

非定常塩水楔の挙動に関する研究

Study on Unsteady Saline Wedge

東京電機大学理工学部 有田 正光 Masamitsu Arita

東京電機大学理工学部 真崎 哲二 Tetsuji Masaki

Three types of mixing (stratified, partially mixed, well-mixed) observed in tidal estuaries are well known. Although its importance for engineering aspects, hydraulical classification is not yet completed because of the lack of knowledge of physical mixing mechanism on density interface by tidal currents. The behavior of unsteady saline wedge and mixing of the interface due to tide are studied experimentally. The large scale and strong mixing are observed at the flooding tide period which may cause partially or well-mixed type. This phenomena is explained to be caused by density currents which progress toward river mouth from the sea. The experimental results such as upper and lower depth and velocity change with time, position change of the tip of the wedge with time, et. al., are presented and discussed.

Key Word : Saline wedge, Estuaries, Stratified Flow

1. はじめに

塩水楔が潮汐の効果を受けて非定常運動をする場合には3種の混合形態、つまり、弱混合、緩混合、強混合が観察されることが知られている。実際の塩水楔において、いずれの混合形態が出現するかを正確に予測する事は工学的に重要である。従来の混合形態分類に関する研究としてはレジューム論的な分類法はあるが^{1), 2)}、各種混合形態の発生のための水理条件とその物理的なメカニズムについては若干の研究はなされているものの³⁾その検討は不十分であると考えられる。本研究はこの事を念頭において密度界面の崩壊など非定常塩水楔の挙動の基礎的な側面を実験的に明らかにすることを目的としている。

2. 潮汐流に関する計算と相似性のパラメータ

本問題においては問題を簡単化するため図1に示すように半無限水域で近似できる海域に水平床を持つ矩形断面水路が接続され、塩水楔が水路内に侵入している場合を考える。この場合の矩形断面水路は河川を、水路長： L は感潮区間をそれぞれ模擬しており、また

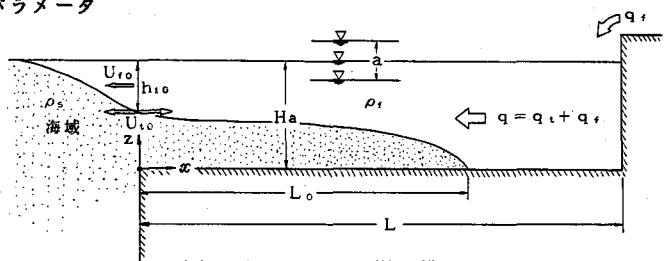


図1 考える流れの場と模式図

河川水の自流量： q_1 に相当する流量が水路端より供給されている。いま、 $q_2=0$ でかつ感潮区間： L が潮汐波の波長に比較して十分短く水位の昇降が感潮域内で一定であるような場合を考えると連続の条件式は次式で与えられる。

$$\partial H / \partial t + \partial q_1 / \partial x = 0 \quad (1)$$

上式において q_1 ：潮汐による水面の変動によって水路内に駆動される潮汐流の流量、 H ：潮位、 t ：時間、である。ここで、平均潮位を H_a として $H = H_a + a \cdot \sin \sigma t$ (a ：潮位の振幅、 $\sigma = 2\pi/T$ 、 T ：潮汐の周期)で表わされるとし、感潮域上流端： $x=L$ において $q_1=0$ の境界条件を考慮すると式(1)より q_1 は求められて次式となる。

$$q_t = a \sigma (L - x) \cdot \cos \sigma t \quad (2)$$

上式より潮汐流の流速: u_t は $u_t = q_t / H$ で計算できる。ここで河川の自流量: q_f がある場合を考えた上で、無次元諸量, $H_r = H / H_a$, $h_r = h_i / H_a$, $q_r = q / a \sigma L$, $q_{tr} = q_t / a \sigma L$, $q_{fr} = q_f / a \sigma L$, $u_{tr} = u_t / (a \sigma L / H_a)$, $u_{fr} = u_f / (a \sigma L / h_{i0})$, $a_r = a / H_a$, $t_r = t / T$, $x_r = x / L$ を導入すると H_r , q_r , u_r は整理されてそれぞれ次式で与えられる。なお, h_{i0} は $t=0$, つまり平均水深時の河口における上層淡水層の厚さである。

