

洪水流の非定常特性に関する研究

上野鉄男・宇民 正*

* 和歌山大学システム工学部

要 旨

洪水流はボイルや並列らせん流を含む三次元構造を有するとともに、流れの非定常性という重要な特徴を持つ。本研究は、このような洪水流の特徴に着目して、洪水の増水期と減水期の各段階において水面流況と河床形状の同時計測を繰り返し、洪水流の乱流構造の非定常特性を河床形状との関連で把握しようとするものである。洪水流の乱流構造の検討に際しては、斐伊川における1997年の2回の洪水観測の結果が用いられた。

キーワード：洪水観測，非定常流，洪水流，乱流，流れの可視化，画像解析

1. 概 説

近年、環境問題に関する関心が高まり、河川工学の分野では、従来の治水と利水を中心とした総合河川計画に新たに環境計画が加わった。とりわけ、スイスやドイツにおける「近自然河川工法」の影響を受けて1990年から「多自然型川づくり」が実施され、河川工事において自然環境への配慮がなされるようになってきた。また、最近の国や自治体の財政事情から、経済的効率が良く、しかも安全な河川工事を進めることがますます重要になってきた。

木下(1992a)は、このような自然環境に配慮しながら安全で効果的な川づくりをするためには「川の自然」についてもっと多くを知る必要があると指摘し、川を知る上で洪水時の観測記録を得ることが決定的に重要であると述べている。

このように、洪水時における流況や洪水流の乱流構造、あるいは河床形状や土砂輸送に関する実態把握は河川工学上重要であるが、これらの現地観測は、木下の研究を除くと、決して多くはない。ここでは、河川の中下流部における洪水流況の把握を中心とした洪水観測に関する研究について見ていくことにする。

芦田ら(1970)は大戸川の1868年の出水時に流砂

と流速変動を計測し、伊勢屋(1979)は桜川で1977年の出水時に水位、浮遊砂、水面勾配、流速、河床形状を計測した。高木ら(1982)は1981年の石狩川洪水で水位、河床形状、流向・流速を計測した。建設省土木研究所河川研究室(1990)はひ沼川の1988、1989年の出水時に浮遊砂、河床波、乱流計測、ラジコンヘリによる流況撮影などを行い、総合的な洪水観測法を開発した。木下(1990)は1989年の石狩川の出水時に河床形状の三次元計測を行い、同時に濁度の鉛直分布、表面流速・流向を計測し、洪水の増水期と減水期とで河床形態と乱流構造が異なる特性を持つことを示した。日野ら(1992)は1991年のひ沼川での出水時に複数の電磁流速計を用いて流れの中の8点で流下方向および横断方向の流速を同時計測し、洪水時における乱流構造の3次元的な瞬間像を明らかにした。長谷川ら(1991)は1990年の石狩川の出水時に浮遊砂濃度分布、流速の鉛直分布、乱流特性を計測した。さらに、長谷川ら(1997)は1996年の鶴川の出水時に流速と浮遊砂濃度の鉛直分布を計測し、水位上昇期の流速分布が対数分布に比して、底で小さく、水面で大きくなっていることを示した。著者ら(宇民ら、1994; 宇民ら、1994; 宇民・上野、1994)は斐伊川において1993年から1998年の間に10回の

洪水観測を行った。最近、木下（1998）はラジコンボートを用いた水面流速の広域観測に基づく洪水流量の新しい観測法を提案した。

一方、洪水流水面流況の航空写真撮影とその解析による洪水流に関する研究は1960年代から木下（1963, 1967, 1968, 1984）により開発されたが、その始まりにおいては、それは洪水観測そのものと言えるものであった。木下はこの研究を通じて河道の蛇行現象や洪水流の乱流構造に関する多くの新知見を明らかにした。とりわけ、洪水流の乱流構造に関しては、洪水流中に水深のほぼ2倍のスケールをもつ並列らせん流が形成されることを明らかにした。最近、著者ら（木下ら, 1990；木下ら, 1993；宇民・上野, 1994；宇民・上野, 1996）は、洪水流航空写真の解析に画像処理の手法を導入することにより、洪水流の乱流構造の新たな側面とそれが土砂輸送や河道変遷に果たす役割を明らかにした。

本研究は、斐伊川において洪水時の水面流況と河床形状の同時計測を行うことにより、洪水流の乱流構造を河床形態との関連のもとに把握しようとするものである。洪水流はボイルや並列らせん流を含む三次元構造を有するとともに、流れの非定常性という重要な特徴を持つ。本研究においては、このような洪水流の特徴に着目して、洪水の増水期と減水期の各段階において水面流況と河床形状の同時計測を繰り返し、洪水流の乱流構造の非定常特性を河床形状との関連で把握しようとしたが、検討に際しては1997年の2回の洪水観

測の結果が用いられた。

2. 洪水観測の方法

斐伊川においては、1993年6月に最初の洪水観測が行われ、その後、観測項目と方法は年を追って補強され、1997年度の観測内容は以下の通りである。

(a) 橋上からの洪水流況と河床形状に関する詳細観測

- ① ビデオカメラによる水面流況観測
- ② 十字浮体による三次元河床形状の実測
- ③ 濁度、流速の鉛直分布の実測

(b) 出西地先での水面流況と砂州の挙動の広域観測

- ① ラジコン飛行機による水面流況観測
- ② ラジコンボートによる三次元砂州形状の実測

(c) 水位観測

観測点の周辺の5ヶ所における水位の自動観測

1997年には、6月28～29日の出水時（大津水位観測地点ピーク流量 $983.5 \text{ m}^3/\text{sec}$ ）および7月12～13日の出水時（同じく $1168.8 \text{ m}^3/\text{sec}$ ）に、上述の観測項目に則して洪水観測が行われた。南神立橋観測地点の河道全幅は約500m、低水路幅は約350mであり、その上流側約1kmのところまで河道は湾曲しており、その付近が出西地先の観測地点になっている。両観測地点とも周辺の河床砂の平均粒径は約2mmである。

また、観測時刻あるいは時間帯と後述の Fig. 2 に示されている5箇所の水位観測地点における6月洪水の水位の時間変化を Fig. 1 に示す。

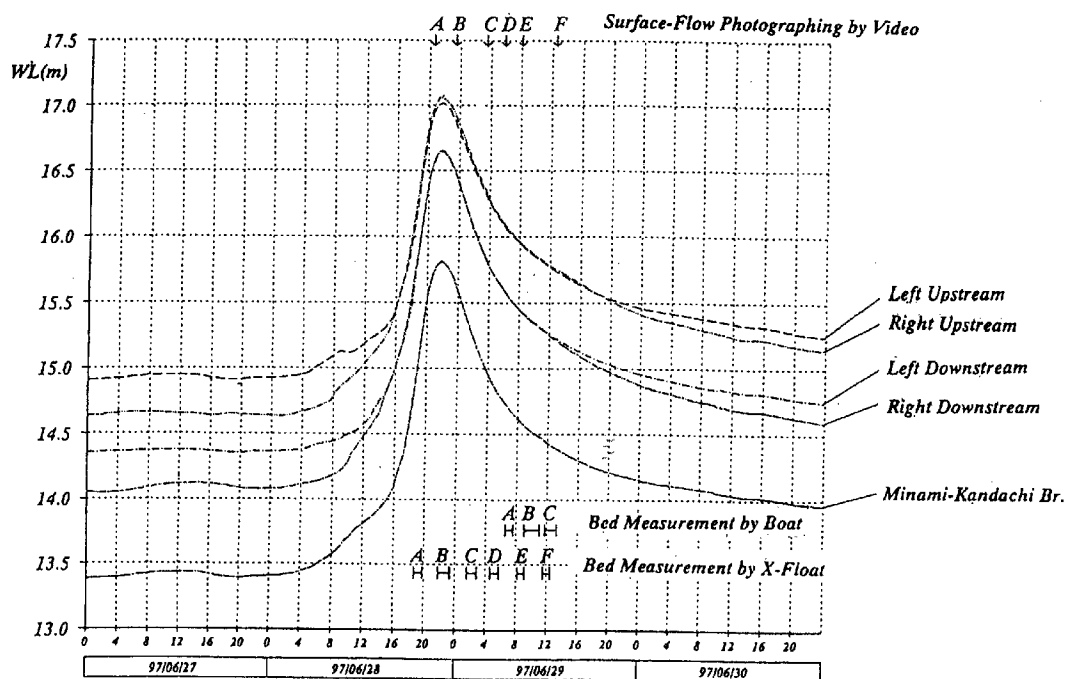


Fig. 1 Hydrograph of the flood on June 28-29, 1997

2.1 橋上からの流況撮影

流況観測においては、長さ4mのアルミニウム製の脚立の一方を南神立橋の中央付近の欄干に沿わせてほぼ鉛直に立て、その頂部に高性能のビデオカメラを斜め下向きに設置した。ビデオカメラの底部にはパンチルターを取り付けてカメラの向きを遠隔操作できるようにした。

水面流況は洪水の各段階で2~3分間撮影された。カメラから水面までの距離は16~17mであり、トレーサーとしてシュレッターの屑を橋の上流側から散布した。夜間の撮影には発電機(2.4kw)を4台準備し、各発電機には400wの照明ランプを2個ずつ装着して水面を照明した。

画像を標定するため長さ4mの標定棒を、それが画像の左右の端に写し込まれるように、橋面から水平に突き出して設置した。

2.2 十字浮体による河床形状の計測

木下(1989, 1990, 1992b)によって開発された十字浮体に測深機(タマヤ計測システム製TDM-9000)を装着し、南神立橋の下流の水面上を約46~47m自然流下させ、その流跡に沿う水深変化を橋上で記録した。このような計測を河道中央部の橋脚から次の橋脚まで、河道横断方向に2m間隔で40mにわたって21測線について繰返し行い、河床の三次元形状を把握した。1回の計測に要する時間は流速や十字浮体の流下距離に応じて変わるが、60~100分であった。十字浮体の流下方向はアリダードを用いて、平板測量で計測した。

2.3 観測地点周辺の水位観測

洪水観測地点における水位ならびに水面勾配を把握するため、観測地点の周辺の5箇所において水位観測が行われた。出西地先の観測に関しては、観測地点の上下流左右岸に設置された4台の自動水位計(水圧式)によって洪水期間中の水位を観測した。また、橋上観測に関しては、南神立橋の右岸側の下流約35mの地点に出西地先の観測と同じ自動水位計を設置して洪水期間中の水位を観測した。水位の観測結果はFig. 1に示されている。

これらの水位計の設置地点(図では●で示す)をFig. 2に示す。出西地先の観測地点の上下流の水位計設置地点間の平均距離は420mであり、下流側の水位計設置地点と南神立橋の水位計設置地点間の距離は690mである。図において、破線はラジコンポートによる河床計測の測線を示す。

3. 洪水流況の画像解析と洪水流の乱流構造

3.1 流況画像の解析方法

橋上からの洪水流況観測はFig. 1に示されている時刻に行われた。得られた画像を、ビデオキャプチャボードを用いて0.2秒間隔で20秒間ずつコンピューターに取り込んだ。各時刻の画像のうち、0.2秒の時間差をもつ2画像を取り出して、画像解析に用いることにした。

数値化した画像データを表現した図の例をFig. 3およびFig. 4に示す。Fig. 3は、6月洪水において水位ピークの約1時間30分後のボイルが最も激しく発生している観測Bの撮影結果である。図の画面の左

