

# 筑後川感潮河道における河床地形・材料の 変動特性に関する長期連続調査

LONG-TERM MORPHODYNAMICS AND SEDIMENT TRANSPORT  
IN THE CHIKUGOGAWA RIVER ESTUARY

横山勝英<sup>1</sup>・長屋光彦<sup>2</sup>・金子 祐<sup>3</sup>・山本浩一<sup>4</sup>・高島創太郎<sup>5</sup>

Katsuhide YOKOYAMA, Mitsuhiro NAGAYA, Yu KANEKO, Kouichi YAMAMOTO and Soutaro TAKASHIMA

<sup>1</sup>正会員 博(工) 首都大学東京准教授 都市基盤環境コース(〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1)

<sup>2</sup>学生会員 首都大学東京大学院 都市基盤環境工学専攻(〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1)

<sup>3</sup>正会員 修(工) 八千代エンジニアリング株式会社 河川部技術第二課(〒161-8575 東京都新宿区西落合2-18-12)

<sup>4</sup>正会員 博(工) 山口大学准教授 工学部社会建設工学科(〒755-8611 山口県宇部市常盤台2-16-1)

<sup>5</sup>非会員 いであ株式会社九州支店(〒812-0055 福岡県福岡市東区東浜1-5-12)

The river bathymetry and distribution of the riverbed material were frequently analyzed during 2002-2009 in the estuarine channel of the Chikugogawa River. The bed material was mainly composed of silt and clay during low flow periods; however, it was eroded and flushed away, and after the storm runoff, it changed to sand. Furthermore, over a period of several months, the sand bed was gradually covered with fine sediment, and the thickness of the muddy layer became 1-2 m after half a year. This fluctuation occurred annually. The relationship between the shear velocity and the eroded cross-sectional area was investigated. The shear velocity was estimated using a water surface slope that was calculated from the difference in water levels between 2 gauge stations. The third power of the shear velocity, calculated every one hour, was integrated over the period of storm runoff; an increase in the cross-sectional area was explained on the basis of this integrated shear velocity.

*Key Words: estuarine channel, erosion, river bed fluctuation, shear velocity, longitudinal slope of water surface*

## 1. はじめに

感潮河道の河床変動や安定断面の形成過程を解明・予測することは、治水や生態系管理の観点から重要な課題である。また近年、河川から海域への土砂供給量が減少していると言われており、感潮河道における流砂量の経年変化や現況を見積もることで、土砂動態の回復や海岸への配分を検討する必要性が高まっている。

内湾に流入する緩流河川の感潮域では、塩水遡上とともに高濁度水塊が発生してシルト・粘土が内陸側に輸送されることが明らかになりつつある。たとえば白川<sup>1)</sup>、太田川<sup>2)</sup>、多摩川<sup>3)</sup>、Delaware Estuary<sup>4)</sup>などにおいてSSフラックスが調査研究されている。一方、感潮河道における洪水時の浸食過程は未解明な点が多い。横山ら<sup>5)</sup>は筑後川

を対象にして洪水時の底泥フラッシュ現象を詳細に観測したが、この他の調査事例はあまり見あたらない。これは、急流河川において河口砂州のフラッシュ現象が数多く調査研究されている<sup>6)</sup>ことと比べると対照的である。そのため、緩流河川の感潮域において地形管理や土砂管理を進めるためには洪水時の浸食状況に関する知見を蓄積することが必要と言える。

また、緩流河川の感潮域には河床に砂とシルト・粘土が混在している場合が多いが、粘着性の有無によって河床変動過程は異なると考えられる。非粘着性材料から構成される中・上流域の河床変動予測に関しては粒子の運動過程を考慮したシミュレーション技術が発達しているが、砂とシルト・粘土が混在する感潮河道の河床変動については粘着性材料の取り扱いが難しく、検証データも

