

沿岸域における河川流出水の拡がりについて

井上和也・坂口拓史・古寄裕三

FLOW BEHAVIORS OF RIVER EFFLUX IN ESTUARY

By Kazuya INOUE, Takushi SAKAGUCHI and Yuzo FURUSAKI

Synopsis

The aim of this study is to reveal fundamental flow behaviors in an estuary into which a river flows. The fresh water of river expands three dimensionally in the estuary, affected by buoyancy force due to salt water. Estuary topography, discharge of river and density difference between fresh and salt waters play dominant roles for flow field characteristics. As the first stage of study, the present paper deals with the numerical procedure to analyze the flows near the river mouth and in the estuary, and simulation using simplified estuary model. Simulation results show that radially expanding flow in surface layer is associated with radially converging flow in lower layer, and a prominent shearing layer characterize the whole flow field.

1. はじめに

わが国の経済および社会活動の中核である湾域都市では、湾内の埋立を行って、そこに新たな都市空間を創出しようとする動きが活発である。このような湾内には数多くの河口が存在し、したがって湾内の河口近くに埋立が計画されることが少なくない。このような沿岸域の河口付近での埋立の問題を水工学的に考える場合、治水、利水および環境のいずれの面からも、河口部を含む沿岸域における水理がどのようになるかを十分に検討しておくことが必要とされる。

河口から流出する河川水の沿岸域における挙動に関しては、従来より密度流現象の主要な課題の一つとして多くの現地観測や実験水路での研究が行われている¹⁾。最近では、数値解析法を用いた研究^{2,3)}や、沿岸域の種々の流れ（恒流、潮流）と河川からの流れの相互作用に注目した大規模な模型実験^{4,5)}が行われている。

筆者らは、埋立が河口からの洪水の流出に及ぼす影響などについていくつかの検討を行ってきた⁶⁾が、本研究では、もう少し基礎的な問題に立ち戻って、河口から沿岸域に流出する流れの基本的な構造を明らかにすることを目的としている。すなわち、本報ではまずその第一歩として、地形の複雑さの影響を取り除くため、実際の沿岸域を対象とするのではなく簡単な形状の海域と河川からなるモデル沿岸域を想定し、3次元数値解析モデルを適用して流れの挙動を求め、河川からの流出に伴う現象の特性の考察を行うことにする。本報で用いる数値解析モデルでは、開境界（海側境界）において無反射境界条件を適用することによって、開境界の影響が河川から流出する流れの機構に及ばないようにすることを試みるとともに、対象領域の内部において粗格子と細格子を接合する粗細格子法を適用している。

2. 数値解析モデルおよび解析方法

流れの解析にあたっては、浅水近似により水深方向には静水圧分布を仮定する 3 次元解析法を適用する。また、密度の非一様性の影響に関しては Boussinesq 近似を適用する。基礎式、開境界以外での境界条件および計算のための差分式といった数値解析モデルの構成はすべて前報⁶⁾と同様なので省略する。鉛直方向の渦動粘性係数や渦動拡散係数と Richardson 数との関係、密度分布が静的に不安定な場合の取扱いなども前報と同じである。

2.1 モデル沿岸域

前述したように、本報では、河川水が沿岸域へ流出するときの流動構造を一般的かつ基礎的に考察することを目的とし、Fig. 1 に示されるような単純化された仮想的なモデル沿岸域を計算対象にとることとする。すなわち、河道部は長さ 10km、幅 1km とし、海域は、海側開境界での境界条件の影響が問題としている河口近傍になるべく及ばないようにすることを考慮に入れて、長さ (x 方向) 40km、幅 (y 方向) 40km とし、河道域および海域の両領域を互いに中心軸が一致するように連結させる。中辻ら³⁾が指摘しているよう