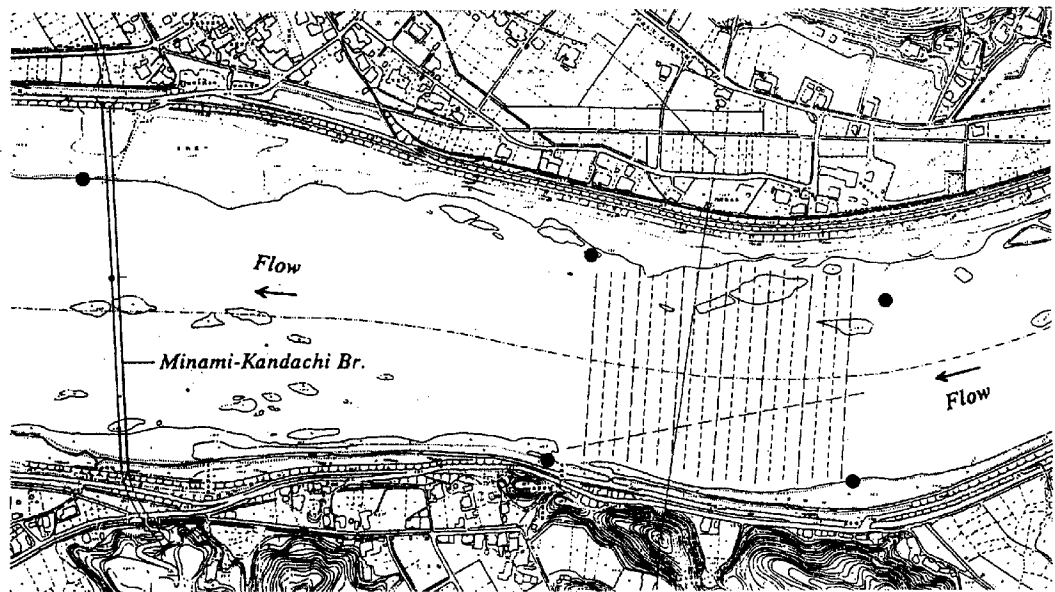


Fig. 2 The measurement points of water level (●)

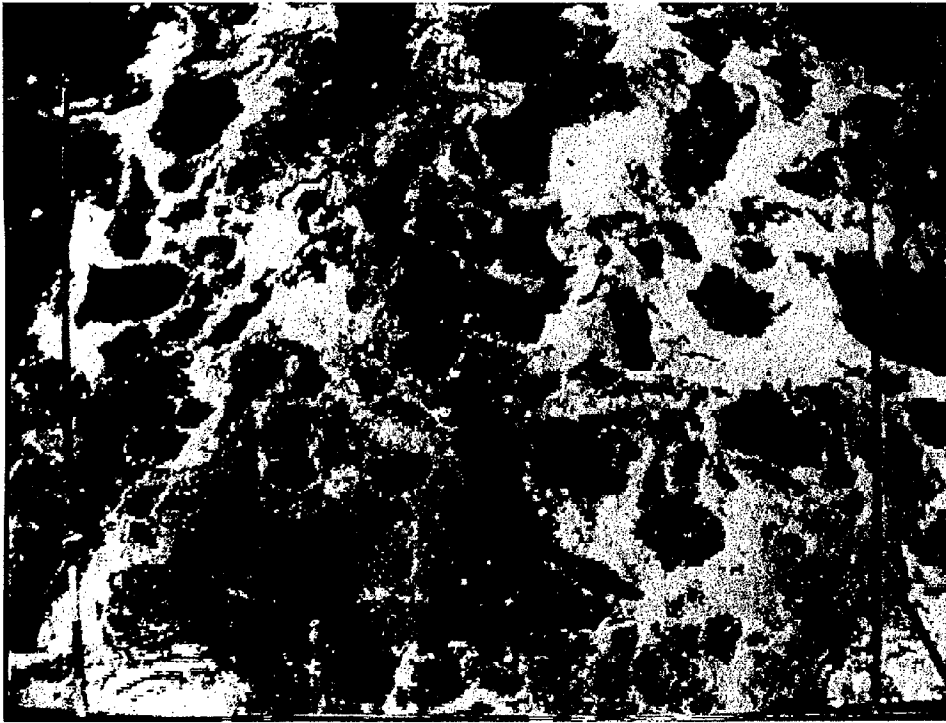


Fig. 3 Digitized image of the flood flow surface of measurement B (June 28-29,1997)



Fig. 4 Digitized image of the flood flow surface of measurement E (June 28-29,1997)

右には画像を標定するためのポールが写し込まれており、水面の白い部分はトレーサーとして用いられたシュレッダーの屑である。黒い部分はボイルによってシュレッダーの屑が周辺に押し寄せられてできたボイル領域であり、洪水の水面模様は大小のボイルが押し合いへし合いして形作られていることがわかる。また、**Fig. 4** は洪水が減水して水深が小さくなる観測 E の撮影結果であるが、水面模様に規則性が認められる。

このような画像データをもとにして多段階相互相関法(木下ら, 1990; 宇民・上野, 1994)によって流速ベクトルを計算した。本観測では、カメラを斜め下向きに設定してあるため、標定棒として設置してあるポールの画像を用いて画像の標定をした。すなわち、画像データから計算されたポールの縞模様の各々の長さが実際の長さ一致するように、カメラの回転角度(κ , ϕ , ω)ならびに倍率を決めた。その結果から画像中の各点の真の位置を計算した。

3.2 洪水流の流速分布の時間変化特性

(1) 流速分布の特徴

流速ベクトルを用いて得られる絶対流速の分布を6月洪水の観測 B および観測 E についてそれぞれ**Fig. 5** および**Fig. 6** に示す。図において、横軸は橋の欄干に平行に、縦軸は流下方向に設定されている。

これらの図に見られる絶対流速の分布は一見不規則なように見えるが、注意してみると、相対的に流速の小さい領域と大きい領域がそれぞれ流下方向に連なっていることがわかる。そこで、流速の小さい領域の谷線と流速の大きい領域の峰線をそれぞれ図に太い破線と実線で引くことにした。このようにして6月洪水の観測 A から観測 F まで、7月洪水の観測 A から観測 G までの各図について検討すると、流速分布における谷線と峰線の配置が洪水の増水期から減水期までの時刻ごとに異なることがわかった。なお、6月洪水の流量ピークは22時頃であり、7月洪水のそれは15時30分頃である。

流速ベクトルを用いて得られる流線の例を**Fig. 7** に示す。本図より、洪水流の流向が橋の欄干に直角な方向から若干右方向にずれていることがわかる。そして、このような洪水流の流向は6月と7月の両洪水における異なる時刻の観測でもほぼ同じ結果になっている。両洪水における各時刻の観測結果について、洪水流の流向と流速分布における谷線の概略の方向とを比較した結果、両者がほぼ一致することがわかった。

(2) 流速分布の時間変化

6月洪水について谷線の配置の特徴を述べると、次のようである。洪水のピークより約1時間30分前の観測 A では隣り合う谷線の横断方向の間隔は概略3~

5mであった。後述の**Table 1** および**Table 2** には各観測時刻の水深が示されているが、観測 A の場合の水深は約1.9mであり、上記の谷線の間隔は水深の1.6~2.7倍に相当する。観測 B の場合には谷線の間隔は最も大きくなり、観測 C, D, E, F と減水するにつれて谷線の間隔は徐々に小さくなる。そして、洪水が減水して水深が小さくなる観測 E および F の場合には谷線の間隔は1.5~3mとなり、これは水深の約2~4倍に相当する。また、観測 E および F の場合には、洪水流量が大きい時間帯よりも谷線と峰線の配置の規則性がいくぶん強くなっていることがわかった。

一方、7月洪水については、洪水のピーク前後の水深が大きい観測 A および B の場合には谷線の間隔は3~5mであり、これは水深の約1.5~2倍に相当する。減水するにつれて谷線の間隔は小さくなり、観測 F および G では谷線の間隔は1.5~4mとなり、これは水深の約1.5~3倍に相当する。また、6月洪水の場合と同様に洪水が減水してくる観測 F および G では、洪水流量が大きい時間帯よりも谷線の配置の規則性がいくぶん強くなるようであった。

(3) 流速分布と並列らせん流

上記のように、6月と7月の両洪水において、谷線の間隔には若干の差はあるものの、その概略の値は水深の1.5~4倍に相当し、水深が小さいほど谷線の間隔と水深との比が大きくなっている。上記の谷線の間隔と水深との比から考えると、斐伊川の洪水流には、後述する並列らせん流が形成されていて、このような谷線と峰線の配置は並列らせん流の運動を反映したものであると考えられる。

ただし、これらの谷線と峰線の曲がりくねった様子や切れぎれになっている様子からは、斐伊川において洪水時に形成されている並列らせん流はかなり不規則の強いものであると考えられる。

3.3 ボイルと渦運動

(1) 移動系から見た流線の特徴

平均流速で移動する系から見た流線の例を**Fig. 8** に示す。本図は6月洪水において水位ピークの約1時間30分後のボイルが最も激しく発生している観測 B の解析結果であるが、図において流線の集中、発散ならびに渦運動などが明確に認められる。

(2) ボイルと発散分布

流線の発散に注目すると、(-4.5, 8.0), (-3.5, 3.5), (-3.0, 5.5), (1.0, 3.5), (1.0, 8.0), (5.0, 5.0), (7.5, 6.5)の座標付近で四方に流線が分かれていくような顕著な流線の発散の様子が認められる。**Fig. 8** に対応する6月洪水の観測 B について、流速ベクトルを用いて得られる発散の分布を

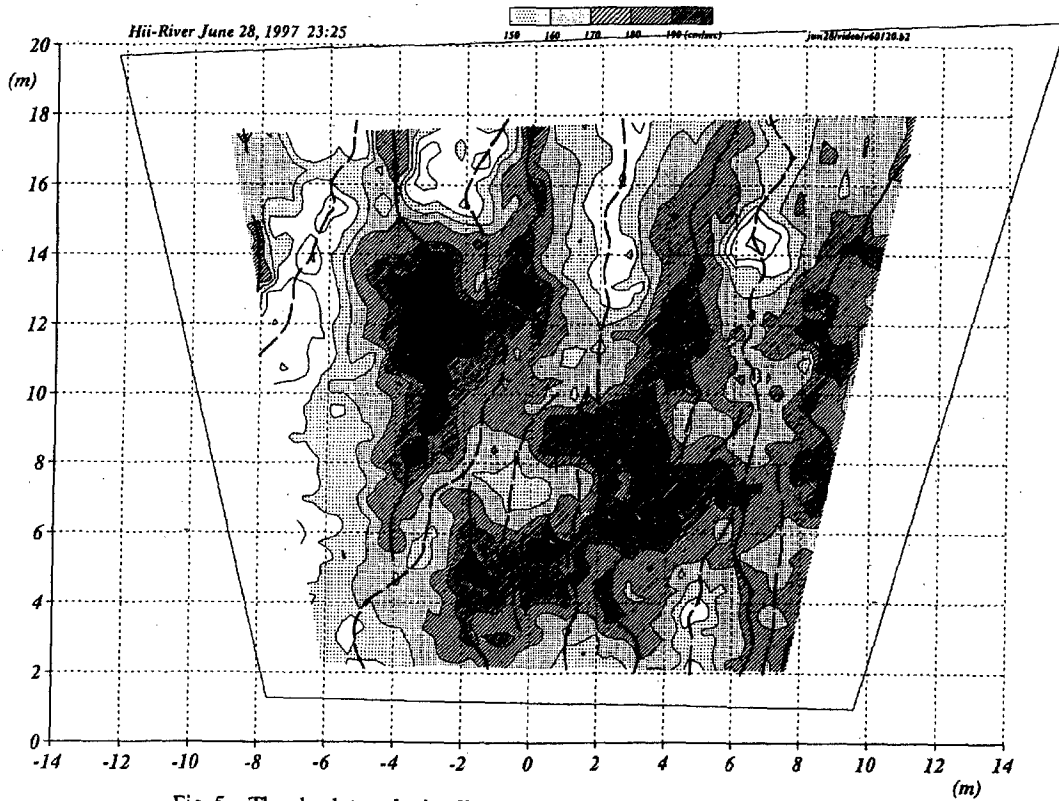


Fig. 5 The absolute velocity distribution of measurement B (June 28-29,1997)