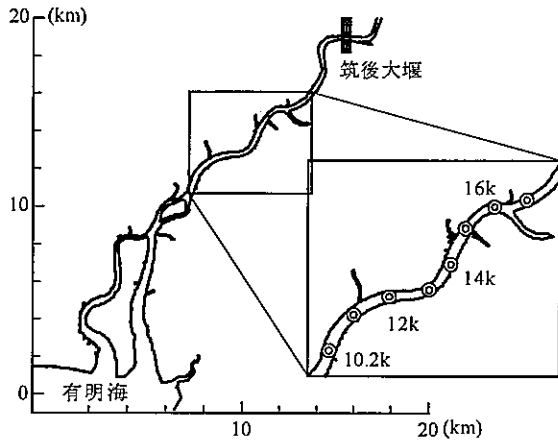


図-1 筑後川河口域の平面図と観測領域

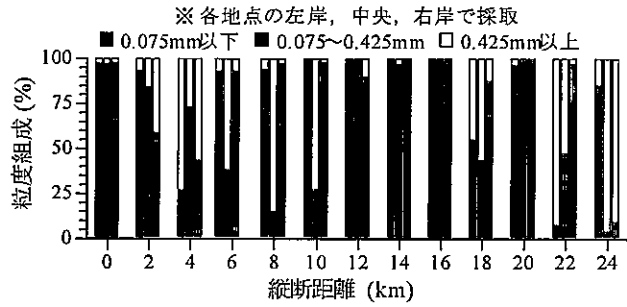


図-2 河床材料の縦断分布

ほとんど無いことから研究途上の段階である。

そこで本研究では、砂とシルト・粘土が混在する筑後川の感潮河道を対象として河床変動の長期的なモニタリングを実施し、洪水時の浸食過程と掃流砂の発生状況について現地観測に基づいて考察した。

## 2. 研究方法

### (1) 研究対象地の概要

研究対象地は九州北部に位置する筑後川の感潮河道である(図-1)。筑後川は有明海に流入する最大の河川であり、水・土砂の供給状況が河口干潟や海域の底質・生態環境に影響をおよぼしていると考えられている。感潮区間は筑後大堰までの23 kmであり、表層河床材料(図-2)は0~6 kmと18 kmより上流では砂が多く、中間の8~16 kmではシルト・粘土分の方が多い。

横山<sup>9)</sup>、入江ら<sup>9)</sup>は河床材料の鉛直分布状況について、河口付近では砂が主体でシルト・粘土が互層になっており、10 kmや14 km地点では1 m程度のシルト・粘土層の下に砂層が分布していることを示している。また、入江らは4 km地点において波長15 m、波高2 mの河床波を観測しており、洪水時には河床波の形をとりながら砂が海域に移動していると考察している。

本研究では砂層の上にシルト・粘土が堆積している10~17 kmを対象として研究を進める。筑後川の平均年最大流量は約2,800 m<sup>3</sup>/s(1950年~2009年)である。

### (2) 現地調査

本研究では広域調査と定点モニタリング、河床波調査の3項目を実施した。広域調査では10 kmから17 kmまでを1 km間隔で河床横断面を音響測深し、各断面の左右岸と中央部で表層材料の採取を行った。10 km地点は橋脚に近く局所洗掘が発生するため、200 m上流の10.2 km断面を対象とした。調査期間は2007年4月から2008年3月までであり、1~2ヶ月ごとに調査を実施した。

定点モニタリングは底泥が最も厚く堆積している14 km断面を対象に選び、河床測量と表層材料の採取、コアサンプリング、流速計測を行った。測量と表層材料採取は2005年6月から2009年7月まで2週間から2ヶ月の間隔で継続的に行い、表層材料は22.5 m間隔の12地点で採取した。コアサンプリングは河床の変動状況に応じて不定期に実施した。得られた河床材料は含水比と粒度分布を分析した。また、河床に超音波流速計(Nortek Aquadopp 1 MHz)を埋設して、流速の鉛直分布を2006年6月から8月まで10分間隔でモニタリングした。このほかに、国土交通省筑後川河川事務所によって2002年~2003年に4回実施された横断測量成果<sup>10)</sup>を使用した。

河床波調査は14 kmから14.2 kmまでの区間で実施した。低水路幅250 mに対して5 m間隔の縦断測線を設定し、さらに調査区間200 mに対して横断測線を10 m間隔で設定し、デジタル音響測深機(Lowrance LCX-27C)を用いて各測線上で約1 mごとにxyz座標を記録した。2009年7月26日にピーク流量が約3,100 m<sup>3</sup>/s(速報値)の洪水が発生したため、その直後の7月28日および29日に調査を行った。

