

太田川感潮部の非定常乱流

NONSTATIONARY TURBULENCE IN THE OTA RIVER ESTUARY

川西 澄*・余越正一郎**

By Kiyosi KAWANISI and Shōitiro YOKOSI

Simultaneous measurements of turbulent velocities, salinities and turbidity were made during two tidal cycles in the Ota River estuary. The Reynolds stresses measured at height of 0.4 m–1.2 m above the river bed were consistently higher in decelerating flow than in accelerating flow. On the other hand, vertical sediment flux in accelerating flow was greater than in decelerating flow. The flux Richardson number estimated at height of 0.8 m above the river bed increased in ebb tide. The integral length scale of vertical turbulent velocity was sensitive to the magnitude of the flux Richardson number. The large-scale turbulence transported more sediment than the small-scale turbulence.

Keywords: tidal river, turbulence, field observations, suspended sediment

1. はじめに

河川感潮部の流れは、潮汐や、河川水と海水の密度差などの影響を受けて非定常で複雑であるが、その乱流構造を理解することは、洪水の疎通や河川水の利用（選択取水）、航路保持、水質汚濁等の多様な問題の解決につながり、工学上重要である。それにもかかわらず、研究が困難なため、感潮部における乱流構造に関する正確な知識は現在のところほとんどない。

感潮河川乱流の特徴は、潮汐とともに時間的、空間的にその構造が大きく変化することである。乱流構造に影響する要因としては、① 流向・平均流速が変化する往復流であること、② 水深が変化すること（特に瀬戸内海沿岸では変化が大きい）、③ 海水と河川水の塩分濃度差によって生ずる密度流や成層化、④ 流れとともに河床形状が変化する移動床流れであること、などが挙げられ、河川感潮部ではこれらの要因が乱流構造と複雑に作用し合っている。

本論文は、潮汐に伴い時々刻々と変化する河川感潮部の非定常乱流の実態を現地観測から把握することを目的

とする。潮差が大きく非定常性の強い感潮河川として、太田川放水路を観測対象として選び、日潮不等を考慮して潮汐2周期間連続した流速と塩分濃度、濁度の同時測定を行った。

2. 観測概要

太田川は現在、広島デルタの北部で6つの河川に分かれて広島湾に注いでいるが、太田川放水路はこのうち、最西部に位置する河川で、その平面形状、断面形状とも比較的単純で浮遊物も少なく、下流部では干潮時にも十分な水深があり、観測には適している。放水路河口から市内派川との分派口までの長さは約9 km、河口部の河幅は425 m、分派口の河幅は287 mであり、河口から上流約5 km区間の河道はほぼ直線である。分派口には、放水路側と市内派川側にそれぞれ、祇園水門と大芝水門が設けられている。平常時、祇園水門の開度は10 cm、大芝水門は全開にしてあり、太田川流量の大部分は維持流量として、市内派川へ流されている。このため、祇園水門付近の水深は、大潮の満潮時2 m程度であるが、干潮時には河床の大部分が露出する。したがって、放水路に流入する河川水はわずかで、放水路内は潮汐流が支配的である。また、大潮時の潮差はかなり大きく、観測地点で4 m近くある。Fig. 1に観測地点（○で示す）とそ

* 正会員 工博 広島大学助手 工学部四類（建設系）
（〒724 広島市西条町下見）

** 正会員 工博 広島大学教授 工学部四類（建設系）(同上)

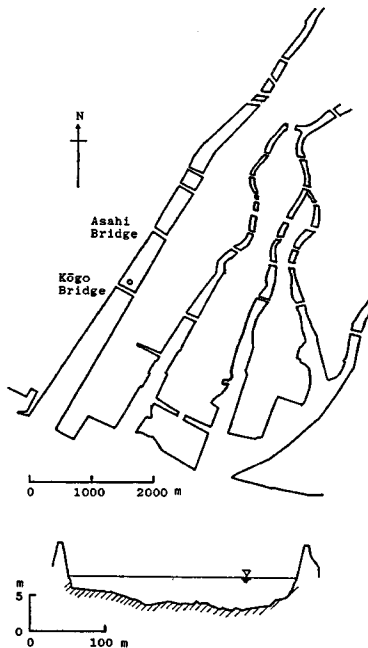


Fig. 1 Sketch map of Hiroshima delta and cross section of the measuring point (○).

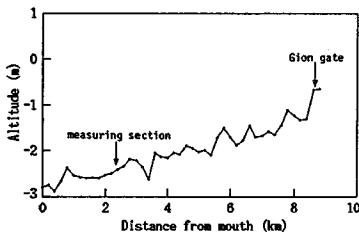


Fig. 2 Longitudinal profile of the Ota diversion channel bed.

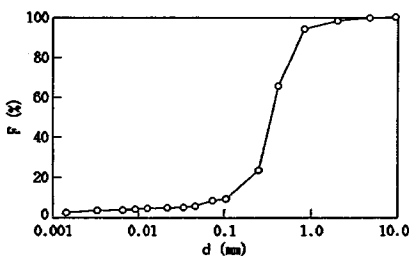


Fig. 3 Grain size distribution of sediment (1986.12).

の横断形状を、Fig. 2 に平均河床縦断面図を示す。観測地点は河口から約 2.5 km 上流の河川中央部に位置し、河幅は約 300 m である。河床は右岸側が低く、航路になっている。観測地点における河床材料の粒度分布を Fig. 3 に示す。中央粒径は 0.36 mm、均等係数は 2.4 である。ただし、1986 年 12 月の干潮時に採取した土砂から求めたものである。

観測はすべて、非正常性が最も強く現われる大潮時に

行った。流速測定には 2 成分電磁流速計 (時定数 0.1 秒) を使用し、塩分濃度は温度補償回路付きの導電率計を、浮遊砂泥濃度は散乱光式濁度計 (時定数 0.5 秒) を使って測定した。各測器の受感部は外径 25 mm のアルミ管フレームに取り付け、重りで河床に固定した。2 成分電磁流速計は、主流方向と鉛直方向の流速 (U, W) を測定するように取り付け、流向は上げ潮、鉛直上向きを正とした。なお、電磁流速計どうしの干渉を防ぐため、各流速計間で同期をとって交流磁界を発生させている。導電率計の受感部は電磁流速計との相互干渉を防ぐため、横方向に 5 cm 程度離して設置した。また、流速計の傾斜による鉛直乱流フラックスの測定誤差を除くため、電磁流速計のセンサーには容量式傾斜計を取り付け、その出力を流速とともにデータレコーダーに同時記録しておく、AD 変換後の流速データに角度補正を施した。なお、水深 D はフレームに固定した圧力変換器を使って連続測定した。

