

風が太田川河口域の塩水遡上と土砂輸送に与える影響

Effects of Wind on Salinity Intrusion and Sediment Transport in Ohtagawa Estuary

川西 澄¹・荒木大志²・福岡捷二³・水野雅光⁴

Kiyosi KAWANISHI, Daishi ARAKI, Shouji FUKUOKA and Masamitsu MIZUNO

Suspended sediments in estuaries play a significant role in understanding ecological and engineering problems. However, our knowledge for the transport processes of suspended sediments is insufficient, because the flow structures are very complex. To shed light on the effects of wind on salinity intrusion and sediment transport in Ohtagawa estuary, long-duration observations were carried out. And three dimensional hydrodynamic models were used to analyze characteristics of salinity intrusion and sediment transport on wind direction in the Ohtagawa estuary. When the wind blows downstream, the salinity intrusion is encouraged. In contrast, the upstream direction wind inhibited the salinity intrusion. Moreover, the direction of wind in the Ohtagawa estuary can control the intensity of stratification and sediment transport.

1. はじめに

一般に感潮域の流動や混合は、淡水流入量、潮汐、風の影響などによって支配されるが、その実態解明は不十分である。風による移流の効果は多くの感潮域において説明されている。たとえば、Goodrich (1985) による Chesapeake 湾における観測では、風による流れが密度流より一般的に大きく、特に風が発生している間は潮汐流と同じオーダーになり得ることが示されている。また、Ahsan ら (2005) は、感潮域の構造と相互作用のある風のタイミングや持続時間、方向は成層強度を支配することを明らかにしている。

広島市の太田川放水路は、広島湾の影響を強く受け、平均水深と潮差が同程度であることに加え、放水路上流端に位置する水門の操作によって著しい非定常性を示す水域である。近年、太田川放水路では、河川環境の把握と評価が求められており、放水路内の流動と土砂輸送現象を把握する必要がある。感潮域の環境は水柱の鉛直構造に強く依存しており、密度分布を把握する上で風の効果を考慮することは重要である。さらに感潮河川の密度流特性は、浮遊砂泥の輸送、沈降、堆積過程にも大きな影響を与える。しかしながら、現地観測だけでその全体像を把握するには、多大な時間と労力が必要であり、非常に困難である。

そこで本研究では風の効果に注目し、現地観測と数値実験を行うことで塩水遡上と土砂輸送のメカニズムを解明することを目的とした。

2. 方 法

(1) 現地観測概要

図-1 に太田川放水路と観測地点を示す。河口から上

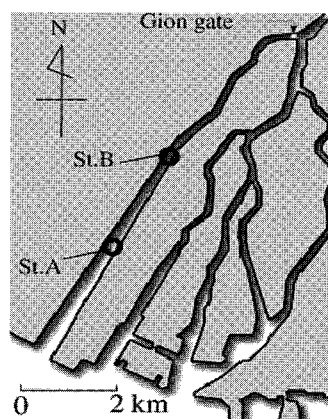
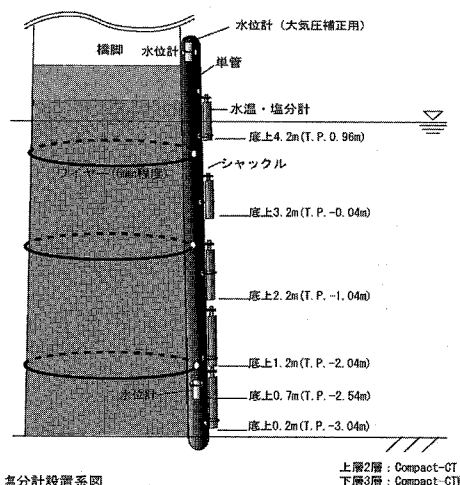


図-1 観測地点



塩分計設置系図

図-2 塩分鉛直分布測定方法

- 1 正 会 員 工 博 広島大学准教授大学院工学研究科
- 2 正 会 員 修 (工) パシフィックコンサルタンツ (株)
- 3 フェロー 工 博 中央大学教授研究開発機構
- 4 正 会 員 国土交通省中国地方整備局

流約 9 km 地点には祇園水門が設置されており、平水時は 3 つのゲートのうち右岸側の 1 つだけを開度 0.3 m としている。河川流量が 400 m³/s を超える場合、水門