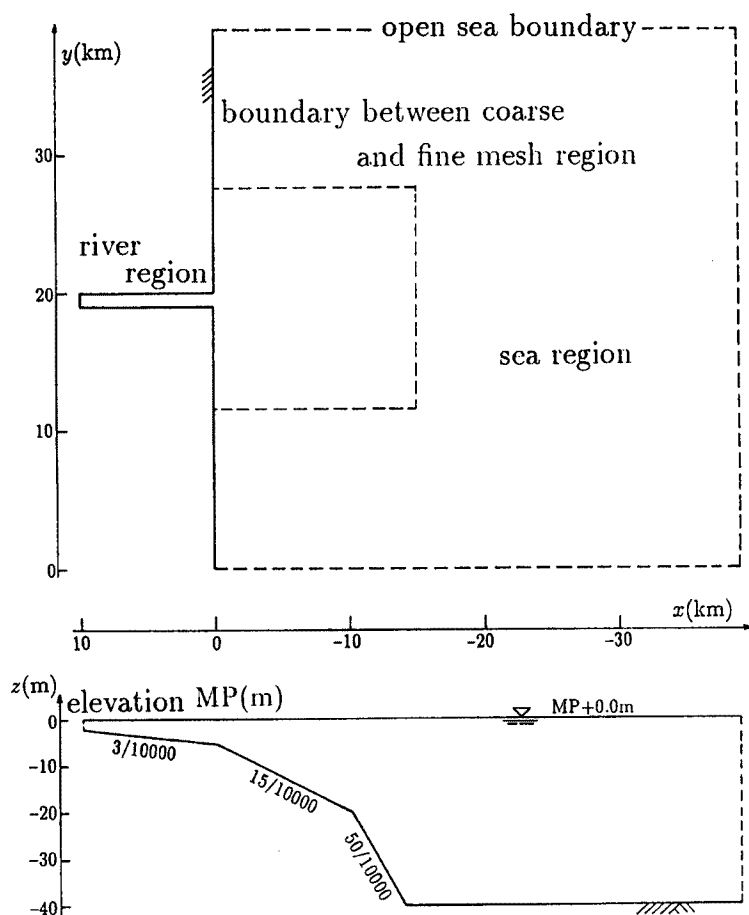


Fig. 1 Model estuary and river

に、河道域を設けずに河口（以後、河道域の下流端 $x=0\text{km}$ を便宜的に“河口”ということにする）で河川流量を与える場合、河口断面での流速分布を想定しなければならず、結局最も知りたい領域での流れを外部的な境界条件によって直接規定してしまうことになり、解析の意味が失われるおそれがある。本報では中辻らの改良に従い、上記のように河道部を設定しており、これにより例えば塩水楔が発生する場合、その影響の評価も可能としている。

水深方向の地形は次のようである。すなわち、 x 軸方向にこう配を想定し、河道域では $3/10000$ 、海域の $x=0\text{km}$ から $x=-10\text{km}$ までは $15/10000$ 、 $x=-10\text{km}$ から $x=-14\text{km}$ までは $50/10000$ 、 $x=-14\text{km}$ より沖では水平としている。このような河道域および海域のこう配は、淀川と大阪湾の淀川河口延長部をおおむね擬した結果である。なお、 y 軸方向にはこう配はなく水平である。また、標高の基準面を MP と名付け、 $x=0\text{km}$ での水底の地盤高を MP-5m としている。

本報のモデル沿岸域は中心軸を有する対称領域である。このような領域での流れに前報⁶⁾のような対称性を有する数値解析モデルを適用する場合、中心軸を挟むどちらか一方の半領域だけを計算の対象とし、中心軸上で対称の境界条件—いまの場合、 x 方向の流速、潮位および密度は中心軸を挟んで対称であり（等しく）、 y 方向の流速は中心軸上で 0 とする—を適用するのが一般的であり、計算的にも効率が優れている。しかし、この方法では、河道域・海域の流出軸上という考察しようとする現象の生起場のまさに中心に境界条件が直接的に加えられることになり、あまりにも境界条件が支配的である。このような点を懸念して（杞憂かもしれないが）、本研究では中心軸上では境界条件を与えないことにし、半領域でなく全領域を解析の対象とする。もちろん、対象領域の地形、計算式および後述のこれ以外の境界条件から、流れは中心軸に関して対称になるはずであるが、中心軸上の境界条件によって“人為的に”対称的にするのでなく、計算が結果的に対称になることを期待するのである。

2.2 格子分割

計算においては、粗細格子法を用いる。すなわち、まず Fig. 1 の全領域における流れを、比較的粗い格子分割によって、後で述べる河道域上流端の境界条件および海域の開境界での境界条件を用いて計算する（広領域計算と呼ぶ）。次に、Fig. 1 の海領域の破線で囲まれた河川からの流出現象が卓越する領域および河道域を、広領域より細かい格子分割によって計算する（狭領域計算と呼ぶ）。この計算における開境界（図中の破線上）では、広領域計算で求められた水位、流速および密度を境界条件として与える。つまり、広領域計算はこの境界条件を得るためのものである。狭領域の河道域上流端の境界条件は、広領域と同じである。

広領域計算では、差分格子は $\Delta x = \Delta y = 1000\text{m}$ 、時間ステップは $\Delta t = 10.0$ 秒であり、狭領域計算では $\Delta x = \Delta y = 250\text{m}$ 、 $\Delta t = 2.50$ 秒である。水深方向の格子分割は、広領域および狭領域のいずれにおいても等しく、Fig. 1 の MP+0.0m 以上を第 1 層（表層）とし、MP+0.0m から MP-20.0m までの間は $\Delta z = 1.0\text{m}$ 、MP-20.0m 以深では $\Delta z = 5.0\text{m}$ としている。深部で Δz を粗くしたのは、対象がおもに浮力を受ける現象であって、それらは水深方向でみれば比較的表面近くに限られると考えられるからである。

