

河川感潮域における淡水流入量の推定

Estimation of Freshwater Inflow in a Tidal River

駒井克昭¹・日比野忠史²・水野雅光³

Katsuaki KOMAI, Tadashi HIBINO and Masamitsu MIZUNO

The in- and outflow of water and salt in tidal estuary was estimated by means of the box model modified to adapt to a shallow tidal estuary. The tidal variations of salinity profile were estimated using the tidal variation of depth of the sensors. The tidal variations of the estuary's volume and longitudinal salinity distribution were also considered in the model. The water inflow from upstream inlet estimated by the box model was verified with the inflow through the upstream water gate. The groundwater discharge may affect on the budget of the water and the geochemical constituent in the Ota River estuary.

1. はじめに

河川感潮域の自然環境を保全・創出するには、汽水環境の形成機構の把握が必要である。特に、河川水（淡水）の流入量と滞留時間は塩分濃度の決定に深く関わっている。一般的に、滞留時間は感潮域における溶存態または懸濁態の物質が系外に輸送されるまでの平均時間のことを指し、植物プランクトンのバイオマスにとって制限要因となる場合がある (Monbet, 1992)。Howarthら (2000) は河川水の流入量の低下に伴って滞留時間が長期化し、それが感潮域の一次生産率の増加につながることを示している。また、懸濁物の沈降・堆積量は滞留時間に依存し、感潮域における水質浄化にとって滞留時間が短いことは有利であると考えられる。これらの重要な感潮域の物理環境を現す重要なパラメータである淡水流入量や滞留時間の推定には、塩分をトレーサーとしたボックスモデルがしばしば用いられるが、簡易である反面、適用範囲は限られている。

河川感潮域に形成される干潟は多様な生物生息の場であり、水産業にとっても重要な役割を果たしている。一般に河川感潮域では有用二枚貝等を含む底生生物が干潟生態系を構成しており、それらにとって干潟地盤内の塩分濃度は干潟材料や地中の酸素濃度とともに重要な制限要因となる (Lalli and Persons, 1993)。沿岸域では朔望周期変動をもつ陸域からの地下水の流出も観測されており (Taniguchi ら, 2002)、これらの水理現象は沿岸域での物質収支にとって重要な役割を果たしていると考えられる (Simmons, 1992; Moore, 1996; Burnett, 2003) が、

干潟地盤内における地下水環境の理解は十分ではない。

したがって、河川感潮域の水辺環境を保全、有効利用するためには河川表流水の滞留時間の把握のみならず、地下水環境を含めた水循環が汽水環境の形成機構に及ぼす影響を明らかにする必要がある。広島湾奥に位置する太田川感潮域では最大約 4 m の潮差が生じ、太田川放水路の河岸干潟は良好な生物生息環境となっている。本論文では、太田川感潮域に適用可能な新しいボックスモデルによる淡水流入量の推定法を提案し、地下水循環も含めた汽水環境の形成機構を検討することを目的としている。

2. 測定方法と解析方法

(1) 河川水位、地下水位、および塩分の連続測定

図-1 に示すように太田川は広島市北部で太田川放水路（破線枠）と市内派川に分流されている。太田川放水路を1つのボックスとみなして、ボックスモデルによる水収支解析を行うため、2004年8月から10月にかけて St.1～3 における河川水塩分を毎時モニタリングした。各センサーの設置高さは表-1 に示すとおりであり、それぞれ低水路河岸に設置されている。また、干潟地盤内における塩分環境を明らかにするため、同時期に St.2 において低水路干潟地盤内における塩分を毎時モニタリングした。St.4 においては河床に塩分計を設置し、上流からの流入水の塩分を測定した。さらに、同時期に国土交通省中国地方整備局により St.1 (草津)、3 (祇園大橋)、4 (長和久)、および 5 (矢口第一) において河川水位 (RWL) が毎時モニタリングされている。さらに、St.6 (八丁堀 1)、7 (八丁堀 2)、および 8 (祇園) において地下水位 (GWL) も毎時モニタリングされており、それぞれの観測井戸の深度は、現地盤 -34 m (シルト質層以深、被圧地下水)、-16 m (シルト質層以浅、不圧地下水)、および -10 m (シルト質層以深、被圧地下水) である。