3. 観測結果

(1) 潮汐に伴う平均流速と平均塩分濃度の非正常挙動

Fig. 5 に河床上 0.4 m 間隔で設けた 4 測点における平均流速と水深の経時変化を (z は河床からの高さ)、Fig. 6 に平均流速の鉛直分布の経時変化を示す。観測は 1985 年 11 月 25~26 日に行った。流速計と導電率計の鉛直配置を Fig. 4 に示す。Fig. 6 中の英字は、Fig. 5 中の英字に対応しており、矢印は時間の経過方向を示している。また、Fig. 6 中の縦軸は相対高さ z/D である。なお、一部の干潮では、最上部の測点は水上に露出したため除いてある。Fig. 5 をみると、水深が大きく変化するため、平均流速の経時変化は正弦曲線よりかなりひずみ、水深の小さな干潮の前後で流速が大きくなっている。また、底層では、下げ潮より上げ潮の方が最大流速は大きく、潮汐 1 周期平均の流速は陸向きで、重力循環流が生じていることがわかる。

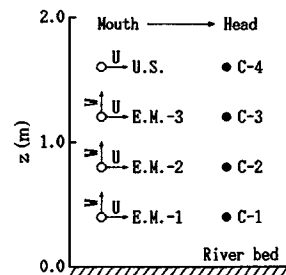


Fig. 4 Vertical arrangement of sensors. (E. M. -1~E. M. -3: Electromagnetic, U. S. : Ultrasonic, C: Conductivity)

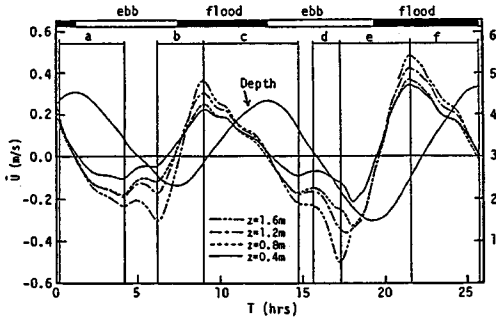


Fig. 5 Temporal variations of depth and mean longitudinal velocity at four heights (z) above the river bed (1985. 11).

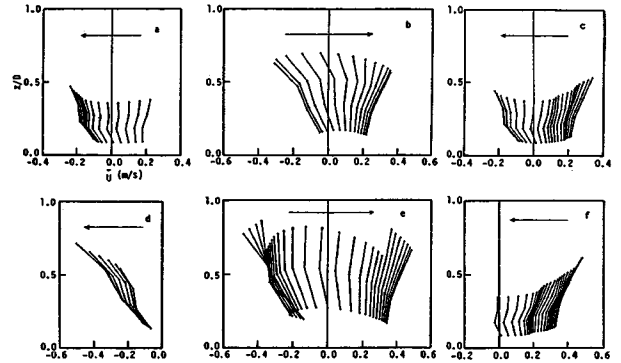


Fig. 6 Temporal variations of velocity profile. Alphabets in the Fig. 6 corresponds to that in Fig. 5. Arrows indicate the direction of time (1985. 11).

次に、Fig. 6 に示す平均流速の鉛直分布をみてみると、上げ潮と下げ潮ではかなり様子が異なっていることがわかる。下げ潮は上げ潮に比べて、上層の流速が大きく下層の流速が小さい直線的な分布となっている。たとえば、Nicholas ら¹⁾も同様な結果を得ており、このような流速分布を生じさせる原因としては、安定成層化と主流方向の密度勾配の存在が考えられる。つまり、式 (1) で示すように、主流方向の密度勾配に起因する負の圧力勾配が深いところほど大きいためと、(3) で述べるように、下げ潮時に安定成層度が強くなるため、Fig. 6 のような流速分布となる。式 (1) において z と H はそれぞれ基準面からの高さとして水位である。

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \rho g \frac{\partial H}{\partial x} + g \int_z^H \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \dots\dots\dots (1)$$

Fig. 6 をみると、下げ潮から上げ潮への転流時、底層が上層より先に流向が逆転している。往復流では転流時、上層より底層の方が位相が進むが²⁾、観測地点では主流方向の密度勾配のために、下げ潮から上げ潮への転流時には、逆に位相差が抑えられていると考えられる。つまり、式 (1) の右辺第 2 項で表わされる主流方向密度勾配に起因する負の圧力勾配 (下流から上流に向かう流れを発生させる) が深いところほど大きいため、上層に比べて下層は、満潮時には流向の反転が遅れ、干潮時には逆に流向の反転が早くなる。

Fig. 7 は 1984 年 9 月 11~12 日における塩分濃度分布の経時変化を示したもので、河床から 1 m おきに設けた 5 つの測点から得られたものである。縦軸は水面を 1.0 とした河床からの無次元高さで、横軸は経過時間である。干潮の前後で等濃度線が密になっており、濃度変化が急であることがわかる。また、下げ潮時、水面付近から濃度が低下しているのに対し、上げ潮の濃度増加時には、等濃度線はほぼ鉛直で、濃度が鉛直方向にほとん

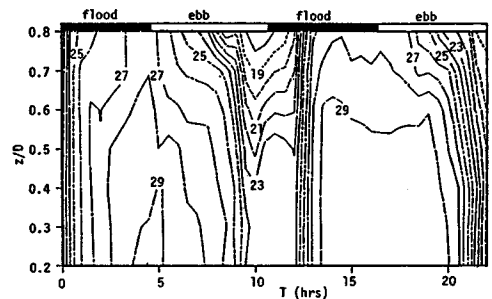


Fig. 7 Contour map of salinity variation (‰) (1984. 9).