2.3 海側開境界の境界条件

河川からの流出を検討する場合、海側の開境界での境界条件には、観測値あるいは想定された潮位が与えられることが多い。しかし、河川からの流出水の挙動の基本的な構造をみようとする場合、ある定められた潮位を開境界で与えると、それが河口近傍の流れに影響を及ぼし、いわば強制的な外力を導入することに相当し好ましくない。つまり、本研究のような目的の場合には、開境界の境界条件が、河川からの流出に支配的な影響を及ぼさないようにすることが望まれ、開境界での境界条件には十分な配慮を要する。本報では、河川から流出し開境界に到達した流れが、開境界から領域外へ自然に（領域内に影響を及ぼさずに）抜け出ることを表現する方法として、日野および仲座⁷⁾の「無反射境界条件」の方法を用いることにする。すなわ

ち、この方法では、開境界が $x = (i+1)\Delta x$ (簡単のため 1 次元とする) にあり、開境界での潮位が $\Delta x/2$ だけ領域内 ($x = (i-1/2)\Delta x$) で定義されているとすると、まず仮に $u_{i+1}^n = 0$ とし開境界の潮位 $\zeta_{i+1/2}^n$ (境界において完全反射するとしたときの潮位) を求め、次に $\zeta_{i+1/2}^{n+1} = \zeta_{i+1/2}^n/2$ を開境界の潮位とするのである。この方法によると、 $\Delta x/\Delta t \approx \sqrt{gh_B}$ (h_B : 開境界での水深) であれば、開境界は完全に無反射になるとされる。

本報ではこの方法を広領域計算に適用している。ただ、先の広領域での格子分割では、この無反射の条件が十分には満たされていないのは、計算の安定性の条件の方が厳しかったからである。このことについては、計算結果の考察で再び触れる。

2. 4 計算条件

計算ケースは、密度が一様でない場合と、一様な場合の 2 ケースである。すなわち、河川水の密度を $\rho_1 = 1000 \text{ kg/m}^3$ 、海水の密度を $\rho_2 = 1022 \text{ kg/m}^3$ とする場合と、 $\rho_1 = \rho_2 = 1022 \text{ kg/m}^3$ とする場合である。

河川流量 Q は、 $Q = 10000 \text{ m}^3/\text{sec}$ とし、これを河道域上流端 ($x = 10 \text{ km}$) の断面に一様な流速に換算して流入させる。このときの流入水の密度には ρ_1 を与える。海側海境界で流れが沿岸域に流入する向きであるとき、この流入水の密度には ρ_2 を与える。

初期条件には、全領域 (河道域および海域) で潮位が $\text{MP} + 0.5 \text{ m}$ の静止した水面を与える。また、密度は全領域で ρ_2 とする。

3. 計算結果とその考察

3. 1 広領域の平面分布

Fig. 2 は、広領域の計算開始後 24 時間目の表層における流速と密度、および第 7 層 (MP-5m から -6m の層で、いまの場合水面下約 5.5m) における流速のそれぞれ平面分布である。

まず、この結果から境界条件の取扱いの妥当性を考えてみよう。中心軸上で対称という境界条件を適用しなかったが、結果では中心軸に関して流れの場の対称性はほぼ満たされているとみてよい。このことははじめに予期したとおりであり、計算は適切に行われていると考えてよいであろう。

海側開境界での無反射境界条件という取扱いについて、表層の **Fig. 2(a)** をみると、開境界 BC にそって、流向は河口 (河道域の下流端で、 $x = 0 \text{ km}$) を中心とする放射状の分布を示しており、河川からの流れはこの開境界から自然に抜け出ているとみられるが、一方開境界 AB および CD では流向はこれらの境界に沿う方向になっており、境界からは流出していない。このような傾向は下層の **Fig. 2(c)** でも同じである。しかし、ここには図示していないが、**Fig. 2** とは異なる時間では、開境界 AB および CD でも領域外へ流出する流れが求められていることがある。結局、現在のところ無反射境界条件によって先に述べたような意味で適切に流れが計算できているかどうかは判断できない。以上のような結果は、計算の安定性を保つために、日野らが導いた無反射境界条件が成立するための条件を乱していることが一因であろうが、今後さらに検討が必要と考えている。

広領域計算は、狭領域の開境界の境界条件を得ることを目的としているものであり、計算結果にみられる流れの特徴については狭領域計算の結果でさらに考察するが、この広領域の結果においても河川からの流出水の流動形態をいくらか知ることができる。

河口から流出した河川水は、流速分布でみると放射状に、密度分布でみると y 方向に伸びた楕円形状で広がっている。河川水の先端はこの時間では、 x 方向には河口から約 25km の地点にまで達しているのに対して、 y 方向には中心軸から 18km 程度にしか広がっていない (拡がりの半幅が約 18km)。また、表層では循環流はほとんどみられない。さらに、表層の密度分布でみると、沿岸線 AD に沿っては流れの拡がり相