これらのデータを用いて河川感潮域に適したボックス

1 正会員 博(工) 広島大学助教 大学院工学研究科社会環境システム専攻
2 正会員 博(工) 広島大学准教授 大学院工学研究科社会環境システム専攻
3 正会員 中国地方整備局太田川河川事務所 所長

モデルによる水収支解析法が構築できれば、汽水環境の形成機構に及ぼす河川流入の寄与を検討することが可能である。また、沿岸における複数地点の地下水位の高低関係から動水勾配が推定されることを利用すれば、低水路干潟地盤内の塩分変動と地下水流の関係を見出すことが可能と考えられる。

(2) 流速および塩分の断面分布観測

ボックスモデルの解析の対象とする感潮域の流速、塩分プロファイルの現状を把握し、モデル構築に利用するため、2003年10月10日(大潮)と18日(小潮)のそれぞれで各12時間にわたるSt.2の断面塩分分布の変化を毎時測定した。また、2007年2月3日にはSt.2の断面内で5測線の流速および塩分分布を12時間にわたって毎時測定した。

(3) ボックスモデルの基礎式と用いた仮定

河川感潮域で水や塩分の流出入量の簡易な推定法の一つとして塩分をトレーサーとしたボックスモデルがあり、様々な改良が加えられている。例えば、Alberら(1999)は解析の時間刻みを自由に設定できるモデルを提案し、流量が極端に小さいか大きい場合に有効であることを示している。Hagyら(2000)は水域の定常状態を仮定せずに塩分や河川水の時間変化等を考慮するボックスモデルを提案している。また、Sheldonら(2002)は流下方向の河道断面積の変化を考慮した上で滞留時間に応じてボックスの分割数を変化させることで適用性を向上させている。しかし、潮差が4mにも達し、塩分成層の状態が著しく変化する太田川感潮域においては既往のボックスモデルをそのまま適用することは難しい。ここでは、太田川感潮域のように潮差が大きく流れ場の非定常性が強い河川感潮域に適するボックスモデルによる水収支解析の方法について検討する。

図-1に示すSt.1～3で測定された塩分・水位の連続データを用いて太田川放水路(図-1の破線枠)を対象区間としたボックスモデルを考える。ボックス境界の上・下流端からの流出入量は連続式(1)と塩分保存式(2)を Q_1 と Q_3 について連立して解くことで求められる。

$$\frac{\partial V_B}{\partial t} = -Q_1 + Q_3 \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} C_B V_B = -\bar{C}_1 Q_1 + \bar{C}_3 Q_3 \quad (2)$$

$$\bar{C}_i = \frac{1}{A_i} \int_{-D_i}^{\eta_i(t)} \int_{b_i(z)} C_i(z) dy dz \quad (3)$$

ここに、 i : 地点、 t : 時間、 y : 横断方向、 z : 鉛直方向、 L : ボックスの長さ、 V_B : ボックス内の水量(体積)、 Q_1 、 Q_3 : ボックス上流・下流端での通過流量、 C_B : ボックス内の塩分濃度、 $\bar{C}_1$ 、 $\bar{C}_3$: ボックス上流・下流端での塩分濃度、 D_i : 水深、 $b_i(z)$: 水路幅、 $\eta_i(t)$: 水位、