を全開とする操作を行う。

数値モデルの再現性を確認するため、St.A（水道管橋：河口から2.8 km 上流地点）において2003年から2006年まで断続的に実施してきた長期観測データを用いる。St.BでもADCPを橋に係留して流速と土砂濃度を測定しており、この結果も計算結果の妥当性の検証に利用した。

図-2に示すように、St.B（己斐橋：河口から4.8 km 上流地点）の橋脚に水温塩分計を鉛直方向へ5点設置し、塩分鉛直分布の測定を行った。計測期間は2006年6月～2006年9月の約4ヶ月間で断続的に測定している。

(2) 数値モデル概要

本研究ではHydroQual社（2002）の流体運動、堆積物輸送モデルであるECOMSEDをベースとしてモデル構築を行っている。流体解析モジュールはPOMに基づいており、静水圧近似、Boussinesq近似された準3次元運動方程式を基礎式としている。水平粘性の評価にはSmagorinsky型モデルを用いており、鉛直方向の渦動粘性係数 K_M と渦拡散係数 K_H の計算にはMellor-Yamadaレベル2.5モデルが使用されており、それぞれ

$$K_M = l q_{SM} \quad K_H = l q_{SH} \quad (1)$$

で与えられる。ここで、 q ：乱れの強さ、 l ：乱れの長さスケール、 S_M 、 S_H ：安定化関数でリチャードソン数の関数である。

ECOMSEDでは、鉛直座標に σ 座標系を用いており、水深が浅くなくても鉛直構造を保持しながら計算を進められるという利点を持っている。しかし、水深がゼロになると計算が破綻するため、干潟域を有する流れ場を取り扱うことが出来ない。また、水位低下時に最下層の高さが粗度長さより小さくなり底面摩擦係数が発散するという問題を含んでいる。そこで本研究ではこの問題を解決するために、Lie-Yauw Oey（2005, 2006）によって開発されたアルゴリズムをモデルに組み込んだ。

堆積物輸送モジュールは、輸送される土砂粒子を粘性性粒子と非粘性性粒子にわけて(2)式の3次元移流拡散方程式を解いている。土の種類を k ($k=1, 2$)とすると、

$$\begin{aligned} & \frac{\partial C_k}{\partial t} + \frac{\partial UC_k}{\partial x} + \frac{\partial VC_k}{\partial y} + \frac{\partial (W - W_{s,k})C_k}{\partial z} \\ &= \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H \frac{\partial C_k}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_H \frac{\partial C_k}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_H \frac{\partial C_k}{\partial z} \right) \quad (2) \end{aligned}$$

また、境界条件は次のように表される。

$$K_H \frac{\partial C_k}{\partial z} = 0, z \rightarrow \eta \quad (3)$$

$$K_H \frac{\partial C_k}{\partial z} = E_k - D_k, z \rightarrow -H \quad (4)$$

ここに、 C_k ：浮遊砂泥の濃度、 E_k 、 D_k ：それぞれ土砂

の再懸濁フラックス、堆積フラックスである。

再懸濁フラックスは、圧密効果を考慮したGailaniら（1991）の再懸濁ポテンシャルから次式で評価した。

$$E_k = f_k \frac{a_0}{T_d^m} \left(\frac{\tau_b - \tau_c}{\tau_c} \right)^n \quad (5)$$

ここで、 f_k ：底質のフラクシオン、 a_0 ：侵食速度係数、 T_d ：堆積時間、 τ_b ：底面せん断応力、 τ_c ：限界底面せん断応力で、 m と n はそれぞれ0.5と2.0としてある。底面は堆積時間で分けられた鉛直セグメントに分け、粘着性土の侵食抵抗が圧密によって深さ方向に増加する効果を取り込んでいる。

粘着性土の堆積については、フロックの形成による粒径と沈降速度変化を考慮する必要がある。Krone（1962）の定式化によると堆積フラックスは次式で表される。

$$D_1 = -W_{s,1} C_1 P_1 \quad (6)$$

ここで、 $W_{s,1}$ ：粘着性土フロックの沈降速度、 P_1 ：堆積確率である。

Burban（1990）はフロックの沈降速度を、その場の浮遊砂泥濃度と、せん断応力に依存すると仮定し、フロックの沈降実験によって次のように表している。

$$W_{s,1} = \alpha (C_1 G)^\beta \quad (7)$$

$$G = \rho_s K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (8)$$

ここで、 ρ_s ：中央粒径浮遊粒子の乾燥密度、 G ：せん断応力である。パラメータ α と β の値にはBurbanの実験式から決定された、 $\alpha=2.42$ 、 $\beta=0.22$ を用いた。堆積確率 P_1 は、底面付近における粒径の変化や乱れがフロックの堆積に与える効果を表現するためのもので、Partheniades（1992）によれば次式で表される。