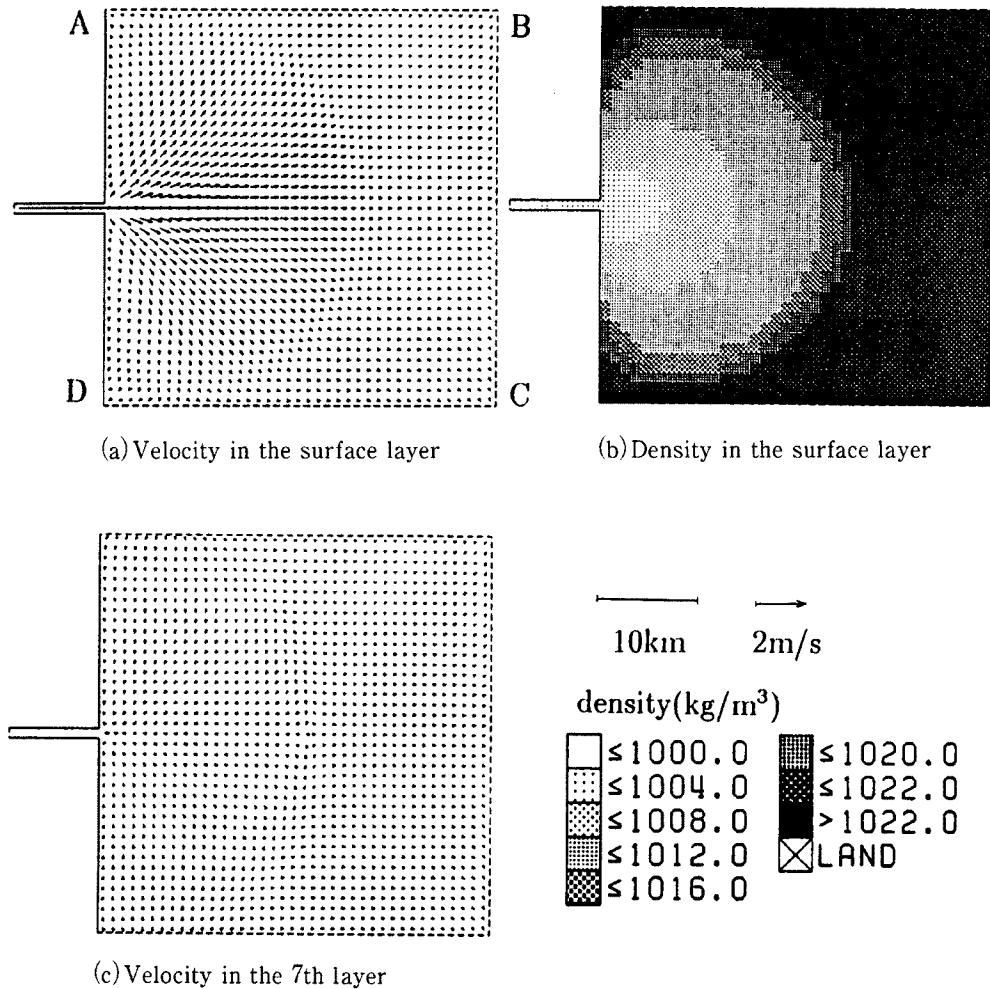


Fig. 2 Plane distribution in coarse mesh computation (after 24 hours)

当抑制されることがはっきりしている。

この時間では河口の水深は $h=6.34\text{m}$ であり、海水はほとんどフラッシュされている。この状態での河口の内部Froude数 $F_r=u/\sqrt{g\epsilon h}$ を求めると、 $F_r=1.36$ である ($u=1.57\text{m/s}$, $h=6.34\text{m}$, $\epsilon=(\rho_2-\rho_1)/\rho_2=22/1022=0.0215$)。本報では、中辻ら³⁾が行っているような内部Froude数の中心軸上の変化を求めるには至っていないが、上記の河口での内部Froude数からすると、かなり浮力の作用が卓越し、河口から同心円状の拡がりになると予想される。しかし、それでもFig. 2(b)のような分布が現れたことからみると、河川からの運動量の作用も大きいことが分かる。これは、計算条件の設定において洪水に相当する流量を与えたことによると思われる、沿岸線の近くでの拡がりの抑制の理由を含めて、流量や密度差を変化させた検討が必要であろう。

Fig. 2(c)の流速分布では、表層で放射状の流速分布が顕著であった領域で、河口に向かう、つまり表層とは逆向きの弱い流れがみられ、流れの場が二層流に近くなっていることが分かる。また、この下層の流れは河口に収束しているので、河口ではかなり強い上昇流が発生していると思われる。さらに、下層において平面的にみると、河口に向かう流れと沖に向かう流れの境界が相当明瞭に現れており、水面下ではあるが潮

目のようになっているのは興味深い。

3.2 狭領域の平面分布

Fig. 3 は、狭領域の計算開始後6時間目の表層における流速(a)と密度(b), および第7層における流速(c)の分布である。広領域の計算結果と図示している時間が異なるのは、**Fig. 3** の時間であれば計算対象である狭領域で河川水が適当な大きさに広がっているからである(狭領域の24時間目では、領域から海水がほとんどフラッシュされており、河川水と海水との間の特徴的な流れがみられなくなる)。