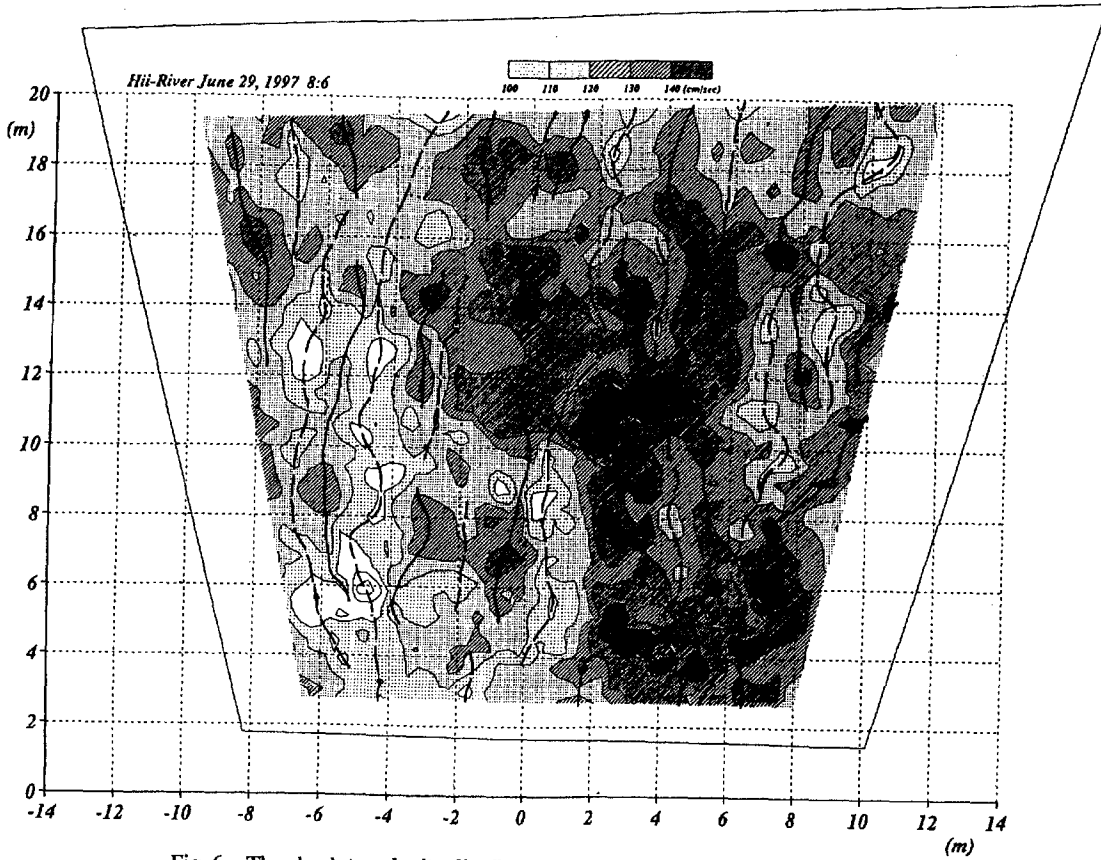


Fig. 6 The absolute velocity distribution of measurement E (June 28-29,1997)

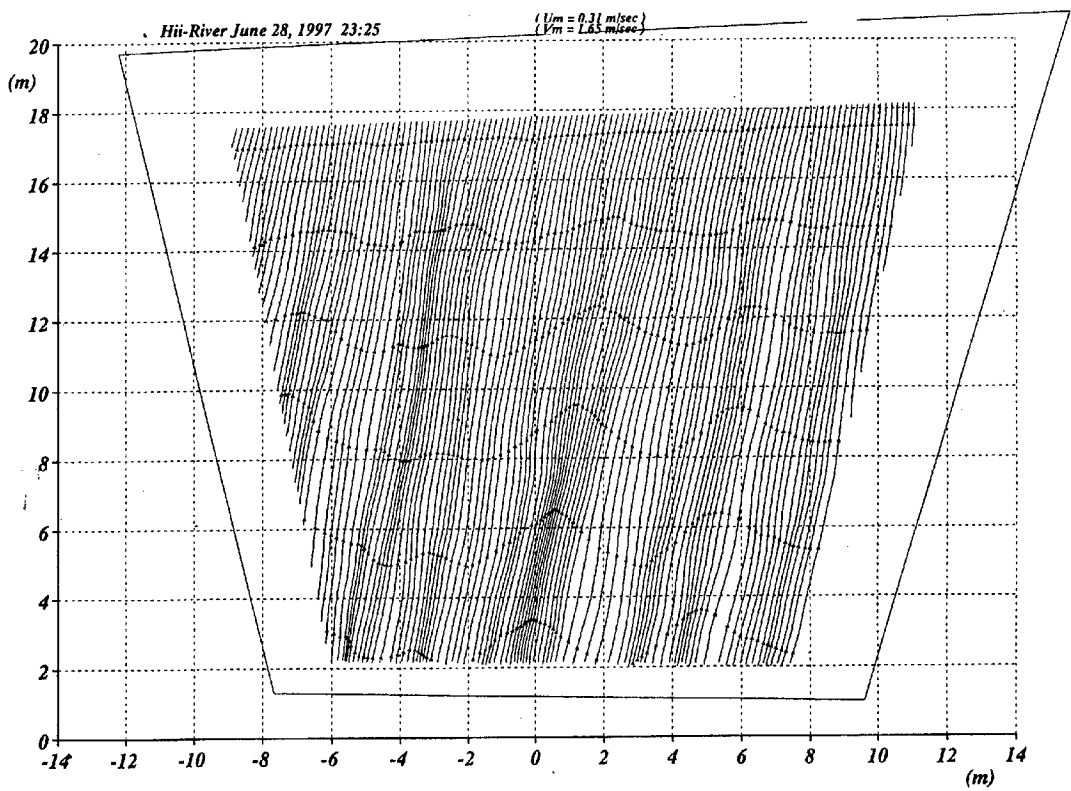


Fig. 7 The streamlines of measurement B (June 28-29,1997)

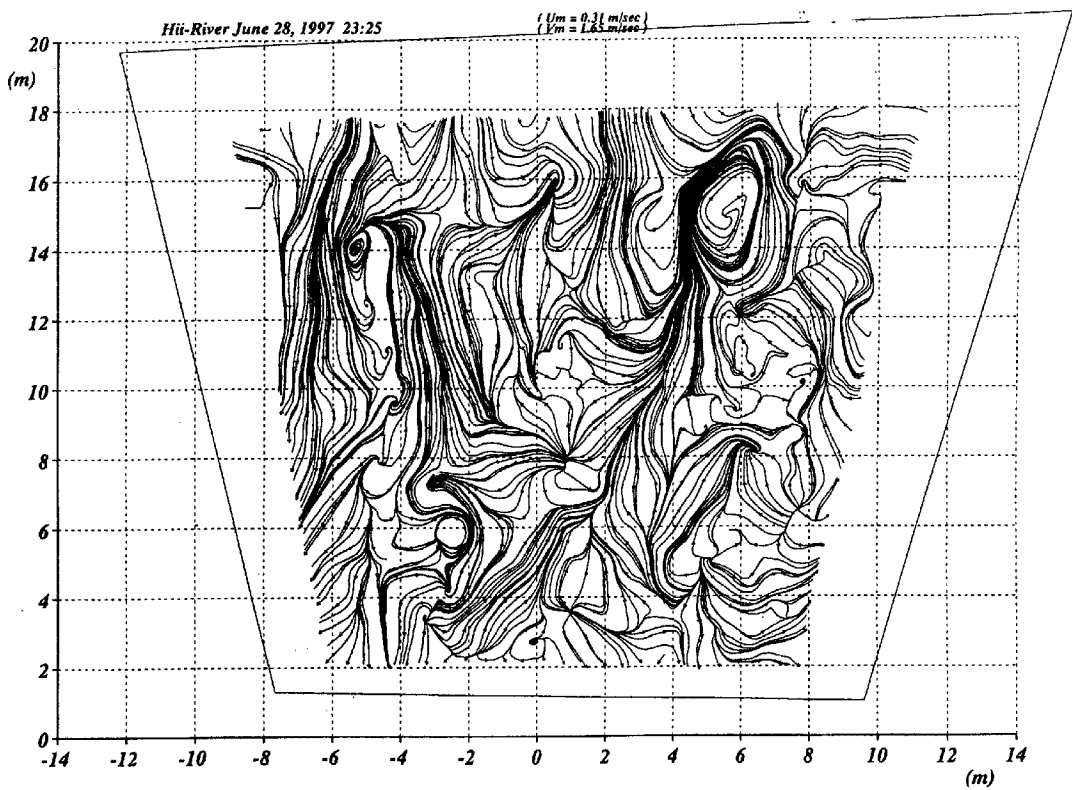


Fig. 8 The streamlines viewed from the frame moving at the mean velocity of measurement B (June 28-29,1997)

Fig. 9 に示す。本図と流線を示す Fig. 8 とを比較すると、流線の発散、集中の様子と発散の正負がよく一致していることがわかる。ここで、発散が正の領域はボイルを、発散が負の領域は流れの沈み込みを意味する。上記の四方に流線が分かれていくような発散の顕著な座標付近では、発散の値が特別に大きくなっており、強いボイルが発生していることがわかる。Fig. 9 には、これらの他にも発散の値が大きい場所が (2.0, 14.0)、(6.5, 15.0) の座標付近などで見られるが、流線を示す Fig. 8 においてはこれらの場所で確かに流線が発散する様子が認められる。このような場所では流速が小さくなっているため、Fig. 8 よりさらに遅い速度で移動する系から見た流線図を描くと、流線が四方に分かれていくようになり、発散の様子がよくわかるようになる。

(3) 渦運動と渦度の分布

6月洪水の観測Bについて、流速ベクトルを用いて得られる渦度の分布を Fig. 10 に示す。本図と流線を示す Fig. 8 とを比較すると、流線が渦運動を示すところでは渦度の絶対値が大きくなっていることが認められる。また、渦度が大きくなっている場所でも顕著な渦運動が認められない場合があるが、このような場所では流線の曲がりが大きくなっており、Fig. 8 の場合と異なる適当な速度で移動する系から見た流線図を描くと渦運動を示す流線が現れるようになる。このように考えると、洪水流の水面には多くの渦運動が存在すると言える。Fig. 8 において、(-3.0, 6.0)、(-2.0, 18.0)、(2.0, 15.0)、(5.0, 5.0)、(7.0, 15.0) の座標付近で左側に時計回りの渦運動、右側に反時計回りの渦運動が対になって存在することが注目される。

(4) ボイルと渦運動

ボイルと渦運動との関係について検討すると、上記の対をなす渦運動の左右の渦の間にはいずれの場合にも発散が大きいボイル領域があることがわかる。さらに詳しく見ると、発散が大きい領域は対をなす渦運動よりも若干上流側に位置することが多くなっていることがわかる。このような渦対周辺の流線に注目すると、渦対の上流側では流線は発散し、下流側では流線が集中しているから、発散が大きい領域が渦対よりも若干上流側に位置することが多いことは流線の様子からも説明できる。

