

# 自己形成流路の形成過程と形成水理条件

竹林 洋史<sup>1</sup>・江頭 進治<sup>2</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 徳島大学助手 工学部建設工学科 (〒770-8506 徳島市南常三島 2-1)

<sup>2</sup>正会員 工博 立命館大学教授 理工学部土木工学科 (〒525-8577 滋賀県草津市野路東 1-1-1)

直線水路において、平坦初期河床上に給水と給砂を定常的に与える条件で形成される自己形成流路の形成過程と形成水理条件を水路実験と数値解析により検討を行った。その結果、自己形成流路は複列砂州の発生領域で形成されることが明らかにされた。さらに、自己形成流路の形成過程では、複列砂州が発生するが、時間とともに交互砂州、さらに自己形成流路と変化することが明らかにされた。そこで、数値解析により平衡状態の複列砂州の再現を試みたが、全ての計算条件において自己形成流路が形成され、複列砂州が平衡状態に到達しない条件が広く存在する可能性が示された。さらに、モード(0,2)の河床形状の発達が、1本の流路を有する自己形成流路の形成に重要な役割を果たしていることが明らかにされた。

**Key Words:** self-formed stream channel, formative condition, formative mechanism, multiple row bar, alternate bar

## 1. はじめに

自己形成流路とは、流水により、堤外地に自然に形成された低水路状の流路のことである。一例として、木津川下流域に形成されている自己形成流路を図-1に示す。図のような自己形成流路が形成された河道は、瀬と淵の形成に代表されるように、多様な水辺空間を形成するため、動植物が生息しやすい環境を形成する。一方、自己形成流路が形成されるような河道は、側岸部に水衝部を形成し、局所洗掘を発生させるなど治水上の問題点も併せ持つ。そのため、河道の治水機能を保持し、さらに多様な生態系を保全・創生するような河川整備を行う上で、自己形成流路の動態に関する知見が不可欠である。

これまでの自己形成流路に関する研究は、形成される流路の本数により大きく二つに分けられる。一つは、ほぼ1本の流路を有する蛇行流路を対象にした研究<sup>2)~5)</sup>である。もう一つは、複数の流路を有した網状流路を対象としたものである<sup>6)~12)</sup>。

内島・早川<sup>2)</sup>、石井・岸・黒木・沓沢<sup>3)</sup>、湯城・芦田・江頭・岡部<sup>4)</sup>は、初期河床形状として交互砂州河床を用い、交互砂州形成流量よりも少ない流量を通水することにより、交互砂州河床の変形過程、



図-1 木津川に形成された自己形成流路（淀川との合流点から7~13km上流）

言い換えれば自己形成流路の形成過程を水路実験により検討している。つまり、これらの研究は、1本の流路を有する自己形成流路は洪水時に形成された交互砂州上を低水が流れている状態の一つとして捉えている。ここで、初期交互砂州河床上に給水する流量が、実験水路幅を川幅と考えた場合、複列砂州の発生流量であるにもかかわらず、交互砂州が消滅して複列砂州が形成されるのではなく、自己形成流路が形成されることは興味深い。

複数の流路を有した自己形成流路の形成機構は、複列砂州との関連で議論されることが多い。これは、1本の流路を有した自己形成流路の場合と同様に、洪水時に形成された複列砂州上に、低水が流れている状態を網状流路と考えているためである<sup>(3), 14)</sup>。しかし、玉井・長尾・三国<sup>6)</sup>および藤田・赤松・村本<sup>7)</sup>は、平坦初期河床上に定常的に給水と給砂を行う条件でも浮州が現れ、網状化した流路が形成される条件が存在することを指摘している。芦田・江頭・里深<sup>8)</sup>も平坦初期河床上に定常的に給水と給砂を行う条件で水路実験を行っており、通水初期には、複列砂州が河床を覆っているが、その後、浮州が発生し、網状流路が形成されている。これらの網状化した流路は、形状と位置を常に変え、通水初期に河床に発生した複列砂州による河床履歴の影響はない。

上記のような網状流路の形成過程の特徴として、横断方向の河床モードの時間的な減少があるようである。藤田・赤松・村本<sup>7)</sup> および藤田・永田・村本<sup>16)</sup>は、多列の複列砂州から2列の複列砂州へ横断方向のモードが減少していくことを水路実験により見出している。芦田・江頭・里深<sup>8)</sup>の実験結果も、通水初期の複列砂州よりも形成される網状流路の方が、横断方向の河床モードが小さくなっている。また、玉井・長尾・三国<sup>6)</sup>は、急勾配水路に発生した複列砂州の中には、時間の経過とともに、交互砂州に移行するものも存在することを見出している。小川・深見<sup>17)</sup>および三輪<sup>19)</sup>も直線水路内で定常的な水理条件を用いても複列砂州と交互砂州が混在して発生する条件が存在することを指摘している。特に、三輪<sup>19)</sup>は、上流域で複列砂州が発生しやすく、下流域で交互砂州が発生しやすいことを指摘している。上流域で横断方向のモードが大きく、下流域で小さい点は、藤田・赤松・村本<sup>7)</sup> による実験結果と一致している。下流域の砂州の方が上流域の砂州よりも発達していることを考えると、三輪<sup>19)</sup>による実験においても時間的にモードが減少していると考えられる。

これらの実験条件は、中規模河床形態の領域区

分図<sup>15)</sup>によれば、複列砂州の発生水理条件であり、河床に最初に現れる河床形態も多列を含む複列砂州である。つまり、複列砂州の発生領域には、浮州が現れず、複列砂州の河床形態で平衡状態に到達する水理条件と、浮州が現れて自己形成流路が形成される水理条件が存在する可能性を示している。

このように、自己形成流路の形成機構に関する研究は、実験的検討が主である。これは、現象の非線形性が強いことが主要な要因であると考えられる。このような中で、数値シミュレーションにより自己形成流路を再現しようとする試みもなされている。里深・高橋<sup>11)</sup>は、自己形成流路形成の素過程に着目し、流路網パターンを数値シミュレーションにより再現している。これらのモデルは、簡易なものであるにも関わらず、流路網パターンの複雑性がよく再現されていると思われ、流砂量予測等において有効な手段と考えられる。しかし、流路形成の個々の素過程を実験式および確率的方法により記述しており、これらの物理的な裏付けが必要と思われる。また、モデルの性質上、流路の時間的変化を記述できないという問題点もある。これに対して、道上・藤田・日下部<sup>12)</sup>は、支配方程式を直接数値計算することにより、流路網の再現を試みている。道上・藤田・日下部<sup>12)</sup>による計算では、河道内に浮州が形成され、複数の流路は再現されているが、時間とともに流路が固定化されてしまい、流路の時間的な変動が再現されておらず、課題として残されている。

