

二層流界面に発生する波動の実態

北海道大学工学部 正員 ○吉田 静男

段城 邦彦

1 はじめに

従来、明瞭な密度界面に生じる内部波の不安定に関する研究は、流れ方向にはほぼ一様とみなせる速度場及び密度場を背景にもつ界面の攪乱に関して行なわれ、多くの成果が得られている。中でも Heisenberg の解法を二層流にもちこみ、 $F_1 = 0.85$, $\psi = F_1^2 R = 8.8 \times 10^3$ (ただし F_1 , R はそれぞれ内部フルード数及びレイノルズ数を示す) 程度の模型実験の二層淡水及び $F_1 = 1.2$, $\psi = 1.02 \times 10^6$ 程度の野外の二層淡水の流速分布が放物型をなす場合、K-H 不安定の成立することを示した浜田 (1968) の研究は、速度場が曲率をもつことの重要性を指摘していて興味深い。しかし内部波が実際には砕波しない $\psi < 500$ の界面においてこの手法を用いた場合にもやはり砕波が起きるという、現実とはかけはなれた結果を得てしまう。この現実の砕波現象が説明できない原因を速度場あるいは密度場の近似の不十分さに求めてゆくことは当然のことであり、今後の課題としてゆかねばならないが、実験結果に近い流速分布モデルを使用してもやはり現実の現象をうまく説明できないという岩崎・日下 (1971) の研究もあわせ考えると、従来考えられてきたものとは別種の砕波機構を検討してゆく必要もあるように思われる。

こうした観点から、水理模型実験を通じて、砕波状況を再検討するとともに、砕波機構解明の重要な鍵を握っていると思われる界面下の流れと密度構造についても詳細に調べてみたい。

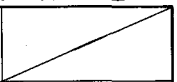
2 実験装置

明瞭な密度界面としては、一般的によく知られている河口二層流の淡水塩水界面及び二成層からの取水にともない発生する中間密度層 (ここでは密度堆積層又は単に堆積層と呼んでおく) と淡水界面を選び、スケールによる相異も見するため、表-1 に示すような5種類の水路について観測を行ってみた。界面の観測は透明な側壁を通して行なわれたが、河口二層流の界面については淡水ジェットの外側の水中に水平から 45° 傾けて設置された平面鏡を利用して観測が行なわれている。流速の測定は色素トレーサー (フルオレッセインナトリウム) を使用して行なったが、単に側壁から観測したのでは、流れの三次元性によって大きな誤差が見込まれるので、ここではスリット光束を主流に平行にあて、鉛直又は水平流速分布を測定するという手段をとった。このスリット光束法は界面波の観測にも用いられたが、光束内の色素のみが照らし出されるので、一断面の流れの解析に非常に有効である。

一方密度構造は、サーミスター素子及び白金電極を用いて測定したが、測定水位は、探子の昇降と連動するポテンシオメーターの抵抗変化から間接的に求めた。

3 河口二層流の流速分布及び密度構造

河口二層流の流速分布及び密度構造については、多くの実験結果

河口二層流 の実験水路	装置-1 8×15×600	装置-2 4×8×200	
二成層からの 取水実験水路	装置-3 8×15×600	装置-4 8×45×500	
			装置-5 30×30×400

があり、とりたてて述べる必要もな 表-1 実験装置 単位cm, 河口外の水槽については省略した。

ないように思われがちであるが、

水路を使用する実験においての塩水内流れ状況については必ずしも十分な観測がなされてきたとはいえない。というのは、通常淡水流速の最大値はたしかに流心で見出されるのであるが、下層塩水内ではしばしば図-1 に示すような循環対が見られ、水路にそう最大流速が必ずしも流心で見出されないという事実には、従来ほとんど注意が払われてこなかったからである。勿論この循環対は淡水の平均流速に比して十分小さく、界面形状にもあまり大きな影響を与えることはないが、連行層の厚さの評価には、かなり重要な意味をもつ

ている。たとえば、図一2は実際の塩水楔内の流れの観測結果を示しているが、これによると2つの循環の会合する鉛直断面（出現位置は不定）では極端に無流面が深く連行層も厚くなっていることが分かる。従って単に流心での測定のみを行なう方法をとる場合、同じ水理条件を設定しても循環対会合位置によっては、各実験でかなり異なる塩水内流速分布を得る可能性のあることを、十分心得おく必要がある。

