

東北大学工学部 正員 岩崎 敏夫
 日本テトラポッド 正員 半沢 総
 東北大学大学院 ○学生員 長谷川 順行

1.はじめに

著者等は開水路移動床流れにおける乱れの空間構造及び乱れの移流過程を把握するために、熱膜流速計を用いて時空相関の計測をおこない、Taylorの凍結乱流の仮定がほぼ成立することを指摘した¹⁾。今回、更に解析を進めPhase及びCoherenceを求めたのでここに結果を報告する。

2.実験装置及び実験方法

実験は幅79.5cm、長さ16mの開水路の路床に粒径が一様な砂(中央粒径 d_{50} ; 0.36mm、均等係数1.50、比重2.67)を約5cmの厚さに敷きつめておこない、流速変動は熱膜流速計のセンサーを2本用い、これを流下方向及び鉛直方向に配置して測定した。Table 1に実験条件を示す。また実験は次の3つの河床状態についておこなった。Series Iは砂の移動がない状態、Series IIは砂の移動はあるものの河床波が発生しない状態、Series IIIは河床波が形成された状態である。そして流下方向については3つの相対水深、鉛直方向については河床付近での流速変動を測定した。河床波の規模をTable 2に、センサーの位置関係をSeries IIIについてFig. 1に示した。なお、流下方向についての測定には、上流側のセンサーの影響を少なくするために、これにL型センサーを用いた。解析はデータ数2000個、サンプリング間隔0.01秒、最大ラグ数100でおこなった。

3.解析結果及び考察

時空相関は次式で表わされる。

$$R_{uu}(l_x, l_y, \tau) = \frac{u'(x_0, y_0, t) u'(x_0 + l_x, y_0 + l_y, t + \tau)}{u'^2} \quad (1)$$

l_x ; 流下方向のずらし距離 l_y ; 鉛直方向のずらし距離 τ ; ずらし時間

Fig. 2は l_x をパラメータとした流下方向の時空相関の例である。ある遅れ時間にピークが生じており、それがずらし距離と共に大きくなっていることから、乱れは急激には変形せず、ある程度乱れの特徴を保ちながら流下方向へ移流されていくのがわかる。Fig. 3に時空相関のピークの発生時間で流下方向のずらし距離 l_x を割って得られる乱れの移流速度と測線上の局所平均流速との比を l_x に対してプロットしたものを示す。全Caseについてほぼ1.0となっており、乱れが平均流速で運ばれていることがわかる。Case L 20、L 30において、此のばらつきが大きいのは砂の移動及び河床波の存在によるものと考えられる。

Phase(相)及びCoherence(Coh)は、次式で定義される。

Table 1 実験条件

Case No.	Ho (cm)	H (cm)	γ_0 (cm)	γ_H	U_m (cm/s)	U_e (cm/s)	Fr	$Re_x \times 10^4$	$I \times 10^3$	Bed Form	Longitudinal	Vertical
U 10	6.1	6.1	5.1	0.84	14.9	103	0.200	0.681	0.179	Initial Flat		
M 10	6.1	6.1	2.7	0.44	15.1	112	0.195	0.685	0.211			
L 10	6.2	6.2	0.6	0.097	13.2	110	0.169	0.739	0.200		Series II	
U 20	7.3	7.3	5.6	0.79	23.3	152	0.275	1.57	0.321	Move		
M 20	7.2	7.2	3.2	0.44	22.7	151	0.270	1.49	0.321		Series II	
L 20	7.2	7.2	0.7	0.097	22.7	157	0.270	1.49	0.350			
U 30	9.0	7.7	6.2	0.81	22.4	332	0.238	1.80	1.25	Ripples or Dunes	Series III	
M 30	9.0	8.3	3.3	0.40	21.7	337	0.231	1.76	1.29			
L 30	9.0	7.3	0.8	0.11	23.8	337	0.253	1.94	1.29		Series III	
V 10	6.4	6.4	0.6	0.094	14.7	108	0.185	0.850	0.186			
V 20	7.2	7.2	0.7	0.097	24.8	151	0.296	1.58	0.321		Series II	
V 30	9.0	7.0	0.8	0.11	23.1	327	0.246	1.85	1.21			

U_m ; 断面平均流速 U_e ; 摩擦速度
 $Fr = U_m / \sqrt{gH_0}$, $Re = U_m H_0 / \nu$, I ; 水面勾配

Table 2 河床波の規模

case	U 30	M 30	L 30	V 30
波長(cm)	19	16	22	15
波高(cm)	2.6	1.4	3.4	3.4

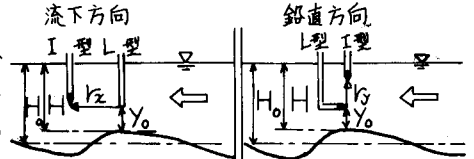


Fig. 1 センサーの配置 (Series III)

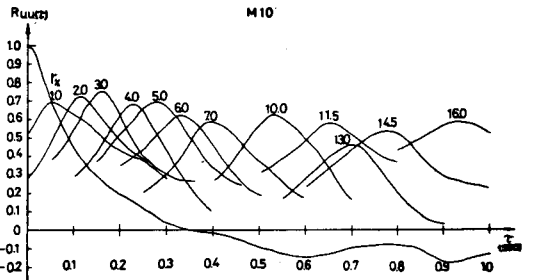


Fig. 2 時空相関 (流下方向)

$$\Phi(r_x, r_y, \omega) = \arctan \left(\frac{Q(r_x, r_y, \omega)}{Co(r_x, r_y, \omega)} \right) \quad (2)$$

$$Coh(r_x, r_y, \omega) = \frac{Co^2(r_x, r_y, \omega) + Q^2(r_x, r_y, \omega)}{S_1(\omega) \cdot S_2(\omega)} \quad (3)$$

