

太田川放水路における土砂動態と底質変動

川西 澄*・筒井孝典**・中村智史***・西牧 均****

河川流量や潮汐により流れ場や密度場が大きく変動する河川感潮域において、平時時と出水時の土砂動態を把握するため、太田川放水路で連続観測を行った。また、出水による底質変化を把握するため底質調査を行った。平時時は、河口から2.8 km 上流地点と5.8 km 上流地点での流速分布の違いにより、この区間で堆積傾向にある。河川流量が $700 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度の出水が発生すると、平時時の3~4ヶ月分の上流方向輸送量が下流へと輸送される。底質調査と測定の結果、出水によって河口から2.5~3.5 km 上流では、細粒分が浸食され上流起源の粗砂が堆積していた。浸食された細粒分は河口付近に堆積するが、約3ヶ月かけて元の場所まで戻る。

1. はじめに

河川感潮域では淡水と海水が複雑に混合し、豊富な栄養塩が供給されることにより独自の生態系が形成されている。また、多くの河口域が港や航路として人々の生活に利用されており、河口域での河道管理は、航路維持、洪水疎通能力の確保や自然環境の保全を考慮して行われる必要がある。そのためには、微細土砂の動態と輸送過程を解明する必要がある。また、一般に河川感潮域では塩水潮上の上限あたりに細かい泥がたまり、下流にゆくにつれて次第に粒子が大きくなり、最下流では粗砂が堆積してくると考えられる(奥田, 1996)。しかし出水が発生すると、非出水期の堆積物が一挙に流され、その後出水末期に細かい粒子が堆積し、出水前と底質分布が大きく変化していることが多い。そうした急激な底質変化は生息している生物にとっても大きな影響を与える。したがって、出水による土砂輸送量と底質変化の時空間スケールを関連付けて把握することは、出水が河川感潮域に及ぼす影響を理解する上で重要である。

川西ら(2003, 2004)は超音波ドップラー流速分布計を用いて、航走観測を行い詳細な浮遊砂泥濃度の縦断分布を調査するとともに、長期連続観測から浮遊砂泥輸送量と潮汐位相、潮差、河川流量の関係を考察している。

本研究では、太田川放水路における約1ヶ月にわたる流速・水質の連続観測から、平時時と出水時での浮遊砂泥の輸送特性を把握、比較し、それらが底質変化に与える影響を考察する。

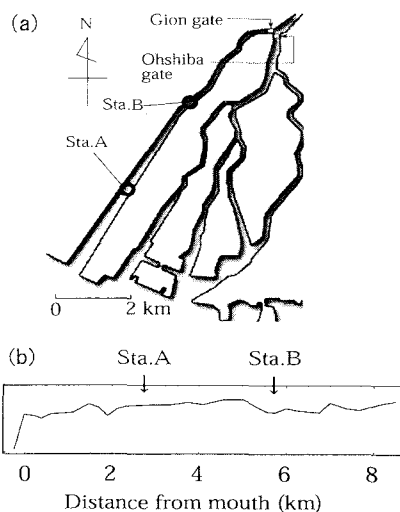


図-1 観測地点(a)と河床の縦断形状(b)

2. 観測概要

(1) 観測地点

太田川放水路は広島デルタの最西部に位置している。図-1(a)に示すように、河口から上流の市内派川との分岐点までの距離は約9 kmで、放水路上流端には祇園水門、市内派川側には大芝水門がある。祇園水門は平常時、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、大芝水門は全開となっている。放水路に流入する河川流量は太田川流量の1割程度である。

河床の縦断地形は図-1(b)に示すように、河口部から広島湾に向かって急激に深くなっているが放水路内の河床勾配は非常に緩やかである。

(2) 測定方法

河口から2.8 km 上流の地点(以下 Sta.A)で、2004年9月12日から約1ヶ月間、超音波ドップラー流速分布計(Nortek 社製1.5 MHz-NDP)をブイに係留した。NDPは測定層厚0.25 m、平均時間5分、測定時間間隔