上記のような河道全体の現象を対象としたものとは別に、流路形成における個々の素過程の把握を目的とした研究もなされている<sup>20), 21)</sup>。

自己形成流路に関する既存の研究は上述のようであり、これらの研究の多くが「1本の流路を有する自己形成流路=交互砂州」、「複数の流路を有する自己形成流路=複列砂州」という視点で自己形成流路の形成機構を検討している。しかし、川幅/水深が大きい複列砂州の形成水理条件で水路実験を行うと、平坦な初期河床上に定常的に給水と給砂を行っても、浮州が現れ、流路が形成されることが見出されている<sup>7), 8)</sup>。さらに、前述のように、複列砂州の中には、発達過程において横断方向の河床モードが減少し、ついには浮州を形成するものも存在する<sup>7)</sup>。これらのことは、「1本の流路を有する自己形成流路=交互砂州」、「複数の流路を有する自己形成流路=複列砂州」ではなく、自己形成流路は、交互砂州や複列砂州とは別の河床形態もしくは河道形態であり、自己形成流路には形成水理条件が存在することを示唆するものである。

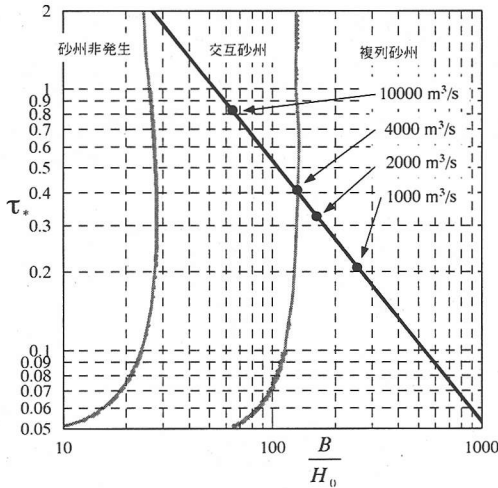


図-2 黒木・岸<sup>15)</sup>による中規模河床形態の領域区分図上における木津川の水利条件 ( $\tau_*$ : 無次元掃流力,  $B$ : 川幅,  $H_0$ : 等流水深)

河床勾配	川幅	河床材料の平均粒径
	(m)	(mm)
1/1140	400	4.0

ここで、図-1 に示す木津川の河床形態の判定を試みる。図-1 を見ると、堤外地に 1 本の流路が形成されており、流れが側岸から側岸へ向かう蛇行流路となっている。通常、このような河床形態は交互砂州と判定される。そこで、表-1 に示す木津川の平均的な河道条件及び河床材料条件を用いて、河床面の不安定性に関する線形解析<sup>15)</sup>を行い、河床形態を判定する。図-2 に、流量をパラメータにして砂州の形成領域区分図上で取り得る木津川の水利条件を黒の実線で示している。これによると、流量が約  $4000\text{m}^3/\text{s}$  を境に河床形態が異なり、 $4000\text{m}^3/\text{s}$  以上では交互砂州と判定され、 $4000\text{m}^3/\text{s}$  以下では複列砂州と判定される。図-3 に、1938 年から 1996 年までの木津川の年最大時間平均流量を示している。図によると、木津川に  $4000\text{m}^3/\text{s}$  以上の流量が流れたのは、わずか 4 回であるとともに、1966 年以降流れていないことがわかる。さらに、最近 60 年間の平均年最大時間平均流量は、約  $1700\text{m}^3/\text{s}$  であることを考えると、従来の領域区分では、木津川は複列砂州の発生領域にあると考えられ、実際の河床形状から予測される河床形態と異なる。

このように、実河川を対象とした検討を通して、自己形成流路は、交互砂州や複列砂州とは別の河床形態と予想される。そこで、本論文では、上述の自己形成流路のうち、比較的現象が取り扱いや

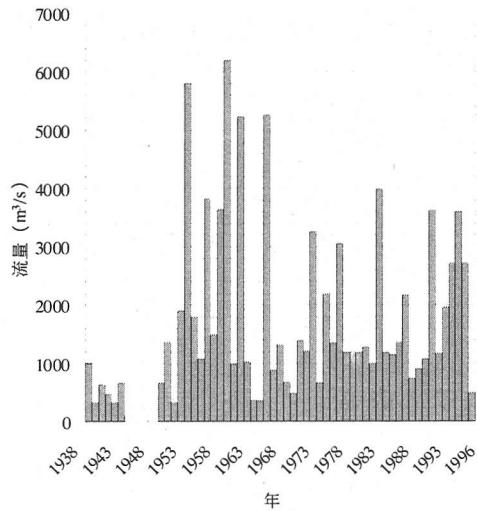


図-3 木津川の年最大時間平均雨量の経年変化

すい 1 本の流路を有する自己形成流路を対象として、形成過程と形成水利条件を検討する。まず、川幅/水深をパラメータとして、平坦な初期河床上に時間的に一定の給水と給砂を行う条件で自己形成流路が形成される条件が存在するか否かを検討する。次に、上述のような初期河床条件および給水と給砂の条件で形成される自己形成流路の形成水利条件について、水路実験と数値解析により検討する。さらに、平衡状態に到達する複列砂州の有無を数値シミュレーションにより検討するとともに、自己形成流路の形成水利条件を再考する。最後に、河床のモード形状に着目し、1 本の流路を有する自己形成流路の形成機構を検討する。

## 2. 実験方法と数値解析法

### (1) 実験方法

実験に用いた水路は、長さ 14 m の直線矩形水路である。河床および給砂に用いた砂は、粒径がほぼ均一な一様砂である。実験に用いた水利条件を、表-2 に示す。Case 1~Case 18 のうち、水路実験を行ったのは、Case 1~Case 6 である。Case 1~Case 5 は、無次元掃流力を 0.05 程度に維持し、川幅/水深を大きく変化させている。Case 6 は、川幅/水深と水深/粒径を Case 2 とほぼ等しく、無次元掃流力を若干大きめにしたものである。村本・藤田<sup>18)</sup>の砂州の形成領域区分図によると、Case 1, Case 2, Case 6 の水利条件は、複列砂州の形成水利条件であり、Case 3~Case 5 の水利条件は、交互砂州の形成水利条件である。