以上の考察の結果と関連して、1993年9月洪水の観測結果から、発散が大きいボイル領域が対をなす渦運動の左右の渦の間に位置することが多いということはすでに明らかにされている(宇民・上野, 1994)。

(5) 流速分布と渦運動

流速分布と渦運動との関係について検討するため

に、Fig. 10 にはこれに対応する観測時刻の絶対流速の分布を示す Fig. 5 の流速分布の谷線を太い破線で引いてあるが、このような谷線と渦度分布との間には密接な関係があることがわかる。すなわち、流速分布の谷線の左側には負の渦度領域、右側には正の渦度領域が分布することが多くなっており、これらの領域で正と負の渦度の絶対値の大きい領域は、先の渦運動の検討結果にも見られるように、左右で対をなしている場合が多いことがわかる。このような流速分布と渦運動との関係は、6月と7月の両洪水における異なる時刻の観測でも同様に認められる。このことから、流速分布の谷線、すなわち流下方向に細長く連なる低速領域は、概略的には上記のボイルの左右に見られるような対をなす渦運動によって形成されていると言える。

(6) ボイル、渦運動と流速分布の時間変化特性

著者ら(宇民・上野, 1994)は、1993年9月洪水の観測結果を用いて、ボイルとその周辺の渦運動および流速分布が時間的にどのように変化するかを1.08秒間隔で連続する5モードの解析結果から検討した。その結果は、Fig. 11 の模式図のようにまとめられている。すなわち、ボイルの生成→発達→減衰→消滅という過程をボイル領域の発散の積分値の増加・減少で判断し、次のような特徴を明らかにした。

- ①ボイルが発生するや、発散の積分値は0から時間とともに急激に増大する。この過程では、ボイル周辺の渦運動と流速分布に顕著な特徴は認められない。
- ②ボイルの発達過程では、ボイル領域は拡大するとともに発散の積分値も増大し、ボイル領域の右と左側にそれぞれ正と負の渦度領域が現れ、ボイル領域の上流側が低流速、下流側が高流速という流速分布が形成される。
- ③ボイルの減衰過程の初期では、ボイル領域の発散の積分値は減少するが、渦対の渦度は増加する。ボイル周辺の平均的な流速は小さくなっていく。
- ④さらにボイルが減衰すると、渦対の渦度は減少し、ボイル周辺の流速は水面における平均的な流速値に向かって回復していく。
- ⑤発散の値が0あるいは負になってボイルが消滅した段階でも、絶対値は小さいながら依然として対をなす渦度領域が形成されている。

3.4 並列らせん流

木下(1967, 1968)は1960年代に洪水流水面流況の航空写真撮影とその解析による洪水流に関する研究に着手し、洪水流航空写真に特徴ある模様はすべての河川で共通して存在することを見いだした。それらうち、昭和39年9月の木曾川の洪水流航空写真の解析結果を用いて、洪水流の乱流構造を詳しく検討し

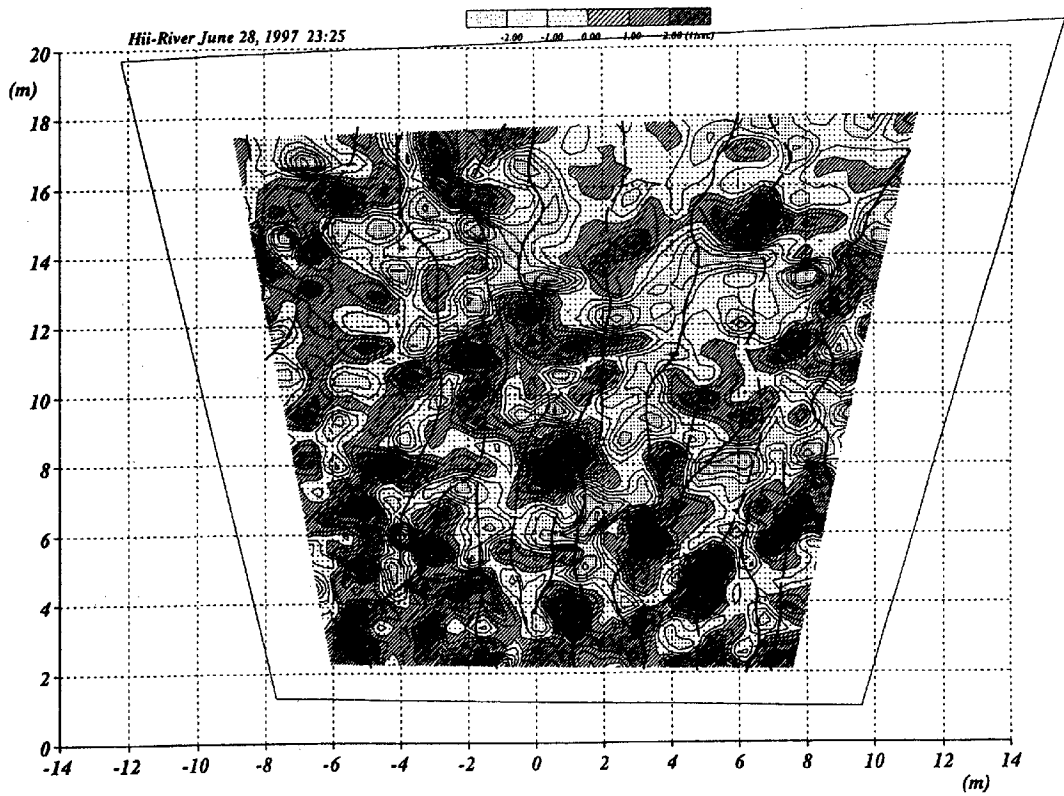


Fig. 9 The two-dimensional divergence distribution of measurement B (June 28-29,1997)

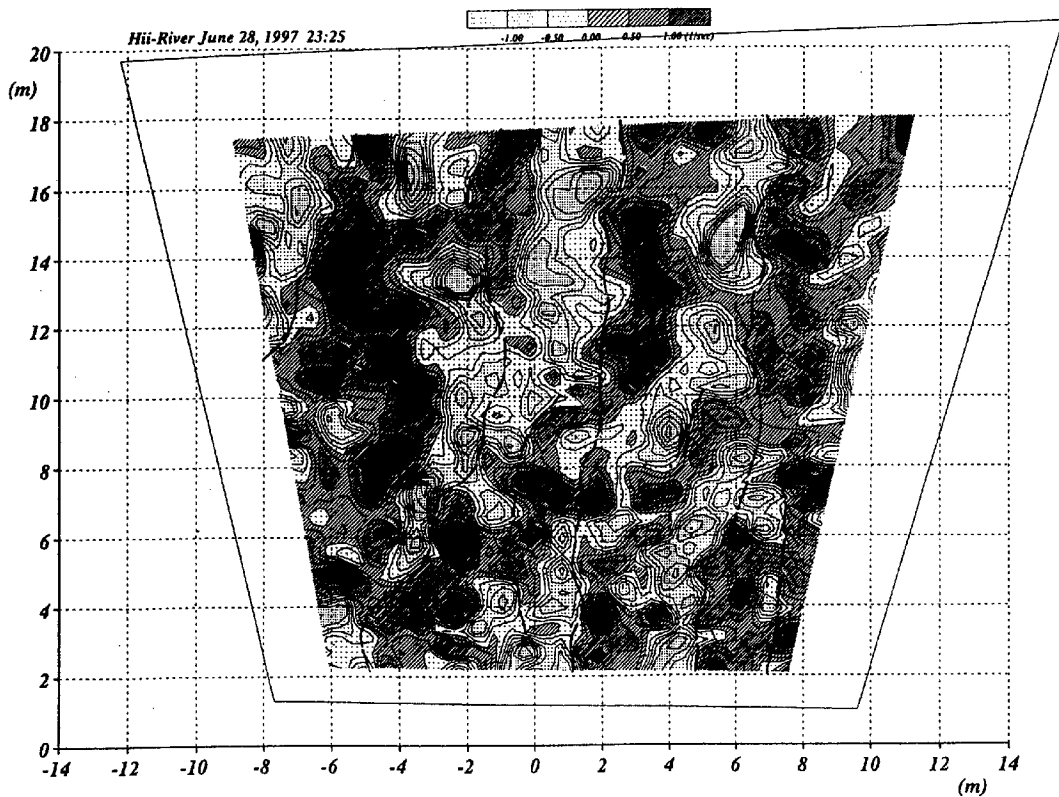


Fig. 10 The vorticity distribution of measurement B (June 28-29,1997)

た。その結果、洪水流の表面流速分布には流下方向にたて筋をなすような峰と谷が並んでみられ、流速分布図と写真の対比から、流れの横断面内に Fig. 12 に示すような動きがあると考え、これを並列らせん流と呼んだ。

Fig. 12 は単純に表現されているが、この並列らせん流は「極めて複雑ならせん運動をしている」と説明されている。すなわち、水面流況に関しては、「この収斂線のもつ連続性は、写真にも見られるとおり、必ずしも良好なものではない。ある長さのものが散在している感じであり、またその一本の収斂線も複雑な形をした小収斂線が、断続的に集合した状態となっている。このことは流速分布図にもあらわれており、ボイル列または収斂線上の流速変動をみると、そこにもそれぞれある波長をもつ、遅速の波があらわれている。そしてそのピッチが、ボイル列の横方向の間隔とも、大体ひとしい点に注目される。」と述べられている。また、水面下の運動に関しては、「このらせん流は流れの表面近くでは速く、底面近くでは遅いはずであり、また上向きの流れは先述のような、収束した流れ方（ボイル）を示すことが多いようであって、極めて複雑ならせん運動をしているといえよう。」と述べられている。

他方で、木下（1967）は実験水路においてこの並列らせん流が、固定床でも移動床でも水深に対して幅広い流れであれば、必ず形成されることを明らかにした。また、木下（1977）は並列らせん流の内部構造を調べるために人工的に形成されたうろこ状河床の上の流れの三次元流況を可視化し、その検討結果から並列らせん流に関して、「流下方向に軸をもつ、一つのウロコの長さに満たない程度の、円筒状のものが、幾つも並んで見える。これが縦軸の渦で、らせん流といっても、Fig. 13 のように、間けつ的に、脈動的に舞い上る、いくつもの小さい縦渦の、それらがさらにらせん的に回転する流れのようであり、ミクロにみるには、なかなか分らない、複雑な流況があることが察せられる。」と述べた。

以上、並列らせん流について述べたが、並列らせん流の複雑さには、規則的な部分と不規則な部分とが含まれており、それらが乱流構造を構成するどのような運動と関係しているかを検討することが重要であると考えられる。

4. 洪水流の乱流構造の非定常特性

4.1 流速分布と発散分布の関係

先述の6月洪水の観測Bについての発散の分布図である Fig. 9 には、これに対応する観測時刻の絶対流

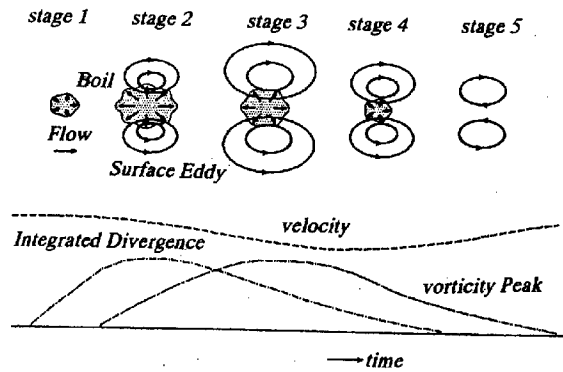


Fig. 11 Conceptual model of time-variation of the divergence, the vorticity and the velocity in boils (by Utami and Ueno)