$$P_1 = 1 - \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\frac{V}{\omega_0} e^{-\frac{\omega_0^2}{2}}} d\omega_0 \quad (9)$$

$$Y = 2.04 \cdot \log \left[0.25 \left(\frac{\tau_b}{\tau_{bd}} - 1 \right) e^{1.27 \cdot \tau_{bd}} \right] \quad (10)$$

ここで、 ω_0 ：ダミー変数、 τ_{bd} ：底面せん断応力である。

(3) 計算条件

計算対象領域は太田川放水路の河口から祇園水門のある上流9 km 地点までとする。水平グリッドは 19×48 とし、メッシュサイズは $30 \text{ m} \times 200 \text{ m}$ とした。精度をより高めるためには、メッシュサイズを細かく設定した方がよいといえるが、Wetting and Dryingスキームの影響により計算が不安定になるという問題を含んでいる。そのため今回は計算がスムーズに進行できるサイズを選択した。地形データは平成16年度太田川縦横段測量データを用いた。上流境界における放水路内への河川流入

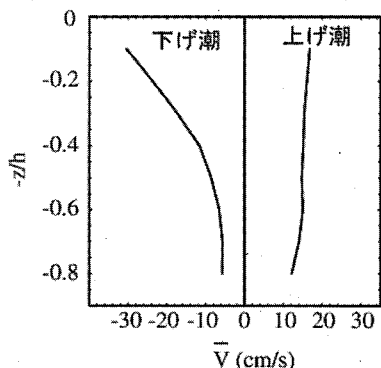


図-3 位相平均流速の鉛直分布

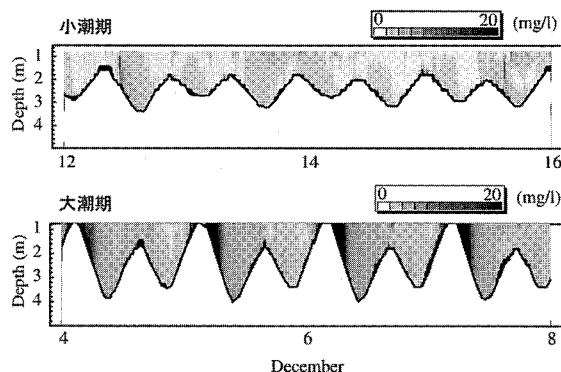


図-4 小潮期と大潮期の土砂濃度の経時変化

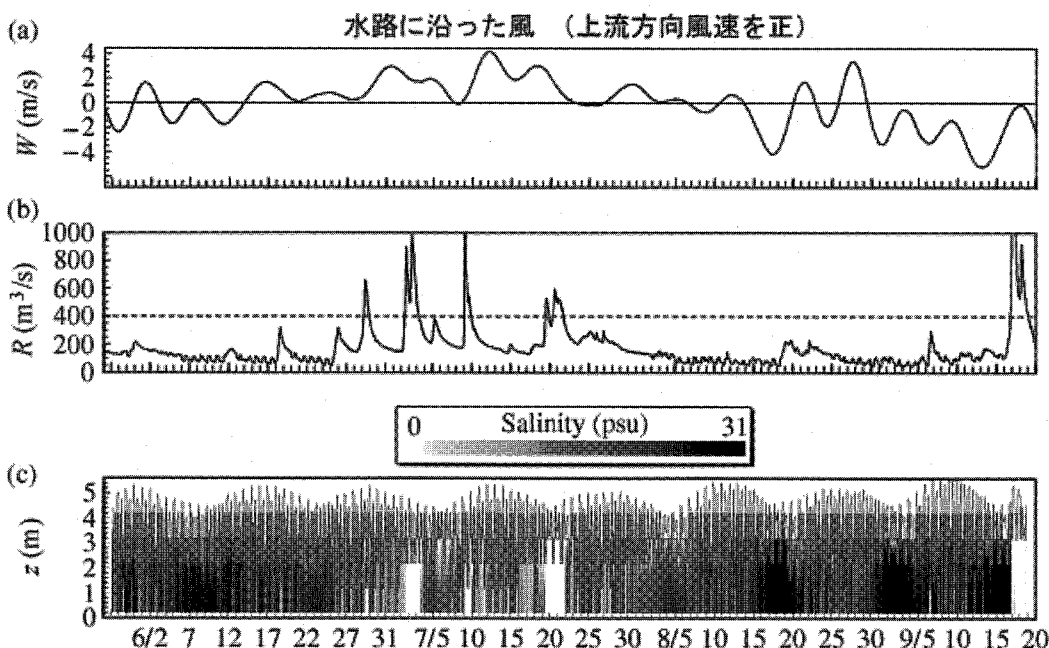


図-5 (a) 風速 (b) 河川流量 (c) 塩分鉛直分布の経時変化

量は、感潮域であるため未だ明らかではない。よって今回の数値実験では平水時を想定して $10 \text{ m}^3/\text{s}$ を与えた。河口部開境界の水位変動には、河口沖およそ 2.4 km にある草津潮位観測所で測定された毎時間おきの潮位データを、最小2乗近似により補間して与え、塩分と水温はそれぞれ 32 psu 、 15°C の一定値とした。放水路の平常時の土砂輸送は放水路内の堆積物輸送が支配的なので、土砂濃度は上流境界、河口境界とも 0 としている。

3. 結果

(1) St.A における流速と土砂濃度の変動特性

図-3 に St.A で得られた、上げ潮時と下げ潮時における位相平均流速の鉛直分布を示す。上げ潮時と下げ潮時

で流速の鉛直分布が大きく異なっているが、これは Tidal Straining (Simpson ら, 1990) による密度成層の変化に起因するものである。下げ潮時の底層流速は上げ潮時の底層流速と比べ非常に小さく、このことが堆積物輸送に大きく影響している。

図-4 に St.A で測定した鉛直浮遊砂泥濃度の経時変化を示す。図より、放水路内の濁度変動は、大潮、小潮の半月周期変動、半日周潮による半日周期変動といった周期的な変動パターンがあることが分かる。半月周期変動については、浮遊砂泥濃度は潮位振幅の大きい大潮期に高く、小潮期には低くなる。半日周期の変動特性としては、底面せん断応力の大きい干潮前後において浮遊砂泥濃度は高くなり、特に大潮低低潮前後に高濃度となって