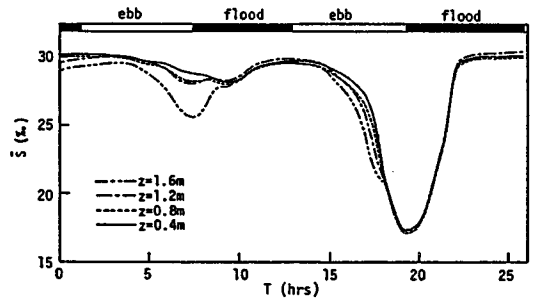


Fig. 8 Temporal variations of mean salinity at four heights (z) of above the river bed (1985. 11).

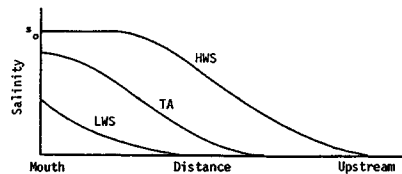


Fig. 9 Typical salinity distributions at high water slack (HWS), low water slack (LWS) and time average salinity over one tidal cycle (TA) (from Harleman et al. 3)).

ど様になっていることがわかる。Fig. 8 に示す 1985 年 11 月 25～26 日の 4 測点における平均塩分濃度の経時変化も Fig. 7 と同様に、濃度の経時変化は正弦的ではなく、満潮付近では変化が小さく、干潮の前後で急激に変化している。このような塩分濃度変化を示す理由は、主流方向濃度分布の変化 (Fig. 9³⁾) から説明される。すなわち、(満潮時にみられるような) 河口付近で濃度勾配が緩やかで上流では急な主流方向濃度分布が、潮の干満に伴って下流上流に移動すると考えると、測点が濃度勾配の緩やかな領域にある満潮付近では濃度の時間的変化は少なく、測点が濃度勾配の急な領域にある干潮付近では濃度の時間的変化は大きくなる。

日潮不等のため、1 回目と 2 回目の干潮時における塩分濃度は大きく異なり、濃度低下が小さいときの方が鉛直方向の濃度差が大きくなっている。

上げ潮時、鉛直方向にほとんど濃度差がない状態で河口から海水が平均流で運ばれるため、平均流速の大きな上層の方が、下層より塩分濃度が高くなる可能性がある。Fig. 8 をみると、上げ潮時、わずかながら鉛直方向の濃度勾配が逆転しているのが認められる。

(2) 潮汐位相とレイノルズ応力、浮遊砂泥乱流フラックス

河川感潮部では平均流速が大きく変化するために、乱れの寸法が同一でも、その通過時間は変化する。したがって、たとえ乱流構造自体に変化がなくても周波数スペクトルは変化するし、乱れの各種統計量を求める際の平均時間も平均流速の大きさに応じて変化させなければならない(平均流速が小さいほど乱れの通過時間は長くなるから、乱れの統計量はそれだけ長く平均して求める必要がある)。乱れの移流速度が平均流速に等しいとよく Taylor の仮説をせん断流に適用するには問題もあるが⁴⁾、平均流速と乱れの移流速度が大きく異なることはないと考え、移流速度を各測点における局所平均流速を平均したものの (\bar{U}_a) に等しいと仮定し、読取り時間間隔 $\Delta t = 0.32$ 秒の時系列データを、移流距離間隔 $\Delta x = |\bar{U}_a| \Delta t$ の移流距離系列データに変換して解析した⁵⁾。ただし、 $|\bar{U}_a| < 0.1$ m/s では変換していない。

次に、河川感潮部は平均流速が変化する非定常乱流場であるから、平均と乱れ成分の分離が問題となる。野外観測では、対象とする現象に完全な再現性がないから、往復流の実験のようにアンサンブル平均により平均成分を求めることはできない。そこで、本論文では、鉛直方向の乱流輸送に主として寄与する乱れを解析の対象とし、移流距離長 $L_c = 131$ m (時間長 328 秒～1 311 秒、データ数 4 096) のデータからトレンドを除去したものを、流速と塩分濃度そして濁度の乱れ成分 (u, w, s, c) とみなした。トレンドの除去には 3 次多項式を使用し、

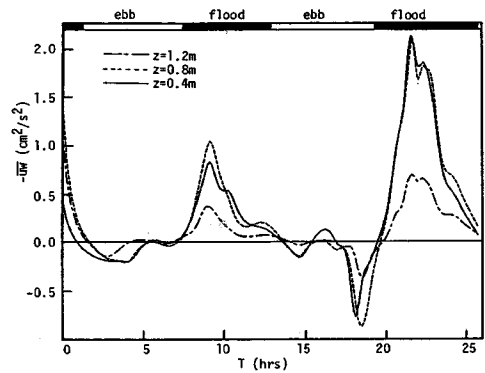


Fig. 10 Temporal variations of the Reynolds stress at three heights (z) above the river bed (1985.11).

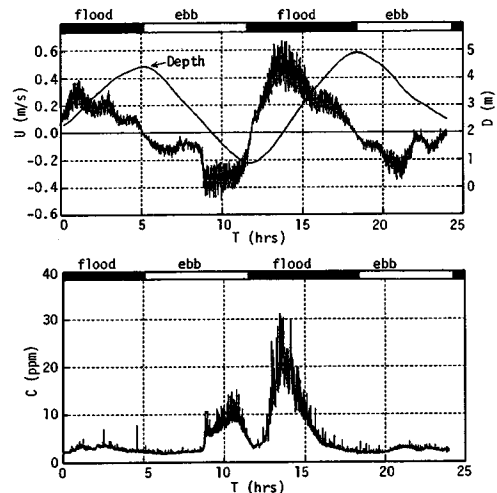


Fig. 11 Temporal variations of depth, longitudinal velocity and concentration of suspended sediment (1986.12).