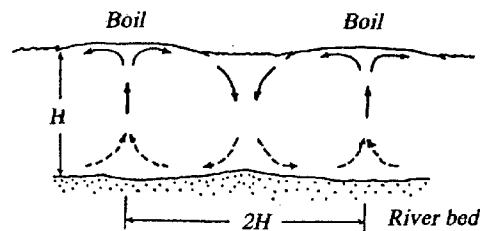


Fig. 12 The parallel spiral flows with longitudinal axes after Kinoshita

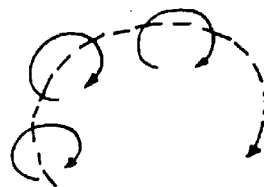


Fig. 13 Secondary flow and small scale-vortex motions after Kinoshita

速の分布を示す Fig. 5 の流速分布の谷線と峰線をそれぞれ太い破線と実線で引いてあるが、このような谷線および峰線と発散分布との間の関係を検討する。

先述の並列らせん流の模式図から推測すると、ボイル領域では流速が小さく、収斂して沈んでいく領域では流速が大きくなるはずである。これを Fig. 9 に適用すると、破線の上に発散が正の絶対値の大きい領域が、実線の上に発散が負の絶対値の大きい領域がくることになる。ところが、図においてはそのような特徴が明瞭ではない。実線で示された流速分布の峰線の上に発散が正の絶対値の大きい領域、すなわちボイル領域の中心が位置する場所がいくつも認められる。

そこで流速分布における谷線と峰線の配置が比較的規則性の大きい6月洪水の観測Eについての発散の分

布図を Fig. 14 に示す。本図にも対応する流速分布の谷線と峰線が引かれているが、本図においては、破線の上あるいはそのごく近くに発散が正の絶対値の大きい領域がくることが多く、実線の上あるいはそのごく近くに発散が正の絶対値の大きい領域がくることが少なく、そこには発散の負の絶対値の大きい領域がくることが多いことがわかる。このような内容を数量的に捉えるために、破線および実線の上、あるいはそのごく近くに発散が正の絶対値の大きい領域がくると、それぞれ32および14であり、破線および実線の上、あるいはそのごく近くに発散が負の絶対値の大きい領域がくると、それぞれ6および22であった。この結果から、破線の上あるいはそのごく近くに発散が正の絶対値の大きい領域があり、実線の上あるいはそのごく近くに発散が負の絶対値の大きい領域があるという確率が高いと言える。以上の検討から、観測Eの場合には、不規則性を含んではいるが、相対的に規則性の高い並列らせん流が形成されていると推測される。

先述の Fig. 9 についても同様の検討をすると、破線および実線の上、あるいはそのごく近くに発散が正の絶対値の大きい領域がくると、それぞれ18お

よび14であり、破線および実線の上、あるいはそのごく近くに発散が負の絶対値の大きい領域がくると、それぞれ10および16であった。

同様な検討を6月と7月の両洪水におけるすべての観測時刻について行った結果を6月洪水および7月洪水についてそれぞれ Table 1 および Table 2 に示す。本表においては、峰線の上あるいはそのごく近くにあるボイル領域の数（表においては、boil num. on ridge line BR と略記されている。その他も同様に略記されている。）と谷線の上あるいはそのごく近くにあるボイル領域の数 BT との比 BR/BT、および谷線の上あるいはそのごく近くにある沈み込み領域の数 ST と峰線の上あるいはそのごく近くにある沈み込み領域の数 SR との比 ST/SR も示されているが、これらの比が全て1より小さく、洪水の各段階で一定の傾向をもって変化していることが注目される。すなわち、6月と7月の両洪水とも上記の二種類の比は洪水ピークの直後に最大となり、減水に伴ってそれらの値は徐々に小さくなっている。これまでに述べてきたことから、これらの値が小さいほど並列らせん流の規則性が高いと言える。

6月洪水において峰線の上にあるボイル領域の数と

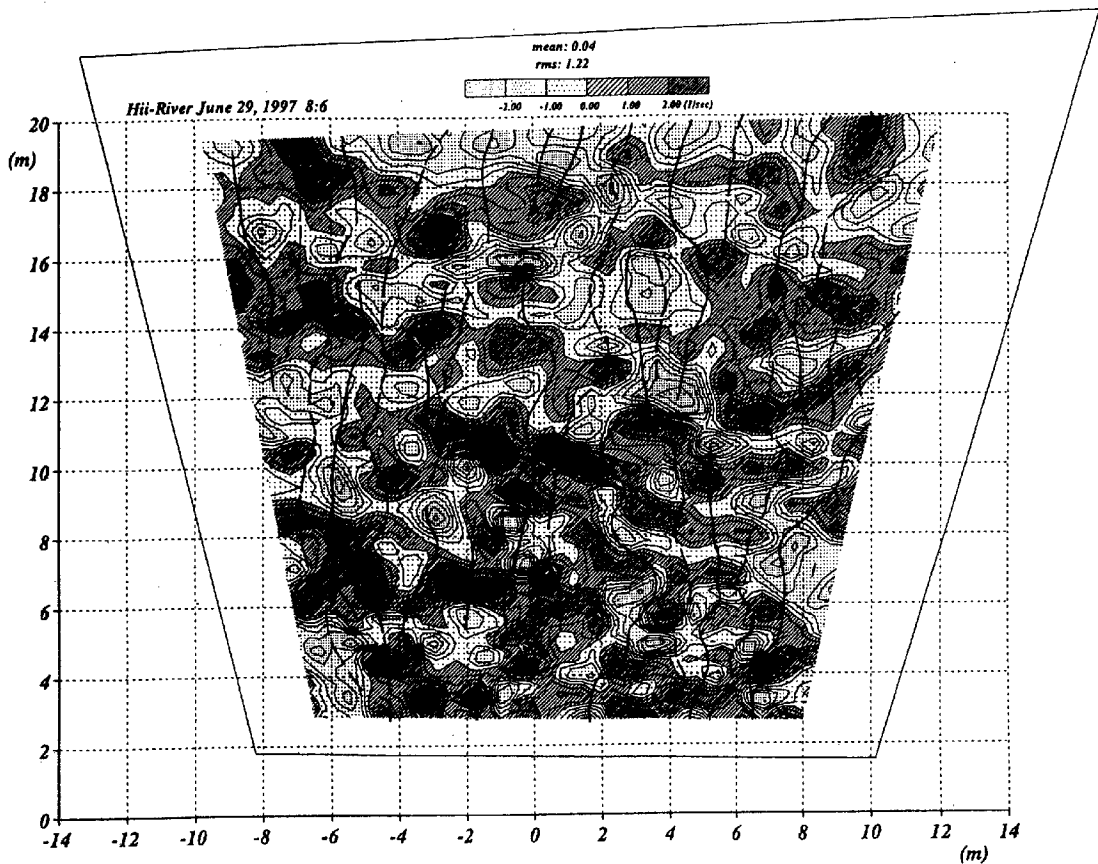


Fig. 14 The two-dimensional divergence distribution of measurement E (June 28-29,1997)

Table 1 The number of boil and sink on trough line and ridge line (June 28-29,1997)

mea- sure- ment	meas- ure- ment time	boil num. on trough line BT	boil num. on ridge line BR	BR/BT	sink num. on trough line ST	sink num. on ridge line SR	ST/SR	divergence rms (1/sec)	vorticity rms (1/sec)	water depth (m)	dune height (cm)
A	20 : 36	22	17	0.77	8	17	0.47	1.32	1.29	1.87	29.4
B	23 : 25	18	14	0.78	10	16	0.62	1.36	1.55	1.93	39.1
C	3 : 26	23	16	0.70	11	23	0.48	1.34	1.64	1.28	36.1
D	5 : 50	28	16	0.57	8	21	0.38	1.27	1.26	0.99	33.0
E	8 : 06	32	14	0.44	6	22	0.27	1.22	1.23	0.82	29.0
F	12 : 34	31	15	0.48	7	22	0.32	1.22	1.20	0.63	22.5

Table 2 The number of boil and sink on trough line and ridge line (July 12-13,1997)

mea- sure- ment	meas- ure- ment time	boil num. on trough line BT	boil num. on ridge line BR	BR/BT	sink num. on trough line ST	sink num. on ridge line SR	ST/SR	divergence rms (1/sec)	vorticity rms (1/sec)	water depth (m)	dune height (cm)
A	14 : 35	19	14	0.74	8	15	0.53	1.31	1.57	2.41	47.1
B	16 : 56	17	13	0.76	9	16	0.56	1.36	1.41	2.32	51.8
C	20 : 31	20	15	0.75	10	20	0.50	1.26	1.31	1.92	50.3
D	1 : 05	26	16	0.62	9	18	0.50	1.26	1.37	1.56	44.4
E	6 : 50	28	14	0.50	8	20	0.40	1.17	1.28	1.36	37.7
F	11 : 56	31	13	0.42	5	20	0.25	1.14	1.35	1.22	33.5
G	15 : 02	31	11	0.35	7	22	0.32	0.99	1.11	1.14	31.6

谷線の上にあるボイル領域の数との比が小さい観測Eについての渦度の分布図 Fig. 15 に示す。本図にはこれに対応する観測時刻の絶対流速の分布を示す Fig. 6 の流速分布の谷線を太い破線で引いてあるが、本図から流速分布の谷線の左側には負の渦度領域、右側には正の渦度領域が対をなしてかなり規則的に分布することがわかる。

4.2 並列らせん流の規則性と水量の関係

このような並列らせん流の規則性が洪水流のどのような現象と関係しているかを調べるために、発散および渦度の分布における平均値からの変動成分の標準偏差を計算して Table 1 および Table 2 に示した。また、これらの表には後述する砂堆の波高も示されている。

これらの表より、上記のボイルに関する比 BR/BT と沈み込みに関する比 ST/SR の時間変化は、発散の標準偏差や砂堆の波高の時間変化特性とよく対応していることがわかる。また、渦度の標準偏差の時間変化

特性と砂堆の波高や上記の二種類の比の時間変化特性との対応はそれほどよくない。

ここで、ボイルに関する比 BR/BT と沈み込みに関する比 ST/SR とを比較してみると、沈み込みに関する比の方がかなり小さくなっていることが注目される。このことから、流速分布の峰線の上、あるいはそのごく近くで発生するボイルが並列らせん流に不規則性を与えるが、そのようなボイルの発生に伴う流れが上昇流から下降流に移る間に、沈み込みが形成される位置が並列らせん流に逆らわない方向へと徐々に組織化されていくものと考えられる。

