

潮汐場における河川水の拡がり特性に関する基礎実験

橋本彰博¹・河合良昌²・有田正光³

沿岸域における河川水の流出過程は環境水理学上の重要な問題として強い関心が持たれ、これまでに様々な研究がなされてきた。しかしながら、定常状態における研究事例は多いものの、水位が時間的に変化する非定常状態の流出過程に関する知見は今のところほとんど無いのが現状である。そこで本研究では、潮汐場における河川水の拡がり特性を明らかにすることを目的として基礎的な実験を行った。その結果、潮汐場における河川水の水平方向の拡がり特性は潮時によって大きく変化しており、拡がり幅、流動ともに定常状態の時とはかなり異なることが明らかとなった。また、その流出形態は α および放流密度フルード数により分類されうるといふ知見が得られた。

1. はじめに

沿岸域へと流出する河川水は密度流を形成して海面上を薄く拡がる。この流出河川水は沿岸域に鉛直循環流を形成し、同水域の水交換過程に大きな影響を及ぼす。また、河川水中には陸起源の栄養塩や懸濁物質、更には都市排水や工業排水が含まれており、沿岸域の生態系にまでその影響が及ぶ。このため、河口流出水は温排水とともにその放出水が沿岸域の水環境に及ぼす影響が懸念されており、その挙動は密度噴流として今までに数多くの研究成果が報告されてきた（例えば柏村・吉田, 1968; Koh, 1971; 中辻ら, 1991）。更に衛星データによる実海域の流出パターン解析も可能になっており（例えば大西ら, 1978）、平面的な情報の蓄積が進んでいる。

ところが、以上の成果は水位変動のない定常状態における密度噴流の平面・鉛直方向の流動ならびに混合機構を取り扱ったものであり、また衛星データについても河口流出流の瞬間像でしかない。実際には潮汐があるため、河口流出流の平面パターンや流動構造は時々刻々と変化していることが予想されるが、沿岸流を考慮した研究は多数あるものの（例えば早川ら, 1983）、水位変動を考慮した研究は意外に少ない（柏村, 1972; 加藤ら, 1982）。現地観測結果から、流出水の平面分布は一潮汐間に大きく変化するという潮汐流の影響を示す報告もあり（Lewis, 1984）、潮汐が河口流出パターンに及ぼす影響を明らかにすることは重要と考えられる。

そこで本研究では、潮汐場における河口流出流について、①定常密度噴流との相違点、②潮時の違いによる流動構造の3次元的な変化を明らかにすることを目的として、大型平面水槽を用いた基礎実験を実施した。本報では河川流量と干満差をそれぞれ変化させた時の、水表面

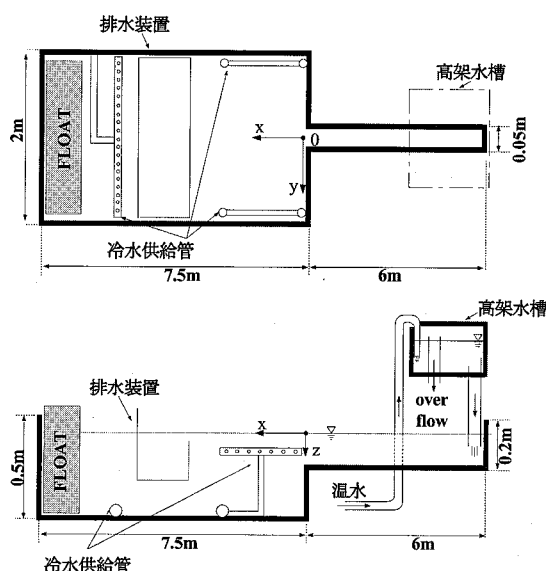


図-1 実験装置図

における温度・流速の平面分布ならびに縦断面形状の可視化画像を考察した結果を報告する。

2. 実験概要

実験装置は図-1に示すような河川部（幅 0.05 m, 高さ 0.2 m, 長さ 6 m のアクリル製水路）と海域部（縦 2 m, 横 7.5 m, 高さ 0.5 m の水槽）ならびにプランジャータイプの潮汐発生装置によって構成されている。河川部と海域部の接続部分を原点（河口）とし、そこから流下方向に x 軸、流下方向に対して左方向に y 軸、鉛直上向きに z 軸をとった。ここで、沿岸域の密度流を対象とした室内実験を実施する場合、海域の境界条件の適当な設定方法に未だ不明な点が多い。本研究では河川部に対して海域部を大きく取り、海域部の水槽の底面と側面から常時冷水を供給することで海域を模擬した。また、希釈された表層水は放出された河川水の拡がりに影響が

