

河床波の発生・発達過程に関する実験的研究 (2)

上野鉄男・宇民 正・有本俊志

EXPERIMENTAL INVESTIGATION OF GENERATION AND DEVELOPMENT OF SAND WAVES (2)

By Tetsuo UENO, Tadasi UTAMI and Shunshi ARIMOTO

Synopsis

Experimental studies are made on the process of developments of sand waves. Wave height and wave length of individual sand wave are measured from photographs of plan views of sand waves which are taken every half a minute with a camera fixed over the channel.

The process of increment of wave length and wave height is investigated in detail to find out the difference in the process of developments between ripples and dunes.

Models of developing process are constituted for ripples and dunes respectively to obtain the relating equations between wave length and wave height.

The equations are shown to be in good agreement with experimental results.

1. 概 説

河床波、とりわけ砂漣および砂堆といった Lower Legime の領域に属する河床波は、大きさおよび形において同じものが2つとなく、それらの空間的な配置も不規則である。河床波は平坦路床上に形成されはじめた時には比較的規則性を持ち、形も2次元であるが、それらは発達するにつれて3次元な形となり、水流と互いに影響を及ぼし合いながら複雑な変化をする。このような特性を有する河床波の実態は統計的にしか表現しえないかのように見える。

水流における乱流構造と同様に、河床波はこのような複雑な特性を有するために、また、その流水の抵抗特性や流砂量に及ぼす役割が大きいという河川工学上の意義のために、現象を解明すべく多くの努力が積み重ねられた。河床波がなぜ生じるのか、それがどのように発達するのかを解明することはそれ自体としても興味のある課題であるが、十分に発達した段階の移動床流れの諸特性を理解するためにも大きな意義をもつものと考えられる。河床波の発生機構に関して、Kennedy¹⁾ (1963) および林²⁾ (1970) らは安定理論としての立場から研究を進め、河床波の発生領域を決定した。彼らの理論は反砂堆に対して現象をよく表現しており、反砂堆の発生原因が水面波であり、その波長も水面波の波長に支配されるということを示した。しかしながら、砂漣や砂堆といった複雑な様相を示す河床波に関しては、実際の現象において与えられた水理条件のもとでどのようなスケールの河床波が発生するかを説明するものとはなっていない。この問題を解明するために、Yalin³⁾ (1971)、白砂⁴⁾ (1971) および芦田・木村⁵⁾ (1973) らは河床波の発生機構を流水中の乱流構造と結びつけて把握しようとした。すなわち、Yalin は砂堆の発生機構に関して、流水中の最大渦によって平均流速に $2\pi H$ (H は水深) の空間的規模をもつ周期的な変動がひき起され、そのために $2\pi H$ の波長をもつ河床波が発生すると考えた。白砂は河床波の発生原因として流速の時間的・空間的変動を取り上げ、その場合の河床変動と流速変動との関係について検討し、流速変動の空間規模と河床変動のそれとはある程度の相関を持って増減するということを示した。また、芦田・木村は、平均流とともに移動する座標系

を用いて、個々の砂粒子の移動の特性をもとにして、河床変動の時間的変化特性を表現し、これの空間相関から河床変動の空間スケールを求めた。このときに砂粒子の跳躍距離と乱流のスケールとが関連づけられている。そして、実験的検討結果から河床波の構造を本質的に支配するのは乱れの構造であるとの結論が出された。しかし、これらの取り扱いは大規模乱流構造の実態がまだ十分に明らかにされていない段階では、河床波がどのようにして発生するかを具体的に説明することにはなっていないので、Kennedy⁹⁾(1971)によって「流水中の turbulent eddies は平均流とともに輸送されているから、河床上の固定点ではある瞬間には微小な洗掘が発生しても次の瞬間には堆積が起る。それでは、turbulent eddies はどのようにして、河床波の形成に本質的な、組織的でゆっくりと移動する洗掘と堆積という機構を作り出すのか?」という疑問も出されている。

Table 1 Mechanisms of generation of sand waves after Yalin.

Type	Mechanisms of generation of sand waves		
I	Discontinuity	→ Waves on the free surface	→ Antidunes
II	Discontinuity	→ Disturbance in the structure of turbulence	→ Dunes
III	Discontinuity	→ Deformation of the unstable bed surface	→ Ripples

ところで、Yalin⁷⁾ (1972) は反砂堆、砂堆および砂漣に関して河床波の発生機構を **Table 1** のようにモデル化した。一方、十分に発達した河床波に関して、反砂堆の波長は水面波のそれに、砂堆の波長は水深に、砂漣の波長は河床砂の粒径に関連づけられている。また、流水の大規模な乱流構造のスケールは水深と関連づけられるので、河床波の発生機構と河床波の形状特性とは互いに深く関連づけられていると言えよう。

河床波の発達過程に関しては、芦田・木村⁸⁾ (1973) および中川・辻木⁹⁾ (1976) らの研究があり、著者ら¹⁰⁾ (1978) も前報において写真観察によって河床波の発達過程を明らかにしてきた。これらの研究は複雑な発達過程を示す Lower Legime の領域の河床波を対象として行われ、河床波が発達するにともなってその波高および波長が増大することが実験的に示されており、それらの増大過程の中に含まれている法則を見出そうとするものである。

本研究において、著者らは、複雑な外観を有する河床波も、その発達過程にはなんらかの法則性が含まれているのではないかと考え、その法則性を見出すと同時に、この発達過程の解明を通じて十分に発達した段階の河床波の性質をも理解することが出来るのではないかと考えた。本研究は、写真観察による実験的検討によって、個々の河床波とその周辺での流れに注目して河床波の発達過程を詳細に検討したものである。そして、砂漣の発達過程と砂堆のそれとの間に明確な相違があることが見出された。

2. 実験方法

2.1 実験装置および計測方法

河床波の形成時に水路の上流側の上から照明を当てると、通水を続けながらも河床波の配置と3次元特性とを写真で撮ることができる¹⁰⁾。本研究はこのようなして撮影された写真から河床波の波高と波長を読みとり、それらの時間とともに増大してゆく過程を検討したものである。

Table 2 Experimental conditions.