L_c の決定にあたっては、比較的底面壁に近い領域における鉛直乱流場に限れば、感潮河川の乱流と大気や海洋乱流のスケールに大きな差はないと考え、Soulsby⁶⁾ がまとめている大気乱流と海洋乱流におけるスペクトルの測定結果を参考にした。なお、鉛直フラックスの非定常波数スペクトルを求め、鉛直フラックスに大きく寄与する波数が $1/L_c$ より十分大きいことを確認している。

1985 年 11 月 25～26 日におけるレイノルズ応力 $-\overline{uw}$ の経時変化を Fig. 10 に、1986 年 12 月 2～3 日における主流方向流速 ($z=0.15$ m) と浮遊砂泥濃度 ($z=0.1$ m) の経時変化を Fig. 11 に示す⁷⁾ (河床付近の水を採水し、浮遊粒子の粒径を顕微鏡で観察したところ、シルト、粘土分がほとんどであった)。2. で述べたように、平常時放水路に流入する河川水はほとんどないから、放水路内の濁度の上昇は大部分河床砂泥の浮上によると考えられる。日潮不等のため、最初の上げ潮と最後の下げ潮では

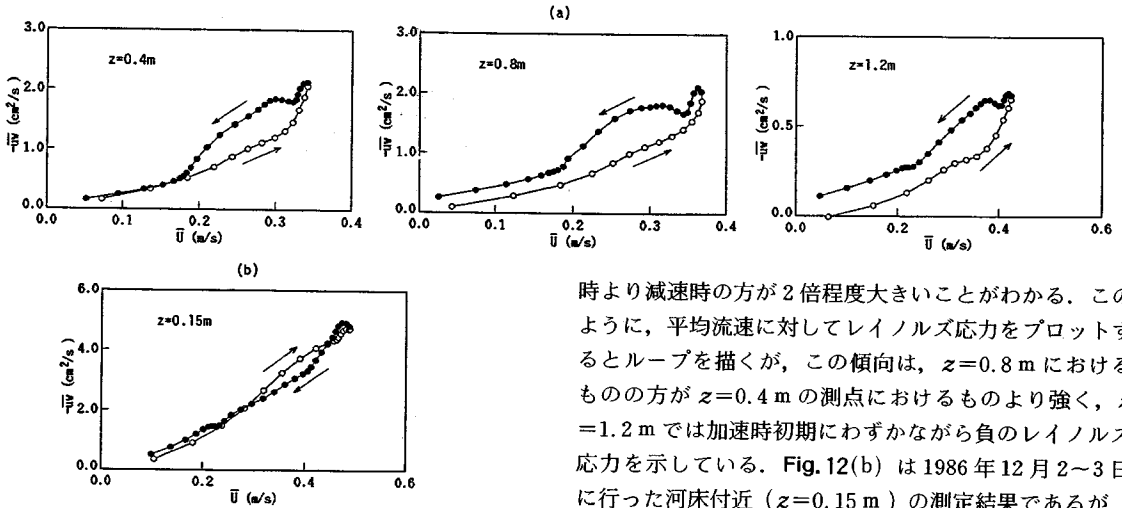


Fig. 12 Hysteresis of the Reynolds stress at four heights above the river bed. (a) flood tide (1985. 11), (b) flood tide (1986. 12)

平均流速が小さく、浮遊砂泥濃度の増加はほとんどみられない。(1)で述べたように、主流方向の密度勾配による負の圧力勾配が深いところほど大きいために、下げ潮より上げ潮の方が河床付近の流速が大きく、レイノルズ応力と浮遊砂泥濃度も、上げ潮の方が下げ潮時より大きい。 $z=1.2$ mにおけるレイノルズ応力は、より河床に近い2測点のレイノルズ応力よりかなり小さく、ある程度河床から離れたとレイノルズ応力が急激に減少することがわかる。また、主流の向きが逆転するから、レイノルズ応力は、上げ潮では正、下げ潮では負となるが、 $T=5$ hrs と 16 hrs 付近では下げ潮にもかかわらず、レイノルズ応力の符号は正となっている。これらの時刻では平均流速が一時的に減少しており、Fig. 8の塩分濃度経時変化から、主流方向の密度勾配が増大するために、下層では圧力勾配が負となり、レイノルズ応力が正になっているものと考えられる。

往復流の実験^{2), 8), 9)}や Gordon による感潮部での観測^{10), 11)}では、流れの加速時より減速時の方が、乱れエネルギーやレイノルズ応力は大きく、乱れエネルギー、レイノルズ応力の最大が、平均流速の最大より遅れるといわれている。またこれに関連して、Anwar¹²⁾は潮流におけるトレーサの拡散が減速時に大きくなることを示している。成層度の変化 (Fig. 16) が比較的少ない上げ潮におけるレイノルズ応力の履歴を Fig. 12 に示す。Fig. 10の2度目の上げ潮時におけるレイノルズ応力を局所平均流速に対してプロットしたものがFig. 12(a)である。○が加速時、●が減速時を表わしている。著者らが以前行った観測結果¹³⁾と同様、レイノルズ応力は加速

時より減速時の方が2倍程度大きいことがわかる。このように、平均流速に対してレイノルズ応力をプロットするとループを描くが、この傾向は、 $z=0.8$ mにおけるものの方が $z=0.4$ mの測点におけるものより強く、 $z=1.2$ mでは加速時初期にわずかながら負のレイノルズ応力を示している。Fig. 12(b)は1986年12月2~3日に行った河床付近 ($z=0.15$ m) の測定結果であるが、河床に近い測点では加速時と減速時におけるレイノルズ応力の差はほとんどみられない。なお、下げ潮では成層度が大きく変化するため、ループを描く場合も描かない場合もある (Fig. 10のレイノルズ応力の絶対値は、2度目の下げ潮では上げ潮と同様、加速時より減速時の方が大きい、最初の下げ潮では加速時と減速時でほとんど差はなかった)。

濁度と流速の検出位置が一致していないので多少問題もあるが、高さ0.15 mの位置における流速を使って、浮遊砂泥の乱流フラックスを求めた。乱れによる鉛直方向の浮遊砂泥フラックスと平均浮遊砂泥濃度の関係を Fig. 12と同様に示したのがFig. 13である⁷⁾。図の左側が下げ潮時、右側が上げ潮時におけるものである。上げ潮時、平均浮遊砂泥濃度は、鉛直方向の乱流フラックスと同時に最大になっており、両者の間に位相差はみられない。これに対して、下げ潮時には、平均浮遊砂泥濃度の最大は、鉛直乱流フラックスの最大より遅れて生じており、河床砂泥の浮上よりもむしろ、上流からの移流によって濃度が上昇していると考えられる。

次に、上げ潮時の平均流速に対して、平均浮遊砂泥濃度をプロットしたものがFig. 14、浮遊砂泥の鉛直乱流フラックスをプロットしたものがFig. 15である⁷⁾。平均

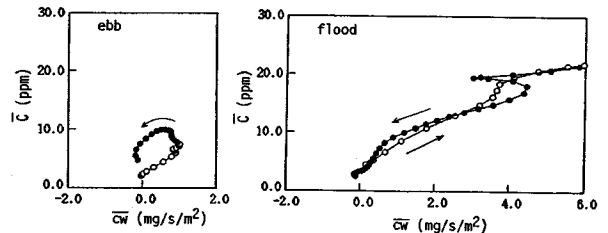


Fig. 13 Hysteresis of mean concentration of suspended sediment with vertical sediment flux (1986. 12).