1 正会員 博(工) 九州大学大学院学術研究員 工学研究院環境都市部門
2 非会員 修(工) 島村工業(株)
3 正会員 工博 東京電機大学教授 理工学部

及ばない十分沖側で排水した。なお、供給流量と排水流量は同流量に設定されており、平均水深は一定に保たれている。また、実験では水温差により密度を調整した。熱の拡散は物質の拡散よりも大きい傾向にあるが、浮力の加入という力学的な意味では同じ効果を持つため、解析に際しては水表面からの放熱の効果は無視した。

実験では河川水の面的な拡がりの経時変化を可視化するために、サーモグラフィ (NEC 三栄株式会社 TH3102-1) を用いて河口域の水表面の温度分布を、水表面に浮かべた多数の浮子を追跡することにより水表面の流速分布をそれぞれ測定した。また、水槽上部からレーザー光を照射してウランインで着色された温水を可視化し、鉛直断面の流動を考察した。本研究で実施した実験条件を表-1に示す。放流密度フルード数 F_{d0} について、本実験では塩淡水界面が水位の変化に伴って上下するため、ここでは平均水深を用いた以下の式で定義した。

$$F_{d0} = Q_f / \sqrt{\varepsilon g H_0^3 (2B_0)^2} \quad (1)$$

ここで、 Q_f は河川流量、 ε は相対密度比、 g は重力加速度、 H_0 は河口での平均水深、 $2B_0$ は河道幅である。本研究では、出水時ではなく平常流量時の河口流出を対象としたため、全ての実験ケースにおいて河道内には塩水楔が形成されており、潮汐とともに入退を繰り返していた。

3. 実験結果および考察

(1) パラメータの説明

密度噴流の実験では、放流密度フルード数 F_{d0} により結果が整理される。しかしながら、本実験では潮汐場を

表-1 実験条件

Run No.	T (sec)	a (cm)	Q_f (cm ³ /s)	F_{d0}	α
1	—	—	10.5	0.075	—
2	—	—	20.0	0.150	—
3	—	—	29.7	0.178	—
4	200	0.5	60.1	0.360	0.5
5			30.3	0.170	1.0
6			20.2	0.128	1.5
7			10.3	0.063	3.0
8		1.0	59.0	0.343	1.0
9			29.8	0.178	2.0
10			19.4	0.124	3.0
11			10.0	0.063	6.0

考えているため、潮流流速も考慮して結果を整理する必要がある。そこで、本研究では河川流によって供給される浮力と潮流による混合促進力を考慮して次に示すパラメータ α を導入した。

$$\alpha = \frac{P_T}{Q_f T_{0.5}} \quad (2)$$

ここに、 $Q_f T_{0.5}$ は1潮汐間の干潮時から満潮時の時間 $T_{0.5}$ (ここでは100 s) の間に海へ流出する総河川水量、 P_T は同時間に海から河川に流入する総海水量 (タイダルプリズム) であり次式で表される。