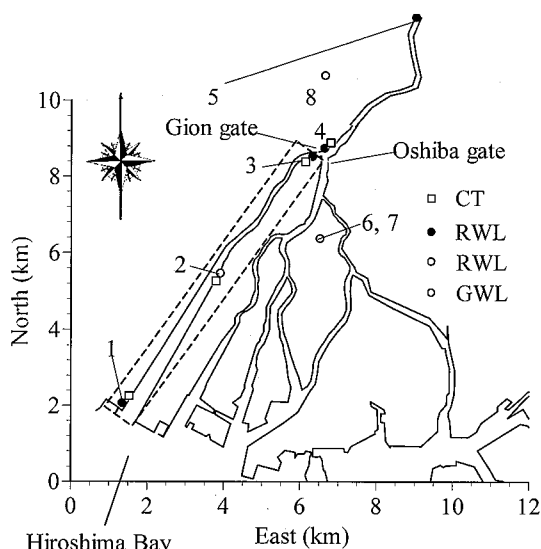


図-1 太田川感潮域での観測地点。河川水位(RWL, ●)、地下水位(GWL, ○)は国交省による。破線枠は太田川放水路(ボックスモデルの対象区間)

表-1 塩分センサーの設置高さ

	T.P. 上の高さ	最深部河床高 (T.P.)
St.1	-0.93 m	-5.92 m
St.2	-0.82 m	-3.64 m
St.3	-0.4 m	-1.5 m

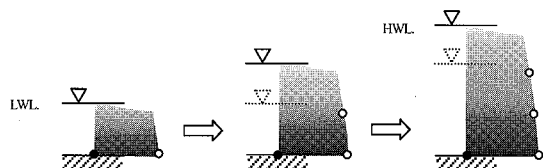


図-2 固定設置センサーのデータによる塩分プロファイルの推定原理 (●: センサー位置, ○: 塩分データ)

A_i : 断面積である。式(2)中のバーは断面平均値を表し、式(3)により定義される。水路幅 $b_i(z)$ は国土交通省の定期縦断測量データから求められている。なお、ここでは断面内の流速分布は一様と仮定されている。

上流端および下流端はそれぞれSt.1とSt.3に対応しており、各地点での実測塩分濃度が必要となる。ここで、各St.で1つの塩分センサーのデータからプロファイルを求めるため、大潮干潮時に干出する高さに設置された塩分計で得られるデータが潮汐によって水深の異なる地点の塩分を測定していることに着目して、干潮から満潮、あるいは満潮から干潮までの塩分プロファイルを求める。このとき、図-2のように高塩分水分は低塩分水分を持ち上げるように成層を保ったまま下層から貫入・流出すると仮定し、干潮から満潮までの塩分時間変化を測定高さの変化に変換することで上げ潮・下げ潮でそれぞれ1つず

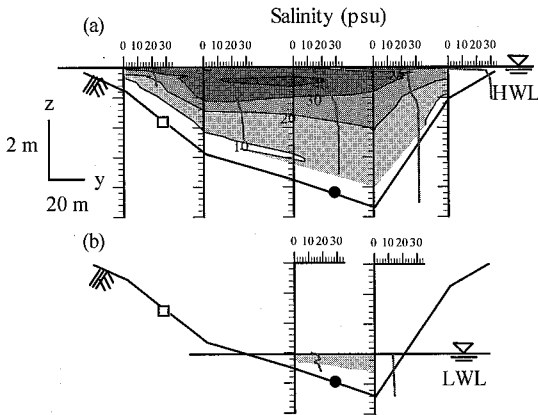


図-3 St.2における(a)最大流速発生時(上図)と(b)大潮干潮時(下図)の流下方向の断面流速コンター(単位: cm/s)と塩分プロファイル(2007年2月3日)。 $\bullet$: 水深計, $\square$: 塩分計。

つのプロファイルを求めることができる。ここでは、 Δt を水位の潮汐変動に基づいて決定し、 M_2 潮の満潮時の水位に対して満潮～干潮までの間に得られた塩分プロファイルを仮定する。したがって、干満に伴う半日周期の流れ場の変化は考慮しない。