$S_1(\omega)$ 、 $S_2(\omega)$ はそれぞれの測定点での Spectrum、 Co (Cospectrum)、 Q (Quadrature spectrum)は Cross-spectrumの実部と虚部である。Taylorの凍結乱流の仮定及び実際の乱流とのずれを考慮し、大気乱流で用いられる指数形の減衰関数を適用すると(2)、(3)式から次式を得る。

$$\Phi(r_x, r_y, \omega) = 2\pi \frac{f r_x}{u} \quad (4)$$

$$[Coh(r_x, r_y, \omega)]^{1/2} = A \left(2\pi \frac{f r_x}{u} \right) = \exp(-k r_x \frac{f r_x}{u}) \quad (5)$$

A; 減衰関数 $k r_x$; 減衰係数

Fig. 4は流下方向の計測より得たPhase(Φ)を示したもので、実線は(4)式、破線は(4)式の π のかわりに時空間相関より求めた乱れの移流速度 U_0 を用いたものを示したものである。これより乱れの各周波数成分もほぼ平均流で運ばれていることがわかる。

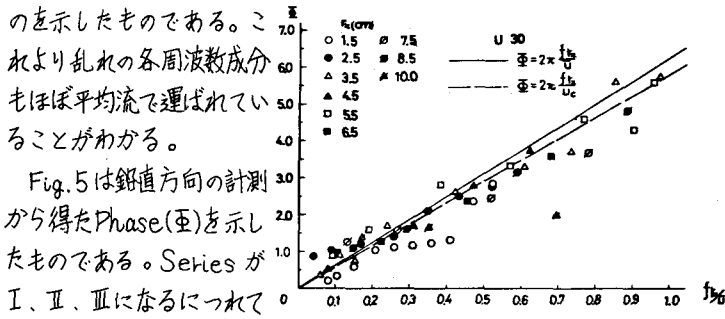


Fig. 4 Phase (流下方向)

差が小さくなっていくのが確認できる。著者等は砂の移動そして河床波の形成時に、河床付近で流速分布が対数則からはずれ一様化してくること、及び乱れの移流速度の鉛直方向に対する位相差が小さくなることを報告してきたが、乱流の特性量であるPhaseも同様な傾向があることがわかる。

Fig. 6は Coherence ($Coh^{1/2}$) を示したものである。周波数が高く、ずらし距離が大きくなるにつれて $Coh^{1/2}$ の値が小さくなっていることから、減衰を強く受けるようになることがわかる。また(5)式に示した指数関数的な減衰が認められる。本実験においてSeries Iで減衰係数 $k r_x = 2.46$ 、Series IIで $k r_x = 2.76$ 、Series IIIで $k r_x = 1.71$ を得た。岩崎・田中・江坂は表層水平噴流の測定から、形成領域で $k r_x = 2.94$ 、確立領域で $k r_x = 1.92$ を求めている²⁾。

4. おわりに

さきに指摘した凍結乱流の仮定は、今回の解析により広い周波数帯にわたって支持されることがわかった。また移動床、特に河床波の形成時には乱れが河床付近で鉛直方向に対して一様化してくることがPhaseの面からも確認された。

- <参考文献> 1) 岩崎・半沢・長谷川; 流砂を含む開水路乱流における時空間相関特性: 昭和54年度東北支部 pp.75
2) 岩崎・田中・江坂; 表層水平自由噴流の時空間相関について: 第34回年講(昭和54年) pp.265~266

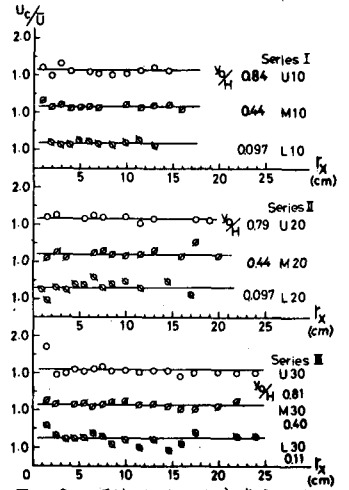


Fig. 3 平均流速と移流速度の比

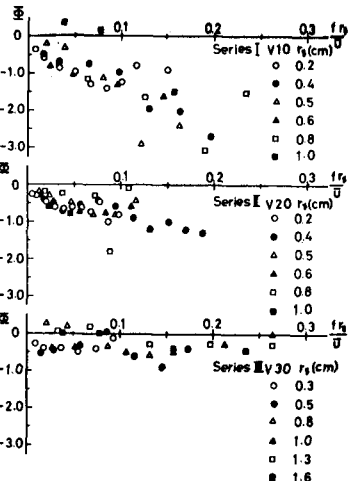


Fig. 5 Phase (鉛直方向)

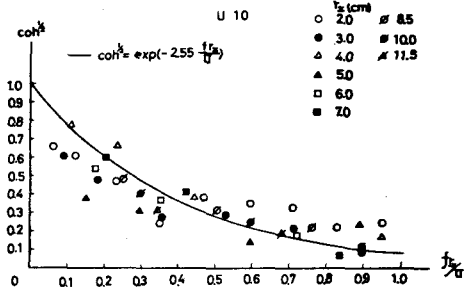


Fig. 6 Coherence (流下方向)