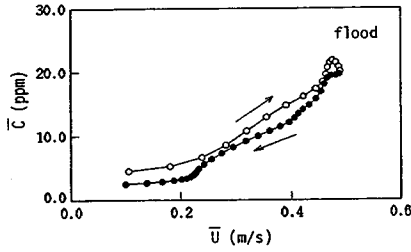


Fig. 14 Hysteresis of mean concentration of suspended sediment (1986.12).

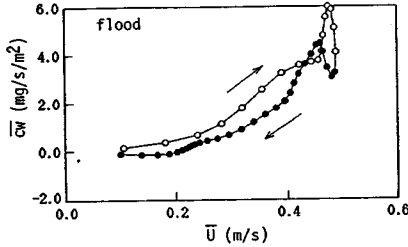


Fig. 15 Hysteresis of vertical sediment flux (1986.12).

濃度、鉛直乱流フラックスとも減速時より加速時の方が大きく、Fig. 12のレイノルズ応力の履歴とは逆の履歴を示している。McLean¹⁴も潮流中で同様な結果を得ており、これは加速時より減速時の方が乱れが強く、河床堆積物の浮上も減速時に活発になるとするGordonの予想¹¹)に反する結果である。Levelleら¹⁵)は底面から離れた場所ではレイノルズ応力の最大が平均流速の最大より遅れるものの、底面では逆に平均流速の最大より進んでいるためにこのような結果になると説明している。Fig. 12に示したレイノルズ応力の履歴からわかるように、河床に近づくにつれて加速時と減速時におけるレイノルズ応力の差は小さくなっており、河床面ではLevelleら¹⁵)のいうように平均流速より底面応力の方が位相が進んでいる可能性もある。なお下げ潮時、鉛直乱流フラックスは平均流速とほとんど同時に最大になるが、上げ潮時と同様、減速時より加速時の方がフラックスは大きい⁷⁾。

(3) 潮汐に伴う鉛直成層度の変化と乱流構造

乱れエネルギーの生成における、浮力のシア生成率に相対的な役割を表わすフラックス・リチャードソン数

$$R_f = \frac{\frac{g}{\rho} \overline{\rho w}}{-\overline{uw} \frac{\partial \overline{U}}{\partial z}} \dots \dots \dots (2)$$

R_f の経時変化をFig. 16に示す。ただし、1985年11月25~26日、高さ0.8mの測点におけるもので、シア生成率 $-\overline{uw} (\partial \overline{U} / \partial z)$ が小さいとき(0.005 cm²/s³以下)は除いてある。浮力フラックスは塩分濃度と密度の

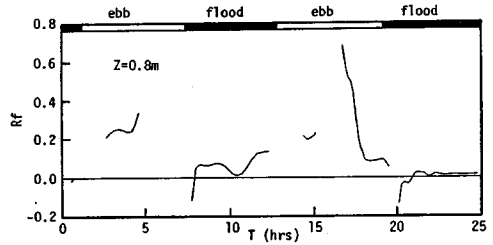


Fig. 16 Temporal variation of the flux Richardson number at height of 0.8 m above the river bed (1985.11).

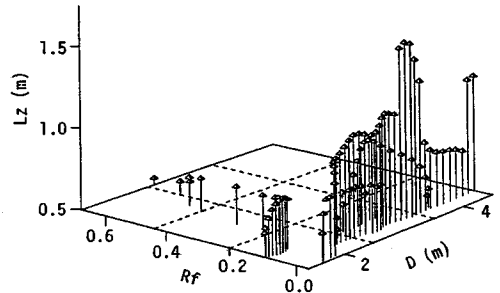
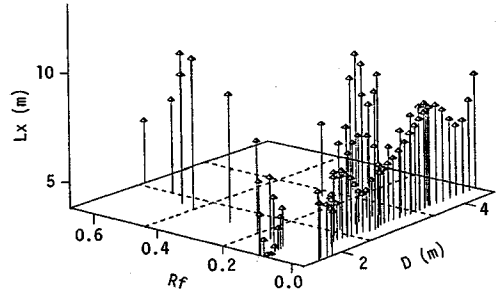


Fig. 17 Evolution of longitudinal and vertical integral length scale L_x , L_z at height of 0.8 m above the river bed (1985.11).

関係、 $\rho = \rho_0(1 + \beta s)$ 、 $\beta = 7.8 \times 10^{-4} (\%)^{-1}$ を使って塩分濃度の鉛直フラックスから求め、速度勾配 $\partial \overline{U} / \partial z$ は4測点の局所平均流速を3次スプライン関数で補間して求めた。前回の観測結果¹⁶)と同様、 R_f は下げ潮時に大きくなり、安定成層度が強くなっていることがわかる。また、上げ潮初期には、鉛直方向の塩分濃度勾配の逆転に対応して、 R_f は負の値を示している。下げ潮時における安定成層化は主流方向の密度勾配と相まって、2.(1)で述べたような直線的な流速分布を形成するものと考えられる。

次に、高さ0.8mの測点について、乱れの空間スケールと鉛直方向の渦動粘性係数に対する、水深と平均流速および鉛直成層度の影響をみている。Fig. 17は、主流方向と鉛直方向の乱れの積分スケール L_x , L_z を水深Dとフラックス・リチャードソン数 R_f に対してプロットしたものである。ただし、 L_x , L_z は平均流速が小さい

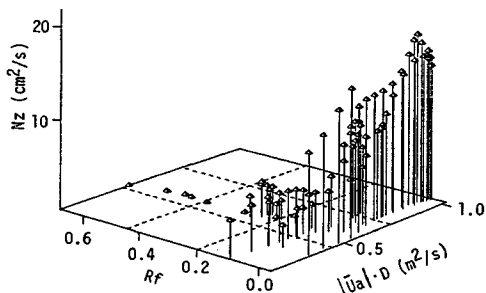


Fig. 18 Evolution of vertical eddy viscosity at height of 0.8 m above the river bed (1985. 11).