ただし、St.3は上流からの流入部に近いことに加え、河道断面が河口側St.1に比べて小さいため、St.3の水、塩分変化がボックス内の水量と塩分量に対する寄与は小さいと予想される。そこで、式(1)、(2)の左辺でのボックス内の水量については1 km 間隔の河道断面形を考慮した。一方、式(2)の左辺で必要となるボックス内の塩分量をSt.1～St.3の実測塩分から各断面の水路幅を荷重とした平均操作によって求める。すなわち、ボックス内の平均塩分を以下のようにモデル化した。

$$C_B(z) = \frac{1}{\sum_i b_i(z)} \sum_i b_i(z) C_i(z) \dots\dots\dots (4)$$

したがって、ボックス内の塩分量はこの $C_B(z)$ を高さ毎の水面積に乗じて鉛直積分することで求められる。

ボックスモデルから求められるボックス上流端からの流入量 Q_3 と比較するため、St.3と4の間にある水門(祇園水門)からの流入量を別の方法で求める。ここでは、St.3とSt.4の潮位関係、およびゲート開度に応じてスルースゲートからの自由流出ともぐり流出の流量公式(水理公式集より)を適用することで水門通過流量 Q_{gate} を推定する。なお、2004年の毎時記録によると水門上流St.4での塩分は0.5 psu未満が80%以上、5 psu未満が95%を占めているが、水門通過流量 Q_{gate} の推定においては河川水が遡上する場合も考慮している。

3. 結果と考察

(1) 塩分プロファイルの分布特性

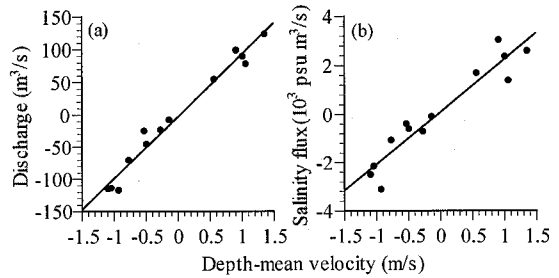


図-4 St.2における滞筋水深平均流速と断面流量(左図)および塩分フラックス(右図)の関係

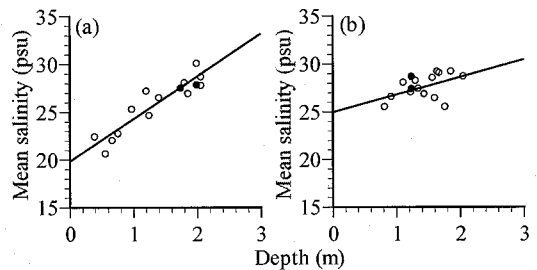


図-5 St.2における大潮時(左図)と小潮時(右図)の水深と水深平均塩分値の関係。 $\circ$: STD観測値(毎時データ), $\bullet$: 推定値(2潮差分)。

図-3は2007年2月3日の大潮期に測定されたSt.2における(a)最大流速発生時(上図)と(b)大潮干潮時(下図)の流下方向の断面流速コンターと塩分プロファイルを示している。大潮干潮時には塩分計は干出するが、水深計は水没した状態を保つ高さにある。大潮満潮時には塩分プロファイルの中層付近は捉えている。ただし、小潮や日潮不等が強いため潮差が小さい場合には塩分プロファイルの一部に計測できない領域が生じることもある。St.2においては流速の大きい大潮時においても塩分プロファイルは横断方向に概ね一様であり、河岸で測定される塩分で断面内の塩分プロファイルは推定可能である。流速は河岸と河床付近で30 cm/s以上の差が生じており、最大流速位置は滞筋から約25 m左岸方向にずれている。図-4はSt.2における滞筋水深平均流速と断面流量および塩分フラックスの関係を示している。河道横断方向の流速と塩分分布の変化は小さく、滞筋部での水深平均流速は断面流量と塩分フラックスとの相関は良い($R^2=0.97, 0.90$)ことから、ボックスモデルにおいて河岸の塩分と滞筋部の水深を用いて断面流量と塩分フラックスを推定できることが示唆される。

図-5は2003年10月11日(大潮)と18日(小潮)に測定された水深と水深平均塩分の関係であり、STD(水温・塩分・水深計)での毎時観測値($\circ$)と固定設置センサーの連続測定データによる推定値($\bullet$)を示している。なお、観測時の上流部St.5での日平均河川流量は 19 m^3