* 正会員 工博 広島大学助教授 大学院工学研究科 社会環境システム専攻

** 正会員 三井共同建設コンサルタント(株)情報システム事業部

*** 学生員 広島大学 大学院工学研究科 社会環境システム専攻

**** 正会員 国土交通省中国地方整備局 太田川河川事務所所長

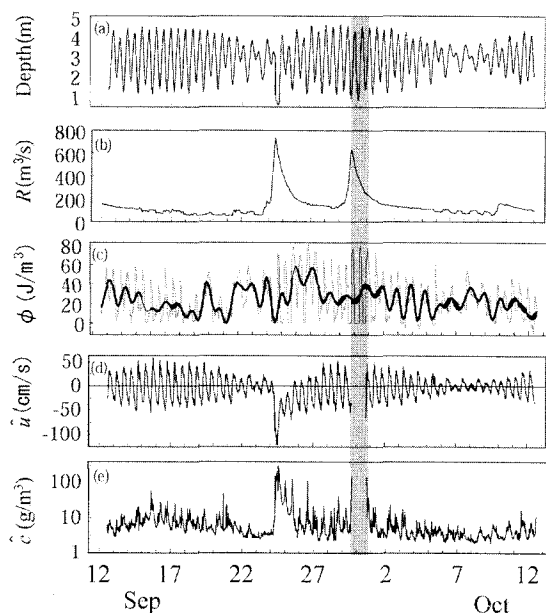


図-2 Sta.Aにおける水深(a), 河川流量(b), 密度成層強度(c), 水深平均流速(d), 水深平均浮遊砂泥濃度(e)の経時変化

20分に設定し、0.75 m以深の流速と散乱強度の鉛直分布を測定している。また、表層と底層の海水密度を把握するために、表層（水深0.1 m）に水温塩分計（アレック電子社製 COMPACT-CT）を、底層（河床上0.4 m）に多項目水質計（アレック電子社製 TPM クロロテック）を設置し、連続測定した。測定間隔はそれぞれ2分、10分とした。また冬季の渇水期にセディメントトラップを河床上1 mに設置し、沈降物の粒径を測定したところ、シルトと細砂から構成されており、 d_{50} は40 μm 程度であった。

河口から5.8 km上流の地点（以下 Sta.B）では、アクアドッププロファイラー（Nortek 社製の2.0 MHz-AqPr）をブイに係留した。AqPrは測定層厚0.15 m、平均時間5分、測定時間間隔30分で設定し、0.35 m以深の流速・散乱強度の鉛直分布を測定した。

NDPとAqPrから得られる体積後方散乱係数は、採水サンプルのSSおよび赤外散乱光度計との比較結果を用いて、浮遊砂泥濃度に変換した（川西・水野, 2001）。NDPとAqPrは周波数やタイプが異なるので、観測・実験から求めたそれぞれの減衰係数や比例定数を用いている。