さらに、流量(25.5 km:国土交通省筑後川河川事務所)と水位(14.6 km, 7 km:水資源機構筑後大堰管理所)を解析に用いた。

## 3. 広域の河床変動状況

図-3に2007年の断面変動の一例(11 km)を示す。2007年は7月4日にピーク流量が2,650 m<sup>3</sup>/sに洪水が、7日には4,044 m<sup>3</sup>/sの洪水が連続して発生しており、さらに8月3日には2,120 m<sup>3</sup>/sの洪水が発生した。洪水前(6月7日)と洪水直後(7月10日)を比べると底面が全体的に1.5 mほど低下しており、もう一度の洪水を経て8月4日には浸食が0.2 m程度進行している。また、川幅方向の浸食はほとんど無く、鉛直方向に変動している。

低水路平均河床高の縦断分布を図-4に示す。調査区間以外の河床高は2002年10月の測量成果(国土交通省)を与えている。これより、10.2 kmから16 kmの範囲では洪水後に概ね1 mの河床低下が生じ、その後、全体的に復元してゆく様子が分かる。17 km地点は床固め直下であって常時洗掘されているため、変動はわずかである。

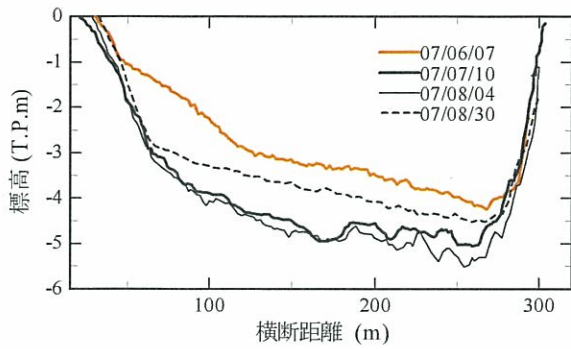


図-3 横断測量結果の一例 (11km)

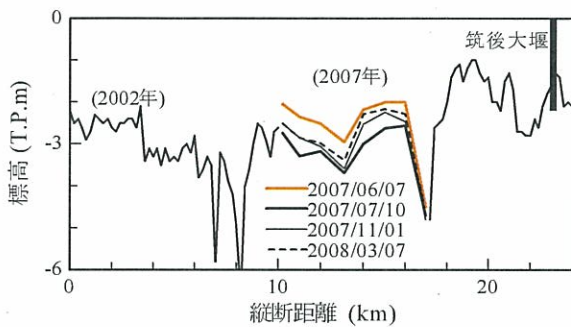


図-4 低水路平均河床高の季節変化 (2007～2008年)

さらに詳しく見るために、図-5 に調査区間の断面積変動量の季節変化を示す。非洪水期の4月25日を初期断面として、そこからの差分を取っている。7月の洪水後には断面積が150～220 m<sup>2</sup>拡大し、8月の洪水では20 m<sup>2</sup>増大している。低水路断面積 (T.P.2m以下) は2,500～3,300 m<sup>2</sup>であり、2007年の洪水期には低水路が5～9%拡大したことが分かった。8月30日になると10～12 kmで堆積しており、その後は堆積領域が上流側の13～16 kmにシフトし、14 km地点で最も堆積速度が速い。

図-6は河床材料の中央粒径D50の季節変化である。17 kmは床固め直下であり河床中央部は常に砂礫質であったため、考察から除外する。洪水前の4月は全域でシルト質であったが、7月の洪水後には7断面21地点のうち12地点でD50が0.5 mm程度の砂質に変化しており、堆積が始まる8月30日には砂質領域が5地点に減少し、11月には1地点のみとなっている。

つまり、2007年は10.2～16 kmの区間において洪水時に底泥が浸食されて河床に砂が現れ、非洪水期には再び底泥が堆積して復元していた。これまでに横山ら<sup>10)</sup>は14 km地点における同様の河床変動傾向を報告しているが、これは14 km特有の現象ではなく10.2～16 kmの区間で同じように見られることが分かった。