この平面分布図では、中心軸に関していくつかの非対称性が現れている。すなわち、表層では海域の左上隅と左下隅とで流速分布が異なっており、また密度が河川水に近い水塊は中心軸の上方(y の正の方向)より下方に大きく広がっており、逆に密度が海水に近い水塊は下方より上方に大きく広がっている。さらに、河道域の流速および密度も非対称な分布を示している。広領域計算では対称性がほぼ満たされているから、狭領域の開境界での計算法に問題があるといわざるを得ないが、現段階では正確な原因をみい出すことができていない。

非対称性の問題を除けば、平面分布にみられる特徴については、広領域での結果で述べたこととほとんど同じことが指摘できる。すなわち、

1. 河川水の拡がりを、 x 方向の長さや y 方向の半幅で比較すれば、 x 方向の拡がりの方が大きい、
2. 流速の平面分布では循環流はほとんどみられない、

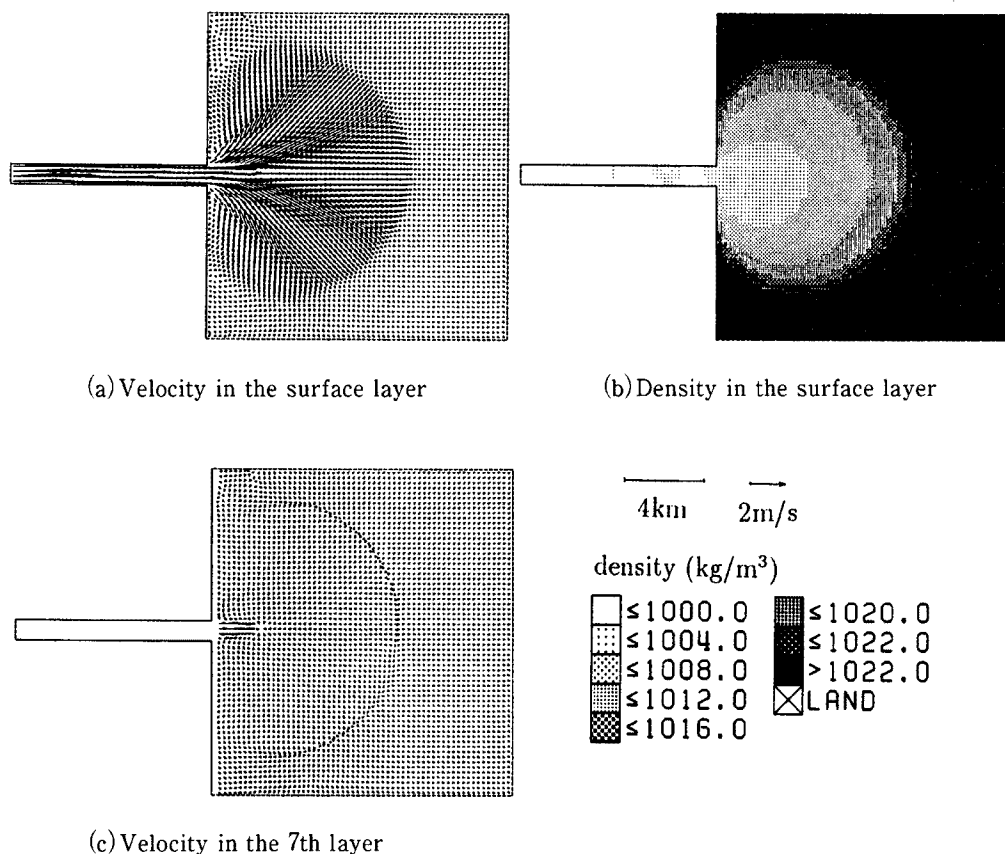


Fig. 3 Plane distribution in fine mesh computation (after 6 hours)

3. 沿岸線に沿っては拡がりが増制されている,
 4. 表層と下層の流速分布からみると, 二層流的な構造になっている,
 5. 下層で明瞭な収束があり上昇流が予想される,
- などである。