Case	Q (l/sec)	i	q_s (g/min)	q (g/min)	T ($^{\circ}C$)
A	20.0	1/1000	170	140	13.9
B	20.0	1/1000	0	170	15.7
C	20.0	1/700	210	203	12.6
D	20.0	1/700	0	210	8.3
E	28.4	1/400	0	—	16.2

Table 3 Value of parameters in the section $x=0m$. at the beginning of the experiment ($t=0 min$).

Case	H (cm)	U_m (cm/sec)	$\frac{U_m H}{\nu}$	F_r	U_* (cm/sec)	τ_*	$\frac{U_* d_{50}}{\nu}$
A	6.25	32.00	1.70×10^4	0.41	2.47	0.130	6.31
B	6.15	32.52	1.79×10^4	0.42	2.25	0.108	6.03
C	5.64	35.46	1.88×10^4	0.48	2.81	0.168	7.17
D	5.88	34.01	1.68×10^4	0.45	2.87	0.175	7.25
E	6.30	45.08	2.57×10^4	0.57	3.41	0.247	9.25

Table 4 Value of parameters in the section $x=0m$ at $t=120 min$.

Case	H (cm)	U_m (cm/sec)	$\frac{U_m H}{\nu}$	F_r	U_* (cm/sec)	τ_*	$\frac{U_* d_{50}}{\nu}$
A	7.40	27.03	1.70×10^4	0.317	3.67	0.286	9.37
B	7.75	25.81	1.76×10^4	0.296	3.83	0.312	10.26
C	7.14	28.01	1.88×10^4	0.335	3.82	0.310	10.79
D	7.43	26.92	1.68×10^4	0.315	3.89	0.322	9.82
E	6.95	40.90	2.57×10^4	0.496	3.94	0.330	10.69

実験は長さ 18 m, 幅 1 m, 深さ 0.6 m のモルタル仕上げの直線水路で行われた。河床波の写真撮影は前報と同じ方法を用いたが、照明には 1000 W のスポットライトを使用した。また、測定台車に超音波式河床測定器とサーボ式水位計を取り付け、それを 40 cm/sec の速度で水路上で移動させることにより、水路中心線上の河床および水面の状態を水路全長にわたって測定し、その結果をデータレコーダーに記録した。河床測定結果は、A-D 変換器により数値化したのち、京大大型計算機センターの計算機 (M190) により統計処理した。

2. 2 水理条件

Table 2 に本実験の水理条件を示す。ここで、Case A と Case C では給砂を行ったが、給砂量 q_s はそ

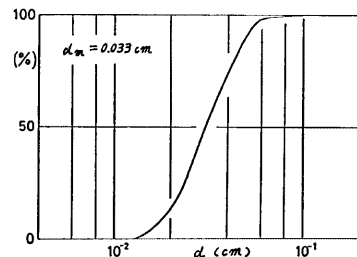


Fig. 1 Accumulation curve of grain size.

れぞれと同じ水理条件のもとで実験が行なわれた Case B と Case D の流砂量 q に等しくなるようにした。また, **Table 3** および **Table 4** に通水開始直後と2時間後の基準点付近の諸量を示す。なお, 本実験の場合, 水路下流端をせき上げて等流に近い状態になるようにして通水を開始したが, 河床波の発達にともない抵抗が増大し, 水深が大きくなり下流端近くでは低下背水となった。なお, 計測時間は Case A~D は6時間, Case E は4時間である。

本実験においては, **Fig. 1** に示すような粒径加積曲線を有する50%粒径が 0.31 mm, 平均粒径が0.33mmの砂を用いた。なお, 前報¹⁰⁾の実験においても同じ砂が用いられており, 平均粒径 0.5 mm の砂を用いたことになっているのは誤りである。

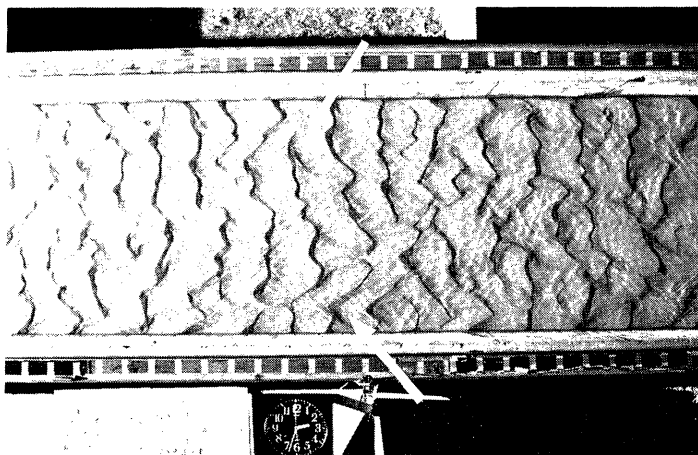


Photo. 1 Configuration of channel bed (Case A).

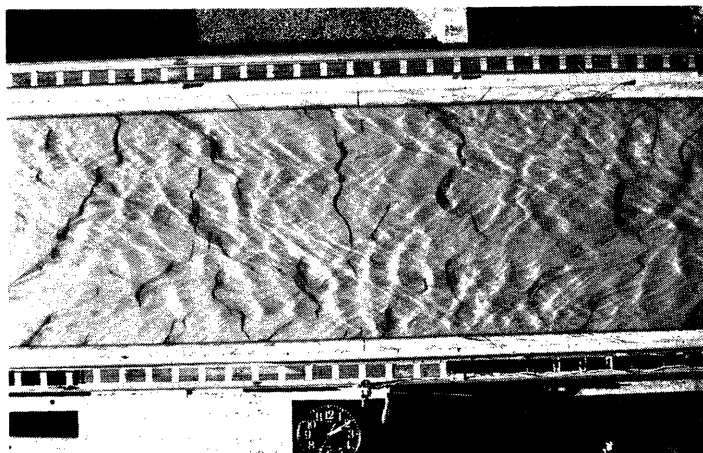


Photo. 2 Configuration of channel bed (Case E).