#### 4. 河床変動の経年傾向

本章では14 km地点を代表断面として、河床変動傾向の経年的な普遍性について検討する。

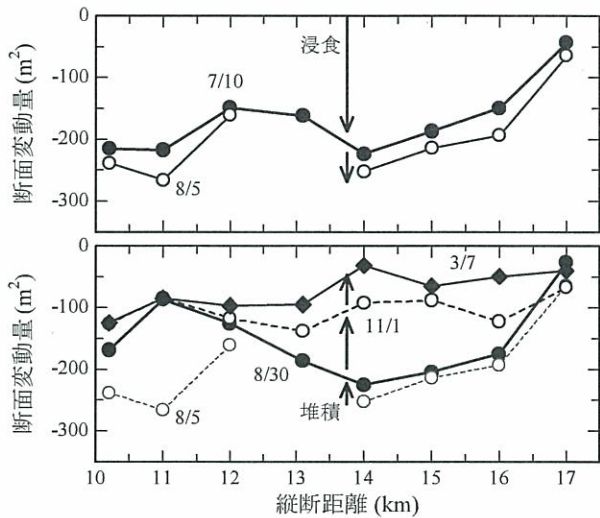


図-5 断面積変動量の季節変化 (2007～2008年)

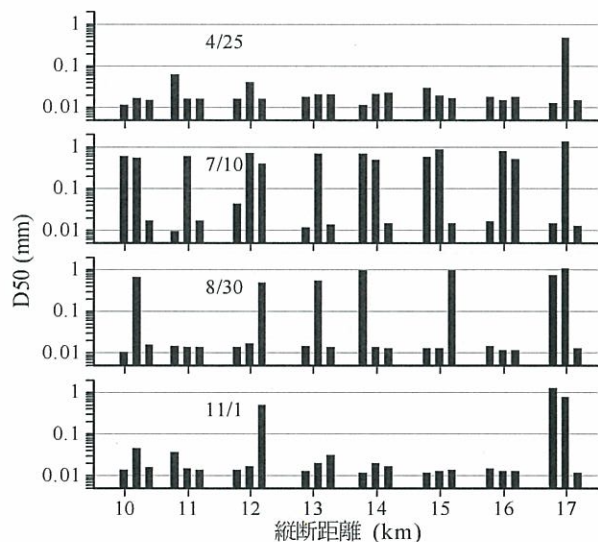


図-6 河床材料の季節変化 (2007年)

#### (1) 7年間の河床変動状況

2002年～2003年、2005年～2009年の合計7年間の河床変動状況を図-7に示す。2002年6月を初期河床として断面変動量を計算し、マイナスを浸食として表した。河床は毎年6月から7月にかけて低下しており、2,000 m<sup>3</sup>/sを超える出水が発生すると浸食が生ずると考えられる。そして、流量が100 m<sup>3</sup>/sを下回るころから堆積が始まっている。河床材料は非洪水期には左岸、中央、右岸のいずれの箇所でも中央粒径が0.01～0.02 mmのシルト・粘土であるが、洪水により河床が低下すると0.5～2 mmの砂に変化する。そして、断面の回復とともにシルト・粘土に変化する。