3. 結果

(1) 平水時の流動と浮遊砂泥輸送

図-2にSta.Aにおける水深(a), 密度成層強度(c), 水深平均流速(d), 水深平均浮遊砂泥濃度(e), 祇園水

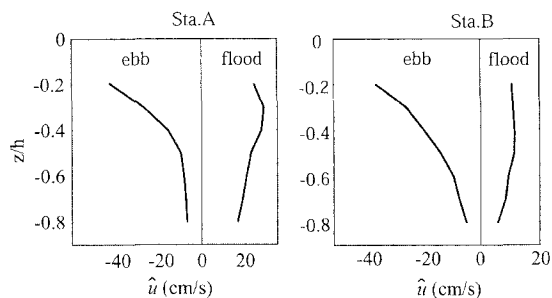


図-3 Sta.AとBでの下げ潮、上げ潮位相における位相平均流速の鉛直分布

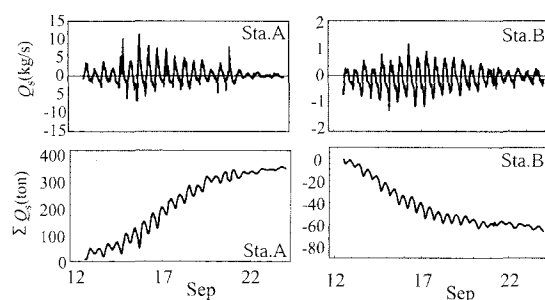


図-4 Sta.AとBにおける平水時浮遊砂泥輸送量と累積輸送量

門と大芝水門の分岐点より約5 km上流にある矢口第一観測所の河川流量(b)の経時変化を示す。灰色の期間は測定できていない。水深はTPMクロロテックの圧力センサーから求めた。TPMクロロテックは河床上0.4 mに係留していたが、9月24日と29日の出水時には祇園水門が全開になり、流速と漂流物の影響によりローブが傾き、実際的水深より小さな値となっている。密度成層強度はSimpson・Hunter (1974)が提案した、成層状態にある水柱を一様な状態にするのに要する単位体積あたりのエネルギー ϕ を用いた。また、水深平均流速は上流方向を正とした。

太田川放水路では平常時、潮流の流速分布に起因する密度場の変動機構であるTidal Straining (Simpsonら, 1990)により周期的に密度成層強度 ϕ が大きく変動している。 ϕ は下げ潮期初期にピークを示し、大潮期の低低潮から高高潮にかけてはほぼ0となっている。また、太線で示した ϕ の日平均値は大潮期に減少し、小潮期に増加している。このように潮汐位相によって密度成層強度が大きく異なるため、図-3に示すようにSta.A,B共に下げ潮期と上げ潮期における流速の鉛直分布は大きく異なっている。

図-4に出水前の9月12日から9月23日までの、Sta.A, Bにおける浮遊砂泥輸送量と累積輸送量を示す。輸送量は上流方向を正とした。Sta.Bに係留したAqPrは第一

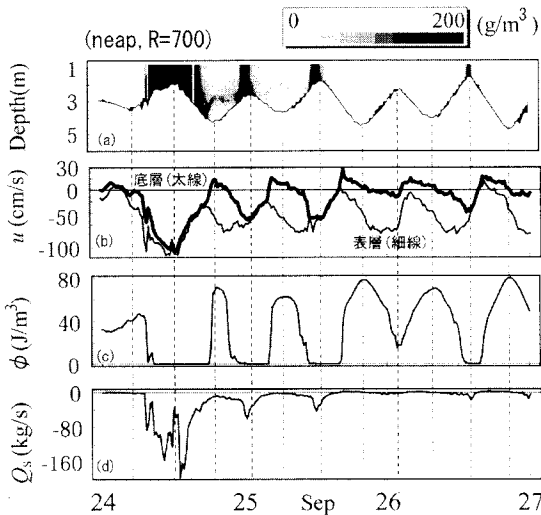


図-5 Sta.Aにおける出水時の浮遊砂泥濃度(a), 表層・底層流速(b), 密度成層強度(c), 浮遊砂泥輸送量(d)

測定層の水深が0.35 mであり Sta.A に係留した NDP の第一層目0.75 m と異なるため, 比較がしやすいように, とともに第一層目より上層では浮遊砂泥フラックスは一樣と仮定し, 式(1)のように水深の90%から水面までの浮遊砂泥フラックスを積分し, それぞれの地点での川幅 B (m) を乗じた値を Q_s (kg/s) とおいた. Sta.A の川幅は Sta.B の約2倍である.

$$Q_s = B \int_0^{0.9h} u(z) c(z) dz \quad (1)$$

平水時の浮遊砂泥輸送は半日周期, 大潮期～小潮期で大きく変動するとともに, 間欠性が強いことが分かる. また, 日平均をすると Sta.A では上流方向, Sta.B では下流方向に輸送されており, Sta.A,B 間では堆積傾向にある. 河口付近からの潮上量は上流からの輸送量よりも5倍以上大きく, 約10日間で Sta.A,B 間に400トン程度堆積していると考えられる. 堆積厚は, 土粒子密度を 2.5 g/cm^3 とし, 一樣に堆積すると仮定すると, 約0.3 mm となる.