$$P_T = 4aB_0L \quad (3)$$

ここで、 a は潮位振幅、 L は感潮距離 (本実験では河川部の水路長) である。

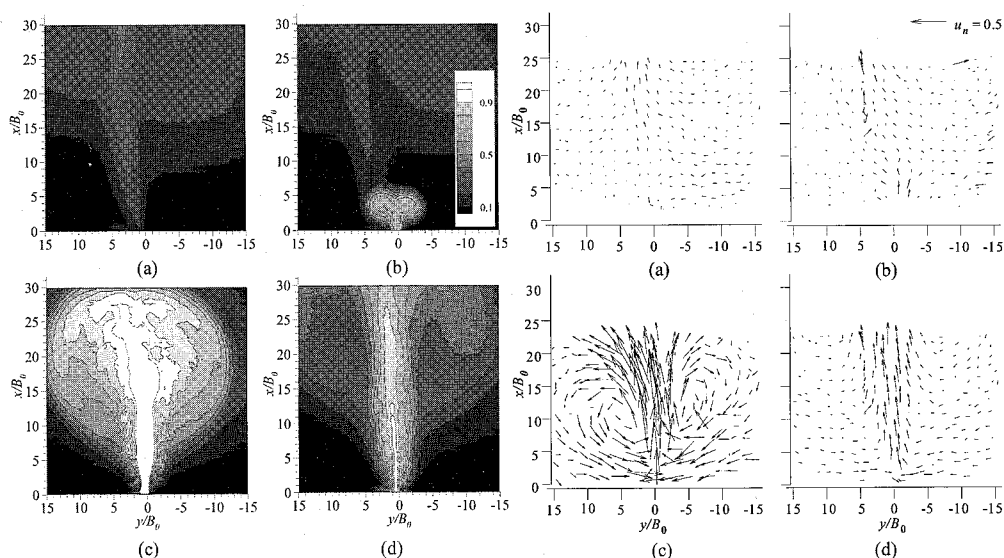


図-2 Run7 ($\alpha = 3.0$, $F_{d0} = 0.063$) の水表面温度分布 (左) および流速ベクトル (右)。
(a):最大上げ潮時, (b):満潮時, (c):最大下げ潮時, (d):干潮時

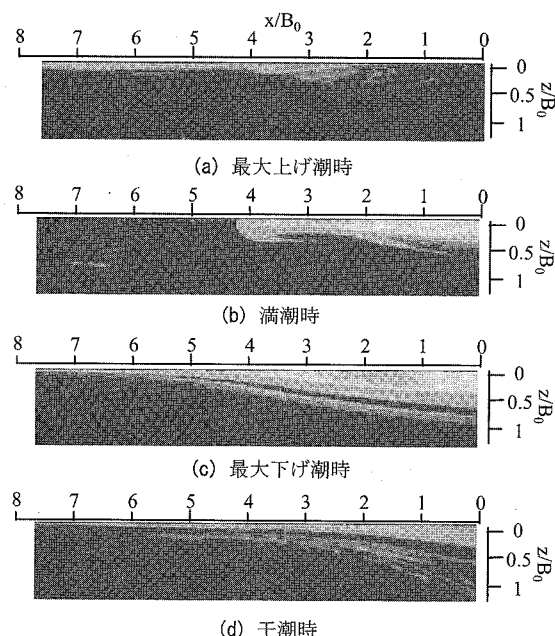
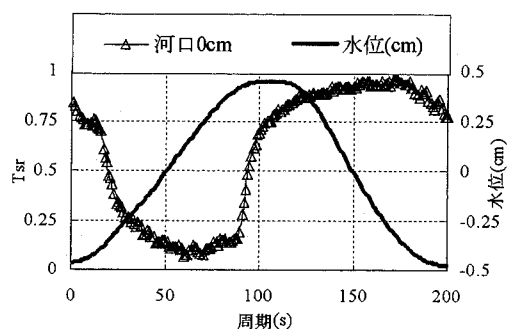
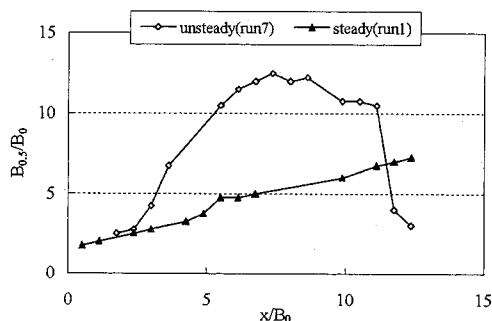


図-3 鉛直断面分布（輝度）の時間変化（Run7）

（2）流出パターンの経時変化

ここでは放流密度フルード数 F_{d0} が小さく、潮汐の影響が顕著に現れた Run7 ($F_{d0} = 0.063$, $\alpha = 3.0$) を取り上げて、潮汐場における河川水の流出パターンを潮汐のない定常な場合 (Run1) と比較・考察する。図-2 に非定常 (Run7) の無次元水表面温度差のコンターおよび水表面の無次元流速ベクトルを示す。なお、温度差、流速は 1 潮汐間での最大値、グラフ軸は河口の半幅 B_0 で無次元化している。また、図-3 に河口付近の縦断面画像を輝度分布に変換したものを示す。ウラニンにより着色された河川水がレーザー光により発光するため、輝度の高い場所（図中の白い部分）が河川水を示す。