したがって、洪水期の底泥浸食と河床の砂質化、非洪水期のシルト・粘土堆積という現象は毎年周期的に繰り返されていることが分かった。低水路断面が洪水によ

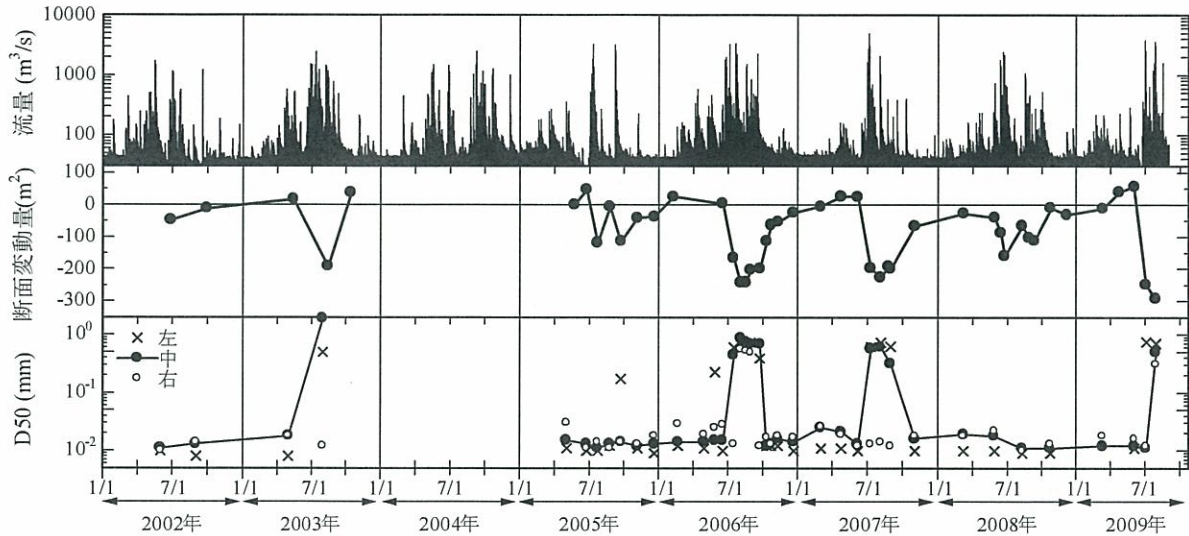


図-7 14km地点における河床変動履歴 (上段: 流量, 中段: 断面積変化量, 下段: 中央粒径D50)

で常に5~9%拡大することは、自律的に洪水疎通能力が向上することを示している。

ただし洪水の規模と浸食量の対応は明確でない。各年の洪水を大きい順に並べると、最大は2007年の4,040 m³/sであり、次いで2009年の3,830 m³/s (速報値), 2006年の3,350 m³/s, 2005年の3,230 m³/sとなる。しかし浸食断面積は2009年が最も大きく、次いで2006年, 2007年, 2005年の順であり、洪水規模が最も大きい2007年の浸食量は3番目となっている。また2006年と2005年のピーク流量は4%異なるが、浸食量は約2倍の開きがあり、ピーク流量と浸食量の関係性は低い。

## (2) 河床浸食に関する検討

感潮河道における泥質河床の浸食要因について検討する。関根<sup>7)</sup>は底泥の浸食速度について水路実験に基づいて次式を提案している。

$$E_s = \alpha \cdot R_{wc}^{2.5} u_*^3 \quad (1)$$

ここで、 $E_s$ は浸食速度(cm/s),  $\alpha$ (cm/s)<sup>2</sup>は粘土の種類や水温に依存する係数,  $R_{wc}$ は水含有率(粘土含有率100%のとき含水比と等しい),  $u_*$ は摩擦速度である。

浸食断面積 $A$ は浸食幅を $B$ とおくと、次式で表される。

$$\begin{aligned} A &= \int E_s \cdot B dt \\ &= \alpha \int R_{wc}^{2.5} B \cdot u_*^3 dt \quad (2) \end{aligned}$$

$R_{wc}$ は浸食が進むと鉛直方向に変化し、また底泥の堆積状態によって横断方向にも変化するが、既往の研究<sup>11)</sup>によれば14km断面の含水比分布はごく表層を除けば150~200%の範囲にあるので、簡単のために一定と考える。浸食幅 $B$ は図-3と同様に14kmにおいても10%程度しか変化しないので一定とおく。結局、浸食断面積 $A$ は $u_*^3$ の

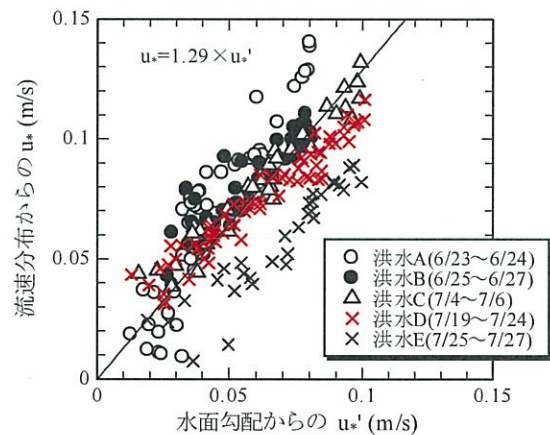


図-8 摩擦速度 $u_*$ の比較

洪水期積分値に比例する式形が得られる。

$u_*$ は径深 $R$ と水面勾配 $I$ から $\sqrt{gRI}$ によって求めることとし、 $I$ は14.6kmと7kmの水位観測所データを用いて計算した。精度検証のために、2006年洪水期に計測した流速鉛直分布に対数流速分布則を適用して $u_*$ を求め、水面勾配から求めた $u_*$ と比較した(図-8)。その結果、両者の間には相関が認められたので、水面勾配から求めた $u_*$ を图中的相関式によって補正した。