$$H_r = 1 + a_r \cdot \sin 2\pi t_r \quad (3)$$

$$q_r = q_{tr} + q_{fr} = (1 - x_r) \cdot \cos 2\pi t_r + q_{fr} \quad (4)$$

$$u_r = u_{tr} + u_{fr} = (1 - x_r) \cdot (\cos 2\pi t_r) / H_r + q_{fr} / h_r \quad (5)$$

上式より潮汐流速: u_{tr} の経時変化は正弦曲線とは一致せず、上げ潮時に流速変化が大きく、下げ潮時には小さくなること分る。この特徴は潮汐の振幅: a_r が大きくなると著しくなる。

本研究は実河川の河口付近において生ずる密度界面崩壊現象を実験室において再現することを実験上の主たる目的としている。その為の相似条件式としては吉田等³⁾が導入した次式が妥当なものであると考えられる。

$$\lambda_0 = u_{t0} / u_{f0} = (a \sigma L / H_a) / (q_f / h_{i0}) \quad (6)$$

ここに, u_{t0} , u_{f0} はそれぞれ河口 ($x=0$) の $t=0$ における潮汐流の流速, 上層流速である。上式は吉田等の説明のように, $\lambda_0 > 1$ の場合は河川水が逆流する時間帯があり, $\lambda_0 < 1$ の場合にはいかなる潮時にも河川水の逆流は生じない事を示すものである。また, 河口端における $t=0$ の上層密度フルード数: F_{i0} を使用して次式のように書き直す事ができる。

$$\lambda_0 = (a \sigma L / H_a) / (\varepsilon g F_{i0}^2 q_f)^{1/3} \quad (7)$$

ここに, $\varepsilon = \rho / \rho_s$, $\rho = \rho_s - \rho_f$, ρ_f = 河川水の密度, ρ_s = 海水の密度, g = 重力の加速度, である。また F_{i0} は定常の塩水楔の場合には近似的に $F_{i0} = 1$ になる事が認められているが, 非定常の塩水楔の河口条件となり得るかどうかに疑問が残る。特に後述の様に密度カレントが河口付近に発生した場合には $F_{i0} = 1$ の河口条件の成立は期待し得ない。しかしながら, λ_0 の値の概略値の推定のためには式(7)で $F_{i0} = 1$ とする事は許されると考える。

本章においては感潮域における潮汐に伴う水表面の昇降は一様であると仮定して考察を進めているがこれは国内の河川のように比較的感潮域が短い河川においては比較的妥当な仮定であると考えられる。例えば須賀等²⁾による長良川での同時水位測定によれば河口から12km地点迄ほぼ水平な水面が保たれている。そこで, 潮汐波の長さよりこの点を考察してみる。水深: $H_a = 10$ m と仮定すると潮汐波は長波と見做し得るからその波速: V は $V \sim 10$ m/sec となり, 潮汐波の周期を12時間とするとその波長 L_T は $L_T = T \cdot V = 432$ km となる。このことから国内における河川においては一般に, 感潮域が潮汐波の波長に比較して十分短いので同域における水面の昇降は水平であると考えて良い。ちなみに, $L = 15$ km, $H_a \sim 10$ m とした場合の河口端と感潮域上流端との位相遅れは15分程度となる。一方, Mississippi川の場合は $H_a \sim 25$ m であり, 低水時の感潮域は $L = 200$ km に達する。この場合の河口から感潮域上流端迄の位相遅れは4時間にも達する。従って, 長大河川においては潮汐波を進行波として捕らえる必要が生ずると考えられる。