過去に Sta.A 付近で行った観測結果 (川西ら, 2004) では, 河川流量が少ない期間は上流方向に輸送され, 河川流量が多い夏季における輸送方向は主に河川流量と潮差によって決まることが示されている. 2 地点間での堆積の原因として, Sta.A と B での流速分布の違いが考えられる. 図-3 に示す両地点における下げ潮, 上げ潮位相での位相平均流速の鉛直分布を見ると, Sta.A では上げ潮期の底層流速が下げ潮期に比べてかなり大きく, 底層流速の非対称性が Sta.B よりも大きくなっている.

(2) 出水時の流動と浮遊砂泥輸送

図-5 に河川流量が約 $700 \text{ m}^3/\text{s}$ の出水が発生した 9 月

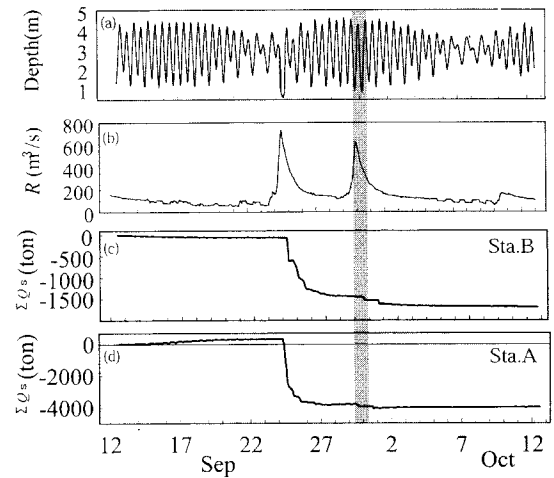


図-6 Sta.A の水深(a), 河川流量(b), Sta.B と A の累積浮遊砂泥輸送量(c), (d) の経時変化

24日から27日までの, Sta.A における浮遊砂泥濃度の鉛直分布(a), 表層・底層流速(b), 密度成層強度(c), 浮遊砂泥輸送量(d)の経時変化を示す. (b)の表層流速は NDP の測定第一層目である水深0.75 m での流速であり細線で示している. 太線で示した底層流速は水深の80%における流速であり, とともに上流方向を正としている.

浮遊砂泥濃度は干潮前後で増加し, 満潮時に減少するといった潮汐の影響を受けていることが分かる. 干潮前後では表層から底層まで一樣に浮遊砂泥濃度が増加しており, 200 g/m^3 以上の高濁度状態となっている. 満潮時付近に見られる中層での帯状模様は, 塩分躍層による散乱であると考えられる. 塩分勾配と速度勾配が共に大きいところでは音波の屈折率の変動により散乱が起こる (Seim, 1999). つまり実際の浮遊物質のみによる散乱より大きく見積もってしまうことになるが, 出水時における浮遊砂泥濃度と比較すると無視できる程度である (川西ら, 2003).

出水時には表層流速は常に下流向きとなっており, 底層流速は満潮時付近に約 20 cm/s で上流へ溯上している. 密度成層強度は底層流速が上流向きになる満潮時付近で急増してピーク値を示し, それ以外の時間帯ではほぼ0となっている. また, 浮遊砂泥輸送量 Q_s は干潮時直前に下流方向へ最大となり, 干潮後数時間は上げ潮期となっても下流方向へ輸送され続けている. しかし満潮に近づき底層流速が上流向きになると, 表層での下流方向輸送と底層での上流方向輸送が同程度となり, 輸送量は0に近づいている. このように出水時の浮遊砂泥は半日周期で変動するものの, 常に下流方向へ輸送され, 小潮で河川流量が $700 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度の場合, 最大で 160 kg/s を越える大きな値となる.

図-6 は水深(a), 河川流量(b), Sta.B,A における累積浮遊砂泥輸送量(c), (d)の経時変化を示している。灰色の期間は測定できていない。(d)に示すように, 9月24日の出水によって約4000トンの土砂がSta.Aより下流方向に輸送されたと考えられる。図-4と比較すると, 平水時における3~4ヶ月分の上流方向輸送量が, この規模の出水で下流方向にフラッシュされることが分かる。