測量成果から得られた洪水時の断面浸食量と $u_*^3$ の洪水期積分値の関係は図-9のようになった。両者は比較的よく対応していることから、シルト・粘土河床の断面浸食には式(2)で仮定したように $u_*$ と積分期間が関係していることが示された。筑後川河口域は潮汐変動が大潮時に5m程度あるため、タイダルブリズムが生み出す潮汐流量が2,000 m³/s程度になる。平均年最大流量は2,800 m³/sであるから、潮汐が洪水流におよぼす影響は大きく、洪水と潮汐の重ね合わせのタイミングによって前節で指摘したような浸食量の逆転現象が生ずると考えられる。

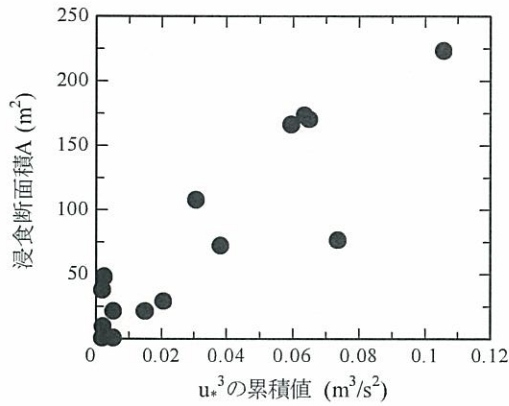


図-9 摩擦速度 $U_*$ と断面浸食量 $A$ の相関

## 5. 河床の砂移動に関する検討

平均年最大流量を上回る洪水が発生すると10.2～16 kmの区間ではシルト・粘土層がフラッシュされて砂河床に変化するが、砂河床の移動状況について洪水直後の詳細測量と河床材料の経年変化の2つの観点から検討する。

### (1) 河床の平面形状

2009年は7月1日に洪水が発生しており、この後には14 km断面において川幅の約3割の領域で河床が砂になっていた。引き続き7月25日に洪水が発生し、この後には砂の領域が約8割に拡大していた。河床の詳細測量は7月28日に実施している。

図-10に14.0～14.2 kmの範囲における河床の縦断分布を示す。波高0.05～0.1 m、波長1～3 mの小規模な波が確認できるが、入江ら<sup>9)</sup>が河口付近(4 km)で観測した波高数m、波長数十mになる大規模河床波は見られない。図-11は河床標高のコンター図であるが、地形の凹凸は見られるものの規則的な波は見られない。

調査時の河床材料のD50は約0.5 mmであったが、水面勾配と水深から洪水ピーク時の $\tau_c$ を計算すると1.85が得られた。Engelund<sup>12)</sup>や山本<sup>13)</sup>の分類によれば、砂礫から平坦河床に遷移する領域となっており、前述したような砂領域の拡大状況を考慮すると、掃流砂が発生している可能性が高いものの、大規模河床波の形では確認することが出来なかった。

### (2) 砂層のフラッシュ

図-12は2007年と2008年に実施したコアサンプルの柱状図に洪水後の標高を重ねたものである。コアサンプル箇所はシルト・粘土の堆積が最も少ない左岸～中央部である。2008年は洪水による浸食が少なく砂層の露出がなかったため、2009年7月洪水まで下層の状態は保存されていたと考えた。

2007年のコアAはシルト・粘土層の途中に0.18 mの砂層があるが、洪水後に砂層の下部まで河床が低下してい

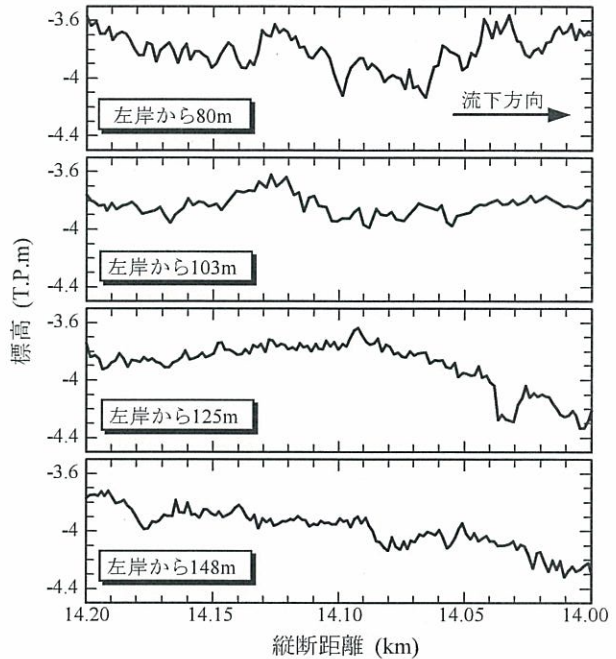


図-10 洪水後の河床縦断形状(14.2km～14km)