実験では、水路に 10 cm 厚さで砂を敷き詰め、河

表-2 水路実験および数値解析に用いた水理条件

		流量 (l/s)	川幅 (m)	河床勾配	砂の平均粒径 (mm)	川幅/水深	無次元掃流力
Case 1	実験・数値解析	0.43	0.4	1/50	1.095	107	0.047
Case 2	実験・数値解析	0.76	0.4	1/100	1.095	62	0.041
Case 3	実験・数値解析	1.41	0.4	1/141	1.095	38	0.046
Case 4	実験・数値解析	1.50	0.4	1/143	1.095	32	0.050
Case 5	実験・数値解析	2.00	0.3	1/200	1.095	15	0.055
Case 6	実験・数値解析	1.00	0.4	1/50	1.095	60	0.076
Case 7	数値解析	3.20	0.8	1/50	1.095	84	0.108
Case 8	数値解析	20.00	1.0	1/50	1.095	40	0.284
Case 9	数値解析	40.00	2.0	1/50	1.095	80	0.284
Case 10	数値解析	70.00	3.5	1/50	1.095	140	0.284
Case 11	数値解析	60.00	1.0	1/50	1.095	21	0.549
Case 12	数値解析	120.00	2.0	1/50	1.095	42	0.549
Case 13	数値解析	750.00	3.0	1/70	1.095	24	1.007
Case 14	数値解析	1500.00	6.0	1/70	1.095	48	1.007
Case 15	数値解析	600.00	10.0	1/70	0.430	180	1.130
Case 16	数値解析	375000.00	30.0	1/70	1.095	23	10.53
Case 17	数値解析	750000.00	60.0	1/70	1.095	46	10.53
Case 18	数値解析	300000.00	100.0	1/70	0.430	177	11.50

床表面を敷きならした平坦河床を初期河床形状としている。給水は、表-2に示した流量を水路の上流端から定常的に与え、給砂は、上流域の河床位を初期河床位に保つように行っている。

通水中の流況を把握するため、1時間ごとに水路上方および水路下流端から写真撮影を行っている。このとき、水際線を明確にするため、染料として入浴剤を流水に混ぜている。通水は、自己形成流路が形成されるか、もしくは安定した砂州が形成されるまで行っている。また、自己形成流路の形成過程を把握するため、Case 2とCase 6についてのみ数時間ごとに河床位と水表面流速を測定している。水表面流速は、浮子を流し、写真撮影により測定している。河床位は測定ごとに停水して行っている。停水時は、下流から堰き上げし、河床材料の移動を速やかに停止させ、その後時間をかけて水路から水を抜き、停水および排水による河床形状の変化を少なくしている。

## (2) 数値解析法

流れの計算は、水深平均された以下に示す平面二次元流れの支配方程式を用いて行う。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uh) + \frac{\partial}{\partial y}(vh) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y}$$

$$= -g \frac{\partial}{\partial x}(h+z_b) - \frac{\tau_x}{\rho h} + \frac{1}{h} \left[ \frac{\partial}{\partial x}(h\sigma_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(h\tau_{xy}) \right] \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y}$$

$$= -g \frac{\partial}{\partial y}(h+z_b) - \frac{\tau_y}{\rho h} + \frac{1}{h} \left[ \frac{\partial}{\partial x}(h\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(h\sigma_{yy}) \right] \quad (3)$$

ここに、 $t$ は時間、 $x$ および $y$ は、それぞれ流下方向および横断方向の座標、 $h$ は水深、 $u$ および $v$ は、それぞれ流下方向および横断方向の水深平均流速、 $g$ は重力加速度、 $z_b$ は河床位、 $\tau_x$ および $\tau_y$ は、それぞれ流下方向および横断方向の河床せん断力であり、水深平均流速により、以下のように表す。

$$\tau_x = \tau_b \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (4-1)$$

$$\tau_y = \tau_b \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (4-2)$$

$$\tau_b = \frac{\rho}{6 + 2.5 \ln(h/k_s)} \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4-3)$$

ここに、 $\rho$ は水の密度、 $k_s$ は水路床粗度である。また、 $\sigma_{xx}$ 、 $\sigma_{yy}$ 、 $\tau_{xy}$  および  $\tau_{yx}$  は、以下の関係により評価する。

$$\frac{\sigma_{xx}}{\rho} = 2v \frac{\partial u}{\partial x} \quad (5-1)$$

$$\frac{\sigma_{xy}}{\rho} = 2\nu \frac{\partial v}{\partial y} \quad (5-2)$$

$$\frac{\tau_{xy}}{\rho} = \frac{\tau_{yx}}{\rho} = \nu \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (5-3)$$

ここに、 $\nu$ は渦動粘性係数であり、以下のように与えている。

$$\nu = \frac{\kappa}{6} u_* h \quad (6)$$

ここに、 $\kappa$ は Karman 常数、 $u_*$ は摩擦速度である。

河床位の時間的变化は以下の河床位方程式により求める。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left( \frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{by}}{\partial y} \right) = 0 \quad (7)$$

ここに、 $\lambda$ は砂の間隙率である。 $q_{bx}$ と $q_{by}$ は流下方向および横断方向の流砂量である。流砂量は芦田・道上式<sup>23)</sup>により算出し、芦田・江頭・劉<sup>24)</sup>と同様に、河床の局所的な勾配が流砂ベクトルに及ぼす影響を考慮している。さらに、水深平均流速の流線の曲率( $r$ )から河床近傍の流速を予測し、流砂の方向を決定する際に用いる。流線方向および流線に直角方向の河床近傍の流速は以下のものである。

$$u_{bx} = 8.5u_*, \quad v_{bx} = -N_* \frac{h}{r} u_{bx} \quad (8)$$

ここに、 $N_*$ は Englund<sup>22)</sup>と同様の 7.0 を用いている。従って、流線と  $x$  軸のなす角度 ( $\alpha$ )、流線と河床近傍の流速のなす角度 ( $\beta$ ) は以下のものである。

$$\tan \alpha = \frac{v}{u}, \quad \tan \beta = \frac{v_{bx}}{u_{bx}} \quad (9)$$

これらより、 $x$  および  $y$  方向の河床近傍の流速を求める。

計算領域は、水路実験と同様に、固定側岸を有した直線矩形断面水路を想定したものである。初期河床形状は平坦床であり、図-4に示すように、計算領域の上流域右岸側に、高さが水深の 1/3、幅が水路幅の 1/5、長さが幅の約 5 倍の直方体型の擾乱を与えている。また、上記擾乱を周期的に与えたものや大きさの異なる直方体型の擾乱を計算区間全体にランダムに配置したものなど、他の初期河床擾乱を用いた計算も行っているが、形成される最終河床形態には影響はなかった。上流境界からの給水は、水路実験と同様に、表-2に示す流量を定常的に与える。下流境界の水理量は、水理量の流下方向の変化が無いものとして求めている。解析では、上