(3) 底質変動

大潮の干潮時に干出する河岸干潟において, 河口から祇園水門まで約1km間隔で底質調査を行った。表層3cmの底質を試料として採取し, 実験室に持ち帰り粒度試験を行った。図-7に調査日と太田川流量(分岐前)を示す。太田川流量が約400(m^3/s)を超えると放水路上流端の祇園水門が全開となる。調査期間内では4回の水門操作が行われている。9月7日の台風18号による出水は河川流量が2500(m^3/s)を超える規模であり, 過去5年間で最大流量であった。調査は5ヶ月間にわたり5回行った。図-8に①9/1, ②9/14, ④12/15の中央粒径(a), 淘汰係数(ふるい分け係数)(b), 細粒分含有率(c), 強熱減量(d)の縦断変化を示す。横軸は河口からの距離である。細粒分含有率は $74\mu\text{m}$ 以下の粘土・シルトの割合とした。また, 強熱減量は浅海域での既往の研究に基づき 550°C で6時間強熱して測定した(佐藤ら, 1987)。

太田川放水路の底質は図-8(a)から分かるように一般に河口から4km上流付近までは粘土・シルト・細砂で構成され, 4km以上では粗砂から構成されている。9月1日と9月14日のデータを比較することによって9月7日の台風18号出水による底質への影響を考察する。図-8(c)を見ると, 9月1日の時点では河口から2.5km, 2.8km, 3.5km上流地点では細粒分が多く含まれていたが, 出水後の9月14日にそれらの地点では細粒分が大きく減少し, 中央粒径が増加していることが分かる。河口から2.8km上流地点では出水後に普段存在しない粗砂がシルト・細砂の上に約2cm積もっていることが確認された。それに対して, 河口から0.5km上流地点では細粒分が3%から16%に大きく増加している。

河口から2.8km上流地点において9月4日, 10月12日に3Dレーザ測量を行い, 河岸干潟の面的な地形変化を測定した。3Dレーザースキャナーは調査区域($15\text{m} \times 25\text{m}$)の標高データを10cmメッシュで取得できる。その結果, この地点では約2.5cmの浸食が生じたことが明らかになった。上流域に存在する粗砂が約2cm堆積したにも関わらず, 地形は2.5cm浸食したことになる。つまり, 元々に存在していた約4.5cm厚の細粒分が下流に輸送されたことになり, その結果河口から0.5km, 1.5km地点で出水後に細粒分の増加が引き起

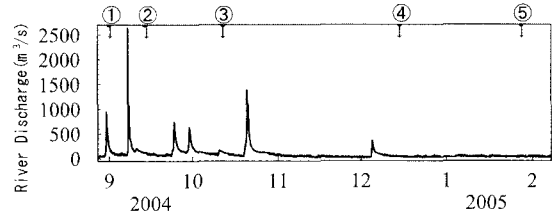


図-7 太田川流量と調査日

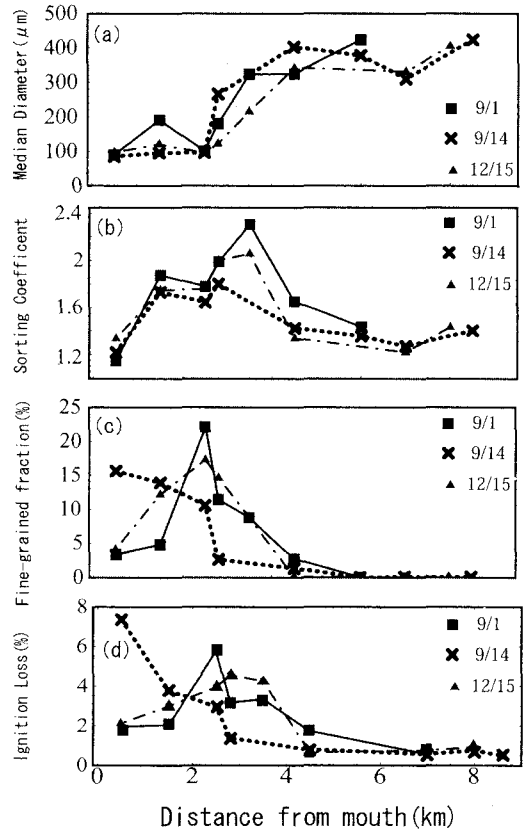


図-8 中央粒径(a), 淘汰係数(b), 細粒分含有率(c), 強熱減量(d)の縦断変化

こされたと考えられる。しかし, 12月15日には河口付近での細粒分は18号出水前と同程度に戻っている。これは, 平水時の潮汐による浮遊砂泥の上流方向輸送によって, 細粒分のピークが上流側に移動したためであると考えられる。鈴木ら(2003)によると, 利根川感潮域では洪水前, 底質表層部は平均 $10\mu\text{m}$ のシルト・粘土で構成されていたが, 洪水後は細砂に置き換わり, 約3ヶ月で底質表層が洪水前の状態に回復したと報告されている。