計算には上記の問題が残されているが, 以下ではおもに非対称性が少ない中心軸近傍の現象について, 狭領域の計算開始後6時間目の結果によって考察を行う。

3.3 狭領域の縦断・横断分布

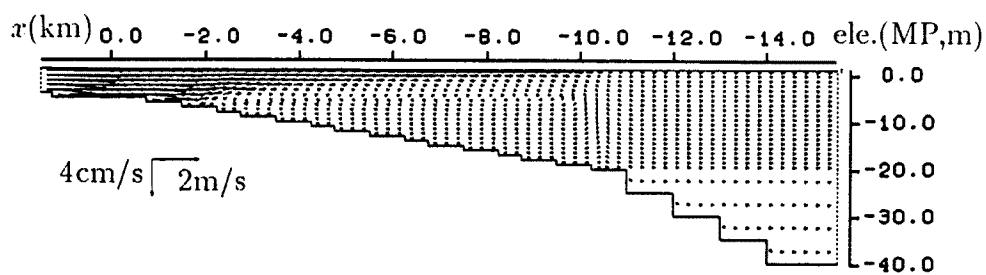
Fig. 4 は, 中心軸に沿ってとった流速(a)および密度(b)の鉛直分布(縦断分布)である。ただし, 河道域は河口に近い下流部分しか示されていない。図より, MP-5m と -6m の間に流速の逆転が明瞭に現れており, 流れは二層流の特徴を示している。ここで, 表層の沖に向かう流れを表層流, 下層の河口に向かう流れを下層流, 流速の向きが逆転する層をせん断層と呼ぶことにする。表層流の層厚は 6m~7m 程度であるのに対し, 密度分布から推定される河川水の層厚は 3m~4m 程度で, 表層流の半分くらいである。表層流の下半分の密度はほぼ海水に近く, つまり海水が河川水とほとんど混合しないまま河川水に連行されて, 沖に向かっていくとみなされる。そしてそのさらに下方に, 海水が表層流中の海水を補償するように河口に向かっていくという構造が考えられる。したがって, このような流れは正確には三層流であり, 河川水の表層と海水の下層との間に中間層(密度は海水に近いが, 流れは下流向き)が発達しているとみるべきであろう。また, 明瞭なせん断層は中間層と下層流の境界に位置するとともに, 中間層の流れと下層流が緩やかで大規模な鉛直循環流を形成している。さらに, 中間層は河川水と海水の直接的な混合を抑制する緩衝的な役割を果たしていると思われる。

Fig. 3(c) でみられた収束は, この時間(計算開始後6時間目)では, 中心軸上 $x \approx -2\text{km}$ に位置しており, これを縦断図でみるとまさに河川水と海水が直接接する地点に当たっている。ここでは, 河川水は海水の浮力を受けるため, 鉛直上向きの流速が発生している(よって, この点を浮上点と呼ぶことにする)。これが **Fig. 3(c)** で予想された上昇流に当たる。また, この地点では中間層はほとんどみられず, 河川水と海水はかなり激しく混合する。その結果, ここでは密度が低下しそれに伴い周辺の海水領域より圧力も低下し, これが **Fig. 4(c)** にみられたようなこの地点に収束する baroclinic な流れを発生させていると考えられる。

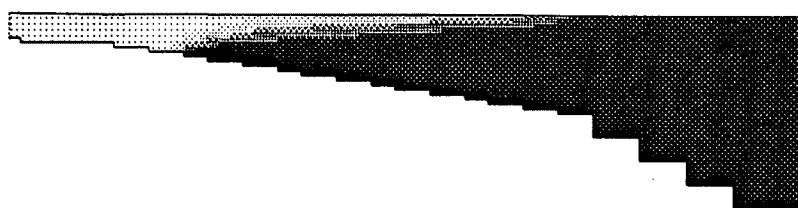
Fig. 3(a) および(b)の平面分布から分かるように, 河川水のフロントは中心軸上では $x \approx -10\text{km}$ に達している。縦断図においてこの点を見ると, 中間層の下流端および河口へ向かうの下層流の始点に当たっていることが分かるとともに, ここではやや大きい鉛直下向きの下降流が発生することも知られる。この様子は **Fig. 3(c)** と比較すると分かりやすい。つまり, この図の半円状の不連続境界(水面下の潮目)は河川水の下流端で生じる下降流の存在を示し, それより内側(河口に近い側)は下層流を, 外側(開境界側)は領域外へ流出する海水の流れを表している。下層流が **Fig. 3(c)** のように半円状の分布をもつことは, **Fig. 4(a)** に例示される鉛直面内の循環流が3次元的な特性を持つことを示していよう。

Fig. 5 は, $x = -2\text{km}$ の横断面(x 軸に直角な断面)における流速(a)および密度(b)の分布である。この図の両端, つまり y の絶対値の大きい領域には計算結果の非対称性の影響が現れている。中心部($y = 0\text{km}$ の近く)をみると, $y = 0\text{km}$ (中心軸)では鉛直上向きの流速が顕著であり, 先述の上昇流を表している。また, 表層では中心軸を対称にして左右に分かれ沖に向かう流れ, 下層では表層の流れを補償する逆向きの中心軸に向かう流れが顕著であり, 横断面においても鉛直面内の循環流が発生していることや, この場合にも, 縦断図ほど明瞭ではないが, せん断層が現れていることが分かる。さらに, $|y| \approx 5\text{km}$ では表層の沖に向かう流れは鉛直下向きの流れに変わっており, 縦断図でみられたのと同じ下降流が生じている。この地点が平面図でみられる河川水のフロントに当たっていることも, 縦断図と同様である。