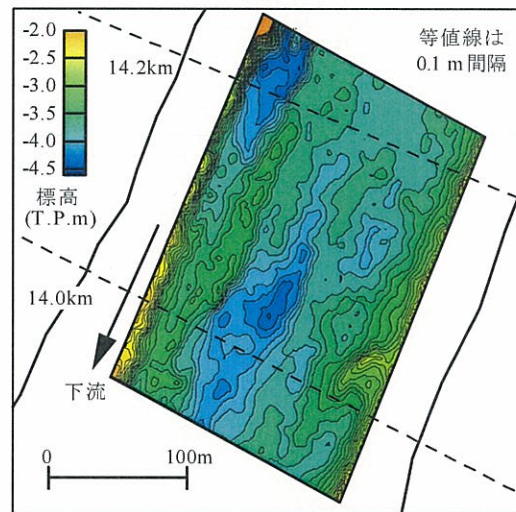


図-11 洪水後の河床標高図(14.2km～14km)

る。コアBはシルト・粘土と砂が互層をなしているが、洪水後には1つ目の砂層が流失している。2008年のコアBとCは0.1～0.15 mの砂層が流失している。つまり、14 km地点では左岸から中心部にかけて100 m程度の幅で厚さ約0.1 mの砂層が洪水時に消えており、少なくともこのボリュームの砂は下流に移動していると考えられる。

また、洪水後の河床形状は図-12に示すように年ごとに異なるが、それぞれの河床面には図-6, 7で示したように洪水直後に限って砂が存在する。各年のコアサンプルでは砂とシルト・粘土が互層をなしていることから、洪水によってシルト・粘土層が流失するとともに新たな砂が上流から供給されて堆積し、非洪水期にはシルト・粘土が堆積することで、年ごとにランダムな層構造にな

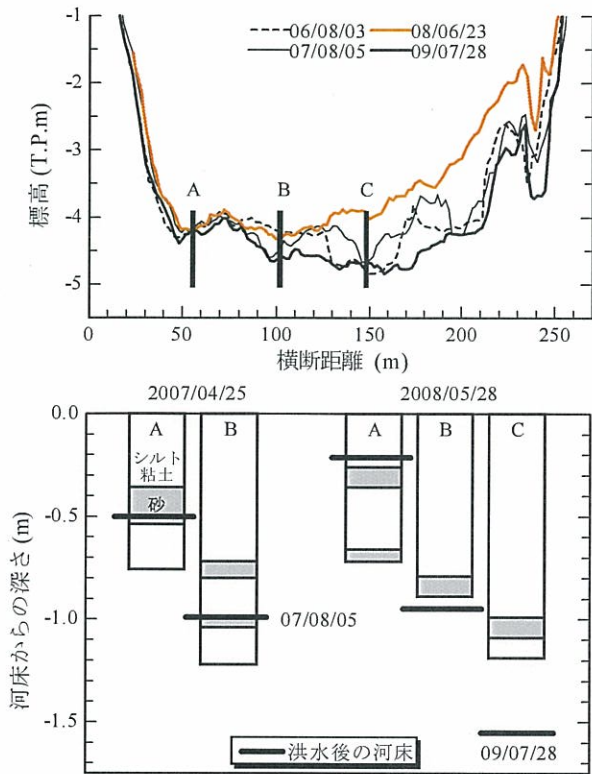


図-12 河床横断面図と河床材料のコア柱状図

ると推察される。

感潮河道の中流域で大規模河床波がとらえられなかったのは、シルト・粘土が砂と互層をなしていることに原因があると考えられる。シルト・粘土層のうちでも砂層に近い部分は締め固まっており、砂層を挟み込むことで河床材料の活発な鉛直交換が妨げられ、大規模河床波に発展しにくくなっていると推測される。