図-8(b)を見ると河口から2.5km~4.5km区間で淘汰係数がピークを示していることが分かる。これは, 平水時は河口付近の粘土・シルトが輸送され堆積し, 出水時には上流から粗砂が輸送され堆積するためである。こ

れに対して河口から4.5 km より上流の区間では、淘汰係数と中央粒径の変動が小さく、平水時・出水時に関係なく成分があまり変化していない。

また、図-8(d)に示す強熱減量の変動は細粒分の変動とよく似ており、有機物の大半が74 μm 以下のもので占められていることが分かる。

4. おわりに

河川流量や潮差変動によって流れ場や密度場が時空間的に大きく変動する河川感潮域において、平水時と出水時の浮遊砂泥の輸送特性を把握するため、太田川放水路において約1ヶ月間、流速・密度・浮遊砂泥輸送量の連続観測を行った。また、出水による底質の変化を把握するため、底質調査を行った。

潮汐の半月・半日周期変動によって密度成層、流速、浮遊砂泥濃度は大きく変動し、浮遊砂泥輸送は間欠的に行われていた。

平水時は、Sta.A と B での流速分布の違いにより、Sta.A,B 間で堆積傾向にある。観測期間中では、10日で400トン程度堆積していた。

出水時は、浮遊砂泥輸送量は干潮直前に下流方向へ最大となり、干潮後数時間は上げ潮期となっても下流方向へ輸送され続ける。満潮に近づくときと表層での下流方向輸送と底層での上流方向輸送が同程度となる。河川流量が700 m^3/s 程度の出水で、平水時の3～4ヶ月分の上流

方向輸送量が下流へとフラッシュされていた。

底質調査と測定の結果、9月7日の出水によって河口から2.5～3.5 km 付近に存在していた細粒分は浸食され、河口付近に堆積していた。そして河口から2.5～3.5 km 付近には上流起源の粗砂が約2 cm 堆積していた。出水から約3ヶ月後には、潮汐による浮遊砂泥の上流方向輸送により、細粒分のピークは出水前と同じ河口から3 km 上流付近まで戻っていた。

参考文献

- 奥田節夫(1996)：感潮河川における堆積環境，河川感潮域，名古屋大学出版会，pp. 85-105.
- 川西 澄，筒井孝典，西牧 均(2003)：河川感潮域における流動と懸濁粒子の動態，海岸工学論文集，第50巻，pp. 411-415.
- 川西 澄，筒井孝典，西牧 均(2004)：太田川感潮域における浮遊砂泥の輸送特性，海岸工学論文集，第51巻，pp. 956-960.
- 川西 澄，水野博史(2001)：浅水感潮域における水中音響散乱体の変動特性，水工学論文集，第45巻，pp. 1045-1050.
- 佐藤善徳，榎 一夫(1987)：木全裕昭：浅海の底質の強熱減量測定法の改善，東海水研報，第123号，pp. 1-13.
- 鈴木伴征・大作和弘・石川忠晴(2003)：洪水に伴う利根川感潮域の底質変化，河川技術論文集，第9巻，pp. 265-268.
- Seim, H.E.(1999)：Acoustic Backscatter from Salinity Microstructure, J. Atmos. Oceanic Technol, Vol.16, pp. 1491-1498.
- Simpson, J.H. and J.R.Hunter (1974)：Fronts in the Irish Sea, Nature, Vol.250, pp. 404-406.
- Simpson, J.H. Brown, J., Matthews, J. and Allen, G.(1990)：Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification, Estuaries, Vol. 13(b), pp. 125-132.