これらの図から、潮汐がある場合には河川水の拡がり方は水平方向・鉛直方向ともに時間的に大きく変化することがわかる。特徴的な分布として、河川水は上げ潮流速がほぼ無くなる満潮時にサーマルに極似た流出形態を呈し、明瞭な密度フロントを形成しながらゆっくりと海域に拡がっている様子が見て取れる。この時、密度フロント先端部は海水を巻き込みながら沖に進行していた（図-3(a)）。サーマルライクに流出した河川水は 2 対の大きな渦を伴って水平方向に大きく拡がり、最大下げ潮時になると噴流として周囲水を連行し層厚を増して流出する（図-2(c)）。また、満潮時に流出した河川水は水平方向に拡がった後、サーマル内部の水平循環流により再び河口付近に輸送され、下げ潮に転じて潮流が加わり噴流となった流出水内に再度取り込まれる（再連行現象）。


 図-4 河口 ($x=0\text{cm}$) における水表面温度の時間変化 (Run7)

 図-5 水表面温度の半値半幅 $B_{0.5}$ の流下方向変化 (Run1 と Run7 の比較)

以上の結果が示すように、潮汐場では流出流の層厚ならびに混合の程度が時々刻々と変化することが分かる。

ここで、サーマルライクな流出パターンが出現する理由を考える。Run7 は潮汐により河道内に流入する海水のボリュームが河川流量に対して大きい条件であった。そのため、上げ潮に転じた後、河道内に流入してきた海水により河川水の流出が遮られ、河道内にフロントが形成されていた。その後上げ潮流速が減少し、それまで河道内に止められていた河川水（浮力）が河口から一気に流出したため（図-4 参照）、サーマルに極めて似た流出形態を呈し明瞭な密度フロントを形成しながらゆっくりと海域に拡がったと考えられる（図-2(b), (c)）。

次に、Run7 の噴流軸上における河口（0 cm 地点）の水表面温度の時間変化を水位変動と併せて図-4 に示す。まず、干潮から満潮までの変動に注目すると、上げ潮が開始するとすぐ水表面温度は急激に低下し、その後満潮の直前に再び急上昇している。水温の急激な低下は、上げ潮時に河道内に流入した海水が河川水の流出を遮っていたことを示しており、河道内にフロントが形成されていたことを裏付ける。その後の水温の急上昇は上げ潮流速の減少に伴い止められていた河川水が河口から流出し始めた現象を捉えたものであり、前述したサーマルライ

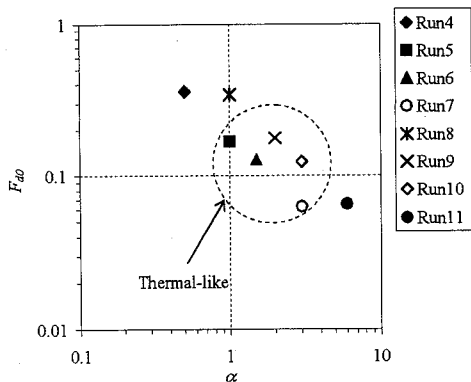


図-6 流出形態の分類図

クな流出過程と一致する。以上の結果から、河口部の水表面温度はサーマルライクな流出過程に順って時間的に非対称な変動をしていることが示された。

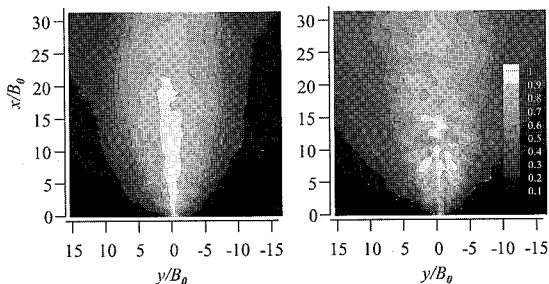
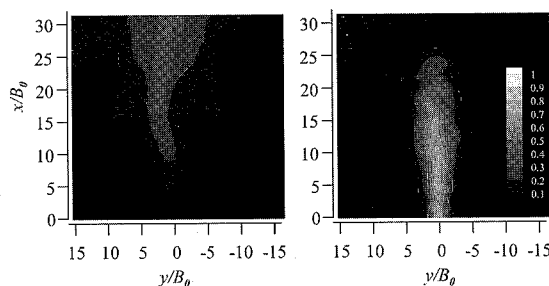
(3) 定常密度噴流との比較—拡がり幅の流下方向変化に潮汐が流出水の拡がり幅に及ぼす影響を調べた。図-5にRun7の最大下げ潮時およびRun7と河川流量が同条件の定常密度噴流(Run1)の水表面温度差の半値半幅 $B_{0.5}$ の流下方向変化を示す。図から潮汐があるRun7の拡がり幅の方が明らかに大きくなっている。定常密度噴流の場合、放出直後の流動は運動量流束に支配されるが、Run7の場合、満潮時の流動は浮力流束に支配されるため、流出水は密度差に起因した圧力勾配によって河口から放射方向に拡がる。その結果、潮汐がある場合には水平方向の拡がり幅が大きくなる。