以上の考察から、並列らせん流の規則性はボイルの発生と密接な関係にあると言える。

4.3 ボイルと渦運動の役割

(1) 高流速部に存在するボイルについて

一般的にはボイル領域では流速が小さくなると考えられるが、流速分布の峰線の上、あるいはそのごく近くで形成されているボイルの存在はこのことと合致し

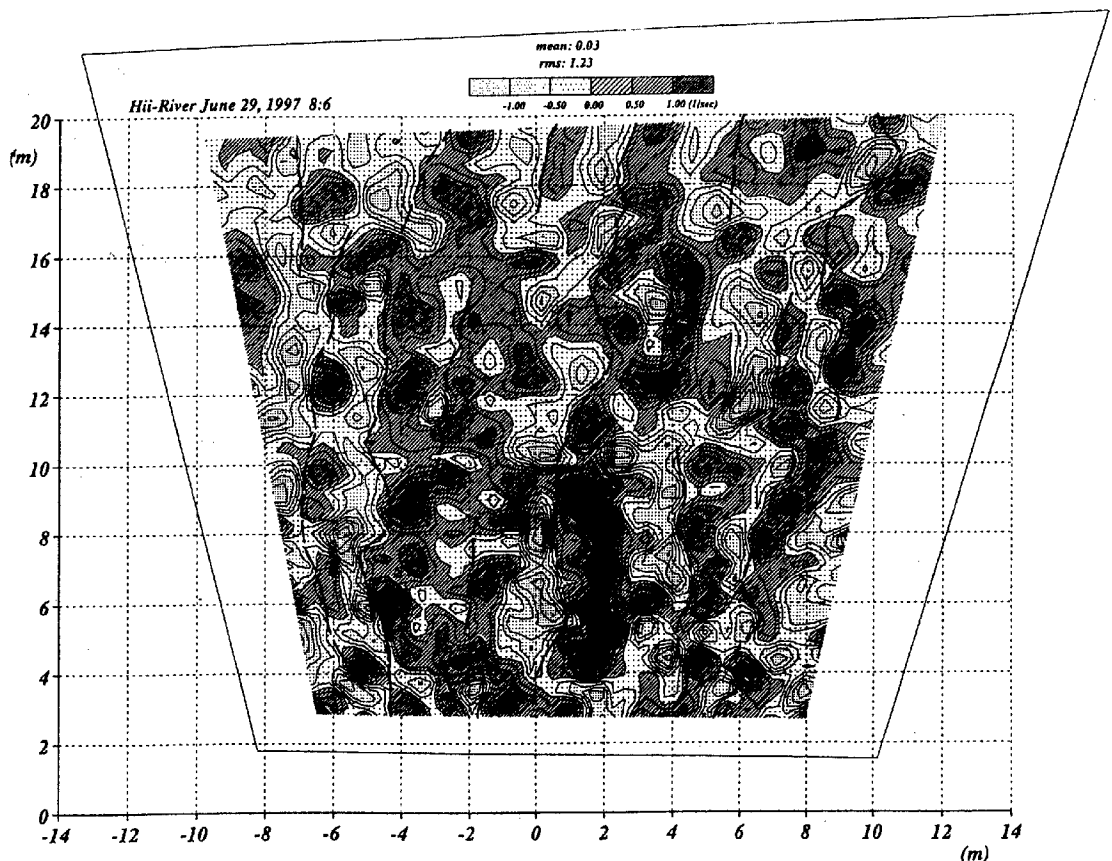


Fig. 15 The vorticity distribution of measurement E on June 28-29, 1997

ない。このような矛盾を説明する上で、先述の1993年9月洪水の観測結果を用いてボイルや渦運動について検討した結果の中の、ボイルの発生段階で「ボイルが発生するや、発散の積分値は0から時間とともに急激に大きくなる。この過程では、ボイル周辺の渦運動および流速分布に顕著な特徴は認められない」という実態が思い出される。すなわち、ボイルが発生してしばらくの間は流速分布の高速部の峰線の上に発散の大きいボイル領域が存在しても不合理ではないことになる。そして、ボイル領域の流速が小さくなるのは、これよりさらに遅れて渦運動が水面に現れてそれが強くなっていく過程においてであると考え、上記の矛盾は一応は解決する。斐伊川の洪水流においては、流速分布の峰線近くに多くのボイルが存在することから、ボイルはどのような場所からでも発生する可能性があり、そこで形成される並列らせん流はかなり不規則性が強いことを窺わせる。とりわけ、砂堆の波高が最大となる時点の並列らせん流の不規則性は非常に強いと言える。

(2) 渦運動について

洪水流の内部構造を直接観測することによって把握することは困難であるが、渦運動の基本的な性質は実

験水路の流れから類推することができると考えられる。著者ら(宇民・上野, 1976; 宇民・上野, 1977)は開水路流れの可視化実験と従来の乱流構造に関する多くの研究結果を総合することにより、乱流現象における渦運動の実態や役割を検討した。その結果、渦運動は合体によって規模を大きくし、小さい渦が集まって1ランク上の大きい渦運動を形成するというように階層構造を有するということが、また複数の渦運動の相互作用によって、それらが存在しやすいように互いに位置を変えて同じ回転方向をもつ渦運動が集まったり、流下方向に並んだりすることが理解され、大小の渦運動が組織化されて大規模な乱流運動に規則性を与えているという結論に達した。実験室の流れと実河川の洪水流とは同じものではないが、渦運動のもつ基本的な特性については同様に解釈しても問題がないように思われる。

また、渦運動が運動の形態から考えて慣性力を維持しやすい性質をもっていることが重要であると考えられる。このような性質は、先述の1993年9月洪水の観測結果を用いてボイルや渦運動について検討した結果の中の「発散の値が0あるいは負になってボイルが消滅したとみなされる段階においても、絶対値は小さ

いながら依然として対をなす渦度領域が形成されている」という事実にも現れている。このように渦運動はボイルに比べて寿命が長く、このことが並列らせん流の規則性に関係していると考えられる。すなわち、ボイルは比較的不規則に発生して並列らせん流に不規則性を与える役割を果たすが、そのボイルの寿命が短く、並列らせん流に規則性を与える役割を果たす渦運動の寿命が長いということが、総合的に考えると、不規則性と規則性を併せもっているが、規則性の方が勝っているというような複雑さをもった並列らせん流が形成されるということに関係すると考えられる。

(3) 乱流構造の非定常特性について

以上の考察をもとにして、6月洪水のピークに近い観測Bと減水期の観測Eに関して、峰線の上にあるボイルの数と谷線の上にあるボイルの数との比BH/BLに差を生み出す理由について考察する。

ボイルが発生して一定の時間が経過すると、ボイル領域の流速が小さくなるし、ボイルの発生に関わった周辺の渦運動やボイルの位置も流れを規則的なものにする方向へと変化すると考えられる。したがって、流速分布の峰線の上にあるボイルは発生して間もないボイルであると考えられるから、上記の比が大きいということはボイルの発生頻度が大きいことを意味すると考えられる。そのように考えると、先述の発散の標準偏差の大きさは、ボイルが発生してから消滅するまでの時間平均的な強さも反映しているが、ボイルの発生頻度をも反映したものであると理解される。そして、このような流速分布の峰線の上、あるいはそのごく近くで形成されているボイルの運動は、並列らせん流の運動とは逆方向の運動を意味するので、並列らせん流に不規則性を与える要素になると考えられる。

以上から、洪水の増水期から減水期までの各段階で、流速や水深、さらには河床波の波高や波長の時間的な変化に応じて、ボイルの強さ、規模や発生頻度が異なり、渦運動の強さ、規模や配置も異なるため、形成される並列らせん流の規模や規則性にも違いがでると考えられる。このような並列らせん流は、一般的には複雑な内容をもたざるを得ないと言える。

4.4 斐伊川の洪水流の乱流構造の特徴

形成される並列らせん流の特性は個々の河川の流れの場の条件によっても異なると考えられる。斐伊川においては、下流部でも比較的勾配が大きく、洪水時に水深が浅く、水深の20%から30%前後の波高をもつ砂堆が形成されるために、他の河川に比べると不規則性の強い並列らせん流が形成されると考えられる。

また、斐伊川の洪水観測の結果においては、発散の標準偏差が洪水流の表面の乱流強度を反映したもので

あると考えると、表面の乱流強度の時間的な変化と砂堆の波高のそれとが非常によく対応することになる。したがって、斐伊川においては、河床波の影響の強い乱流構造が形成されており、それは他の勾配が小さくて水深の大きい河川の場合の乱流構造と若干異なる特徴をもつことが指摘できる。

5. 河床波と河道の粗度係数の時間変化特性

5.1 河床波の時間変化

(1) 河床波の波高と波長の分布特性

測深機に記録された計測結果の波形を、ディジタイザーを用いて計算機に入力した。

各測線上の水深の変化の一例を Fig. 16 に示す。図において、測線は測定範囲の中央を基準にして、右岸に近い側から $X_0 = 20\text{ m}$ (第1測線), 18 m , ..., -20 m (第21測線) と表されており、破線は移動平均された河床形状である。本図から、河床に規模の小さい砂堆が形成されていることがわかる。

河床波の波高を、河床の局所的な最高点からその直

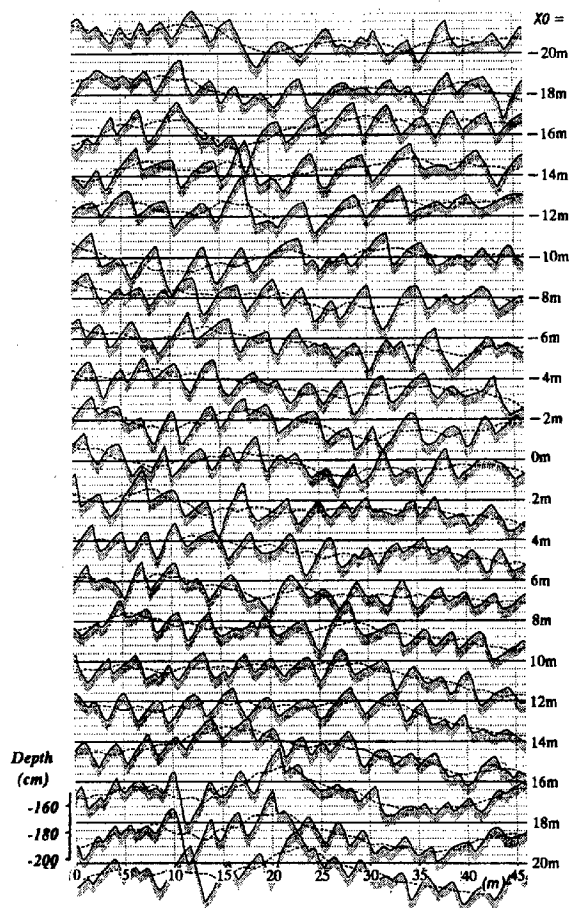


Fig. 16 Measured river bed configurations of measurement B (June 28-29, 1997)

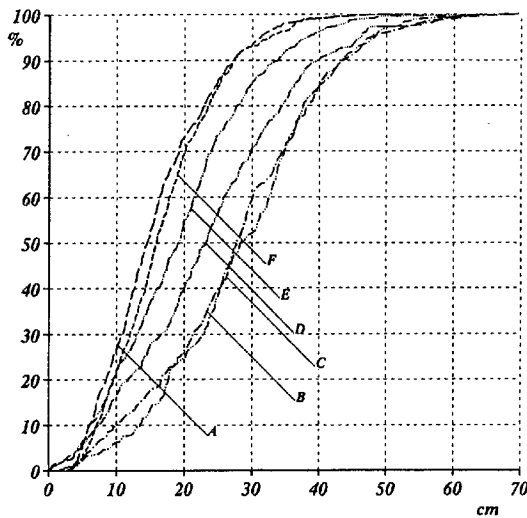


Fig. 17 (a) The time variation of dune height distribution

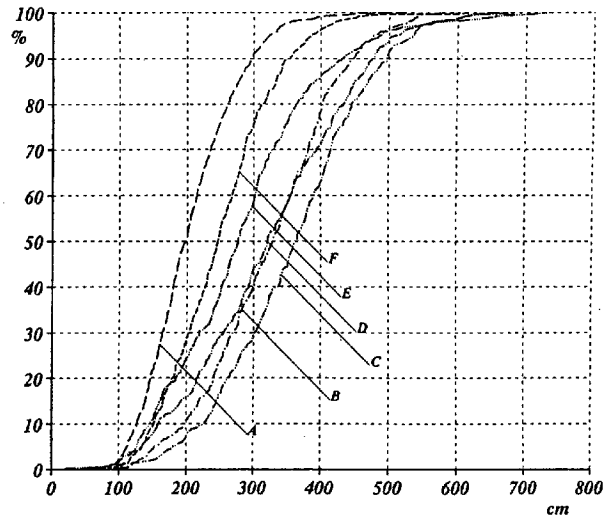


Fig. 17 (b) The time variation of dune length distribution

下流の局所的最低点までの垂直距離で、河床波の波長を、河床の局所的な最高点からその直下流の局所的最高点までの水平距離で定義することにして、Fig. 16 に示されている各測線に沿う河床波の波高と波長を求めた。得られた波高と波長の分布を砂粒の粒径加積曲線と同じ考え方に基づいて整理して、6月洪水について示すと Fig. 17 のようになる。本図における A, B, --- は Fig. 1 に示されている河床形状の計測時間帯を示している。

