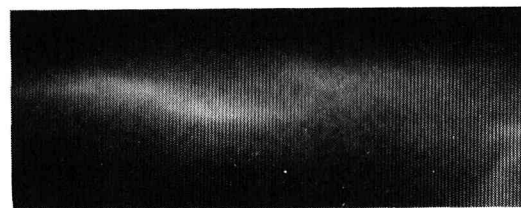


写真-7

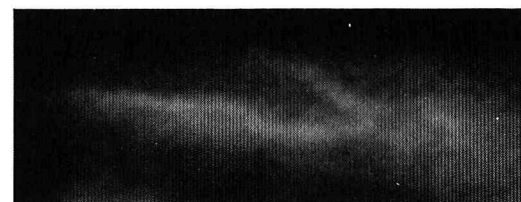


写真-8

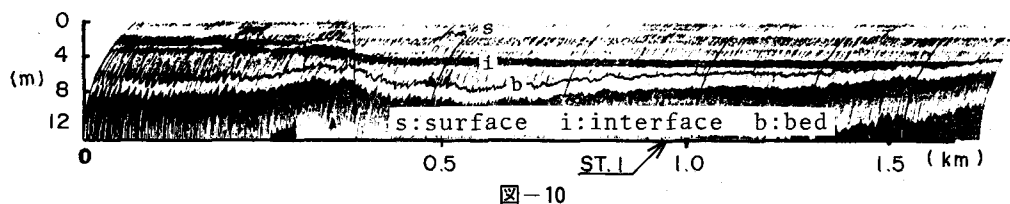


図-10

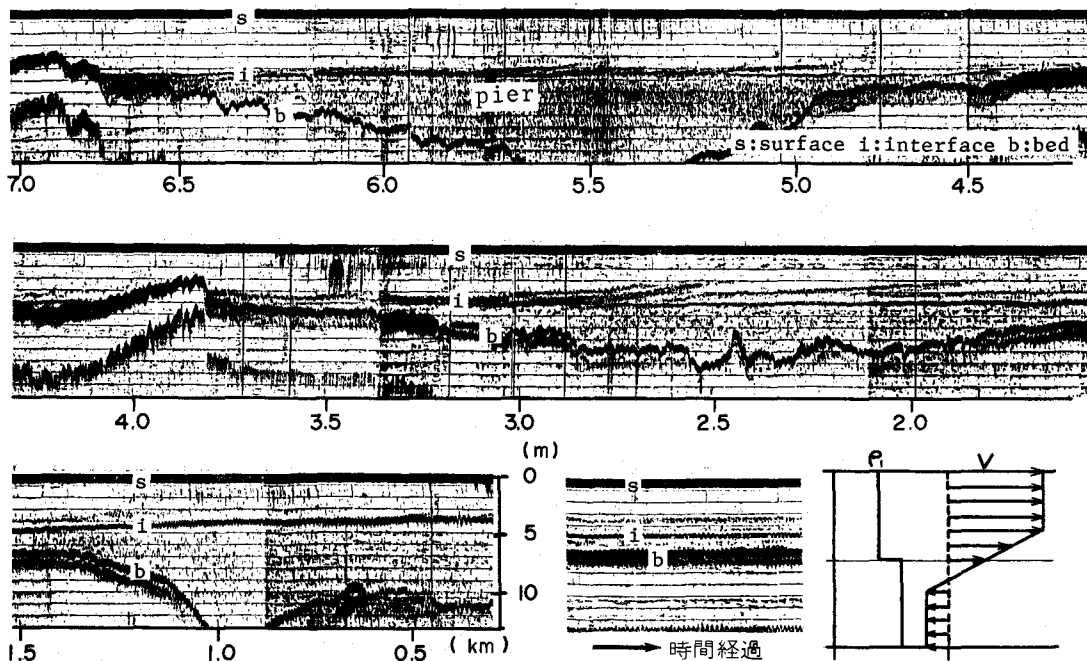


図-11

図-12

図-13

た様に、今回の野外における、スパイラル渦の発生しない流れも支持している。以上のことから、平水時の弱混合型式河口流においては、時間平均的な流れの不安定は、本来、生じ難く、考慮されるべき現象には、スケールの大きい流れに見られる乱れ（等質流れにおけるせん断乱流）のうちの、主として、集中性の強い渦、そして、条件によってはb)に述べた界面重力波の碎波、c)に述べた地形による界面破壊があるといえる。この結論は従来の界面抵抗係数の算定に使用されてきた界面勾配の測定方法に問題のあることを示唆し、今後の河口流の混合機構を検討する上での糸口を与えている。

本研究を遂行するにあたり、北海道開発局留萌開発建設部、及び、天塩町の多大な御援助を賜わった。ここに記して感謝する。又、観測にあたり、北海道大学工学部技官大川原馨氏の御助言と同大学院生塚田昌司君の御助力を御願した。あわせて感謝したい。最後に、本研究は、一部、文部省科学研究費補助金によって遂行されたものであることを付記する。

文 献

- 1) 福島久雄・柏村正和・八鍬 功・高橋 将：石狩川河口の研究、第11回海岸工学講演会講演集、pp.137～146、1964.
- 2) 西田修三・吉田静男：河口二層流のHolmboe modelの適用性、第35回土木学会年次学術講演会、予稿集、pp.516～517、1980.