2. 3 写真撮影結果の処理

Photo. 1 および **Photo. 2** にそれぞれ Case A および Case E の場合の写真撮影結果を示す。これらは河床波の平面的な形状特性を表現しているが、写真で暗く写った部分は河床波の下流側の斜面を示すので、その幅 b と波高 η との関係がわかれば、写真によって河床波の３次的な特性までもがある程度把握されることになる。

水路横断面内の河床波の前面をカメラの位置から見込む角度を θ とすると、 θ は次式で表わされることが前報¹⁰⁾において明らかにされている。

$$\theta = \frac{\left(\sqrt{\frac{7}{16}x^2 \cos^2 \beta + P^2} / \tan \alpha - \frac{3}{4}x \cos \beta\right) \eta}{\sqrt{(x^2 + P^2)(x^2 \cos^2 \beta + P^2)}} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 x はカメラの直下から河床波の下流側の斜面までの流下方向の距離、 P はカメラの路床からの高さ、 α は河床波の下流側の斜面が水平面とのなす角度、 β は河床波の峰線と水路の横断方向とのなす角度である。今、 $x=0$ の場合の θ の値を θ_0 とすると、河床波の波高 η は

$$\eta = b \tan \alpha / (\theta / \theta_0) \quad \dots\dots\dots (2)$$

となる。ここで、 b は写真上から読み取った河床波の下流側の斜面の幅である。また、 α に関しては、実測の結果は多少のバラツキを示したが、平均的な値を採用して $\tan \alpha = 0.8$ とした。なお、前報¹⁰⁾においては $\tan \alpha = 1$ が用いられた。

3. 河床波の発達過程

3. 1 河床波の統計的性質

河床波の形状特性は、従来の平均的な波長、波高、周期などといった取り扱いから、最近の10年間には確率過程としての取り扱いにより、河床変動のパワースペクトルなどから河床波の卓越波長などの特性を求めるといった統計的手法を用いて表現されるようになってきた¹¹⁾。また、これに関連して河床波の発達過程も河床変動の標準偏差やスペクトル構造の時間的変化から議論されるようになってきた。本章においては、河床状況を統計的に表現し、河床波の発達状況を概略的に把握することとする。

Fig. 2 は河床の流下方向の変動の標準偏差 σ の経時変化を、 σ および通水開始後の時間 t を無次元化して示したものである。また、図には実際の時間

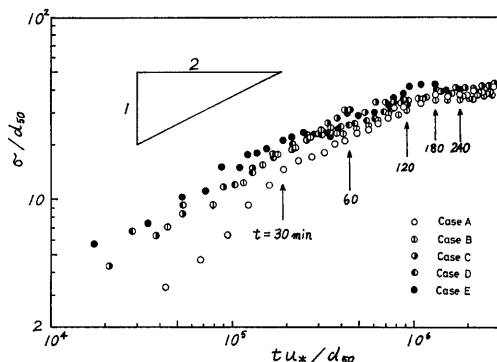


Fig. 2 Time variation of standard deviation of bed elevation.

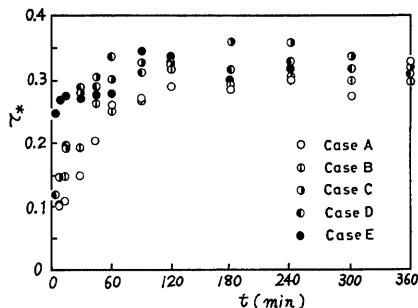


Fig. 3 Time variation of dimensionless bed shear stress.

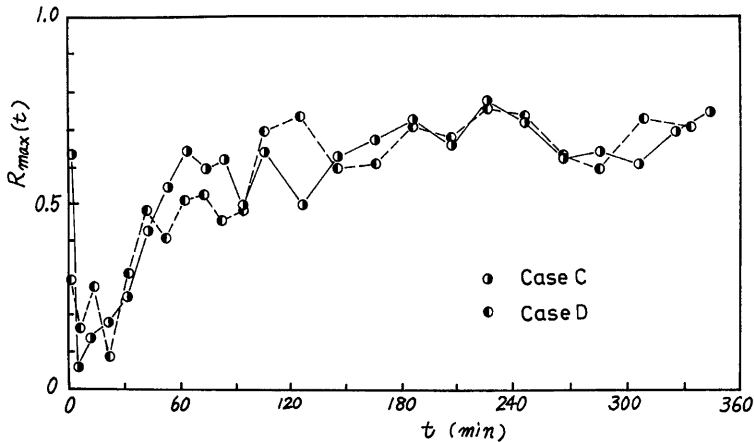


Fig. 4 Time variation of maximum cross-correlation coefficient.

の概略的な値も示されているが、これによると σ は通水開始後約2時間までは各 Case とほぼ時間の平方根に比例して増加しており、中川・辻本⁹⁾の実験結果と同様の傾向を示している。さらに、通水開始後2～3時間以後は σ は増加しなくなっており、この段階で河床波は十分に発達しているものと考えられる。

河床変動の標準偏差 σ は河床波の波高の統計的な性質を表わすと考えられる。 σ の増大、すなわち河床波の波高が増大すると水流に対する抵抗が大きくなる。ここでは、水流に対する抵抗特性を無次元化掃流力 τ_* の経時変化によって検討することとする。Fig. 3 に各 Case について τ_* の経時変化を示す。図から各 Case とも、 σ の経時変化と同様に、通水開始後2～3時間以後は τ_* は増加していないことがわかる。また、Case E は路床の勾配 (1/400) が最大の場合であり、通水開始直後の τ_* の値が他の Case に比べてかなり大きくなっているが、河床波が十分に発達した段階での τ_* は他の Case とほぼ同じ値となっているのが注目される。河床形態としては Case A～D は砂澁、Case E は砂堆である。

Fig. 4 は、Case C および D について、各時刻における河床変動のうち10分間時間が異なる2つの変動間の相互相関係数の最大値をとったものの経時変化を示したものである。これは、河床波は時間とともに変形されながら流下して行くが、10分間ではどの程度もとの形を保っているかという率を表わすものと考えられる。Case C および D はほぼ同様の傾向を示し、河床波の発達の初期の約30分までは相互相関係数は0.3以下の小さな値となっており、河床波は大きく変形されながら発達していることがわかる。しかし、河床波が十分に発達した段階 (通水開始後2～3時間以後) では、相互相関係数は0.6～0.7とかなり大きな値となり、10分間程度では河床波は平均的には大きく変化することがないと考えられる。