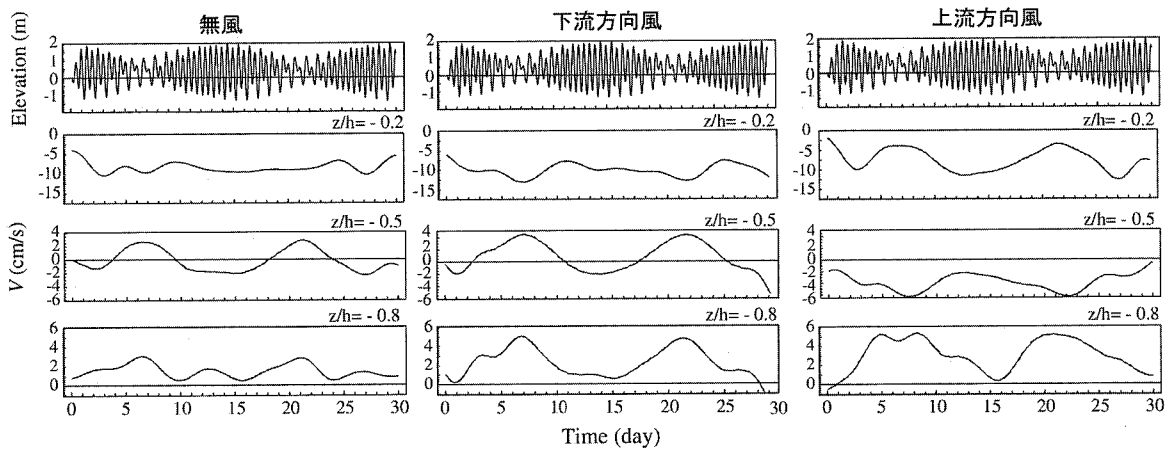


図-6 風の影響による残差流速の経時変化

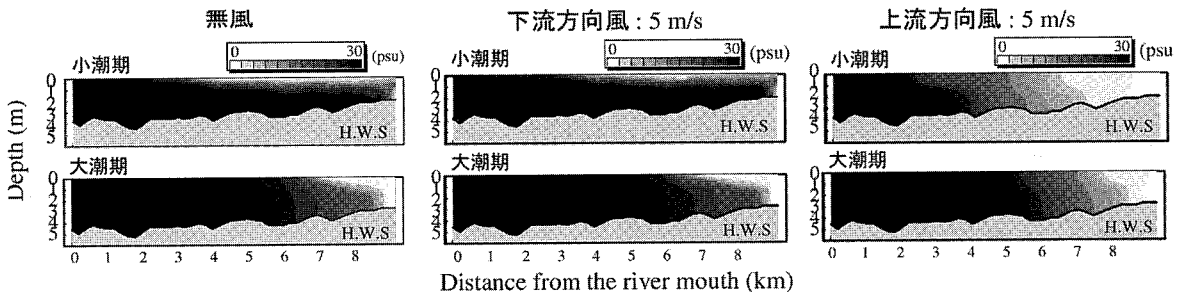


図-7 風を考慮した塩分縦断面分布

いるのが確認できる。

図-3, 図-4に示した太田川放水路の流動特性と土砂輸送特性について, 川西ら(2006)はECOMSEDモデルによる検証を行っており, 再現性は良好であることを示している。そこで本研究においてもSt.Aで得られた現地データをもとに, 土砂輸送パラメータ等のチューニングを行った。

(2) St.Bにおける塩分鉛直分布の経時変化

図-5に2006年夏季における(a)風速, (b)河川流量, (c)塩分鉛直分布の経時変化を示す。風速は水路に沿った上流方向風速を正としている。(b)河川流量と(c)塩分鉛直分布の経時変化図を見ると, 河川流量が $400 \text{ m}^3/\text{s}$ を超え, 祇園水門が全開となっている期間は, いずれも塩水がフラッシュされ, 塩分濃度がゼロになっているのが確認できる。大潮期と小潮期を比較すると, 小潮期の方が塩水遡上の傾向が強く, 塩分濃度が高い。これは小潮期の方が成層強度が強いため乱れが弱く, 海水進入に対する抵抗が小さくなるためであると考えられる。また小潮期は下流方向への風が卓越すると, 特に塩水遡上が促進されているのが分かる。逆に上流方向への風が卓越した場合については, 塩水遡上の促進は確認で