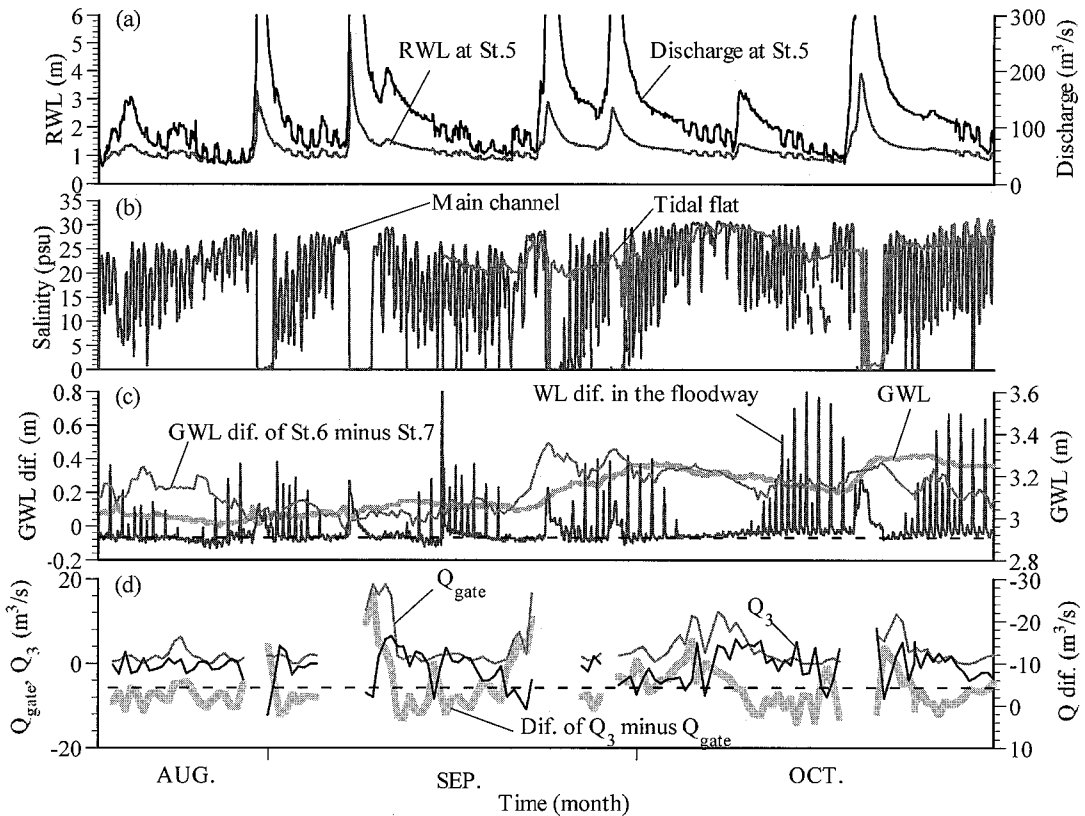


図-6 2004年8月～10月における(a)河川水位と推定流量(St.5, 非感潮域), (b)塩分(St.2, 低水路滞筋と低水路干潟地盤内) (c)地下水位差(GWL dif., St.6:被圧地下水位, St.7:不圧地下水位), 水位差(WL dif., St.2, 低水路干潟地盤内水位-低水路滞筋水位), 地下水位(GWL, St.8), および(d)ボックスモデルから推定された流入量 Q_3 と水門通過流量 Q_{gate} の差($Q_3 - Q_{\text{gate}}$:2潮汐分移動平均値)の経時変化. 図(c)中の破線は8月下旬のWL dif., 図(d)中の破線は Q dif.の平均値を示す.