Fig. 5 に、Case C について、河床変動のパワースペクトルの通水開始後120分までの経時変化を示す。計算には、水路中心線上の河床変動記録のうち、流下方向の10mの範囲の記録が用いられている。図から河床波の発達にともなって低波数側のパワーが増加して行くことがわかる。また、高波数側ではスペクトルの傾きが一定の大きさをもつことが注目される。このスペクトルの傾きを図から求めると、ほぼ-4となる。口野¹²⁾は、河床波の低波数側では河床波と水流との間の相互干渉が河床波の形成ならびに特性に重要な影響をもつが、ある値以上の高波数域ではスペクトルの形が砂れきの安息角と波数で支配される平衡領域が形成されると考え、次元解析により波数スペクトルの-3乗則を導いた。一方、河床形態は水理量と砂れきの特性によって変化する極めて複雑な構造を有しており、高波数域においても河床波とそれによる水

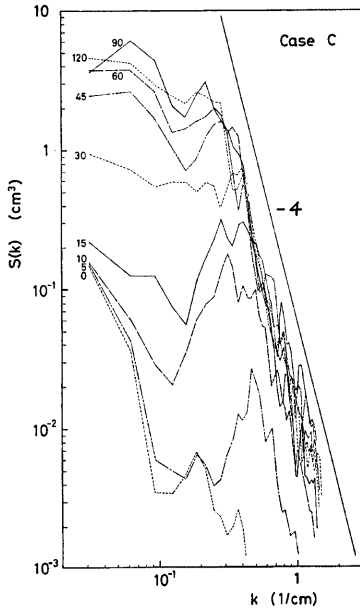


Fig. 5 Time variation of power spectral density $S(k)$.

流のじょう乱との相互干渉作用は無視できないものである。河床波のスペクトルをたゞ高波数領域においても、上述のような1つのユニバーサルな形で表わしうるかについては検討の必要があるという指摘もされている¹³⁾。河床変動に対する各波数成分の寄与の度合をもっと直観的にわかるように示したのが Fig. 6 である。この図から、時間が経過するにつれてスペクトルのピークの位置が低波数側に移行し、ピークそのものの大きさも増大していることがわかる。これは、河床波が発達するにつれて、波高を大きくしながら波長も増大させていくことを表わしている。そして、各時刻におけるピークの横座標の大きさから河床波の卓越波長 L を求めることができる。このようにして求めた河床波の卓越波長 L の経時変化を Fig. 7 に示す。各 Case とも L は時間とともに増加する傾向を示すが、Case E では他の場合に比べて卓越波長は極端に大きくなっている。

3. 2 河床波の発達過程のモデル化

以上の検討から、河床波は発達するにともなって波高と波長を増大させることがわかった。また、河床波の形状特性に関しては、波高 η と波長 λ の関係が多くの実測値を検討した結果から求められており、砂堆に対しては

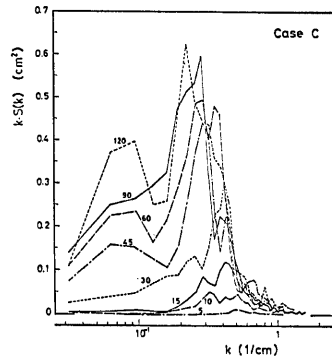


Fig. 6 Time variation of power spectral density $k \cdot S(k)$.

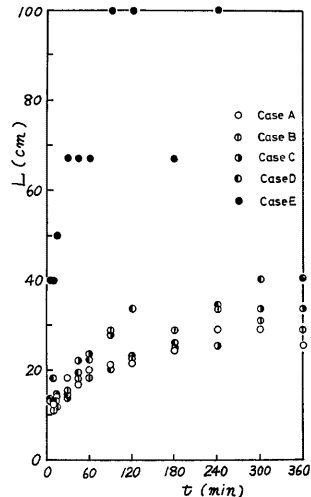


Fig. 7 Time variation of dominant wave length.

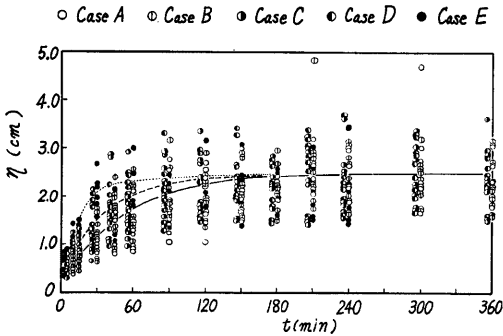


Fig. 8 Time variation of wave height of sand waves.

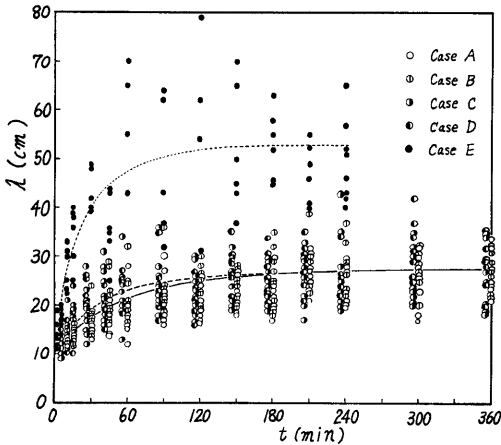


Fig. 9 Time variation of wave length of sand waves.