4. F_{d0} および α が流出形態や拡がり幅に及ぼす影響

(1) 流出形態の分類

今回行った実験結果を用いて、拡がりパターンの分類を試みた。今までの結果を踏まえ、上げ潮時に河川水の流出が無く、かつ流出水内部に大きな水平循環流を伴う場合をサーマルライクと定義すると、流出の拡がりパターンは、 α および F_{d0} により、①常に噴流として流出するパターン、②サーマルライクな流出の後噴流として流出するパターン、③下げ潮時のみ噴流として流出するパターンの3つに分類される。分類結果を図-6に示す。今回行った実験の範囲では、Run5, Run6, Run7, Run9およびRun10がサーマルライクな流出形態を示した。またこの他に、噴流タイプの流出形態の例として、Run4およびRun11の最大下げ潮時の水表面温度分布を図-7, 図-8にそれぞれ示す。

α が1よりも小さい場合、あるいは α が小さくかつ F_{d0} がある程度大きい場合には、潮汐の影響はほとんど

図-7 水表面温度分布
(Run4 ; 左: 最大上げ潮時, 右: 最大下げ潮時)図-8 水表面温度分布
(Run11 ; 左: 最大上げ潮時, 右: 最大下げ潮時)

及ばなくなり、河川水は潮汐周期を通して常に噴流として流出した(図-7)。一方、 α が大きいかつ F_{d0} が小さい場合には、噴流(Run11)およびサーマルライクな流出形態が見られた。このケースでは、上げ潮時に河川部へ流入した海水により河川水の流出が遮られるため、流出は満潮の前後に始まり、 α が大きいほど、また F_{d0} が小さいほど流出が始まる時間と満潮とのタイムラグ τ が大きくなっていた。そこでこのタイムラグ τ と流出形態の関係を調べた。

タイムラグ τ が大きいRun11の場合、最大下げ潮時になってようやく河川水が流出し始める(図-8)。この時流出水には下げ潮流速も加わり、大きな運動量を持って流出するため流出形態は噴流となる。一方、タイムラグ τ が小さく流出し始める時間が満潮の直前・直後である場合には、全てのケースがサーマルライクな流出形態を示していた。以上のことから、 α が大きいかつ F_{d0} が小さい場合には流出形態は河川水の流出が始まる時間と満潮とのタイムラグ τ により決まると考えられる。ここで実験結果より、上げ潮時に河道内を満たす海水のボリュームが大きいほどタイムラグ τ は大きくなることが確認されている。このことを踏まえると、タイムラグ τ はタイダルプリズムにより決まるといえる。つまり、 α が大きいかつ F_{d0} が小さい場合、流出形態はタイダルプリズムにより決定されることが出来る。

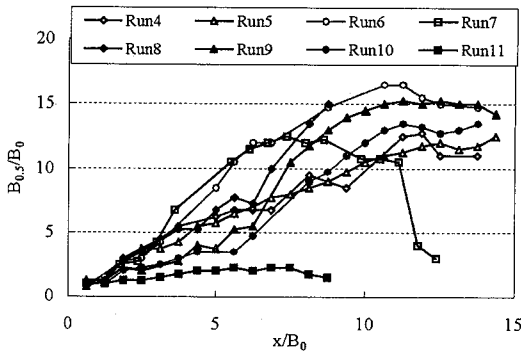


図-9 水表面温度の半値半幅 $B_{0.5}$ の流下方向変化 (全ケース)