/sと $17 \text{ m}^3/\text{s}$ である. 推定値の水深は塩分プロファイル作成時の満潮時の水深を示している. 塩分プロファイルの推定に際しては, 水面付近と水底付近に固定設置センサーで測定できない部分がある場合は測定された最高と最低の位置(高さ)での塩分と等しく一様に分布していると仮定した. この結果から, 小潮時には毎時の水深平均塩分の変化は $25 \sim 30 \text{ psu}$ と小さく, 推定値は平均的な値を示している. 大潮期には毎時の水深平均塩分は $20 \sim 30 \text{ psu}$ の変化を示しており, 推定値は満潮時に近い 27 psu を表している. これは, 成層を保ったまま干満が生じると仮定して平均塩分を推定しているものの, 大潮時には上げ潮時と下げ潮時の塩分プロファイルが非対称, すなわち, 大潮の上げ潮時には成層しながら下層から海水が遡上し, 下げ潮時には全層で低塩分水が流下するためである.

(2) 低水路干潟地盤内における塩分環境

図-6は2004年8月～10月における(a)河川水位と推定流量(St.5), (b)塩分(St.2, 低水路滞筋と低水路干潟地盤内) (c)地下水位差(St.6:被圧地下水位, St.7:

不圧地下水位), 水位差(St.2, 低水路地盤内水位-低水路滞筋水位), 地下水位(St.8), および(d)ボックスモデルから推定された流入量 Q_3 と水門通過流量 Q_{gate} および流量差($Q_3 - Q_{\text{gate}}$:2潮汐分移動平均値)の経時変化を示している. なお, St.5の水位から推定された流量は潮汐に伴う水位変動がないため, 太田川放水路と市内派川の合計の平均淡水流量を表しているといえる. 図(c)中の破線は8月下旬の低水路滞筋の水位差と低水路干潟地盤内の地下水位差(WL dif.)を示している.

図-6(a)(b)より, 出水時に低水路滞筋の塩分が低下した場合でも低水路干潟地盤内の塩分は 22 psu 前後で保たれていることがわかる(低水路滞筋センサーの干出時は除かれている). これは, 出水時においても表流水が地盤内に浸透し, 地盤内の間隙水と完全に交換されることはなく, むしろ地中深くの層からそれまでに蓄えられていた高塩分水あるいは海側から再循環した海水が低水路干潟地盤内に供給されている可能性を示唆している.

図-6(c)より, 9月下旬以降にSt.6の被圧地下水位(GWL dif.)とSt.8での地下水位(GWL)が上昇してお

り、沿岸帯水層内での圧力水頭の増大が予想される。一方、St2においては干潮時での低水路干潟地盤内の地下水位 (WL dif.) が低水路滞筋の水位に比べて約 20 cm 上昇していることから、低水路干潟地盤内への地下水の供給が増えていることも示唆される。以上のことから、沿岸の帯水層を流れる伏流水の供給が低水路干潟地盤の地下水位や塩分を上昇させている可能性が考えられる。

(3) 淡水流入量と汽水環境の形成機構

図-6(d) ボックスモデルによって上流からの淡水流入量が連続的に推定された。なお、祇園水門のゲートが全開にされ、流量が著しく増大した洪水時のデータは除かれている。洪水前後を除けば、推定流入量と水門通過流量のオーダーは良く一致しており、変動の傾向は類似している。これは、太田川感潮域においては潮汐に伴うボックス容積の変化を表すため、河道断面形・縦断形を潮位の関数としてモデルに取り込んだことや、塩分のプロファイルと縦断分布をモデルに取り込んだことでボックス内の水量と塩分量の変化が良く表せたためである。ただし、推定された水門通過流量 Q_{gate} は $0 \sim 20 \text{ m}^3/\text{s}$ であるのに対し、ボックスモデルによる推定流入量 Q_3 は $0 \sim 10 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度少なめに推定されている時期もある。ボックスモデルによる推定流入量と水門通過流量の差 ($Q \text{ dif.}$) は期間平均で約 $4 \text{ m}^3/\text{s}$ である。これは、実際の上流からの淡水 (表流水) 供給 Q_{gate} が増えてもボックス区間内の塩分が高く保たれているためであり、上流端からの流入水は実際には Q_3 として見積もられた程度の塩分低減効果しかないことを意味している。一方、低水路干潟地盤内の塩分は保たれていることから、河岸の帯水層に蓄えられた塩分を含む地下水が河床面を通じて河道に流入することや淡水の地下への浸透が考えられる。図-6(c) では低水路干潟地盤内の地下水位と低水路滞筋の水位の差は朔望周期の変動を示しており、同様の地下水流動が感潮域の汽水環境と低水路干潟地盤環境の決定要因となっている可能性がある。