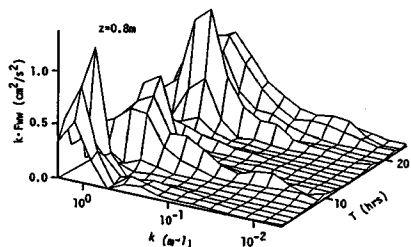


Fig. 19 Nonstationary spectrum of w at height of 0.8 m above the river bed (1985. 11).

ときは除き、主流方向、鉛直方向の乱れ速度の相関係数を積分して求めた。フラックス・リチャードソン数が大きいものを除けば、主流方向の積分スケール L_x には水深とともにやや大きくなる傾向がみられるものの、鉛直方向の積分スケール L_z にはこのような傾向はみられず、Fig. 3 からわかるように、最大平均流速付近で L_z は最も大きくなっている。また R_f が大きいと L_z が小さくなるのに対し、 L_x はかなり大きな値を示している。

鉛直方向の渦動粘性係数 N_z を、 $|\overline{U}_a|D$ と R_f に対してプロットしたものを Fig. 18 に示す。 N_z は定義式から直接求めた。中立状態に近いときには、 $|\overline{U}_a|D$ に比例して N_z は大きくなっているが、安定成層度が強くなると、 N_z は非常に小さくなっているのがわかる。

移流距離系列に変換した流速データをバンドパス・フィルターに通し、その出力を 2 乗検波して非定常波数スペクトルを求めた。成層度の影響を強く受ける鉛直方向乱れの非定常波数スペクトルを Fig. 19 に示す。ただし、高さ 0.8 m におけるもので、縦軸はスペクトル密度に波数を乗じたものである。波数は 1/波長で 2π はかかっていない。安定成層度の強くなる下げ潮時、高波数部にエネルギーは集中し、低波数部のエネルギーは小さい。大規模な乱れは浮力に抗して仕事をするのに多くのエネルギーを消費するため、安定成層度が強くなっている下げ潮時、大きな鉛直方向乱れは存在できなくなることがわかる。

4. 河川感潮部における乱流輸送¹⁷⁾

乱流境界層における最近の研究^{18), 19)}や著者らの観測¹⁶⁾から ejection は全くランダムに発生するのではなく、接近した ejection の集合が存在することが明らかになり (ejection の発生確率分布は指数分布からずれ、形状母数が 1 より小さなガンマ分布で近似される)、またさらに、Head and Bandyopadhyay²⁰⁾や宇民・上野²¹⁾は乱流境界層の大規模構造 (乱流境界層の縦断面を可視化したときにみられる大規模凸構造) が細長く引き伸ばされたヘアピン渦の集合から成ることを指摘している。ejection が大規模構造中に存在するヘアピン渦によって引き起こされると考えれば、接近した ejection の集合が大規模乱流に対応することになる (大規模構造に含まれる微細構造が小規模乱流に対応し、ejection もそのなかに含まれる)。Bogard and Tiederman¹⁸⁾はこの接近した ejection の集合を 1 つにまとめることによって burst を検出する方法を提案し、検出された burst が可視化により観測されるものと一致することを示している。そこで、本章では、Bogard and Tiederman¹⁸⁾の方法により同一の大規模乱流に属する ejection の最大発生時間間隔を求め、これを時定数にもつフィルターによって乱れを大規模な組織成分 (下添字 C をつけて表わす) と小規模成分 (下添字 I をつけて表わす) に分離し、それぞれの成分が乱流輸送に果たす役割について検討する。

(1) 運動量と乱れエネルギーの輸送

1985 年 11 月 25~26 日におけるレイノルズ応力の経時変化を Fig. 20 に、乱れエネルギーのシアー生成率の経時変化を Fig. 21 に示す。Fig. 20 は上から順に、大規模乱流によるレイノルズ応力 $-\overline{u_c w_c}$ 、小規模乱流による

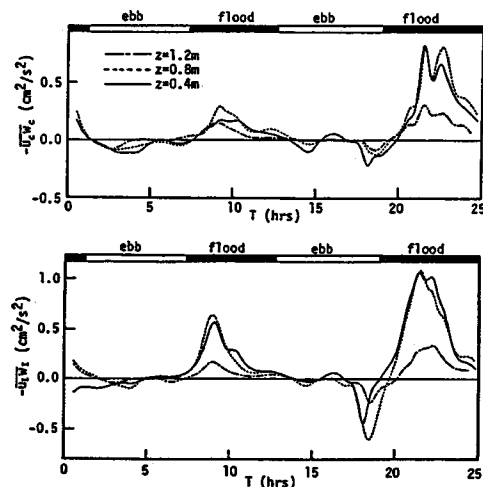


Fig. 20 Temporal variations of the Reynolds stress by large-scale coherent and by small-scale turbulence (1985. 11)

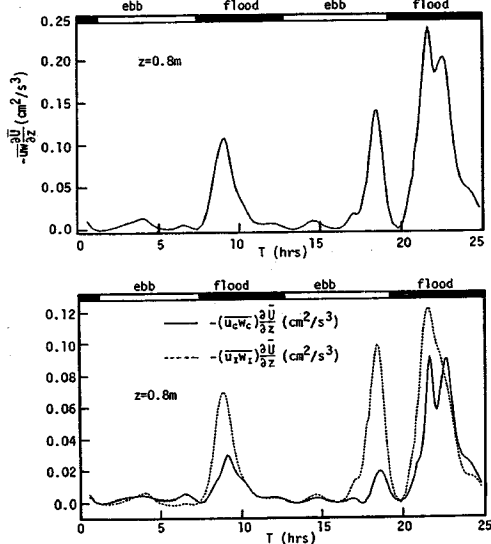


Fig. 21 Temporal variations of energy fluxes between mean, large-scale coherent, small-scale turbulent fields (1985.11).