3. 実験装置と実験要領

今回の実験に使用した実験水路は図2に示すように長さ: 3.0 m, 幅: 0.2 m, 高さ: 0.4 m のアクリル製の矩形断面水路である。水路部の両端には大小の貯水部が設置されている。実験装置の下流端の海域を模擬する貯水部の大きさは長さ: 0.8 m, 幅: 1.0 m, 高さ: 1.1 m のステンレス製であり, そこにはフロートを上下させて潮汐を発生させる潮汐発生装置が設置されている。実験は塩水楔の挙動に関する実験を行なう為に一般的な淡・塩水二層の実験とせず, 温・冷水二層で実験を行なった。つまり冷水を水路内に流して

河川流を模擬するとともに温水を水路中の下流端上層より放出し塩水楔を模擬した。これは温水が二次元の水路内に侵入すると極めて短時間のうちに上流側水表面に薄いゴミなどのフィルムが形成され、これによって水表面付近にはほぼ零流速域が形成される事によって温水塊は密度カレントではなく密度楔の形態をとるという原理に基づくものである⁵⁾。本手法の最大の利点は海域に相当させる貯水部の大

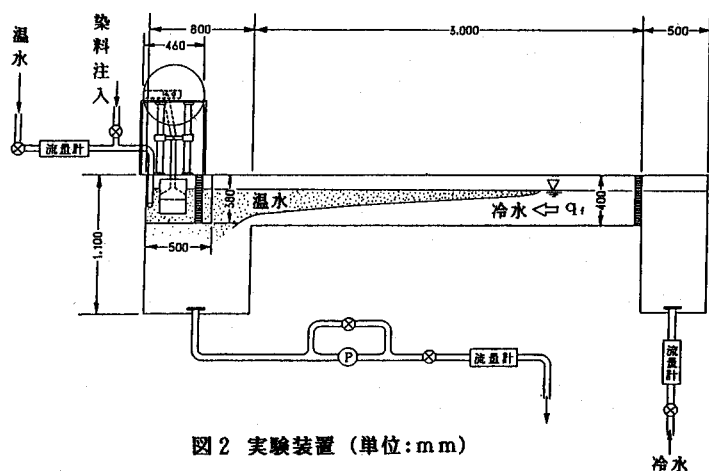


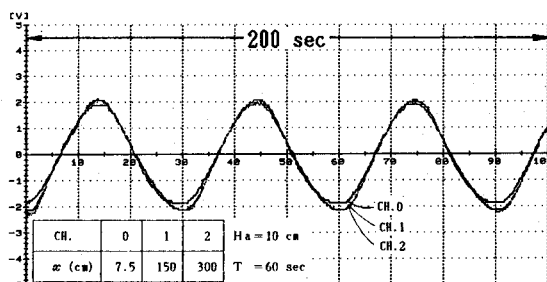
図2 実験装置 (単位:mm)

きさが比較的小さい場合でも半無限水域で近似される海域と河川との干渉が再現し易い事である。

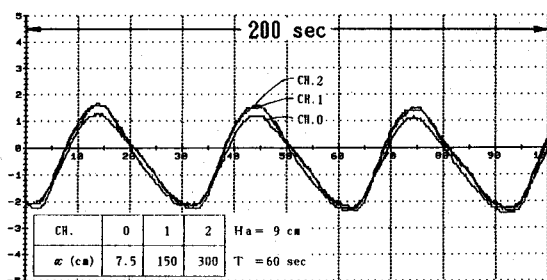
実験における流速測定は主としてプロベラ流速計および電磁流速計を使用して行なった。温度の測定にはサーミスタを使用し、その出力をマイクロコンピュータに送り処理した。