## 6. まとめ

筑後川の感潮河道において河床地形と河床材料の時空間変化特性を長期間連続的に調査し、洪水時の底質浸食特性と掃流砂の移動に関して検討した。

10.2～16 kmの河床は非洪水期に泥質であったが、洪水時に1 m程度低下して、半分以上の領域で砂質に変化した。その後、数ヶ月の間にシルト・粘土の堆積が進行した。14 km地点では2002年から2009年までの間、前述の浸食・堆積がほぼ毎年生じており、洪水時には低水路断面面積が自立的に5～9%増大していた。泥質河床の浸食には摩擦速度と継続時間の影響が強いことを示した。

洪水直後に河床形状を詳細測量したところ、大規模河床波は見られなかった。コアサンプルによればシルト・粘土層の中に0.1 m程度の砂層が混じっており、砂層が洪水時に浸食されて下流に移動していた。したがって、筑後川感潮河道では洪水時にシルト・粘土層と砂層が浸食されると共に、上流から新たな砂が供給されて堆積し、

その上に再びシルト・粘土が堆積することで泥と砂のランダムな互層が形成されると考えられた。

謝辞：本研究の実施にあたり平成20年度科学研究費補助金（若手B、横山勝英）、及び河川環境管理財団河川整備基金（重点課題、横山勝英）の援助を受けた。流量および測量データの一部を国土交通省筑後川河川事務所から、水位データを水資源機構筑後大堰管理所からご提供いただいた。現地観測では首都大学東京水工学研究室の学生および卒業生諸氏に協力していただき、また下筑後川漁協の塚本辰己氏からご助力頂いた。河口域での掃流砂の考え方について中央大学福岡捷二教授からアドバイスを頂いた。ここに記して謝意を表する。

## 参考文献

- 1) 宇野誠高, 横山勝英, 森下和志, 高島創太郎, 大角武志: 熊本県白川河口域における土砂動態, 海岸工学論文集, 第49巻, pp.561-565, 2002.
- 2) 川西澄・筒井孝典・中村智史・西牧均: 太田川放水路における河川流量と潮差変動に伴う浮遊砂泥の輸送特性, 水工学論文集, 第49巻, pp.649-654, 2005.
- 3) 末次忠司, 藤田光一, 諏訪義雄, 横山勝英: 沖積河川の河口域における土砂動態と地形・底質変化に関する研究, 国土技術政策総合研究所資料, No.32, 2002.
- 4) Timothy L. Cook, Christopher K. Sommerfield, Kuo-Chuin Wong: Observations of tidal and springtime sediment transport in the upper Delaware Estuary, Estuarine, Coastal and Shelf Science 72, pp.235-246, 2007.
- 5) 横山勝英, 山本浩一, 金子祐: 筑後川感潮河道における洪水時の底質浸食過程と有明海への土砂輸送現象, 土木学会論文集B, Vol.64, No. 1, pp.71-82, 2008.
- 6) 宇多高明, 大谷靖郎, 橋本新: 阿賀野川河口における大規模洪水による砂州フラッシュと地形応答, 海岸工学論文集, 第42巻, pp.571-575, 1995.
- 7) 関根正人: 移動床流れの水理学, 共立出版, 2005.
- 8) 横山勝英: 筑後川感潮河道における1950年代以降の底質変化と河床変動の関係, 海岸工学論文集, 第53巻, pp.586-590, 2006.
- 9) 入江靖, 石川博基, 前田昭浩, 山口広喜, 坂本哲治, 福岡捷二, 渡邊明英: 筑後川感潮域における洪水流と土砂移動, 河川技術論文集, 第15巻, pp.297-302, 2009.
- 10) 国土交通省筑後川河川事務所: 筑後川土砂モニタリング調査業務報告書, 2004.
- 11) 横山勝英, 山本浩一, 金子祐, 高島創太郎: 筑後川感潮河道における底泥の横断堆積構造, 水工学論文集, 第53巻, pp.1405-1410, 2009.
- 12) Engelund, F.: Hydraulic Resistance of Alluvial Streams, J. Hyd. Div. ASCE, Vol.92, HY2, pp.315-326, 1966.
- 13) 山本晃一: 一様砂からなる開水路移動床の抵抗と流砂量, 土木学会論文集357号/II-3, pp.55-64, 1985.

(2009. 9. 30受付)