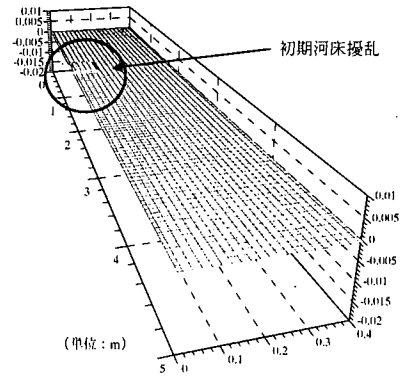


図-4 数値解析に用いた初期河床形状 (Case 2)

流境界における流砂量は、境界における水理量をもとに、芦田・道上式により算出されたものを与えている。

局所的な河床勾配は、永瀬・道上・檜谷<sup>25)</sup>の研究を参考に、安息角よりも小さくなるように補正している。自己形成流路が形成されると、計算領域に流水の無い浮州が形成される。浮州においては、流れの支配方程式が成り立たないため、特別な取り扱いが必要である。本解析では、水深が河床材料の平均粒径以下となったとき、浮州の発生と判定し、流水の計算は行わない。ただし、水位については、浮州近傍の流水地点 4 点から内挿して仮想水位を求め、仮想水位が河床位と河床材料の平均粒径の和よりも高くなったときに、浮州の消滅と判定している。

計算条件を表-2に示す。これらの条件のうち、特に Case 7~Case 18 は、平衡状態の複列砂州の有無を調べたものである。これらの条件は、川幅/水深と無次元掃流力が比較的大きい領域になっている。この点については後述する。また、これらの条件の中には砂が浮遊する条件も含まれるが、浮遊砂は考慮していない。Case 7~Case 18 の水理条件は、村本・藤田<sup>18)</sup>の形成領域区分図によると、準砂州、交互砂州および複列砂州の形成水理条件にある。

### 3. 自己形成流路の形成過程

図-5(a)は、Case 2 における河床位の等高線と水深平均流速ベクトルの時間変化を示している。図中の点線で囲まれた領域は、浮州を示している。Case 2 の水理条件は、村本・藤田<sup>18)</sup>による中規模河床形態の形成領域区分図によると、複列砂州の発生領域にある。まず、数値解析における自己形成流路の形成過程について概説する。図に示すように、

通水後1時間経過すると、河床には複列砂州が形成されている。通水後2時間では、最初に河床を覆った複列砂州が交互砂州へと変化し、横断方向の河床モードの減少が発生している。その後、交互砂州の波長は伸び、所々で砂州の合体および消滅が起こる。図に示した区間では、通水後約6時間で波長はほぼ安定している。また、波長の安定とともに砂州の伝播もほぼ停止している。通水後約4時間で水路中央部に最初の浮州が現れるが、非常に不安定であり、通水後約6時間で明確な浮州が形成される。浮州は時間とともに発達し、12時間後にはより一層明瞭な浮州が形成されている。ここで、12時間後の流速ベクトルを見ると、6.4 m付近で流れが分岐していることがわかる。しかし、右岸沿いの瀬を流れる流路は、水深が非常に薄く、流路内の流量が左岸沿いの淵を流れる流量の1/15であり、ほぼ1本の流路を有した自己形成流路となっている。

図-5(b)は、水路実験における河床位の等高線と浮子の追跡により測定された表面流速ベクトルを示している。図によると、表面流速ベクトルの測定位置は、狭い領域に限定されている。これは、流れが遅く、水深の浅い領域には、浮子が流れにくいためであり、表面流速ベクトルが測定されていない領域においても流水は存在している。実験における河床位および表面流速ベクトルは、通水2時間後から測定を行っている。そのため、数値解析のような、複列砂州から交互砂州への河床形態の変化が測定されていないが、通水後に多列砂州の様な河床形状を確認している。通水後約30分程度で交互砂州が形成され、波長は約2mであった。時間とともに波長は伸び、通水後2時間では、図に示すように4m程度となっている。その後、波長はほとんど変化していない。通水後2時間では、まだ浮州は形成されておらず、交互砂州状の河床形態である。通水後約6時間頃、測定区間に最初の浮州が水路中央付近に発生した。通水後約7時間頃に、測定区間の浮州は一度消えたが、すぐに再形成され、通水後12時間では明確な浮州が形成されている。ただし、流砂量が空間的に一様では無いため、さらに長時間の通水により、浮州の消滅が発生する可能性もある。全体的に、数値解析による自己形成流路よりも流路の位置および形状が不安定であり、消滅および再形成される浮州が多い。

上述のように、初期河床形状として平坦床を用い、定常的に給水と給砂を行う条件においても、自己形成流路が形成される水理条件が存在することが確認された。

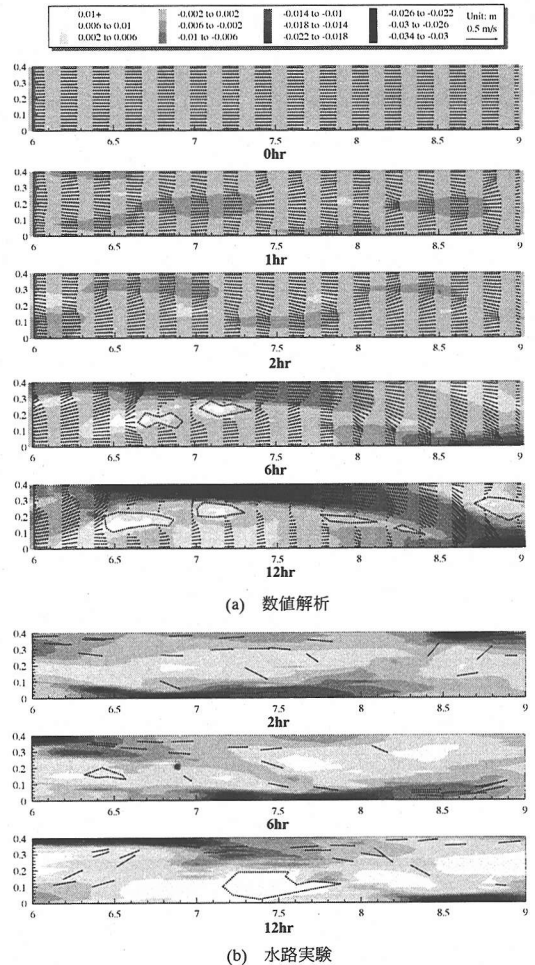


図-5 自己形成流路の形成過程における河床形状と流速ベクトルの時間変化 (Case 2, 点線で囲まれた領域は浮州を示す)

#### 4. 自己形成流路の形成水理条件

図-6 に村本・藤田<sup>18)</sup>の砂州の形成領域区分図上に、水路実験および数値解析で得られた河床形態を示している。ここで、浮州が形成されていると、自己形成流路が形成されていると判定している。また、形成された自己形成流路の中には、数本の流路が形成されているものもあるが、給水流量の90%以上が主流路を流れている。一方、交互砂州と判定した河床形態は、主流が1本で蛇行しており、浮州が無いものである。