以上をまとめると, 次のような流れの構造が浮かび上がる。すなわち, 表層では, 河川水は浮上点から放

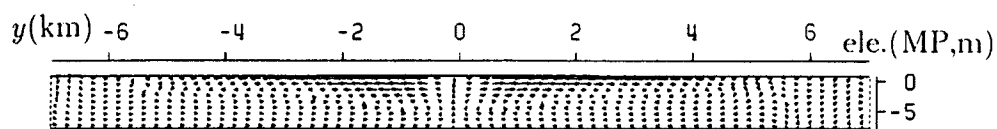


(a) Velocity



(b) Density

Fig. 4 Longitudinal distribution along center line



(a) Velocity



(b) Density

Fig. 5 Transversal distribution at $x = -2$ km

射状に沖へ拡がって流れ、その最遠の先端が河川水のフロントである。ここで、流速の不連続面が形成され、下層に潜り込む下降流が発生する。一方、下層では、上記の流速の不連続面から河川水の浮上点に向かう放射状の収束する流れが現われ、収束点において上昇流が生ずる。また、下層の上面にはせん断層が形成される。

3.4 密度が一樣な場合

Fig. 6 は密度を一樣とした場合の表層の流速分布であり、Fig. 7 は中心軸に沿った流速の縦断分布である（いずれも狭領域計算の結果で、計算開始後6時間目）。また、Fig. 8 は、表層での x 方向の流速 u 、および第5層（MP-3m から-4m の間の層）の z 方向の流速 w の流下方向の変化を中心軸上（ x 軸上）で示したものである。

これまでに述べた密度が一樣でない場合の結果とは、全く異なることが明らかである。すなわち、密度が一樣な場合には、浮力が作用しないので流れは y 方向にも z にも急速にほとんど何の抵抗もなく、場全体にほぼ一樣に拡がっているようである。したがって、浮上点も下降流もみられない。また、運動量の作用のみなので、密度が一樣でない場合に比べて直進性が強く、河口の直下流近傍では横断方向への拡がりが少ない鋭角的な流速分布を示しており、その結果拡がりの外縁部に、あまり強くはないが、循環流（渦）が発生している。

Fig. 8 の中心軸上の流速の変化をみると、 u については、その減衰の様子が大きく異なっている。すなわち、密度が一樣なときの流速の直進性の強い河口近傍を除けば、密度が一樣なときは流速の拡がりは密度が一樣でない場合より、場全体では大きく、このため u ははるかに早く減少している。

w については、浮力による影響を直接みることができる。密度が一樣な場合には、 w は水底こう配による下降流（計算上、水底は階段状に低下している）だけを示しているのに対し、密度が一樣でない場合には、 w は、浮上点の近くで浮力を受けて急激に上昇し、その後も弱い浮力を受け正の値を保っている。また、流速の不連続部では下降流が発生して負の値に転じている。

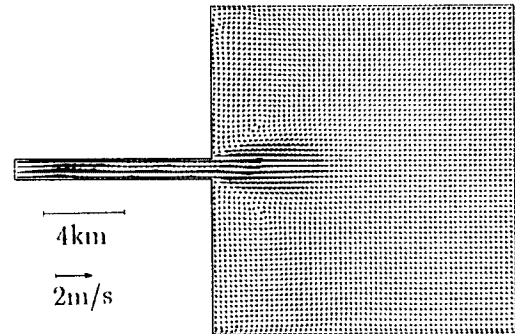


Fig. 6 Plane velocity distribution
(ρ : homogeneous)

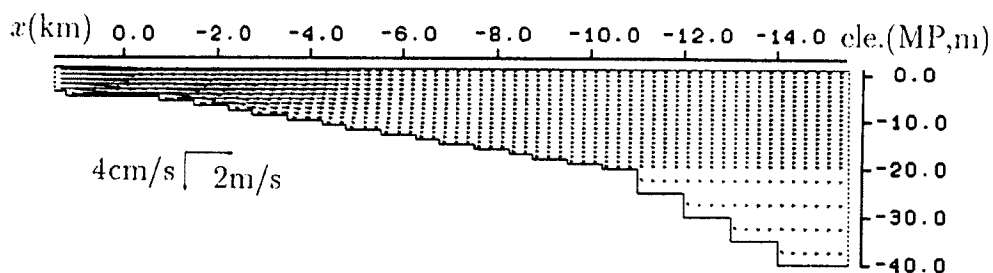


Fig. 7 Longitudinal velocity distribution
(ρ : homogeneous)