の河床波について (η, λ) の組をいくつか読み取った。 η および λ の経時変化を示すと、それぞれ Fig. 8 および Fig. 9 のようになる。図より、Case A と Case B とはほぼ同様の発達過程を示し、Case C と Case D も同様になるので、Case A と Case B および Case C と Case D は同じ水理条件のものとして取り扱うこととする。Fig. 8 および Fig. 9 には、Case A と Case B を合わせたものの平均的な経時変化を実線で、Case C と Case D のそれを破線で、Case E の平均的な経時変化を点線で示す。各実測値の点のばらつきはかなり大きい、平均的に見ると一定の傾向を示していることがわかる。まず、河床波は発達するにつれて波高および波長を増大させ、水理条件としては Case A, B → Case C, D → Case E と河床の勾配が大きくなっているが、河床の勾配が大きいものほど河床波の発達速度が大きいことがわかる。そして、Case A, B の場合でも通水開始後3時間を過ぎると河床波の発達の度合は小さなものとなっている。また、Case E では他の場合に比べて波長が極端に大きくなっている。以上の諸事実は先の河床波の統計的性質の検討結果とほぼ一致する傾向を示している。

$$\eta/\lambda = 1/30 \sim 1/10 \quad \cdots (3)$$

に分布し、平均的には1/20程度であり、砂漣に対しては

$$\eta/\lambda = 1/20 \sim 1/5 \quad \cdots (4)$$

に分布し、平均的には1/10程度であるとされている¹³⁾。しかし、これらの関係においては実測値のばらつきが大きく、また、なぜこれらの関係が得られるのかといった根拠も明らかではない。著者らは、河床波が発達するにともなって波高と波長との関係がどのように変化してゆくかを検討し、それから河床波の発達過程に含まれている法則性を見出し、それによって平衡状態に達した河床波の波高と波長との関連を説明することができるのではないかと考え以下の検討を行った。

河床波の波高 η および波長 λ は河床波の写真撮影結果から直接読み取ることとした。ただし、河床波の波高 η に関しては先述の(1)式および(2)式が用いられている。ところで、先に示した Photo. 1 に見られるように、河床波は3次元的な形状を有し、同一の河床波でも横方向に高さが異なる。そこで、一つの河床波についてその最大の落差を読み取って波高 η とし、その峰からその直下流の峰までの距離を波長 λ として (η, λ) の組を作り、各時刻の一枚の写真から水路中心線近く

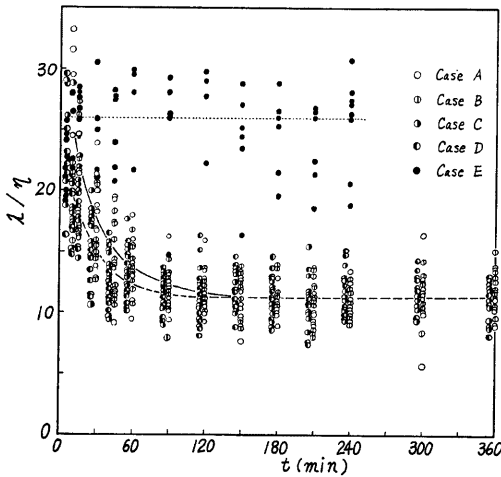


Fig. 10 Time variation of the ratio of wave length to wave height.

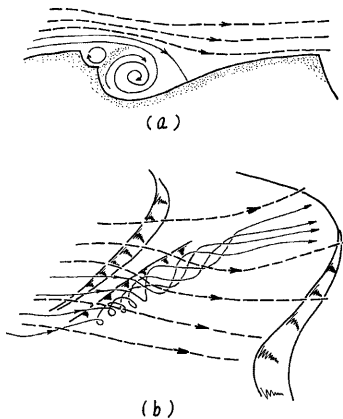


Fig. 11 Sketch of a spiral flow with a skew axis.

で起っていることがわかった。さらに詳細に観察すると、この斜めらせん流は、その上流側の河床波の峰線が水路の横断方向に対して斜めになっており、かつ、河床波の直下流側へ流れが入り込む部分が低くなっており、下流側に河床波の山があるところで特に顕著に発生していることがわかった。**Fig. 11** は斜めらせん流の状況を概略的に示したものであるが、(a) 図は (b) 図を主流の流下方向で切った鉛直断面図で、(a) 図の深く掘れこんだところに強いらせん流が発生し、その河床を洗掘すると同時に砂粒を巻き上げている。

Photo. 3 は **Fig. 11** をさらに単純化した境界条件のもとで水素気泡法により流況を可視化した結果の

つぎに、河床波の波長と波高の比 λ/η の経時変化を **Fig. 10** に示す。図から、Case A~D では時間とともに λ/η は減少し、Case E では時間が経過しても λ/η は平均的に見るとほぼ一定の値を保っていることがわかる。河床形態は Case A~D は砂漣、Case E は砂堆であって、河床形態の違いによって河床波の発達過程には上述のような明確な相違が存在することが明らかになった。

(1) 砂漣の発達過程

著者らは、前報¹⁰⁾において、河床波の発達過程においては「河床波のつなぎかえ」が重要な役割を果たすことを指摘した。この「河床波のつなぎかえ」に関してさらに詳細な検討を行った結果、河床波が「つなぎかえ」を契機として水路の横断方向に水深2倍程

度のスケールを単位として3次的に発達してゆくことがわかった¹⁴⁾。また、著者らは開水路流れにおける大規模乱流構造は3次的な構造をもち、そこで発生する2次流は水深の2倍程度になっていることを指摘した^{15,16)}。ここでは、「河床波のつなぎかえ」の原因を水流との関連において検討する。

先に示した **Photo. 1** の矢印の部分に注目すると、ここでは横断方向に対して一定角度傾いた軸をもつ強いらせん流が発生しており、河床の洗掘が激しくて砂粒の舞い上がるような状態が観察され、その下流側では流砂量が極端に大きくなっている。このような現象は規模の大小の差はあるが、実験を通じて各所でその発生が認められ、これが河床波の発達にとって重要な役割を果たすことが実験中にも推測されていた。そして、「河床波のつなぎかえ」はまさにこのような斜めのらせん流が発生する下流側

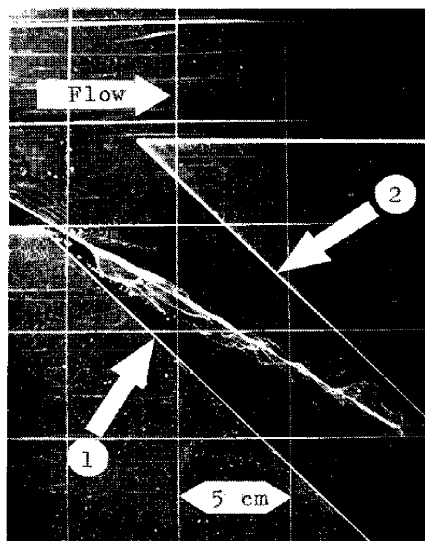


Photo. 3 Flow patterns of a spiral flow with a skew axis.