4. 実験結果とその考察

実験に先立って著者等が試作した起潮装置により作り出された潮汐の特性を調べた結果、潮汐による水面の昇降が水路内で一様であるためには周期： T を30秒以上とする必要がある事が分かった。このことより本研究における非定常密度楔の実験は水路端からの反射波の影響を避けるために安全をみて周期： $T=60$ 秒の場合を基本として行なった。ところで著者等の実験装置の起潮装置はフロートを上下させて潮汐を発生させるものであるがフロートの自重によって水路内に発生する潮汐波形は正弦曲線よりずれる。実験において正弦曲線で近似できる潮汐波形を得る必要がある場合にはフロートの自重にバランスするような重量の重り（以下バランスと称することとする）を滑車でフロートの反対側に取り付けた。図3 a はバランスを設置した場合の $T=60$ 秒の水路内の各位置における水面の波形を示すものであるが、波形はほぼ正弦曲線で近似しえる事および水表面の位置の変化が一様であることが認められる。



a. バランスを使用した場合



b. バランスを使用しない場合

図3 水表面波形の例

一方、図3 bは $T=60$ 秒のバランスを使用しないケースの水表面波形である。このケースは水表面波形が正弦曲線よりずれ、水面が最低水位から最高水位に達するのに要する時間がほぼ24秒であるのに対して、水面が最高水位から最低水位に達するのに要する時間はそれより長くほぼ36秒であった。

図3 aが実験を行なう上で基本的な波形となるが、潮汐の振幅が大きい場合の実河川においては図3 bに示されるような水表面波形がしばしば観察される事は良く知られている。これは河床の粗度の効果や河口部における潮汐流の流入時と流出時の損失係数の大きな相違、さらには式(5)そのものの特性が原因となって

いると考えられる。この様な潮汐波形のもとでは上げ潮時の河川内に向かう潮汐流の流速が、下げ潮時の海に向かう潮汐流の流速に比べて速い(図3 bのケースは2倍程度)。この事は上げ潮時に大きな密度界面崩壊が発生する可能性を示すものであり、実験的検討の対象とすべきケースである。

実験は図3 aおよび図3 bに示す潮汐波形のそれぞれについて潮汐振幅: a , および感潮区間長: L を変化させて数多く行なうこととした。ところで、非常密度楔の実験を行なうに先立って定常密度楔の実験を行ない、その結果を従来の淡水・塩水二成層の定常塩水楔の実験結果と比較し、著者等の使用した実験装置および実験手法の妥当性を検証することとした。以下に定常密度楔の実験的検討結果について述べ、次に非常密度楔の実験的検討結果について述べる。

(4-1) 定常の密度楔

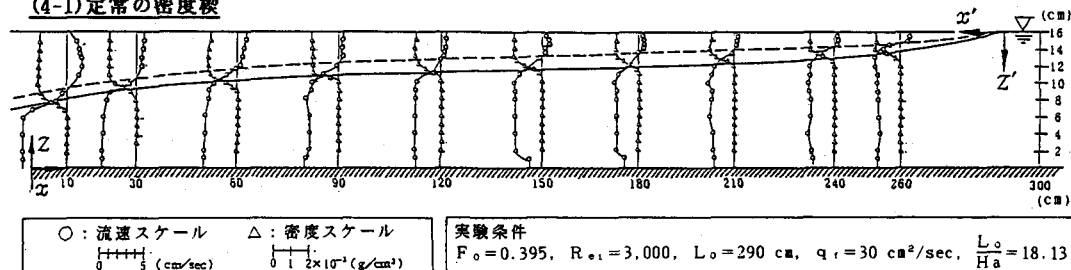


図4 定常密度楔の実験結果

図4に定常密度楔の実験結果の例を示すが実験条件は図中に示すように楔先端の密度フルード数: $F_0 = 0.395$, 下層冷水の流れのレイノルズ数: $R_{e1} = 3000$, 水深: $H = H_0 = 16$ cmである。○は流速分布を示し, △は温度分布つまり密度分布を示している。実験結果は定性的に良く従来の淡水・塩水二成層による塩水楔の実験結果と一致するものであることが認められる。図5は無次元化された密度楔長: L_0 を淡水二成層の実験結果と比較したものである。著者等の実験結果は放熱の効果によって密度楔長が若干小さくなるものの両者は比較的良く一致している。その他、密度界面形状や楔内を流動する循環水の流量に関する検討結果からも両者は比較的よく一致していることが認められた。従って、著者等の実験装置、実験手法による塩水楔の問題の検討には基本的に問題の無いことが検証されたと考える。