一方密度構造は、界面に波動の見られない場合には界面下2～3mmの塩水層を除いてはほとんど一様であり、界面に波動を生じている場合でも界面近傍でわずかな淡水混入が見られるだけである。

4 密度堆積層の諸特性

密度堆積層に関しては、筆者の研究（1975）があるので、重複をさけ、その特性の概略について述べることにする。

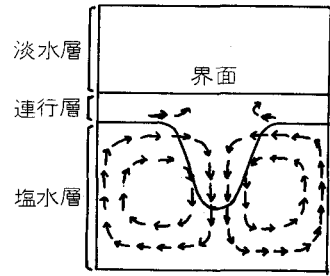
密度堆積層は取水口付近の淡水と塩水の間に成長する中間密度層を意味するが、淡水層との境界は明瞭で、その厚さは、取水口で厚く、淡水上流側でうすい楔状をなしている。この堆積層は取水開始からの経過時間とともに成長を続け、長時間の後定常とみなせる状態に達するが、それに要する時間は図一3にも示されるごとく数百分のオーダーである。又定常とみなせる層内の密度構造の一例を示せば図一4のごとくになっており、取水口近くの堆積層の平均密度を使用して、取水口での内部フルード数を求めると1.05ときわめて1に近い。

一方堆積層内の速度分布についてみると、極端に少ない取水流量の場合を除いてほとんどの場合、塩水楔内にみられた循環が見出され、最大流速も壁面寄りの位置にあることが多く、流心ではほとんど観測されない。同様の現象は水路幅の広い装置5においても見出されるが、この場合には、循環対が2～3対見出されることから、この循環対が、かならずしも水路幅がせまいゆえに生ずるものではないことが分かる。

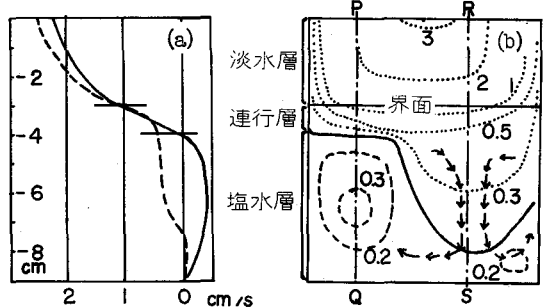
ところで以上のような密度堆積層の諸特性を検討してみると、塩水楔ときわめて似ていることが分かるが、さらに抵抗係数 f_i について調べてみると図一5に示すように $f_i = 0.25\psi^{-0.5}$ を満足しており、堆積層の形状についても塩水楔と酷似していることが分かる。なお f_i の算定には次式を使用している。

$$f_i = -\frac{2g}{|\bar{u}_1| |\bar{u}_1|} \left(\frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2} \right) \left\{ \frac{\partial h_1}{\partial x} \left(\epsilon - \frac{\bar{u}_1^2}{gh_1} \right) - \frac{h^2}{2\bar{\rho}_2} \frac{\partial \bar{\rho}_2}{\partial x} \right\}$$

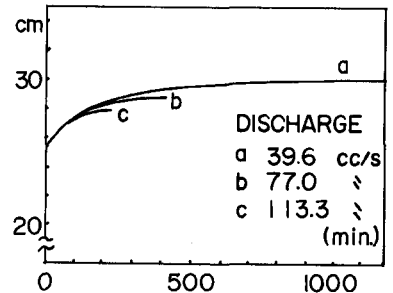
ここに $\bar{u}$ 、 h 、 $\bar{\rho}$ は各層の平均流速、厚さ、密度であり、 x は取水口又は河口から水路に沿って水平にとられた座標であって、 ϵ は $(\bar{\rho}_2 - \bar{\rho}_1) / \bar{\rho}_2$ を、添字1、2はそれぞれ上、下層を示す。



図一1 塩水層内の循環対



図一2 二成層の鉛直方向流速分布(a)及び断面の流速分布(b) 塩水比重1.0055、流量50.0cc/secで河口から160cm上流での観測結果。(a)の実線及び破線はそれぞれPQ、RSに沿う流速分布。図中の数字は流速値(cm/s)、点線及び破線はそれぞれ河口向き及びその逆向きの等流速線である。