4. おわりに

本研究では潮差の大きい河川感潮域に適用可能な新しいボックスモデルによる淡水流入量の提案、ならびに解析結果を用いた河川感潮域における汽水環境の形成機構について検討を行った。

1) 河川感潮域の潮位変動を利用することで河岸に設置された水深計と塩分計のデータから塩分プロファイルを求める方法を提案した。本手法では塩分成層を保ったまま下層から海水が遡上すると仮定して、時間変化が測定位置の鉛直変化に換算される。このようにして求められた水深平均塩分は大潮満潮時と小潮時に実測された塩分プロファイルから求められた水深平均塩分

に良く対応している。

2) 連続式と塩分保存式を基礎式として、潮差の大きい河川感潮域の特性を利用したボックスモデルが構築された。本モデルでは河道断面形・縦断形を潮位の関数としてモデルに取り込むとともに、塩分の縦断分布を考慮することで潮位毎に塩分プロファイルの積分範囲を適宜変化させている。河川感潮域への流入量が連続的に推定され、モデルの適用性が良好であることが示された。

3) ボックスモデルによる推定淡水流量と水門通過流量の差 ($Q \text{ dif.}$) は期間によって $0 \sim 10 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度生じており、沿岸帯水層からの地下水による河川水中への塩分供給や河川水の地中への浸透の影響が考えられる。これらの水循環は河川感潮域における水収支と物質収支の重要な経路となる可能性がある。

参考文献

- 土木学会編(1999): 水理公式集, 713p.
- Alber, M. and J. E. Sheldon (1999): Use of a Date-specific Method to Examine Variability in the Flushing Times of Georgia Estuaries, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 49, pp. 469-482.
- Burnett, W. C., H. Bokuniewicz, M. Huettel, W. S. Moore, and M. Taniguchi (2003): Groundwater and pore water inputs to the coastal zone, *Biogeochemistry*, Vol. 66, pp. 3-33.
- Hagy, J. D., L. P. Sanford, and W. R. Boynton (2000): Estimation of net physical transport and hydraulic residence times for a coastal plain estuary using box models, *Estuaries*, Vol. 23, No. 3, pp. 328-340.
- Howarth, R. W., Swaney, D. P., Butler, T. J. and Marino, R. (2000): Climatic control on eutrophication of the Hudson River estuary, *Ecosystems*, 3, pp. 210-215.
- Jay, D. A., Uncle, R. J., Largier, J., Geyer, W. R., Vallino, J., Boynton, W. R. (1997): A review of recent development in estuarine scalar flux estimation, *Estuaries*, 20, pp. 262-280.
- Lalli, C. M. and T. R. Parsons (1993): *Biological Oceanography, An Introduction*, Pergamon Press.
- Monbet, Y. (1992): Control of phytoplankton biomass in estuaries: a comparative analysis of microtidal and macrotidal estuaries, *Estuaries*, 15 (4), pp. 563-571.
- Moore, W. S. (1996): Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichments, *Nature*, Vol. 380, pp. 612-614.
- Sheldon, J. E. and M. Alber (2002): A comparison of residence time calculations using simple compartment models of the Altamaha River Estuary, Georgia, *Estuaries*, Vol. 25, No. 6B, pp. 1304-1317.
- Simmons, G. M. Jr (1992): Importance of submarine groundwater discharge (SHWD) and seawater cycling to material flux across sediment/water interfaces in marine environments, *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 84, pp. 173-184.
- Taniguchi, M. (2002): Tidal effect on submarine groundwater discharge into the ocean, *Geophysical Research Letters*, 29, 10.1029/2002GL014987.
- Taniguchi, M., W. C. Burnett, J. E. Cable, and J. V. Turner (2002): Investigation of submarine groundwater discharge, *Hydrological Processes*, Vol. 16, pp. 2115-2129.