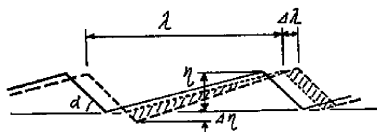


Fig. 12 Process of increment of wave length and wave height for ripples.

な過程によって河床波は波高と波長を増大させるものと考えられるが、これを Fig. 12 のようにモデル化した。河床波の上流側の斜面の洗掘は上流側ほど大きくなるであろうと考え、モデルにおいてはこれをさらに単純化して洗掘される部分は図のように三角形形状になるとした。図で、実線はある時刻 t における河床波の縦断面を示し、破線は時刻 $t + \Delta t$ における河床波の縦断面を示している。点線によって元の波床波を變形せずに平行移動させたときの状態を示すと、流砂量の連続条件から、図で斜線を施した2つの領域の面積が互いに等しいことになる。すなわち、次式が成立する。

$$(\lambda + \Delta\lambda - \eta / \tan \alpha) \cdot \Delta\eta / 2 = \Delta\lambda \cdot \eta \quad \dots\dots\dots (5)$$

これを解くと、

$$\lambda = C_1' \eta^{0.5} - \eta / \tan \alpha \quad \dots\dots\dots (6)$$

となる。 λ および η をそれぞれ砂粒の50%粒径 d_{50} で除して無次元化したものを λ_* および η_* とすると、それらの間にもやはり同様の関係が成立つ。

$$\lambda_* = C_1 \eta_*^{0.5} - \eta_* / \tan \alpha \quad \dots\dots\dots (7)$$

(6) 式および (7) 式において、 C_1' および C_1 は積分定数である。

一例である。流れは写真の左から右へ向っており、水路幅は 40 cm、水深は 4.1 cm、平均流速は 6 cm/sec、レイノルズ数は 1900 である。写真の矢印①の斜め段落ち（高さ 1 cm）によって河床波の峰線が水路の横断方向に対して斜めになっている点をモデル化してある。また、斜め段落ちを水路の半幅だけに設置すると主流の一部が斜め段落ちの下流部へ横方向から流れ込むが、これにより実際現象において河床波の下流側へ流れが入り込む部分が低くなっている点を再現した。さらに、矢印②の斜め段上りで下流側の河床波の山をモデル化した。このようにすると、斜め段落ちの下流側で Fig. 11 に示したのと同様な斜めらせん流が形成されるのが認められた。なお、水素気泡発生用の白金線は渦軸付近に設置されている。流れ方向に垂直に段落ちを設けた場合には、段落ちの下流部の渦は死水域を形成するが、一方、斜め段落ち下流部に発生する斜めらせん流は死水域を形成せず、渦を構成する流体は主流から供給されている。このような特性は橋脚前面の馬蹄型渦の特性と共通しており、そのことからこの斜めらせん流は主流のもつ渦度の集中により発生するものであろうことが推測される。このようにして生じた強いらせん流によって河床の洗掘も大きくなるものと考えられる。

Fig. 11 のように斜めらせん流が河床波の上流側の斜面を洗掘し始めると河床波の波高が大きくなるが、洗掘にともなってその下流側へ砂粒が大量に運ばれるので下流側の河床波の進行速度が大きくなり、そこでの河床波の波長も大きくなる。このよう

ここで、Fig. 12 は水路幅全体にわたる現象を2次的に表わしたのではなく、Fig. 11 のように斜めらせん流が発生し、その下流側で「河床波のつなぎかえ」が起っているような部分、すなわち、水路横断方向に水深の2倍程度の範囲の現象をモデル化して表現しようとしたものである。また、このような現象は河床面全体でいっせいに発生しているというよりも、斜めらせん流が発生しているような場所で時間的にも空間的にも断続的に、すなわち、ある特定の時間のある特定の場所で起り、他の部分の河床波はその規模と配置をほぼ一定に保ちながらそのまま下流側へ進行している。ある時点で波高と波長の増大過程にない河床波についても、それより過去に Fig. 12 のモデルに示されたような発達過程を経たと考えると、上述のモデルを河床波の発達過程に一般的に当てはめてもよいと考えられる。ところで、河床波が発達するにつれて、上述のように波長が増大してゆくが、一方では河床波を含む空間には限界があるので、河床波は発達するにつれて部分的に消滅しなければならなくなる。この河床波の消滅に関して、「河床波のつなぎかえ」が重要な役割を果たし、「河床波のつなぎかえ」を契機に河床波が分裂したり、消滅したりしながら波高と波長を増大させ発達してゆく過程については前報¹⁰⁾で述べた。河床波を発達させる原因となる斜めらせん流は流砂量を増大させ、その下流側で「河床波のつなぎかえ」を伴うことを考えると、河床波の波高の増大は河床波の消滅を伴うことになるので、河床波の発達とは矛盾なく進行するものと考えられる。

(2) 砂堆の発達過程

Photo. 2 に見られるような砂堆の発達過程を観察することにより、砂堆の場合にも河床波の波高の増大は水流による河床波の上流側の緩斜面の洗掘によるものであるということがわかった。さらに詳細に検討すると、砂漣では河床波の峰の下流部で峰に近いところほど大きく洗掘されるのに対して、砂堆の場合には河床

波の峰の下流部で河床波の上流側の緩斜面がほぼ一様に洗掘されることがわかった。

以上のような観察に基づいて、河床波の波高と波長の増大過程を Fig. 12 と同様の方法でモデル化すると Fig. 13 のようになる。砂漣の場合と同様に、流砂量の連続条件から次式が得られる。

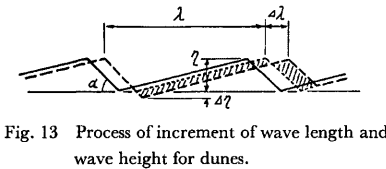


Fig. 13 Process of increment of wave length and wave height for dunes.