まず、無次元掃流力がほぼ等しい Case 1~Case 5 について考察する。川幅/水深が大きい Case 1 と Case 2 は、複列砂州の形成領域にあるが、実験と数値解析ともに、最終河床形状として複列砂州は形

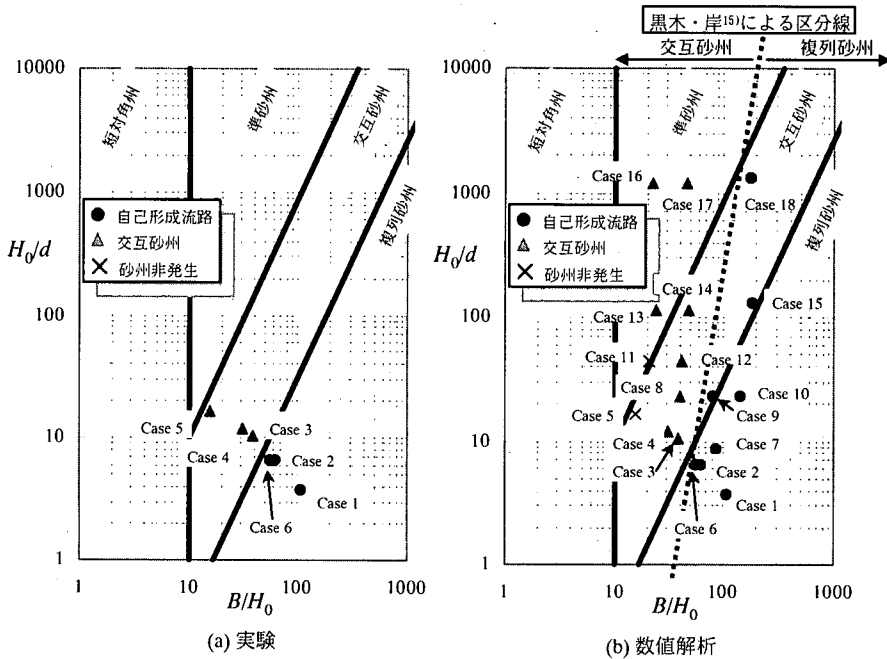


図-6 村本・藤田<sup>16)</sup>による中規模河床形態の形成領域と自己形成流路の形成領域との関係 ( $B$ : 川幅,  $H_0$ : 等流水深,  $d$ : 平均粒径)

成されず、自己形成流路が形成されている。Case 3～Case 5は、交互砂州の形成領域にあるが、数値解析のCase 5を除いて、交互砂州が形成され、自己形成流路は形成されていない。つまり、自己形成流路は、複列砂州の形成領域で形成されやすいようである。数値解析のCase 5では、僅かに蛇行した流れが形成されているものの、波高が河床材料の平均粒径以下のため、砂州非発生と判定している。また、Case 5の水路実験において形成された交互砂州上には、交互砂州の1/3～1/5程度の波長を持つ砂堆が形成されていた。これらの砂堆は、交互砂州とスケールが非常に近いことを考えると、両河床形態は相互に干渉し合っていることが予想される。そのため、このような条件の砂州の数値計算による再現は、砂堆も適切に再現できる数値解析モデルによらなければならないと考えられる。

ここで、Case 7～Case 18について考察する前に、自己形成流路の形成過程における河床形態の時間変化について検討する。まず、図-7に、数値解析において自己形成流路が形成されたCase 2の自己形成流路の形成過程における河床形態の時間変化を示す。図中に示されている矢印は、主流を表している。前述のように、河床に最初に発生する河床形態は、複列砂州である。しかし、複列砂州は、波高の発達とともに、単列の交互砂州に変化する。複列砂州から変化した交互砂州は、時間とともに波長お

よび波高を発達させ、ついには浮州が現れ、自己形成流路が形成される。また、Case 1においても同様の河床形態の変化がみられている。

このような、河床形態の時間変化は、水路実験においても観察されている。図-8は、Case 6における河床形態の時間変化を示している。通水後わずか5分で明瞭な複列砂州が発生した。しかし、そのわずか10分後には、複列砂州は交互砂州に変化した。その後、しばらくは、交互砂州の状態を保っていたが、通水後約1時間で浮州が発生し、通水後4時間30分で、明瞭な自己形成流路が形成された。

Case 6のような条件では、比較的速やかに河床形態の変化が生じているが、複列砂州から交互砂州への変化に数時間かかるものもある。このことは、既存の水路実験において、長時間通水すれば自己形成流路が形成される条件にあったもののうち、複列砂州の状態を通水を停止し、河床形態として複列砂州と判定されているものも多く含まれていることを示唆している。

上述のように、自己形成流路の形成過程に発生する複列砂州は平衡状態には到達せず、時間とともに交互砂州に変化している。そこで、自己形成流路の形成領域を検討するとともに、平衡状態の複列砂州の有無を調べるために行った数値解析がCase 7～Case 18である。これらの計算条件は、黒木・石井・板倉<sup>26)</sup>の砂州の波高に関する解析結果を



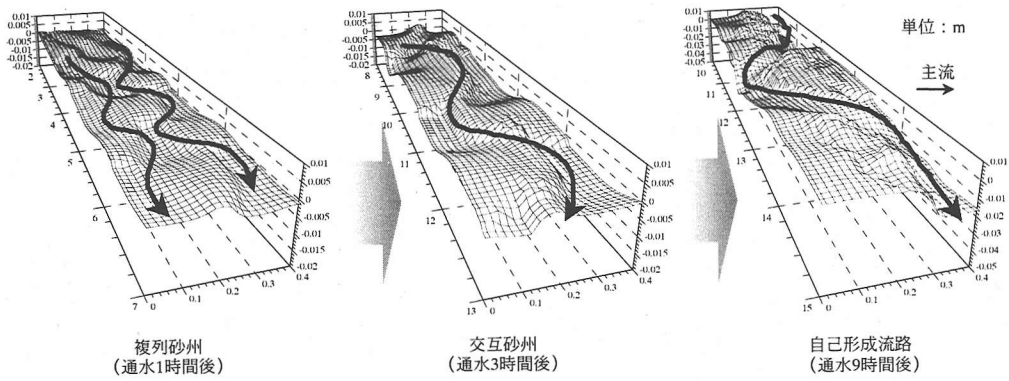


図-7 自己形成流路の形成過程における河床形態の時間変化 (Case 2, 数値解析)