図一3 密度界面水位の時間変化

装置一4の取水口から60cm上流点での測定。塩水比重は1.0043、淡水厚さはinletで13cm塩水厚さは25cm。

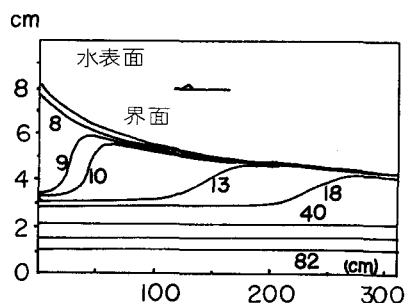


図-4 密度堆積層の密度構造

実線は等比重線で、付加された数を n とすると、比重は次式で与えられる。

$$\rho = 0.9977 + (n + 15) / 10000$$

さてこれまでの、ここで取扱う二層流の速度及び密度構造について述べてきたが、この二層界面に発生する波動の詳細な観測結果をもとに、以下に界面波の実態について述べてみよう。

5 河口二層流の界面波

上層淡水の流量を次第に増加させてゆくと、最初に出現する界面波は河口外で

見出される。その攪乱の源は、矩形断面河口から流出する淡水とまわりの流体との速度境界に発生する K-H 波であって、界面波の発生個所は、河口両端から発生する K-H 波が会合する点（河口から河口幅にして約 2～3 倍下流の位置）と一致している。

柏村・吉田（1968）の Outflow pattern の研究と対比させると上述の状態が丁度 E 型に対応しており、界面波の発生条件は、 $\theta R_0^{0.14} \leq 0.33$ と推定される（ θ^3 は河口での $1/\psi$ に相当、 R_0 は代表長さを河口幅 b にとったレイノルズ数）。

この界面波は写真-1(a)に示すごとく、S.A.Thorpe の見出したものとほぼ同じまき波となっており、淡塩水を著しく混合させる原因となっているが、自由表面その他の要因によってまき波を維持する界面は、

$\theta R_0^{0.14}$ が比較的大きい範囲内では、河口幅にして 3～4 倍程度で、それより下流ではしばらく乱流状態が続き、さらに遠方では、界面の不明確な乱れの減衰した成層流となっている。一方、コアの領域の界面には、 $\theta R_0^{0.14}$ が 0.33 に近い間は写真-1(b)に示すように発達した波動が見られないが、 $\theta R_0^{0.14} < 0.33$ の条件下では、淡水内の乱れによる圧力変動によって、塩水楔の先端、あるいは界面に数個連続した重力内波が、ランダムな時間間隔で誘発され河口に向って伝播するようになり、コアにも達するようになる。そしてこの波群が $\psi = 500$ 程度の界面に達すると、しばしばその波形が著しい変形を受け、時には Crest がちぎれて淡水中に飛び散る光景も見られるようになるが、この砕波現象は ψ の値から推定して Keulegan（1949）の観測したものと同じであろうと判断される。

ところでこの砕波の様子を詳細に観察してみると、河口外で見出されたようなまき波に発達した結果砕波するのではなく、ほぼパーマメントタイプで伝播する内部波がある界面にさしかかると、突然変形を開始して砕波にいたるものであって、この現象をせん断流中の攪乱の連続的な不安定成長による砕波とみることがはきわめて不自然である。