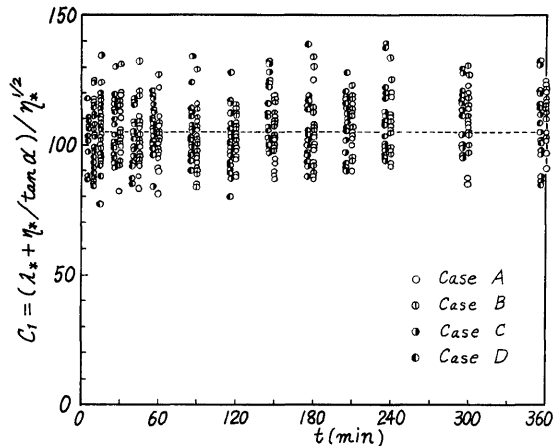


Fig. 14 Time variation of constant C_1 .

$$(\lambda - \eta / \tan \alpha) \cdot d\eta = d\lambda \cdot \eta \quad \dots\dots\dots (8)$$

これを解くと、結論的には

$$\lambda_* = C_2 \eta_* - \eta_* \ln \eta_* / \tan \alpha \quad \dots\dots\dots (9)$$

が得られる。ここで、 C_2 は積分定数である。

3. 3 モデルの実験的検討

以上の検討によって、砂漣および砂堆の発達過程に関するモデルとしてそれぞれ(7)式および(9)式が得られた。ここでは、これらのモデルの適用性を実験結果によって検討する。

(1) 著者らの実測結果による検討

Fig. 14 および Fig. 15 にそれぞれ式(7)および式(9)の定数 C_1 および C_2 の経時変化を示す。図

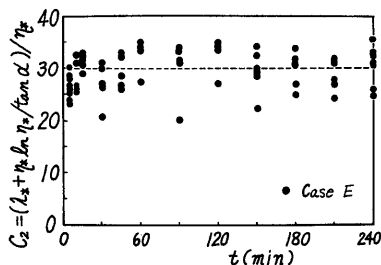


Fig. 15 Time variation of constant C_2 .

中の点のばらつきは大きいのが平均的に見ると、Case A~D の砂漣に対しては C_1 は時間の経過にかかわらずほぼ一定の値となっている。この場合、 C_1 は80から130の間に分布し、平均的には105となっている。また、Case E の砂堆に対しては C_2 は時間の経過にかかわらず、平均的にはほぼ一定の30という値となっている。これらの結果は、砂漣および砂堆の発達過程は平均的に見ると、それぞれ式(7)および式(9)で表現できることを示すものである。今、 C_1 および C_2 をそれぞれ105および30とすると、式(7)および式(9)の右辺の第1項は第2項より両式とも約1オーダー大きな値となり、この

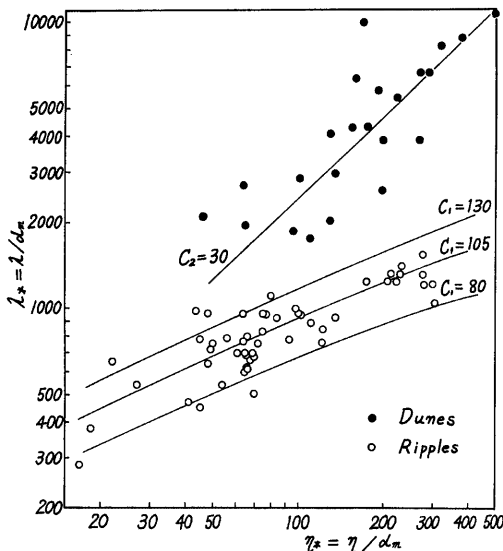


Fig. 16 Relation between wave height and wave length.

ことを考慮すると、概略的には、河床波の波長は、砂漣では波高の平方根に比例して増大し、砂堆では波高に比例して増大すると言える。

（2）土木研究所資料による検討

つぎに、十分に発達した段階での河床波の波長と波高との関連について検討を加えることとする。**Fig. 16** は山本¹⁷⁾によって集められた資料を用いて、砂漣および砂堆について式（7）および式（9）の適用性を検討したものである。山本による資料には砂粒の特性を平均粒径 d_m で表わしているが、 d_m と d_{50} との差は大きくないであろうと考えて、ここでは d_{50} を用いた式（7）および式（9）をそのままの形で挿入した。実測値とそれぞれの式との一致は良好であり、上述の河床波の波高と波長との関係を表わすモデルは平衡状態に達した河床波に対しても適用できることがわかった。

（3）著者らの前報の資料による検討

なお、前報¹⁰⁾において著者らは、不等流のもとで上流側の水路床に発生した擾乱が時間の経過とともに発達しながら下流へ移動し、下流側でつぎつぎと新しい河床波を発生させるような状況のもとでの河床波の発達過程に関する実験データをもとにして、式（7）の右辺の第2項を省略した形でモデルの検討を行ったが、この場合には C_1 の値が河床波の発達段階によって異なるという結果を得た。すなわち、河床波が発達するにつれて C_1 の値は大きくなってゆくとしており、本研究における Case A～D の実験結果と矛盾することになっているが、最後にこの点について検討を加えることとする。

前報においては河床波の波高および波長は水路中心線上における河床波の時空間分布図から機械的に読み取られている。一方、河床波が発達してその形状の3次元性が大きくなると、波高を横断方向のどの位置でとるかによって大きな差が出てくる。したがって、ここでは前報の実験で撮られた各10分ごとの写真撮影結果から、前節で示したと同じ方法で河床波の波高および波長を読み取り直して検討することとする。**Fig. 17** は、写真から読み取られた結果を前報で定義された A, B および C 領域に属するものに分けて図示したものである。前報の結果と比較すると、上に述べたようなデータの読み取り方法における差の他に、河床砂の平均粒径が前報では 0.5 mm とされたのに対し、ここでは 0.3 mm という値に修正されたこと、波高を求めるにあたって前報では $\tan \alpha$ を1としたのに対して、ここでは実測結果から $\tan \alpha$ を 0.8 としたこと、前報

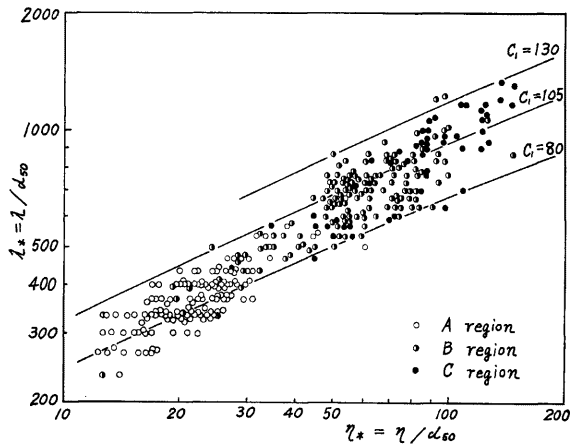


Fig. 17 Relation between wave height and wave length.