きない。つまり太田川放水路の塩水遡上は祇園水門が全開となる出水時を除くと, 大潮・小潮変動に加え, 風の影響を強く受けていることが分かる。

(3) 数値実験結果

風が流れ場と密度場にどのような影響を与えるのかを明らかにするため, 数値実験を行った。上流方向の風, 下流方向の風を吹かせた計算を行い, 無風状態における計算結果と比較した。風速はそれぞれ 5 m/s とし, 場様に一様に吹かせている。風の影響のモデル化については, 今回は風が海面に与えるせん断力のみを考慮し, 風波の発達については考慮していない。

図-6に数値実験によって得られた, St.Bにおける表層, 中層, 底層残差流速の経時変化を示す。図より無風時の中層と底層では小潮期の方が残差流速は大きい。次に下流方向風を与えた条件では, 無風時に比べ小潮期における底層残差流速が非常に卓越していることが分かる。これは成層強度が高く風の影響を受けやすい小潮期に, 下流方向への風が淡水流下を促すことで密度成層を強め, 鉛直渦動粘性係数を小さくし, 密度流に対する抵抗を小さくしたためである。表層残差流は風の影響で下流方向へ強められている。

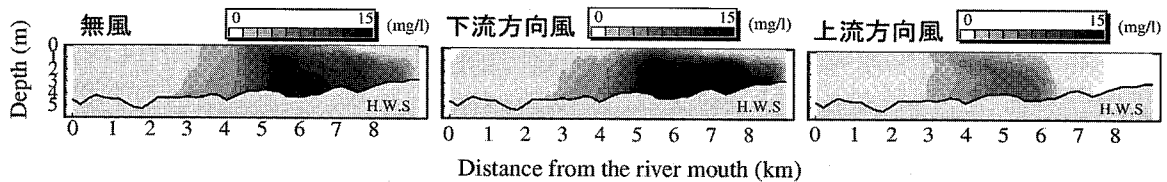


図-8 風を考慮した土砂濃度縦断面分布

上流方向風を与えた条件では、底層残差流速は下流方向風を与えたとき同様流速が増加しているが、中層残差流速をみると流向が反転し、下流方向への表層残差流速は上流方向風により弱められている（特に小潮期）。