(4-2) 非常密度楔の挙動の一例

非常密度楔の実験は上述のように水理条件を変化させて種々行なわれたが、図6はその中の一例を示している。同図の実験条件はフロートにバランサーを付けていない場合でありその波形は図3 bに示されている。また、その他の実験条件は、 $a = 0.8$ cm, $H_0 = 10.0$ cm, $T = 60$ sec, $q_1 = 17.5$ cm²/sec, 下層冷水水温: $T_1 = 9.0$ °C, 上層放出温水水温: $T_0 = 23.0$ °C, である。測定項目は上層厚($x = 20$ cm), 下層厚($x = 20$ cm), 上層流速($x = 30, z = 8$ cm), 下層流速($x = 30, z = 4$ cm), 水面の位置($x = -15$ cm), および密度楔先端位置の経時変化である。図6より得られる知見および考察を以下に箇条書きにして示す。

①上げ潮時の急激な陸向の潮汐流流速の増大や下げ潮時の海向の潮汐流の流速の値がほぼ一定値となる

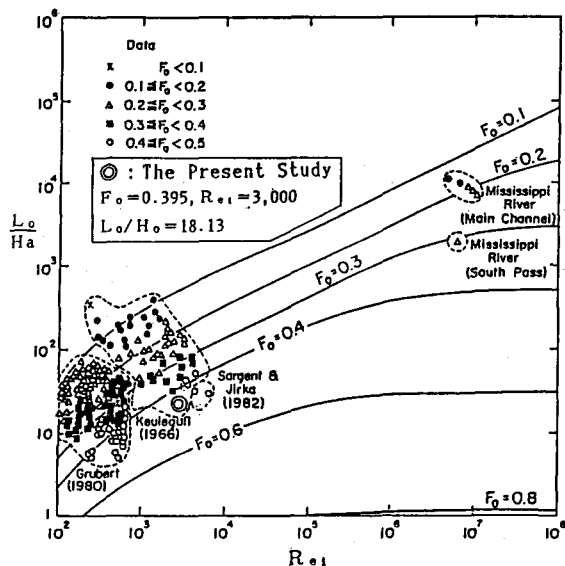


図5 本研究における定常密度楔の実験によって得られる楔長と従来の塩水楔の実験・実測データとの比較

事などの特徴は現場の河川での現象を良く再現しているものである（例えば文献(4)）。この事は水位下降時間と上昇時間との相違、およびそのときの上下層厚の変化によって説明できる。②同ケースの λ_0 の値は河口端で $F_{10} \sim 1.0$ の近似が成立すると考えると式(7)より、 $\lambda_0 = (a \sigma L / H a) / (\epsilon g F_{10}^2 q_i)^{1/3} = 1.04$ となるが、これは上げ潮の流速が最も大きい時に河川水を模擬する下層冷水の流れがほぼ停止する条件を与えるものである。実験結果よりほぼその時に下層冷水が停止していることが認められる。この事は $F_{10} \sim 1.0$ の近似が非定常の場合でも λ_0 の計算に当たっては使用しうるものである事を示している。

③密度楔先端位置の経時変化は水面の位置の経時変化、およびその形状とはほぼ一致している。これは上下層の混合が比較的小さく、かつ河川内に発生する潮汐波の位相のずれが感潮域内で小さな場合の特徴であると考えられる。④上層厚と下層厚の経時変化は極めて興味深い。下げ潮時には徐々に上層厚は減少、下層厚は増加した後にはほぼ一定値となる。その後の上げ潮期の初期には上層厚の急激な増大、下層厚の減少を示すが、上げ潮の速度がほぼ最大となった時点でほぼ一定値となっていることが認められる。こ