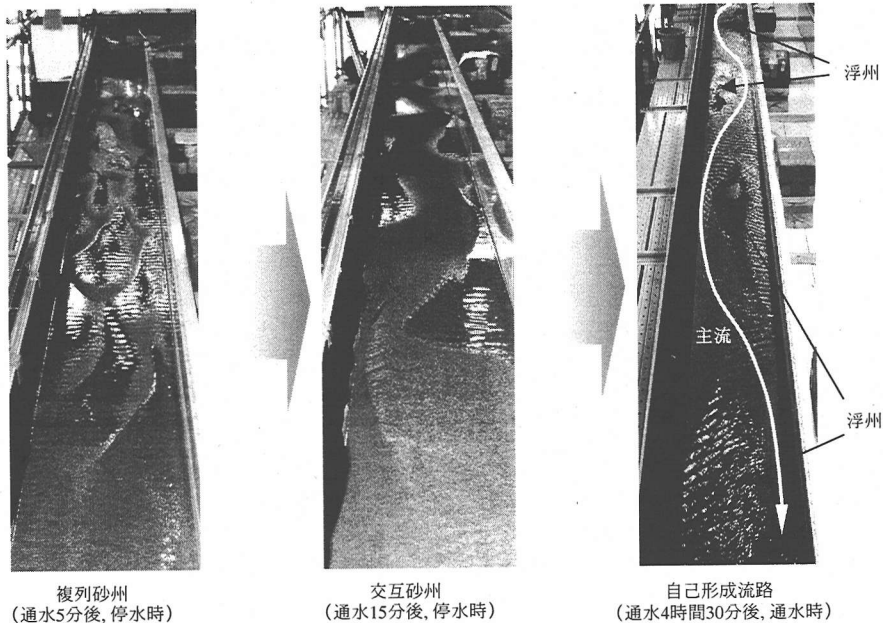


図-8 自己形成流路の形成過程における河床形態の時間変化 (Case 6, 水路実験)

参考にして決定している。つまり、川幅/水深が大きい領域では、無次元掃流力が大きくなるにつれ、無次元平衡波高(平衡波高を等流水深で無次元化したもの)が低くなる。そのため、無次元掃流力の大きい条件であれば、砂州上の流れの非線形性も弱く、平衡状態の複列砂州が形成されると予想されるためである。しかし、図-6の数値解析結果を見ると、全ての計算条件で、平衡状態に到達する複列砂州は再現されていない。さらに、川幅/水深の大きい、Case 7, Case 9, Case 15, Case 18の4ケースについては、Case 1, Case 2, Case 6と同様の複列砂州から自己形成流路への河床形態の時間変化がみられた。

このような複列砂州の不安定性は、その左右対称な形状特性にあると考えられる。図-7に示したように、複列砂州上の主流は、両側岸沿いの流れが

水路中央部で合流して1本となり、流下するにつれて、再度分かれて、両側岸へ流れていくという構造を有している。複列砂州の発生初期の波高が低いときには、水路中央への流れの集中は弱く、左右の流れに非対象性が存在してもその差は小さいため、複列砂州は左右対称な形状を保つ。しかし、波高が発達し、水路中央における流れの集中が強くなると、左右の流れの差が大きくなり、左右対称な形状は不安定になり、左右どちらかの流れが卓越する。これに対して、交互砂州や1本の流路を有する自己形成流路は、側岸から対岸に向かう蛇行流であり、水衝部が固定側岸であるため、河床形状が安定していると考えられる。藤田・赤松・村本<sup>7)</sup>は、浮州を形成して網状化する複列砂州と、浮州が形成されず、網状化しない複列砂州が存在することを指



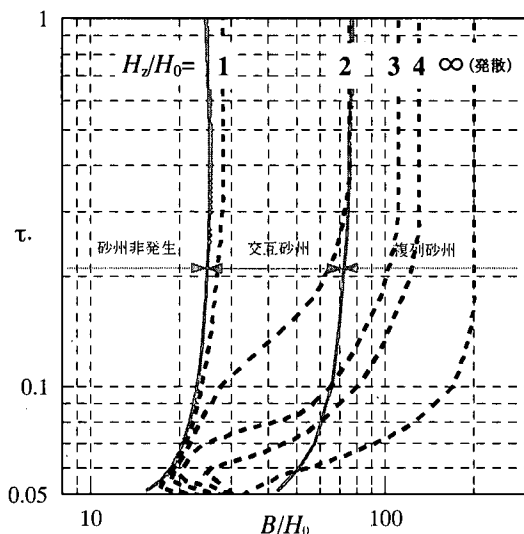


図-9 黒木・岸<sup>15)</sup>の砂州の発生領域区分図上における無次元平衡波高 ( $H_2/H_0$ ) の分布 ( $H_2$ : 波高,  $l=1/50$ )

摘している。しかし、網状化しない複列砂州と判断された河床形状は、論文中の河床形態のスケッチで判断する限り、平衡状態には到達しておらず、さらに長い水路を用いて長時間通水すれば、浮州が発生して網状化すると予想される。上述のことを総合的に判断すると、網状化しない複列砂州が安定して存在することは、非常に難しいと考えられる。

多列砂州の横断方向の河床モードは時間的に減少することが報告されている<sup>7)</sup>。これも上述のような不安定性によるものと考えられる。また、多くの実河川においても横断方向の河床モードの減少が確認されているが<sup>26)</sup>、供給土砂量の減少による低水路内の河床低下は、砂州の波高の増大とも捉えられるため、これも上述のような複列砂州の不安定性によるものとの解釈もできる。

一方、河床擾乱の平衡振幅と線形解析による振幅の増幅率に着目して、モードの減少について検討されているが<sup>16)</sup>、モード間の相互干渉に関する情報が無いため、理論の適用範囲が明瞭ではない。そのため、上述のような複列砂州の不安定性については、モード間の相互干渉を再現できる非線形場を対象とした理論解析を用いた更なる検討が必要である。

以上のように、自己形成流路の形成過程において、最初に複列砂州が発生することを考慮すると、複列砂州の発生水理条件が自己形成流路の形成水理条件となることが予想される。ここで、河床擾乱の振幅の初期発達速度により、河床形態の領域区分を行っている、黒木・岸<sup>15)</sup>の交互砂州・複列砂州

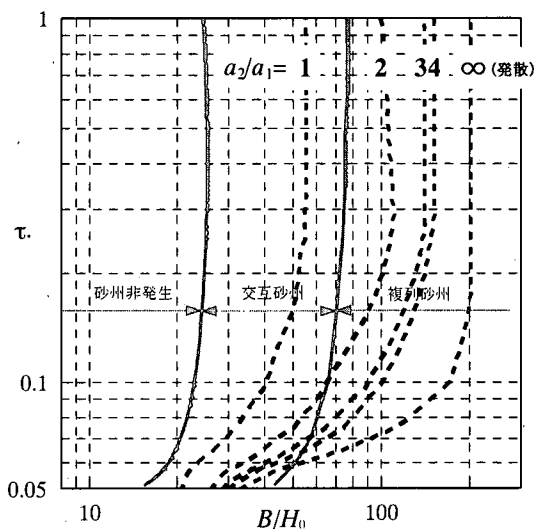


図-10 各河床擾乱の振幅比  $a_2/a_1$  の黒木・岸<sup>15)</sup>の砂州の発生領域区分図上における分布 ( $l=1/50$ )