大潮期と小潮期を比較すると、大潮期は風を与えても表層から底層まで残差流速値に大きな変動は見られなかった。一方で小潮期は風の影響を顕著に受け、流速値だけでなく流向さえも変化させることがわかった。

図-7に風を考慮した塩分縦断面分布を示す。大潮期をみると、残差流速からも明らかであるように、風の影響をほとんど受けていないことが分かる。それに対して小潮期は、下流方向風を与えると塩分の遡上が促進されている。これは小潮期に上流方向への中・底層残差流速が卓越していたことから明らかである。しかし、上流方向風を与えたときは下流方向風を与えたときと同様に上流方向底層残差流速は増加していたにも関わらず、河道内の成層は破壊され、塩分の遡上は抑制されている。

図-8に風を考慮した土砂濃度縦断面分布を示す。無風時と比較すると、下流方向風を与えると土砂の遡上が促進され、土砂濃度も高くなっているのが分かる。逆に上流方向風を与えると土砂の遡上は抑制され、土砂濃度も低くなる。これは図-7の塩分の遡上距離と対応している。つまり潮位差が同じである場合、土砂の遡上は塩分の遡上と同じ挙動を示し、風の影響を受けていることが分かる。

4. 結 論

本研究では、広島県太田川放水路の流動構造と土砂輸送の変動機構を解明するため、現地観測を行うと同時に3次元土砂輸送モデルを用いた流動と土砂輸送の数値実験を行った。以下にその結果をまとめる。

風の影響を無視した場合、潮位振幅が同程度であれば、梅雨や台風の影響で河川流量が多い出水期よりも、河川流量の少ない平水時（渇水期）の方が塩水の遡上距離は長くなる。

太田川放水路に下流方向風が吹く場合、無風時に比べ塩分の遡上が促進される。逆に上流方向風が吹くと、河道内の成層は破壊され、塩分の遡上は抑制される。

土砂輸送についても同様に下流方向風が吹くと土砂の遡上が促進され、土砂濃度は高くなる。逆に上流方向風が吹くと土砂の遡上は抑制され、土砂濃度は低くなる。

謝辞：本研究の一部は、科学研究費基盤C（課題番号：18560499，研究代表者：川西澄）および（財）河川環境管理財団 河川整備基金の補助を受けて実施したものである。ここに記して、深甚なる謝意を表します。

参 考 文 献

- 川西 澄, 荒木大志(2006): 感潮域における潮汐流と土砂輸送の数値解析, 水工学論文集, 第50巻, pp. 943-948
- Gailani, J., C. K. Ziegler, and W. Lick, (1991): The transport of sediments in the Fox River, *J. Great Lakes Res.*, Vol. 17, pp. 479-494.
- Goodrich, D. M. (1985): On stratification and wind-induced mixing in the Chesapeake Bay, PhD thesis, Marine Sciences Research Center, State Univ of New York, Stony Brook, N.Y.
- HydroQual (2002): A primer for ECOMSED ver. 1.3 User manual, HydroQual Inc. New Jersey
- Krone, R. B. (1962): Plume studies of the transport of sediment in estuarial processes, Final Report, Hydraulic Engrg. Lab. And Sanitary Engrg. Res. Lab., Univ. California, Berkeley.
- Oey, L.Y. (2005): A wetting and drying scheme for POM, *Ocean modeling*, No. 8, pp. 133-150.
- Oey, L.Y. (2006): An OGCM with movable land-sea boundaries, *Ocean modeling*, No. 13, pp. 176-195.
- Partheniades, E. (1992): Estuarine sediment dynamics and shoaling processes, In Herbick, J. (ed), *Handbook of coastal and ocean engineering*, 3, 985-1071.
- Burban, P., Y. Xu, J. McNeil, and W. Lick (1990): Settling speeds of flocs in fresh water and seawater, *Journal of geophysical research*, Vol. 95, No. C10, 18, 213-18, 220.
- Ahsan, Q., A. F. Blumberg, A.J. Thuman (2005): Geomorphological and meteorological control of estuarine processes, *Journal of hydraulic engineering*, Vol. 131, pp. 259-272.
- Simpson, J. H., J. Brown, J. Matthews and G. Allen (1990): Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification, *Estuaries*, Vol. 13, No. 2, pp. 125-132.