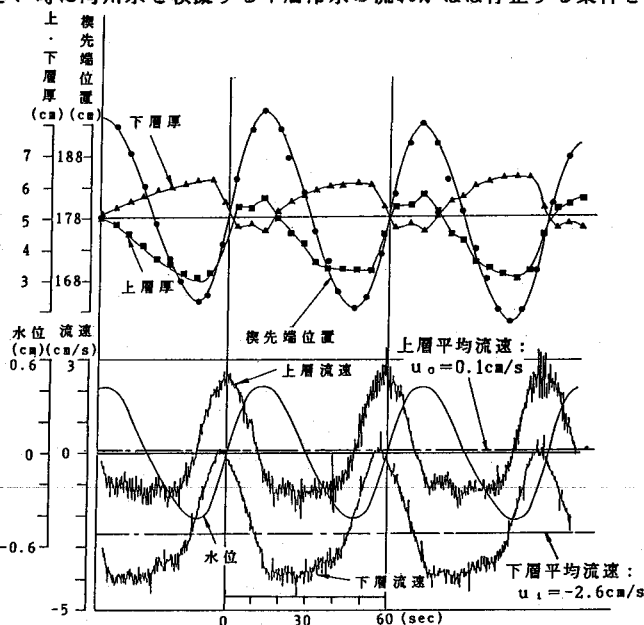


図6 非定常密度楔の諸量の測定例

の様な上下層厚さの複雑な経時変化の挙動の原因は河口付近に生ずる密度界面崩壊にある。

以上に図6から得られる知見および考察を述べたが、それらの中で④で指摘した密度界面崩壊は緩混合もしくは強混合の塩水楔の成因となり得るので以下にこの点についてさらに考察する。図7は図6の水理条件において観察した密度界面崩壊を模式的に描いたものである。同図より上げ潮の速度がほぼ最大となる時点（図7c）において密度界面崩壊が始まり、上げ潮が進むにつれて大規模な密度界面崩壊が生じていることが認められる。この密度界面崩壊が図6に示す上下層厚さの複雑な経時変化の原因となっているものである。この密度界面崩壊の様子の染料による可視化写真を写真1に示す。

ところで、図7、写真1に示すような密度界面の大規模な崩壊の原因は河口付近に密度カレントが発生し河川内に向かって遡上することによってその原因があると考えられる。つまり上げ潮時に一樣流として潮汐流が河口に向かうとき密度流との干渉によって密度カレントが発生し、それが河川内に遡上し密度界面崩壊を引き起こす。従って、写真1に示されているのはいわゆるカルマンヘッド後部の大規模な乱れである。著者等は長良川の実測において須賀²⁾が指摘している内部渦の成因の一つはここに示す密度カレントの発生によるものであると考えている。ところで従来の淡・塩二成層の実験ではこの様な密度界面崩壊現象は報告されていないがその原因は海域に相当させる貯水部が小さく淡水層が貯水部上層に滞留していたり、潮汐流の発生装置によって発生させられる潮汐流が海域部に形成される淡水の密度楔に一樣流として接近するものでなかった事等がその原因と考えられる。

5. 総括

本報は主として非定常塩水楔の挙動についての実験的検討結果の報告である。実験に当たっては従来の淡・塩二成層とはせず冷・温二成層で実験を行なった。これによって狭い実験室内で現場における河川の河口付

近における混合現象を再現可能なものとしたと考える。本研究において観察した密度カレントの発生とそれによる大規模な密度界面崩壊は緩混合や強混合の塩水楔の出現の重要な原因の一つとなっていて考えている。また、須賀²⁾の指摘する現地河口付近に観察される内部渦と何等かの関連があるであろう。ところで、吉田等³⁾は二層密度界面崩壊の原因は河床粗度の効果によってもたらされるとの説を提案しているが、著者等の研究はそれを否定するものではなく、その他の、特に河口付近での混合の原因についての仮説を提案するものである。