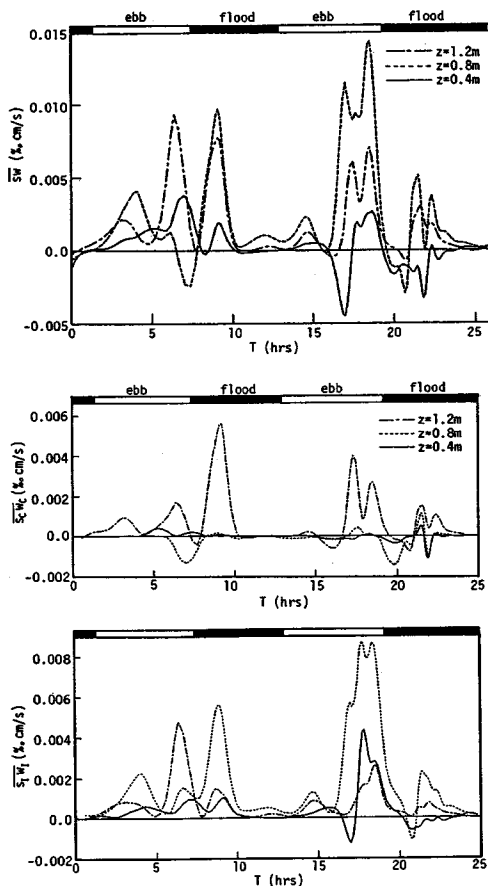


Fig. 22 Temporal variations of vertical salinity fluxes by large-scale coherent motion and by small-scale turbulence (1985.11).

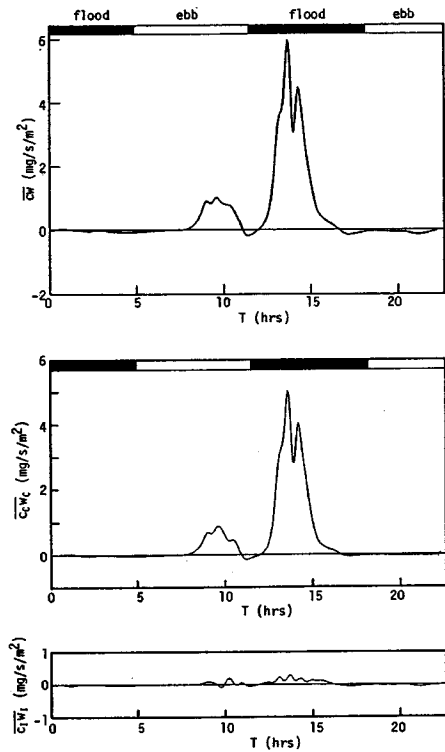


Fig. 23 Temporal variations of vertical sediment fluxes by large-scale coherent motion and by small-scale turbulence (1986.12).

レイノルズ応力 $-\overline{u_1 w_1}$ の経時変化を示したものである(乱れ全体によるレイノルズ応力 $-\overline{u w}$ はFig. 10に示してある)。 $-\overline{u_c w_c}$ と $-\overline{u_1 w_1}$ を比べると、両者は潮汐とともにほぼ同様に変化しているが、 $-\overline{u_1 w_1}$ の方がやや大きく、運動量の輸送を考えるうえで、小規模乱流も大規模乱流と同様、重要な役割を演ずることがわかる。Hussain²²⁾は、完全に発達した乱流では、乱流現象における小規模乱流の役割が無視できず、大規模な組織乱流と同程度の働きをすることを指摘している。

次に、高さ0.8 mにおけるシアー生成率の経時変化を示したFig. 21をみると、安定成層化が進んでいる2度目の下げ潮時には $-\overline{u_c w_c}(\partial U/\partial z)$ より $-\overline{u_1 w_1}(\partial U/\partial z)$ の方がずっと大きく、平均流から乱れに輸送されるエネルギー(Fig. 21の上段)の大部分は小規模乱流に輸送されている。このことから、安定成層状態が強くなる下げ潮時には、大規模な乱れは形成されにくいことがわかる。

(2) 塩分濃度と河床砂泥の輸送

1985年11月25~26日における大規模乱流と小規模乱流による塩分濃度の鉛直フラックス $\overline{u_c w_c}$ 、 $\overline{u_1 w_1}$ の経時変化をFig. 22に示す。Fig. 22の最上段には、乱れ全体による鉛直塩分濃度フラックス $\overline{u w}$ も示してある。高

さ1.2mの測点を除けば、小規模乱流による塩分濃度フラックスの方が大規模乱流による塩分濃度フラックスよりずっと大きい。これは、浮力により大規模な乱れの形成が抑えられる安定成層度の強い時間に塩分濃度の鉛直フラックスが大きくなっているためと考えられる。

次に、大規模乱流と小規模乱流による浮遊砂泥の鉛直フラックス $\overline{c_w w_z}$, $\overline{c_l w_l}$ の経時変化を、乱れ全体による浮遊砂泥の鉛直フラックス $\overline{c w}$ の経時変化とともに Fig. 23 に示す⁷⁾。Fig. 23 をみると、小規模乱流によるフラックス $\overline{c_l w_l}$ はほとんど0で、Fig. 22 に示した塩分濃度の乱流フラックスとは対照的に、浮遊砂泥の鉛直方向への輸送は、ほとんど大規模乱流によって行われていることがわかる。

5. 結 論

河川感潮部における非定常乱流構造の実態を把握するため、太田川放水路において潮汐2周期にわたる流速と塩分濃度、濁度の同時連続測定を行った。得られた結果を要約すると以下のようである。

(1) 平均流速の鉛直分布は密度勾配のために、上げ潮と下げ潮とではかなり異なることが明らかになった。すなわち、下げ潮では上げ潮に比べて、上層の流速が大きく下層の流速が小さい直線的な分布を示した。