の領域区分線を村本・藤田<sup>18)</sup>の形成領域区分図上に示すと、図-6(b)のようになる。これによると、本解析で得られた全ての自己形成流路の形成水理条件は、黒木・岸<sup>15)</sup>による複列砂州の発生水理条件となっていることがわかる。ここで、Case 9, Case 15, Case 18 は、村本・藤田<sup>18)</sup>の形成領域区分図によると交互砂州の形成領域であるが、川幅/水深と水深/粒径がともに大きい領域は、自己形成流路のような河床形態を取り扱うときは、適用が難しいものと思われる。これは、上記の領域のデータの多くは、実河川によるデータであり、自己形成流路は交互砂州と判定される可能性が高いと考えられるためである。

## 5. 1本の流路を有する自己形成流路の形成機構

1本の流路を有する自己形成流路の形成過程を考えると、浮州の形成は、交互砂州としての波高の発達によるものと考えられる。これは、自己形成流路の形成過程では、複列砂州が交互砂州に変化し、交互砂州はその河床形態を保ちながら発達し、砂州の河床位の高い領域が浮州として形成されるからである。そこで、黒木・石井・板倉<sup>27)</sup>と同様の方法で、交互砂州の平衡波高を解析的に求め、浮州の形成機構を検討する。

図-9 は、黒木・岸<sup>15)</sup>の砂州の発生領域区分図上における無次元平衡波高の分布を示している。ここ

で、浮州形成時の河床形態は交互砂州状であるとして、複列砂州の発生領域における波高も河床形状を交互砂州と仮定して求めている。図によると、川幅/水深が大きく、無次元掃流力が小さくなるにつれて無次元平衡波高は高くなり、ついには複列砂州の発生領域で発散している。このような無次元平衡波高の分布には、次に示す式(10)の右辺第2項のモード(0,2)の河床形状の発達が重要な役割を果たしている。

$$z_b = a_1 \cos(kx) \cos(l y) - a_2 \cos(2ly) \quad (10)$$

ここに、 $a_1$ と $a_2$ はそれぞれのモードの振幅、 $k$ と $l$ は縦断方向及び横断方向の波数である。これら二つのモードは、交互砂州の主要なモードである<sup>28)</sup>。

図-10は、黒木・岸<sup>15)</sup>による砂州の発生領域区分上における、式(10)の各河床擾乱の平衡振幅比 $a_2/a_1$ の分布を示している。無次元平衡波高と同様に、川幅/水深が大きく、無次元掃流力が小さくなるにつれ、平衡振幅比 $a_2/a_1$ は大きくなっている。

このようなモード(0,2)の発達は、水路実験および数値解析においてもみられる。図-11は、水路実験および数値解析により得られた河床形状を2重フーリエ級数で展開したときの各モードが有している振幅を示している<sup>29)</sup>。ここで、Case 2は、水路実験および数値解析において自己形成流路が形成されたものであり、Case 4は、数値解析において典型的な交互砂州が形成されたものである。なお、Case 2の2時間後では、まだ浮州は形成されていない。

2時間後の結果を見ると、自己形成流路が形成されるCase 2は、交互砂州が形成されるCase 4よりもモード(0,2)の河床形状が発達していることがわかる。図-11に示すように、モード(0,2)の河床形状は水路中央が盛り上がった形状である。水路実験及び数値解析において、最初に浮州が発生する領域は、水路中央付近であり、図-9～図-11の結果と考え合わせると、モード(0,2)の河床形状の発達が浮州の形成に重要な役割を果たしていると考えられる。

浮州形成後は、浮州上には砂は輸送されないため、モード(0,2)の発達は止まる。一方、浮州の発達とともに、流路が明瞭になるため、モード(1,1)が発達し、12時間後の自己形成流路のモード構成は、交互砂州のそれと似たものとなる。これまでの研究において、形成水理条件が異なるにも関わらず、自己形成流路と交互砂州が区別されていないのは、実河川の流れの非定常性に加えて、上記のような河床のモード構成の類似によるものと考えられる。

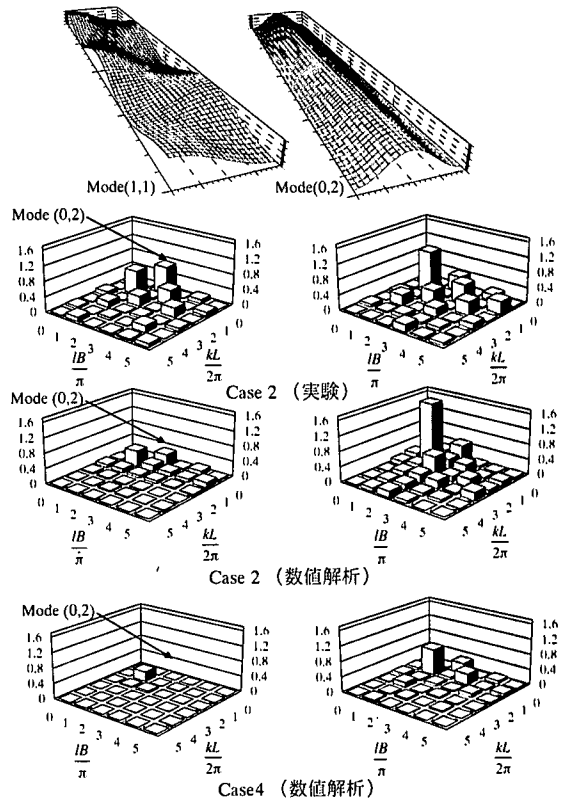


図-11 二重フーリエ級数展開により得られた河床形状の各モードの振幅 ( $B$ : 水路幅,  $L$ : 砂州の波長)

## 6. 結論

初期河床形状を平坦河床とし、定常的に給水と給砂を行う条件で形成される自己形成流路の形成過程と形成水理条件について検討してきた。本研究で得られた結果をまとめると以下ようになる。

- (1) 自己形成流路は、平坦床を初期河床形状とし、上流から定常的に給水と給砂を行う条件でも形成される。
- (2) 自己形成流路の形成水理条件は、川幅/水深が大きい条件であり、線形解析から得られる複列砂州の発生水理条件とほぼ一致する。
- (3) 1本の流路を有する自己形成流路の形成過程では、まず、複列砂州が発生し、時間とともに交互砂州に変化し、ついには浮州が発生して自己形成流路が形成される。
- (4) 平衡状態に到達する複列砂州の再現を数値解析により試みたが、全ての計算条件において浮州が発生し、自己形成流路が形成された。これにより、複列砂州が平衡状態に到達しない条件が広く存在する可能性が示された。