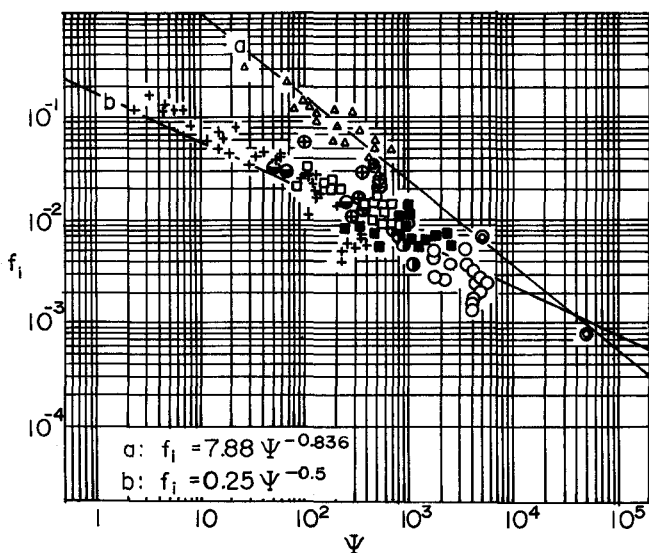


図-5 界面抵抗係数 f_i 対 ψ

△ 岩崎（二次元ジェット） □ 椎貝・玉井（塩水楔） ■ 中村・阿部（塩水楔） ○ 金子（塩水楔） + 吉田（堆積層内波なし） ⊕ 吉田（堆積層、0波発生界面） ● 吉田（塩水楔、内波なし） ⊙ 吉田（塩水楔、0波発生界面）以上実験結果、◎ 吉田（塩水楔、日平均）天塩川。

そこでこの不自然な砕波がどうして起きるかを調べるため内部波が砕波する最小の ψ 値をもつ界面の状況を詳細に観察してみた。

まず、重力内波群が頻繁に発生する状態では、界面が非常に不規則で現象が把握し難いので、重力内波群の発生間隔ができるだけ長くなるように流量を調節して界面を観察すると重力内波の通過後に数個連続したサイクロド波形の界面波（写真-2）が現われ、重力内波よりはかなり遅い速さで河口に向かって伝播するのが見られた。このサイクロド波（以下C波と略称しておく）の寿命は10数秒の程度であって、いつまでも界面に存在していることはない。

さらに淡水流量を増加させて重力内波の発生頻度を増してやると、このC波が消滅する以前に次の重力内波がやってきて、C波に重畳する機会がある。この時重力内波の波長は、C波のそれより短く、伝播速度も前者に比して、後者は著しく遅いから、重力内波の激しい上下振動が見られることになる。

つまり上述した重力内波の変形、砕波の不自然さは、何らかの原因で生じた。（勿論重力波による攪乱と関連をもつ）C波の存在が見のがされていたことに起因していたのである。

6 サイクロイド波の発生条件

C波の実体は当初、波速式を解いて得られる重力内波の遅い方の波ではないかという考えももったが、伝播速度を検討してみたところ、この推論をまったく否定する結果を得てしまった。

このことは、同時にC波の発生因は塩水楔内の流れに求める以外にないことを示しているわけであるが、事実C波直下には、写真-23に示すような集中渦が見出され、C波の実体は、この集中渦の作り出す圧力の影響を受けて変形した界面であったことが分るのである。

従って、C波発生の原因探求は、その直下の集中渦の発生原因を探求することによってなされることになる訳で次に集中渦がどのような流速及び密度分布のもとで発生するかを調べることにしよう。

図-6は重力内波の通過によって最初にC波の発生をみる位置での河口内二成層の鉛直方向の流速分布と密度分布の実測例である。

この結果から塩水内での密度（ g/cm^3 ）分布として $\rho_2 = 1.0055 - 0.0011e^{0.0006z}$ が得られ、連行層内では $d\rho_2/dz \approx 0.0006$ 程度のきわめて小さい密度勾配を有していること及び無流面より上方における速度変曲点はほぼ界面にあり、連行層内の速度勾配は $du/dz \approx 2$ であって連行層内のリチャードソン数は約0.15と計算される。

又、この界面では $\psi \approx 5.50$ と計算されるが、この値は Keulegan の得た重力内波の砕波限界にはほぼ一致している。この界面下に色素を流し、重力内波の通過によってどのような流れになるかを観察すると連行層のはほぼ中間に与えられた攪乱が、波長約5cm（河口に近い界面では少し波長が長くなる）のK-Hタイプの不安定波に発展し、やがて集中渦となってゆくことが容易に見出される。

ただ重力内波によって与えられる攪乱が不安定成長する位置は常に連行層の中間と決まっているわけではなくわずかながら存在する流速変動によって、より界面に近い位置で不安定波の成長を見出すこともある。又その不安定波は界面に近いほど波長が短かく集中渦の径も小さいが不安定波の初期の状態ではその波長の別なく伝播速度は、周囲の流速に一致（従って短波長は早い）し波動の発達段階で周囲の特に下層の遅い塩水を取り込むことになるので次第に遅くなってくる。