現在、引き続き λ などの水理条件を変化させて密度界面崩壊の発生条件や乱れの諸量などを含めた詳細な実験的検討を行なっている。最終的には実験上得られる知見に基づいてより合理的な混合形態分類を行なうことを目的としている。

参考文献

- 1) Simmons, H.S. and F. R. Brown : Salinity effects on estuarine hydraulics and sedimentation, Proc. 13th Congress of IAHR, C-34, pp. 311~325, 1969.
- 2) 須賀堯三, 感潮河川における塩水楔の水理に関する基礎的特性, 土木研究所資料 1537号, 1979.
- 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, 1980.
- 4) 川西澄, 余越正一郎, 太田川感潮部における浮砂泥と組織乱流, 第32回水理講演会論文集, pp. 215~220, 1988.
- 5) Jirka, G.H. and Arita, M.: Density Currents or Density Wedges - Boundary Layer Influence and Control Methods, J. F.M., Vol. 177, pp. 187~206, 1987.

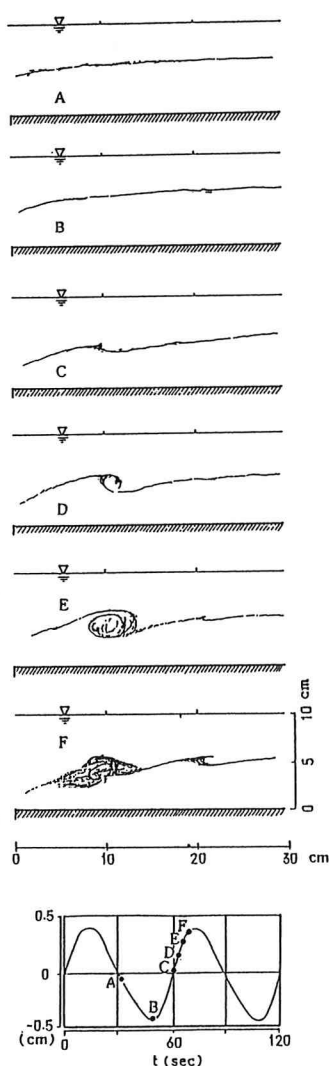
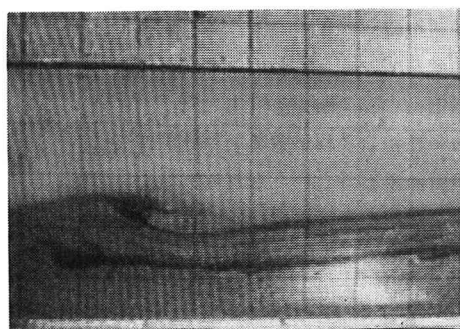
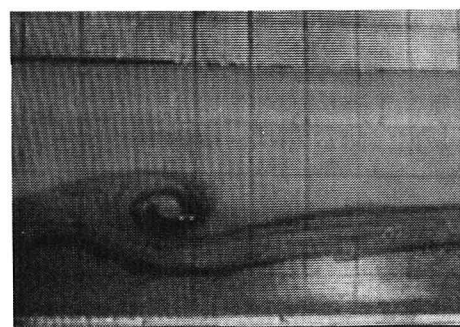


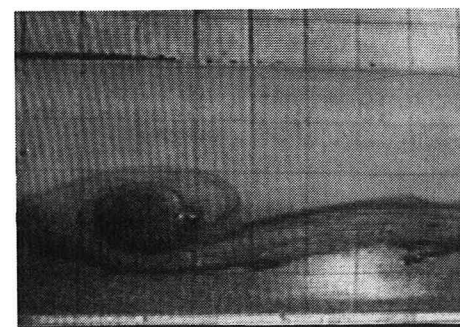
図7 密度界面崩壊の経時変化



(a)



(b)



(c)

写真1 河口付近に発生する密度界面崩壊の可視化