なお、このようにして求められた河床波の波高および波長は、基本的には砂堆の波高と波長を意味する。Fig. 16 と同様の河床の形状を示す各時刻の図より得られる砂堆の卓越波長は Fig. 17 における 80% 波長に相当することがわかる。そこで、以下の検討においては、砂堆の波高と波長として 80% 波高と 80% 波長を用いることにした。

(2) 砂堆の波高と波長の時間変化特性

Fig. 18 および Fig. 19 にそれぞれ 6 月および 7 月洪水についての砂堆の波高・波長、水深の経時変化を示す。これらの図においては、砂堆の波高と波長に加えて砂堆河床の測線に沿う縦断方向変動の標準偏差と河床変動の自己相関係数から求められる卓越波長が合わせて示されている。また、水深は測深機による計測結果が用いられている。本図で、波長と水深のデータは図の左側の縦軸に対応しており、その他のデータは図の右側の縦軸に対応している。

Fig. 18 および Fig. 19 より、砂堆の波高は、水位のピーク (Fig. 1 参照) より 2~3 時間遅れて最大になることがわかる。一方、Fig. 18 および Fig. 19 において、砂堆の波長は、砂堆の波高のピークの発生時刻よりさらに 2~3 時間遅れて最大になることが注

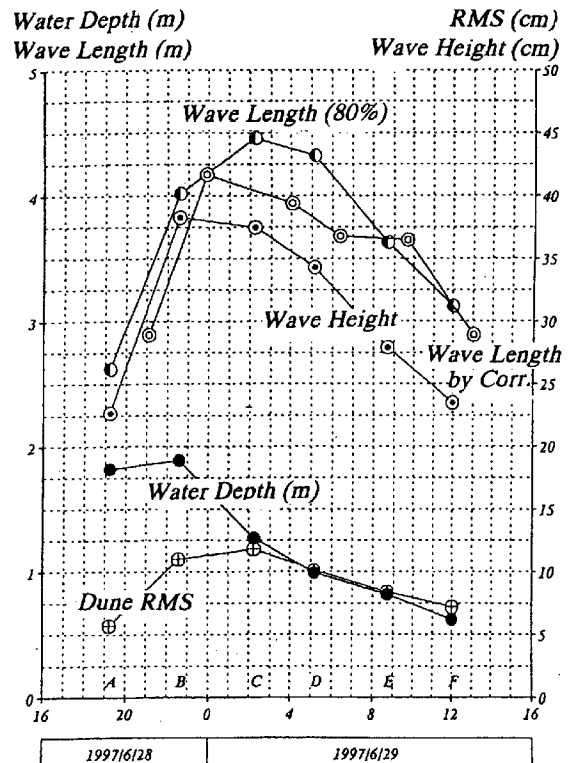


Fig. 18 The time variations of dune height, dune length and water depth (June 28-29, 1997)

目される。砂堆の波高が最大になる時点までが、河床波が発達していると見做せる。

5.2 洪水観測中の粗度係数の時間変化特性

(1) 粗度係数の時間変化

先述のように、洪水期間中に砂堆の波高と波長が変化し、また洪水流の乱流構造も変化することが明らか

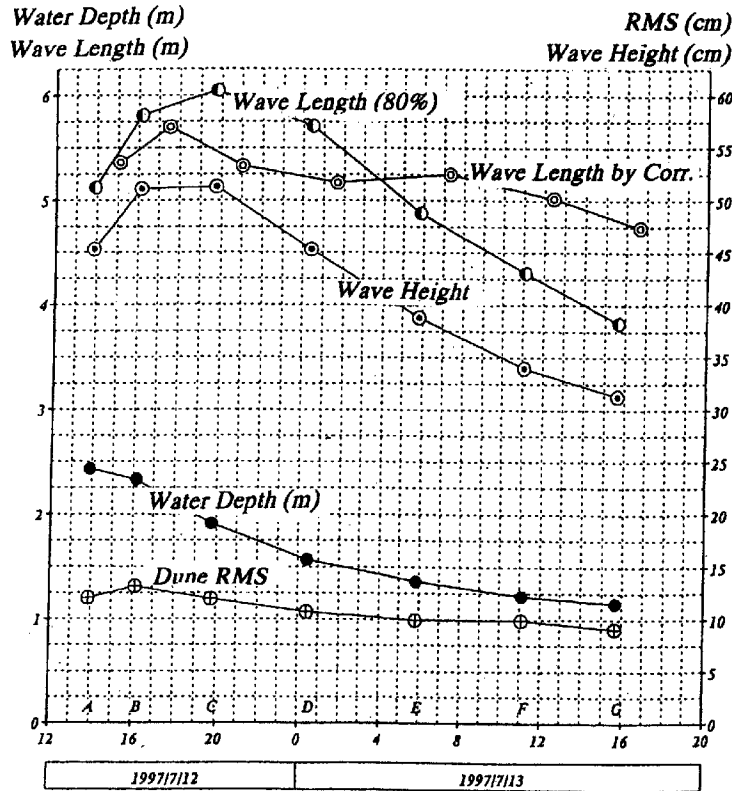


Fig. 19 The time variations of dune height, dune length and water depth (July 12-13,1997)

になったが、これに対応して流れの抵抗がどのように変化するかを検討する。

流況写真の画像解析から各観測時刻の流況観測範囲内の水面における平均流速が得られ、また、河床計測結果から水深が得られ、Fig. 1 に示した水位観測結果から南神立橋上流側の水面勾配が得られる。以上の計測結果を用いると、洪水期間中の河道の粗度係数の時間変化特性を検討することができる。

平均流速に関しては、過去の洪水観測における流速の鉛直分布の計測結果(芦田ら, 1970)ならびに実河川の平水時の流れにおける流速の鉛直分布の計測結果(石原ら, 1969)を参考にして、平均流速と表面流速の比として0.835を用いることとした。

Fig. 20 および Fig. 21 は、それぞれ6月および7月洪水についての表面流速、南神立橋観測地点の水深、南神立橋上流側の水面勾配、無次元掃流力、砂堆の波高およびマンギの粗度係数の時間変化を示したものである。なお、図における粗度係数の計算に際しては、流れの流路幅と水深の比が大きいことを考慮して、径深の代わりに水深を用いた。

本図より、観測地点の水深は時間とともに減少するが、それに伴って表面流速および無次元掃流力も減少することがわかる。また、マンギの粗度係数は流況観測期間中0.03 から0.04 まで変化し、それは砂堆の

波高の時間変化特性によく対応していると言える。

(2) 粗度係数と洪水流の乱流構造との関係

先に、橋上からの流況撮影の画像解析によって渦度の分布と発散の分布を求めたが、各時刻の渦度および発散の大きさを表す量として画像解析範囲における渦度と発散の平均値からの変動成分の標準偏差を計算した。Fig. 20 および Fig. 21 にはこれらの渦度および発散の標準偏差の経時変化も示されている。これらの図において、渦度の標準偏差は時間的な変化が大きく、その変化の仕方に明確な特徴を認めることが困難であるが、発散の標準偏差は安定した時間変化特性を示しており、それはマンギの粗度係数および砂堆の波高の時間変化とよく対応していることがわかる。このことから、砂堆が発達すると強いボイルが頻繁に発生して、水面における発散の値が大きくなると考えられ、このような強いボイルを伴う乱流構造が流れの抵抗に大きな影響を与えるのではないかと推察される。

また、第4章において、砂堆の波高が大きい時間帯に並列らせん流の不規則性が強く、表面流が沈み込む領域でボイルが発生する確率が高くなっていることが明らかにされたが、このような場合には流れの抵抗が大きくなると考えられる。このような並列らせん流の規則性と流れの抵抗特性との関係については、今後さらに深く追究することが重要である。

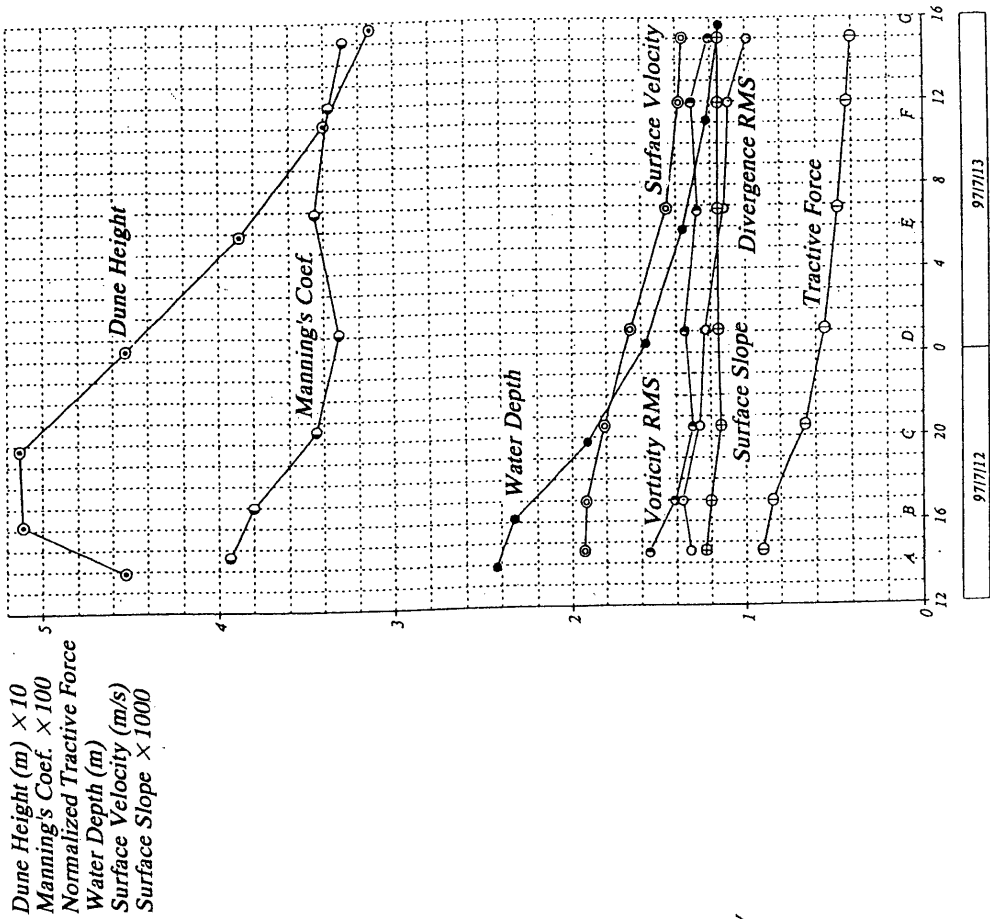


Fig. 21 The time variations of Manning's roughness, dune height, water depth, surface velocity, water surface slope, normalized tractive force, divergence RMS and vorticity RMS during the flood of July 12-13 in 1997