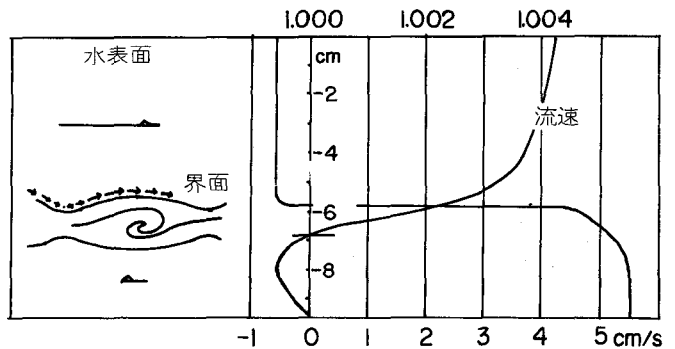


図-6 C波発生開始点での流速及び密度分布と集中渦内の流跡線（ただし分布は集中渦の発生していない時点での測定結果である。）

1 界面



写真-1 (a) 河口外二層界面におけるK-H波発生状況 K-H波の発生点は河口から2b~3b沖側にある。

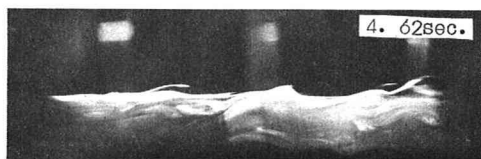


写真-3 重力内波がC波を乗り越える様子

重力内波の山は Cusped breakingをおこしている。C波の伝播速度はきわめておそく静止に近い。

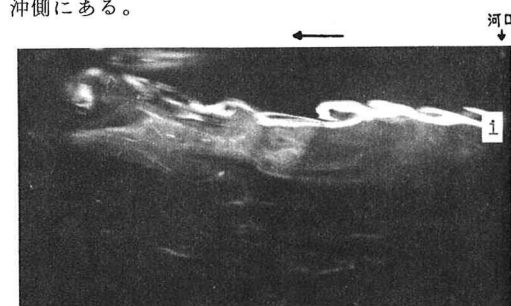


写真-1 (b) 河口外コア領域の界面状況 下流側ではK-H波が見えはじめている。

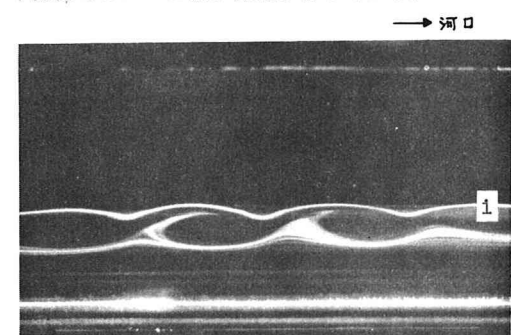


写真-2 サイクロイド波

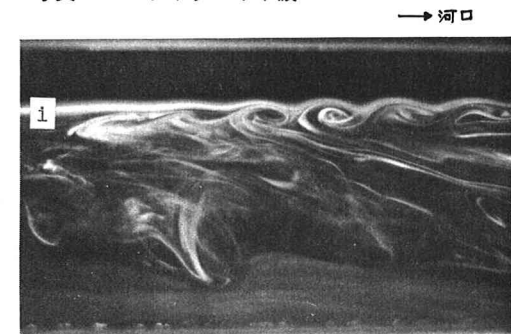


写真-4 塩水内の攪乱により発生したサイクロイド波及び集中渦



写真-5 サイクロイド波の3次元形状 陰影はU波の谷に相当する。

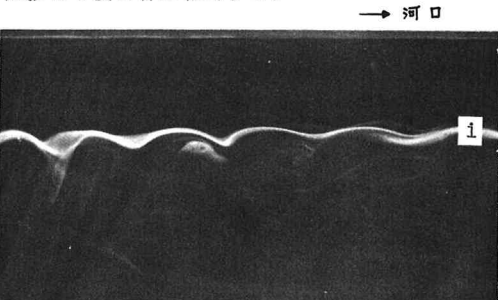


写真-6 集中渦による塩水層内への淡水連行状況 色素は塩水と淡水の中間の密度をもっている。

なお、この界面での集中渦の最盛期には、波長 5 cm の場合で 0.7cm/s 、波長 3 cm の場合で 1.0cm/s 程度の河口向きの伝播速度を有している。