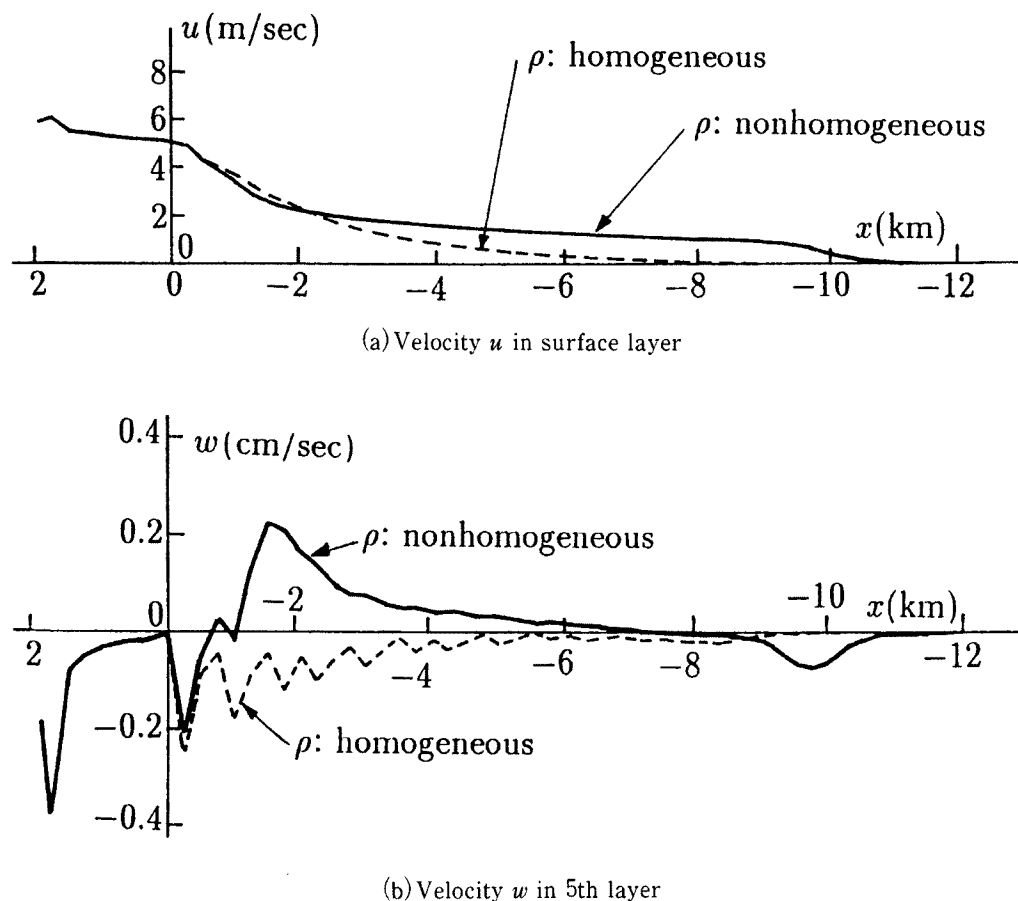


Fig. 8 Velocity along the center line

以上のように、密度を一樣とした場合の流動構造は、密度が一樣でない場合とは根本的に違うといえそうである。前報⁶⁾で、密度を一樣とした結果が、水深方向に積分した基礎式を用いる2次元解析の結果に近かったのも、このような違いの現れであったと考えられる。もちろん、密度差の程度や流れの運動量がこのような違いの度合にとって支配的であることは容易に想像でき、結局内部 Froude 数が重要なパラメータであることが知られる。

4. むすび

本研究は、沿岸域における河口から流出する河川水の流れの水理学的特性の基本を明らかにすることを目指して、その第一段階として数値解析によって、モデル沿岸域を対象に若干の検討と考察を行ったものである。その結果、鉛直面内の循環流が卓越し、流れの場は高度に3次元的な構造を有すること、特徴的なせん断層が現れること、密度差の存在によって流れの特性が大きく変化すること、および本報のような方法によりこのような沿岸域の流れの基本的特性の解析が可能なことなどが分かった。今後は、計算法の一部に残されている問題点の改良を図るとともに、より広い地形条件や水理条件（流量や密度差など）のもとでの解析

を行い、記述的な検討だけでなく、定量的な考察法とそれによる普遍化を図る研究を進めたい。

参考文献

- 1) 例えば、柏村正和・吉田静男：河口を出る淡水の流れ，第13回海岸工学講演会講演集，土木学会，pp.268-271，1966
他に，水理公式集，土木学会，pp.581-589，1985
- 2) 中辻啓二・許 再寧・室田 明：河川ブルームの拡がり特性とその物理機構，土木学会論文集，No. 434，Ⅱ-16，pp.67-76，1991
- 3) 中辻啓二・湯浅楠勝・村岡浩爾：河口周辺部における河川流出流の流動機構，土木学会論文集，No. 461，Ⅱ-26，pp.31-38，1993
- 4) 今本博健・大年邦雄・木戸研太郎：大阪湾における潮流の流動特性に関する模型実験，京都大学防災研究所年報，第31号B-2，pp.793-806，1988
- 5) 今本博健・石垣泰輔・野井潤生・馬場康之：大阪湾の潮流に関する水理模型実験(1)，京都大学防災研究所年報，第36号B-2，pp.519-533，1993
- 6) 井上和也・岩佐義朗・木下昌樹：沿岸水域における埋立が河口からの洪水流出に及ぼす影響の解析，京都大学防災研究所年報，第35号B-2，pp.154-158，1992
- 7) 日野幹雄・仲座栄三：水理計算における新しい“無反射境界”の数値的検討，東京工業大学土木工学科研究報告，No. 38，1987