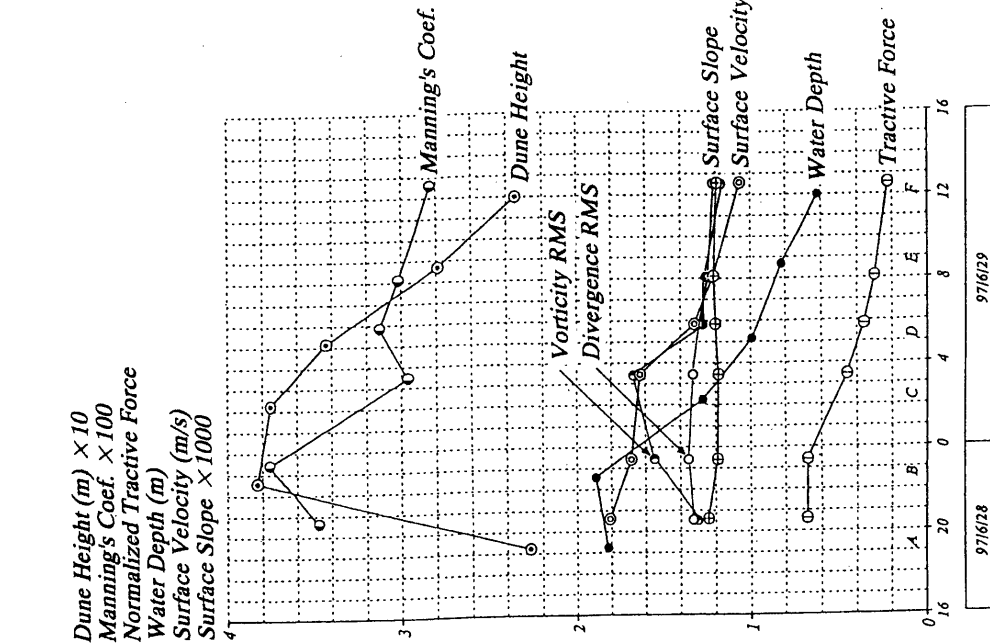


Fig. 20 The time variations of Manning's roughness, dune height, water depth, surface velocity, water surface slope, normalized tractive force, divergence RMS and vorticity RMS during the flood of June 28-29 in 1997

6. 結 語

本研究は、自然環境に配慮しながら安全で効果的な川づくりをするためには「川の自然」を把握する必要がある、そのためには洪水時の流れの構造と河床の状態を調べることが重要であるという考えのもとに、1993年から進められた斐伊川における洪水観測のうち、洪水流の乱流構造の非正常特性に関して1997年の6月28～29日の洪水および7月12～13日の洪水の観測結果を中心としてまとめたものである。

本研究によって明らかにされたこと、あるいは検討された結果の概要は以下のようである。

- ① 洪水流の水面流況をビデオカメラで撮影し、流況画像を解析した結果、水面における流速分布には、相対的に流速の小さい領域と大きい領域がそれぞれ流下方向に連なっているという特徴が見られ、このような谷線と峰線の配置は、木下(1967)が明らかにした並列らせん流の運動を反映したものであると考えられる。
- ② 移動系から見た流線、発散分布および渦度分布から、洪水流の水面には多くのボイルと渦運動が存在することがわかった。また、流速分布の谷線の左側に時計回りの渦運動、右側に反時計回りの渦運動が対になって存在することが多く、発散が大きいボイル領域は対をなす渦運動の間であってそれらよりも若干上流側に位置することが多くなっていることがわかった。
- ③ 斐伊川の洪水流においては、水面の流速分布の峰線の近傍にボイル領域の中心が位置する場所がいくつも認められる。流速分布の峰線の上にあるボイルは発生して間もないボイルであると考えられ、このようなボイルの運動は並列らせん流に不規則性を与える要素になると考えられる。
- ④ 画像解析範囲内の流速分布の峰線の近傍にあるボイルの数と谷線の近傍にあるボイルの数を数え、それらの比を用いて並列らせん流の規則性を評価したが、この比が小さいほど並列らせん流の規則性が高いと言える。この比の時間変化は砂堆の波高および画像解析範囲における発散分布の平均値からの変動成分の標準偏差の時間変化とよく対応していることがわかった。
- ⑤ 実験水路の乱流構造の研究から、渦運動は乱流構造に規則性を与える役割を果たすと類推される。渦運動がボイルに比べて寿命が長いことが1993年9月洪水の観測結果から明らかにされたが、このことが並列らせん流の規則性に関係していると考えられる。
- ⑥ 洪水の増水期から減水期までの各段階で、流速や

水深、さらには河床波の波高や波長の時間的変化に応じて、ボイルの強さ、規模や発生頻度が異なり、渦運動の強さ、規模や配置も異なるため、形成される並列らせん流の規模や規則性にも違いができると考えられる。

- ⑦ 十字浮体による河床計測結果から、斐伊川においては水深の20%から30%前後の波高をもつ砂堆が形成されていること、および砂堆の波高は水位のピークより2～3時間遅れて最大になり、砂堆の波長は砂堆の波高のピークの発生時刻よりさらに2～3時間遅れて最大になることがわかった。
 - ⑧ 斐伊川においては、下流部でも比較的勾配が大きく、洪水時に水深が浅く、水深の20%から30%前後の波高をもつ砂堆が形成されるために、他の河川に比べると不規則性の強い並列らせん流が形成されると考えられる。
 - ⑨ 流況観測、河床計測および水位観測によって得られた流速、水深と水面勾配を用いて洪水時の河道の抵抗特性を検討した結果、マンニングの粗度係数は、概略的には砂堆の波高および発散の標準偏差と対応して変化していることがわかった。このことから、砂堆が発達すると強いボイルが頻繁に発生して、水面における発散の値が大きくなると考えられ、このような強いボイルを伴う乱流構造が流れの抵抗に大きな影響を与えるのではないかと推察される。
- 以上は、斐伊川における限られた回数の洪水観測から得られた結果である。これらは斐伊川に特有のものもあるが、一般の河川の洪水流に普遍的な特性も捉えられていると考えられる。今後、さらに洪水観測とその結果の検討を重ねることにより、洪水流の乱流構造と河床形状の実態を明らかにしてゆきたい。

本研究を行うにあたり、元自由学園の木下良作博士から懇切な御教示ならびに多大の御援助を賜った。同博士に深甚の謝意を表する次第です。また、斐伊川における洪水観測にあたっては、建設省中国地方建設局出雲工事事務所ならびに出雲グリーン株式会社の諸氏に御協力いただいた。これらの方々に謝意を表します。

参考文献

- 芦田和男・村本嘉雄・今本博健・田中祐一郎・奈良井修二・上野鉄男(1970)：大戸川に関する調査研究、京都大学防災研究所年報、第13号B、pp. 187-197.
- 石原安雄・余越正一郎・上野鉄男(1969)：河川におけるレイノルズ応力の分布について、京都大学防

- 災研究所年報, 第12号B, pp. 503-514.
- 伊勢屋ふじこ (1979) : 茨城県桜川における浮遊土砂と河畔堆積現象, 第23回水理講演会論文集, pp. 145-150.
- 宇民正・上野鉄男 (1976) : 可視化法による大スケール乱れに関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第19号B-2, pp. 267-288.
- 宇民正・上野鉄男 (1977) : 可視化法による大スケール乱れに関する研究(2) - 路床形態と大規模乱流構造との関連について -, 京都大学防災研究所年報, 第20号B-2, pp. 331-354.
- 宇民正・上野鉄男 (1994) : 写真画像処理による洪水流解析, 土木学会論文報告集, No. 503/II-29, pp. 1-17.
- 宇民正・上野鉄男 (1996) : 複断面蛇行河道における洪水流況と土砂輸送, 水工学論文集, 第40巻, pp. 933-940.
- 宇民正・上野鉄男・木下良作・松本直也・室元孝之 (1994) : 斐伊川における洪水流況と河床形状の同時計測, 水工学論文集, 第38巻, pp. 739-746.
- 宇民正・上野鉄男・木下良作・松本直也・盛谷明弘・室元孝之 (1994) : 斐伊川における洪水観測について - 水面流況と河床形状の同時計測 -, 京都大学防災研究所年報, 第37号B, pp. 511-528.
- 木下良作 (1963) : 空中写真測量による洪水流の表面流速・流向の測定, およびその分布状況と河床形状との関連性について, 第8回水理講演会講演集, pp. 65-66.
- 木下良作 (1967) : 航空写真による洪水流の解析, 写真測量, Vol. 6, No. 1, pp. 1-17.
- 木下良作 (1968) : 航空写真による洪水時の流況測定, 水工学シリーズ68-12, 土木学会水理委員会, pp. 1-40.
- 木下良作 (1977) : 並列らせん流に関する実験的研究, 河道形状と洪水流に関する検討業務報告書, 北海道開発局石狩川開発建設部.
- 木下良作 (1984) : 航空写真による洪水流解析の現状と今後の課題, 土木学会論文報告集, 第345号/II-1, pp. 1-19.
- 木下良作 (1989) : 洪水時の河床形態の変化, 第33回水理講演会論文集, pp. 439-444.
- 木下良作 (1990) : 石狩川下流部における洪水時の濁度鉛直分布と流れの構造について, 水工学論文集, 第34巻, pp. 463-468.
- 木下良作 (1992a) : 河道特性から見た多自然型川づくりについて, 建設省中国地方建設局「多自然型川づくり」講習会.
- 木下良作 (1992b) : 洪水時河床音響調査と空撮 - 最近の解析技術の進歩 -, 建設省北陸地方建設局河川部.
- 木下良作 (1998) : 河川下流部における洪水流量観測法に関する一提案, 水文・水資源学会誌, Vol. 11, No. 5, pp. 460-471.
- 木下良作・宇民正・上野鉄男 (1990) : 洪水流航空写真の画像解析, 写真測量とリモートセンシング, Vol. 29, No. 6, pp. 4-17.
- 木下良作・宇民正・上野鉄男 (1993) : 蛇行河道の下流遷移と大規模渦列, 地球, 号外 No. 8, pp. 174-180.
- 建設省土木研究所河川部河川研究室 (1990) : ひ沼川洪水観測所レポート(1) 1988-1989, 土木研究所資料, 第2895号.
- 高木譲治・牧野成雄・竹本成行・森田康志 (1982) : 石狩川下流部における洪水流と河床変動の観測, 第26回水理講演会論文集, pp. 57-62.
- 長谷川和義・市埜順也・山下彰司・崇田徳彦 (1997) : 洪水時流速分布の計測と結果の解析, 水工学論文集, 第41巻, pp. 977-984.
- 長谷川和義・道口敏幸・柿崎恒美・大串弘哉 (1991) : 石狩川における乱流と浮遊砂濃度の同時計測結果について, 土木学会北海道支部論文報告集, 第47号, pp. 347-352.
- 日野幹雄・孟岩・村山宣義 (1992) : 多点同時計測システムによる実河川洪水流中の3次元大規模乱流構造の測定, 水工学論文集, 第36巻, pp. 175-180.

Study on the Unsteady Characteristics of Flood Flows

Tetsuo UENO and Tadashi UTAMI*

* Wakayama Univ., Faculty of Systems Eng.,

Synopsis

In the Hii River, the flow patterns on the flow surface during a flood stage were taken by video camera, and the three-dimensional river-bed configurations were measured by a echo-sounder attached to a cross-type float. Velocity vectors were calculated by applying two-dimensional cross-correlation method. The velocity distributions, the stream lines, the divergence distributions and the vorticity distributions were calculated by using the obtained velocity vectors.

Based on the obtained data, the characteristics of boils, vortex motions and parallel spiral flows with longitudinal axes, wave height of dunes and their time variation during a flood were examined. Manning's roughness coefficient were calculated by using the obtained data, and it is found that Manning's roughness coefficient was maximum when the wave height of dunes reached the highest level.

Keywords : Field observation, Unsteady flow, Flood flow, Turbulence, Flow visualization, Picture processing