ところで、上述の結果から連行層内に集中渦の発生する限界が $\psi \geq 500$ であると結論するのは、必ずしも正しくない。というのは条件がととのえば $\psi \div 60$ 程度でも重力内波の攪乱ではなく無流面より下方に生ずる不安定波が連行層内に大きな速度勾配を有する流れ場を作り出すため、集中渦を発生することがある（写真-4）からであって、集中渦の発生限界は、攪乱の与え方にかなり依存するものと思われる。

以上河口二層流の界面波の実態について述べてきたが、密度堆積層においても ψ 波あるいは集中渦に関してはほとんど同様の特性を有しているものでこれについての記述は省略しておく。

7 集中渦の 3 次元性と淡水連行機能

ψ 波直下の集中渦を側壁から観察する場合、スリット光束法を用いなければ水路幅が 8 cm の水路を使用しても渦構造が判然としない。このことは集中渦が強い 3 次元性を有していることを示していて重要である。この 3 次元渦構造を、水路幅の広い装置-5 の場合について調べてみると、写真-5 に示すような ψ 波をともなう Cell 構造をしているが、一般的には 4 節で述べた循環対による連行層の ψ の影響もあって、堆積層内に Cell が一様に分布することはない。そして大きな ψ の界面では、重力内波との重量が頻繁で、集中渦の配置も不規則になってゆく。今回の実験からは、幅の広い河口二層流についても上述のような 3 次元集中渦が見出されるかどうか分からないが、堆積層と塩水楔の類似性から推定すると、その可能性は大である。

ところで、連行層内に発生する集中渦はもう一つ重要な機能もちあわせている。周知のごとく集中渦は周囲の流体をまきこんで成長するが、河口二層流や堆積層の場合にはサーキュレーションが密度差に抗して淡水を引込むほど強くなく、従って Thorpe (1971) の見出したような K-H 波を見ることは出来ない。しかし写真-6 に示すように、ごくうすい混合層を引込む程度の能力は有しているから、結局わずかずつではあるが塩水内に淡水を連行することになる。勿論この機能は ψ の増大につれて促進されるから、河口あるいは取水口に近いほど界面を通じて塩水内に連行される淡水量は多いことになる（図-5）。かくして ψ 波直下の集中渦は、定常状態の河口内二層界面あるいは密度堆積層と淡水界面を通じて、塩水を淡水中に輸送する機構のみならず、淡水を塩水中に輸送する機構を解明する上にきわめて重要な意味をもっているが分かる。

8 結 語

以上の実験結果から、重力内波は ψ 波上を通過するときに砕波することは明らかとなったが、未だ、砕波機構が解明したわけではなく、問題はより緻密な考察を要求する形で今後に残されたといってもよいであろう。ただ重力内波の砕波状況を詳細に観察した結果から判断すると、今後砕波機構を解明する上で、重力内波が ψ 波上をのり越える際に受ける上下振動だけでなく、界面での流れが ψ 波の谷で遅く、谷から山にかけて急加速されるといった事実をも考慮すれば真の砕波機構解明に相当近ずけるのではないかと予想している。

文 献

浜 田 徳 一：密度流の問題(3)，第 15 回海岸工学講演会講演集，土木学会，1968。

岩崎敏夫・日下 理：淡塩二層流界面における内部波の発達に関する研究，土木学会第 26 回年次学術講演会講演集Ⅱ，1971。

吉 田 静 男：堆積層の特性について，土木学会北海道支部論文報告集，31，1975。

柏村正和・吉田静男：河口の flow pattern について，第 12 回水理講演会講演集，1968。

Keulegan, G.H., Interfacial instability and mixing in stratified flows, J. Res. Nat. Bur. Stand., 43, 1949.

Thorpe, S.A., Experiments on the instability of stratified shearflows: miscible fluids, J. Fluid Mech., 46, 1971.