以上の流出パターンは柏村ら (1972) の結果とおおよそ一致しており、また、現地においても潮汐が大きい場合には河口内にフロントが形成されるという報告があることから (Dronkers, 1988)、潮汐が有る場合、平常流量時の河川水はサーマルライクに流出していると推測される。ところで、実河川では潮汐が大きくなると河川淡水と海水は混合して緩混合あるいは強混合形態を示すため、Run11 のように最大下げ潮後に流出水の密度の急激な変化が起こるとは考えにくく、潮汐により海水と淡水が希釈・混合されて流出水の密度は連続的に減少していくと予想される。

(2) 温度差の半値半幅 $B_{0.5}$ の流下方向変化

F_{d0} および α が拡がり幅に及ぼす影響について調べた。図-9 に温度差の半値半幅 $B_{0.5}$ の流下方向変化を示す。まず、 F_{d0} の影響について、流出形態が同じでかつ α が同程度である場合を比較したところ (Run7 と Run10 および Run5 と Run8)、拡がり幅に対しては F_{d0} の違いによる傾向は見られなかった。次に F_{d0} がほぼ同じで α が異なる Run6 ($\alpha=1.5$) と Run10 ($\alpha=3.0$) を比較した。いずれの場合も流出水内部に水平循環流を伴うサーマルライクな流出形態であったことが確認されているが、潮汐流速が大きく (α が大きい) 流出時の流動が浮力流束よりも運動量流束が支配的となる Run10 のほうが拡がり幅は小さいことが分かる。Run7 と Run11 を見ると、同程度の F_{d0} であるにも拘わらず、 α が小さい Run7 の方が拡がり幅は著しく大きくなっている。これは前述したように Run11 は噴流タイプで Run7 とは異なる流出形態であるためと考えられる。以上の結果から、流出形態が同じであれば、潮汐場においても定常密度噴流と同様に拡がり幅は流出時の運動量流束と浮力流束の大小関

係によって決定され、むしろ転流を伴う潮汐場の方が浮力流束に対する効果に敏感に応答すると考えられる。

5. おわりに

本研究では、潮汐場における河川水の拡がり特性を調べるための基礎的な実験を行った。本研究により得られた知見を以下に示す。

- 1) 潮汐場における河川水の水平方向の拡がり特性は潮時によって大きく変化し、特に満潮時にはフロントを伴ったサーマルライクな流出形態を呈する。
- 2) 河口部の水表面温度はサーマルライクな流出過程に順って時間的に非対称な変動をしている。
- 3) 上げ潮時に河川水の流出が無く、かつ流出水内部に大きな水平循環流を伴う場合をサーマルライクと定義すると、流出形態は、 α および F_{d0} により、①常に噴流として流出するパターン、②サーマルライクな流出の後噴流として流出するパターン、③下げ潮時に噴流として流出するパターンの3つに分類される。
- 4) 流出形態が同じであれば、潮汐場においても定常密度噴流と同様に拡がり幅は流出時の運動量流束と浮力流束の大小関係によって決定され、むしろ転流を伴う潮汐場の方が浮力流束に対する効果に敏感に応答すると考えられる。

謝辞：本研究は東京電機大学総合研究所研究番号 Q05E-06 の援助により行われたものである。記して謝意を表す。

参 考 文 献

- 大西外明・田中総太郎・大西信久・西村司 (1978)：リモートセンシングによる河口拡散の実測，第 22 回水理講演会論文集，pp. 15-20.
- 柏村正和・吉田静男 (1968)：河口の flow pattern について，第 12 回水理講演会論文集，pp. 13-18.
- 柏村正和・吉田静男 (1972)：潮汐による flow pattern の変化，第 19 回海講論文集，pp. 103-106.
- 加藤正進・和田明 (1981)：水理模型実験手法による温排水拡散予測に関する研究，電力中央研究所報告，111p.
- 中辻啓二・許再寧・室田明 (1991)：三次元表層密度噴流の数値実験，土木学会論文集，No. 434/II-16，pp. 19-28.
- 早川典生・福岡祐介・岩本逸郎 (1983)：河川水の海上への拡がりに関する実験的研究，第 30 回海講論文集，pp. 590-593.
- Dronkers, J. (1988)：Physical processes in estuaries, Springer-Verlag, pp. 55-69.
- Koh, R. C. Y. (1971)：Two-dimensional surface warm jets, J. Hyd. Div., Proc. ASCE, Vol. 97, HY6, pp. 819-836.
- Lewis, R. E. (1984)：Circulation and mixing in estuary outflows, Continental Shelf Research, Vol. 3, No 3, pp. 201-214.