(2) 平均塩分濃度の経時変化は正弦的ではなく、干潮の前後で大きく変化し(3時間で10%程度)、満潮付近ではほぼ一定の濃度を示した。また、下げ潮時、塩分濃度は水面付近から低下するのに対して、上げ潮の塩分濃度増加時には、等濃度線はほぼ鉛直で、鉛直方向の濃度差はほとんどみられなかった。

(3) レイノルズ応力は、河床から離れた測点($z=0.4\sim 1.2$ m)では、流れの加速時より減速時の方が2倍程度大きい。河床近く($z=0.15$ m)では加速時と減速時でほとんど差はみられなかった。

(4) 平均流速が大きく乱れの強い上げ潮時は、下げ潮時に比べ、平均浮遊砂泥濃度では2倍、浮遊砂泥の鉛直乱流フラックスでは6倍程度の大きさを示した。

(5) 平均浮遊砂泥濃度と浮遊砂泥の鉛直乱流フラックスは流れの減速時より加速時の方が大きく、レイノルズ応力の履歴とは逆の履歴を示した。

(6) 鉛直方向乱れ速度の積分スケールは成層化の影響を強く受け、水深変化の影響はあまり受けにくいことが明らかになった。

(7) 下げ潮時には安定成層度が強くなり、その結果、鉛直方向の乱れは小規模なもののみとなることになった。フラックス・リチャードソン数は潮汐とともに大きく変化し、河床から0.8mの高さで、 $-0.1\sim 0.7$ 程度の値を示した。

(8) 鉛直方向の渦動粘性係数は平均流速と水深の変化とともに、成層化の影響を受けて大きく変化し、河床から0.8mの高さで $0\sim 20$ cm²/s程度の大きさであった。

(9) 小規模乱流も大規模乱流と同様、運動量とエネルギーの輸送を考えるうえで重要な役割を演じている。特に、安定成層度が強い場合、平均流から供給される乱れエネルギーの大部分は小規模乱流に輸送され、運動量と塩分濃度の鉛直輸送の大半は、小規模乱流によって行われていることが明らかになった。また、鉛直方向への浮遊砂泥の乱流輸送は、塩分濃度の乱流輸送とは対照的に、ほとんど大規模乱流によって行われていることが明らかになった。

参 考 文 献

- Nicholas, V. M. O and Rodger, J. G. : Vertical mixing in stratified tidal flows, J. Hydr. Div. Proc. ASCE, Vol.104, No. HY 3, pp.337~351, 1978.
- 林 泰造・大橋正和 : 往復流境界層の乱流構造, ながれ, Vol.1, No.2, pp.197~207, 1982.
- Harleman, D. R. F. and Thatcher, M. L. : Longitudinal dispersion and unsteady salinity intrusion in estuaries, LA HOUILLE BLANCHE, No.1/2, pp.25~33, 1974.
- Rotta, J. C. (大道路雄訳) : 乱流, 岩波書店, pp.138~139, 1975.
- 山口睦美・吉川 昭 : 非定常移流速度場におけるTaylorの凍結乱流仮説の適用と大動脈乱流のスペクトル解析への応用, ながれ, 3-2, pp.151~159, 1984.
- Soulsby, R. L. : Similarity scaling of turbulence spectra in marine and atmospheric boundary layers, J. Phys. Oceanography, Vol.7, pp.934~937, 1977.
- 川西 澄・余越正一郎 : 太田川感潮部における浮遊砂泥と組織乱流, 第32回水理講演会論文集, pp.215~220, 1988.
- Anwar, H. O. and Atkins, R. : Turbulence measurements in simulated tidal flow, J. Hydr. Div. Proc. ASCE, Vol. 106, No. HY 8, pp.1273~1289, 1980.
- Hino, M. et al. : Experiments on the turbulence statistics and the structure of a reciprocating oscillatory flow, J. Fluid Mech., Vol.131, pp.363~399, 1983.
- Gordon, C. M. and Dohne, C. F. : Some observations of turbulent flow in a tidal estuary, J. Geophys. Res., Vol.78, No.12, pp.1971~1978, 1973.
- Gordon, C. M. : Sediment entrainment and suspension in a turbulent tidal flow, Marine Geology, Vol.18, pp.M58~M64, 1975.
- Anwar, H. O. : Turbulent dispersion and meandering of a surface plume, Proc. Sixteenth Congress Int. H. R. S. : Vol.1, pp.367~376, 1975.
- 川西 澄・余越正一郎 : 太田川河口部の非定常乱流構造, 第29回水理講演会論文集, pp.845~850, 1985.
- McLean, S. R. : Turbulence and sediment transport

- measurements in a North Sea tidal inlet (The Jade), in *North Sea Dynamics*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 436~452, 1983.
- 15) Lavelle, J. W. and Mofjeld, H. O. : Effects of timevarying viscosity on Oscillatory turbulent channel flow, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, No. C12, pp. 7607~7616, 1983.
- 16) 川西 澄・余越正一郎：河川感潮部の組織乱流, 広島大学工学部研究報告, Vol. 35, No. 1, pp. 119~129, 1986.
- 17) 川西 澄・余越正一郎：河川感潮部における運動量とエネルギーの輸送, 広島大学工学部研究報告, Vol. 36, No. 1, pp. 69~75, 1987.
- 18) Bogard, D. G. and Tiederman, W. G. : Burst detection with single-point velocity measurements, *J. Fluid Mech.*, Vol. 162, pp. 389~413, 1986.
- 19) Talmon, A. M., Kunen, J. M. G. and Ooms, G. : Simultaneous flow visualization and Reynolds-stress measurement in a turbulent boundary layer, *J. Fluid Mech.*, Vol. 163, pp. 459~478, 1986.
- 20) Head, M. R. and Bandyopadhyay, P. : New aspects of turbulent boundary layer structure, *J. Fluid Mech.*, Vol. 107, pp. 297~338, 1981.
- 21) 宇民 正・上野鉄雄：開水路乱流の組織的構造に関する実験的研究, 京都大学防災研究所年報, 第 29 号 B-2, pp. 595~625, 1986.
- 22) Hussain, A. K. M. F. : Coherent structures and turbulence, *J. Fluid Mech.*, Vol. 173, pp. 303~356, 1986.

(1988. 6. 16・受付)