- (4) モード(0,2)の河床形状の発達が、1本の流路を有する自己形成流路の形成に重要な役割を果たしている。

謝辞：本研究は、一部、文部省学術フロンティア事業費の補助を受けていることを記し、ここに感謝いたします。

#### 参考文献

- 1) 中川博次, 辻本哲郎: 新体系土木工学 23 移動床流れの水理, 技報堂出版, p.6, 1994.
- 2) 内島邦秀, 早川博: 流量が減少した場合の交互砂州の変形特性, 第 31 回水理講演会論文集, pp.683-688, 1987.
- 3) 石井千万太郎, 岸力, 黒木幹男, 沓沢辰美: 砂州河道における河岸侵食と低水流路, 第 33 回水理講演会論文集, pp.379-384, 1989.
- 4) 湯城豊勝, 芦田和男, 江頭進治, 岡部健士: 低水路の形成と変動機構, 水工学論文集, 第 36 巻, pp.75-80, 1992.
- 5) 芦田和男, 江頭進治, 里深好文, 劉炳義, 梅本正樹, 河田利樹: 交互砂州河道の変動とその制御法, 京大防災研究所年報, 第 34 号, B-2, pp.221-246, 1991.
- 6) 玉井信行, 長尾哲, 三国史雄: 直線水路における複列砂れき堆と網状流路の形成について, 第 22 回水理講演会論文集, pp.265-273, 1978.
- 7) 藤田裕一郎, 赤松英樹, 村本嘉雄: 網状流路の形成過程, 第 31 回水理講演会論文集, pp.695-700, 1987.
- 8) 芦田和男, 江頭進治, 里深好文: 網状流路における流砂量, 水工学論文集, 第 35 巻, pp.391-396, 1991.
- 9) 芦田和男, 江頭進治, 里深好文, 後藤隆之: 網状流路の流路変動と流砂量, 京大防災研究所年報, 第 33 号, B-2, pp.241-260, 1990.
- 10) 芦田和男, 江頭進治, 里深好文, 後藤隆之, 寺西直之: 網状流路における混合砂礫の分級と流路変動, 京大防災研究所年報, 第 34 号, B-2, pp.247-260, 1991.
- 11) 里深好文, 高橋保: 網状流路のパターンおよび土砂輸送予測シミュレーション, 水工学論文集, 第 42 巻, pp.1111-1116, 1998.
- 12) 道上正規, 藤田正治, 日下部重幸: 水みちの発生・発達過程の実験とシミュレーション, 水工学論文集, 第 39 巻, pp.613-618, 1995.
- 13) Leopold, L.B. and Wolman, M.G.: River channel patterns - braided, meandering and straight, *U.S.G.S. Prof. Paper* 282-B, p. 85, 1957.
- 14) 木下良作: 石狩川河道変遷調査, 科学技術庁資源局資料第 36 号, p. 138, 1961 および参考編, p.174, 1962.
- 15) 黒木幹男, 岸力: 中規模河床形態の領域区分に関する

理論的研究, 土木学会論文集, 第 342 号, pp.87-96, 1984.

- 16) 藤田裕一郎, 永田順宏, 村本嘉雄: 多列砂州の形成・変化過程と細砂河床の影響, 水工学論文集, 第 36 巻, pp.23-28, 1992.
- 17) 小川良一, 深見親雄: 単列砂礫堆と二列砂礫堆との中間的形態について, 第 37 回土木学会年次学術講演会講演概要集, II-95, pp.189-190, 1979.
- 18) 村本嘉雄, 藤田裕一郎: 中規模河床形態の分類と形成条件, 第 22 回水理講演会論文集, pp.275-282, 1978.
- 19) 三輪式: 単列砂れき堆と複列砂れき堆との関係, 第 28 回水理講演会論文集, pp.775-781, 1984.
- 20) 芦田和男, 江頭進治, 里深好文, 後藤隆之, 尾島知: 流路の分裂機構に関する研究, 京大防災研究所年報, 第 35 号, B-2, pp.63-78, 1992.
- 21) 高橋保, 江頭進治, 里深好文, パンビンドン, 矢島英邦: 網状流路の形成過程に関する研究, 京大防災研究所年報, 第 36 号, B-2, pp.451-464, 1993.
- 22) Engelund, F.: Flow and Bed Topography in Channel Bends, *Jour. of Hy. Div. ASCE*, Vol. 100, No. HY11, 1974.
- 23) 芦田和男, 道上正規: 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第 206 号, pp.59-69, 1972.
- 24) 芦田和男, 江頭進治, 劉炳義: 二層モデルによる複断面河道の流れおよび河床変動の数値解析, 京大防災研究所年報, 第 35 号, B-2, pp.41-62, 1992.
- 25) 永瀬恭一, 道上正規, 檜谷治: 狭窄部を持つ山地河川の河床変動計算, 水工学論文集, 第 40 巻, pp.887-892, 1996.
- 26) 須賀堯三: 河川における蛇行のモード変化, 第 37 回土木学会年次学術講演会講演概要集, II-292, pp.583-584, 1982.
- 27) 黒木幹男, 石井千万太郎, 板倉忠興: 砂州波高に関する理論的研究, 水工学論文集 第 36 巻, pp.1-6, 1992.
- 28) 福岡捷二, 山坂昌成: 河床形状・流れ・流砂量の非線形関係を考慮した交互砂州の平衡波高の理論, 土木学会論文集, 第 357 号, pp.45-54, 1985.
- 29) 長谷川和義, 山岡勲: 発達した交互砂州の性状に関する実験と解析, 第 26 回水理講演会論文集, pp.31-38, 1982.

(2000. 7. 14 受付)

## FORMATIVE PROCESS AND DOMAIN OF A SELF-FORMED STREAM CHANNEL

Hiroshi TAKEBAYASHI and Shinji EGASHIRA

Formative process and domain of a self-formed stream in a straight river channel are studied by means of flume tests and numerical analyses. The results suggest that a self-formed stream can be produced on the conditions of steady water- and sediment- discharges and flat initial bed, and that it is produced easily in the generative domain of so-called multiple bars. In developing stage of a self-formed stream channel, multiple bars are produced firstly, and then transformed into alternate bars. Furthermore, the possible existence of multiple bars approaching an equilibrium stage is investigated by means of numerical analysis under a wide range of hydraulic condition. The numerical results suggest that any multiple bar changes into a self-formed stream under the studied conditions.