では式(7)の右辺の第2項が省略された形でモデルが検討されたことなどによる差が現われていることに注意する必要がある。Fig. 17 から、B および C 領域の河床波に関しては C_1 の値は平均的には100~105程度となっており、今回の実験結果とはほぼ同じ傾向が得られるが、A 領域のものに関しては C_1 の値は平均的には80~90程度と小さくなっていることがわかる。このことに関しては一応つぎのような説明ができる。A 領域は河床波の発生領域であって、発生直後の河床波の波高と波長との関係は河床波の発生の条件によって決まると考えられる。したがってA 領域においては C_1 の値がこのように小さくなったものであると考えられ、また、このように発生段階で小さな C_1 をもつ河床波が発達するにつれてまもなく B 領域の段階に達すると C_1 の値を大きくし、 $C_1 \approx 105$ という一定の値に近づいてゆくという事実は重要である。

4. 結 語

本研究は、50%粒径が約 0.3 mm の砂を用い、河床勾配を 1/1000, 1/700 および 1/400 の 3 通りに変えた移動床流れにおける河床波の発達過程を取り扱ったものである。超音波式河床測定器による河床測定結果から河床変動の標準偏差やパワースペクトルなどの統計量の経時変化が検討され、同時に、写真観察によって個々の河床波が発達してゆく過程が河床波の波高と波長との関連に注目して詳細に検討された。これらによって、河床波の発達過程に含まれる法則性がかかなり明らかにされた。得られた結果のうち主なものはつぎのようである。

① 河床波は発達するにともなってその波高と波長を増大させる。河床変動の標準偏差は河床波の発達過程では時間の平方根に比例して増加する。河床波の波高の増大にともなって流水に対する抵抗も増大する。

② 河床波の波高と波長の比をとったものは、砂漣では時間が経過して河床波が発達するとともに減少し、砂堆では時間が経過しても平均的にはほぼ一定の値を保つ。

③ 河床波の発達過程を詳細に観察することにより、河床波の上流側の緩斜面が水流によって激しく洗掘されるために河床波の波高と波長とが増大してゆくことがわかった。この洗掘の状況には差があり、砂漣では河床波の峰の下流部で峰に近いところほど大きく洗掘され、砂堆では河床波の峰の下流部で河床波の上流側の緩斜面がほぼ一様に洗掘されている。このような水流による洗掘の相違から、砂漣と砂堆に関して河床波の波高と波長の増大過程を Fig. 12 および Fig. 13 のようにモデル化すると、流砂量の連続の条件から砂漣および砂堆に対してそれぞれ式(7)および式(9)が得られる。

④ 砂漣および砂堆の発達過程をモデル化したこれらの式は実測値とよく一致し、モデルの適用性が高いことがわかった。

以上のように、河床波の発達過程について詳細な検討を行った結果、砂漣の発達過程と砂堆のそれとの間に明確な相違が存在することが明らかとなった。このことから、河床波の発達過程にこのような差をもたらす水理量は何であって、それらの水理量がどのような値を境として河床波の発達過程に質的な差をもたらすのかを解明することが今後の重要な課題となる。また、このような検討は河床形態を領域区分するためのパラメータを決定する上でも重要となるであろう。

最後に、本研究を遂行するにあたり有益な助言をいただいた芦田和男教授ならびに今木博健教授に感謝します。

参 考 文 献

- 1) Kennedy, J.F.: The Mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels, Jour. Fluid Mech., Vol. 16, 1963, pp. 521-544.
- 2) Hayashi, T.: Formation of dunes and antidunes in open channels, Proc. ASCE, HY2, 1970, pp. 357-366.

- 3) Yalin, M.S.: On the formation of dunes and meanders, Proc. IAHR, Paris, 1971, pp. 101-108.
- 4) 白砂孝夫：河床波の発生について，第16回水理講演会講演集，1972，pp. 76-81.
- 5) 芦田和男・木村昌弘：SAND WAVES の発生過程に関する研究，土木学会関西支部年講，1973.
- 6) Kennedy, J.F.: Rapport General, Proc. 14th Congr., IAHR, Paris, 1971, pp. 241-252.
- 7) Yalin, M.S.: Mechanics of Sediment Transport, Pergamon Press, 1972, pp. 215-231.
- 8) 芦田和男・木村昌弘：SAND WAVES の成長過程に関する研究，第28回土木学会年講，1973，pp. 275-276.
- 9) 中川博次・辻本哲郎：河床波の発達性状に関する実験的考察，京都大学防災研究所年報，第19号 B，1976，pp. 289-309.
- 10) 宇民 正・上野鉄男：河床波の発生・発達過程に関する実験的研究，京都大学防災研究所年報，第21号 B，1978，pp. 367-383.
- 11) 芦田和男・田中祐一郎：砂漣に関する実験的研究（3），京都大学防災研究所年報，第10号 B，1967，pp. 121-132.
- 12) Hino, M.: Equilibrium-range spectra of sand waves formed by flowing water, Jour. Fluid Mech., Vol. 34, 1968, pp. 565-573.
- 13) 水理委員会移動床流れの抵抗と河床形状研究小委員会：移動床流れにおける河床形態と粗度，土木学会論文報告集，第210号，1973，pp. 65-91.
- 14) 有本俊志：河床波の発生・発達過程に関する基礎的研究，京都大学工学部卒業論文，1979.
- 15) 宇民 正・上野鉄男：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，1976，pp. 267-288.
- 16) 宇民 正・上野鉄男：可視化法による大スケール乱れに関する研究（2），京都大学防災研究所年報，第20号 B，1977，pp. 331-354.
- 17) 山本晃一：相似律の観点から見た移動床流れの水理，土木研究所資料，第1059号，1975.