

報 文

蛇行河道における砂礫堆の成因

池 田 宏

I まえがき

河床は、それを構成している岩屑と、その上の流水との相互作用の結果、様々な形態を呈する。筆者は河床形態を、砂礫堆のあり方に注目して、砂礫堆の多数形成されるものから、形成されないものまでの4つのタイプに分類し、各タイプの形成条件を水路実験および野外における実際河川の観察によって明らかにした(池田, 1973, 1975)。すなわち、各タイプの形成条件は、河道の縦断勾配 S と幅/深さ比 W/D の積である河道形状示数($S \cdot W/D$)と、水流による河床面での摩擦速度 U^* と底質の移動限界摩擦速度 U^*c との比である流れ強度(U^*/U^*c)によって表わされ、河道形状示数が小さな河道には砂礫堆が形成されないとされた。

冲積河道においては、上流から下流へ、一般に河道形状示数が減少するので、河床形態もそれに伴ってタイプ1→2→3→4と配列することが多い。このことから、河道の幅/深さ比の小さな冲積河川下流の緩流砂床河川では、河道形状示数の大きさからは、砂礫堆が形成されることになる。ところが、利根川下流の佐原付近においては、 $S \cdot W/D$ の大きさは0.007程度で、砂礫堆の形成されない条件に入るにもかかわらず、河床は交互砂礫堆の形態を示しており、しかも、1971年9月2日の洪水時に現れた洪水流の航空写真測量によれば、洪水の最中にも、砂礫堆が形成さ

れていることが確かめられた(木下, 1972)。

ここで、a) 河道が蛇行しているために、砂礫堆と同様の河床形態と水流の特性が出現したのか、それとも、b) たとえ直線的河道であっても、洪水時の水流に、このような交互の砂礫堆を形成する性質があるのか、いいかえれば、砂礫堆が形成された結果、河道の蛇行が生じたのか、が問題とされた。

利根川下流をはじめとする、蛇行した緩流砂床河川に共通してみられる砂礫堆が、a) か b) かを知ることは、河川蛇行の成因に関する重要な問題である。木下良作(1961)は、直線的河道に砂礫堆が形成され、それによって水流が蛇行し、河岸の侵食が生じ、同時に凸岸への堆積作用が進行して、河道蛇行が生ずる場合があることを模式的に示した。木下は、砂礫堆形成が河川蛇行の唯一の原因と考えたわけではないのであるが、砂礫堆の形成条件を、河道蛇行の発生条件であると考える人が多くなったのは事実である。

a), b) のいずれかを決定するためには、第一に、河道の屈曲が水流および河床形態に及ぼす影響を検討すること、そして第二に、実際河川における砂礫堆の形成条件を、より明確にすることが必要である。

本研究では、上述のような観点から、振幅の異なる蛇行水路を用いて砂床形態に及ぼす蛇行振幅の大きさの影響を調べ、その結果を用いて、実際の蛇行河川にみられる砂礫堆を観察し、緩流砂床

河川にみられる砂礫堆の成因が、a) か b) かを明らかにしようと試みた。

II 蛇行実験水路における砂礫堆の形状

1) 実験方法

蛇行に関する水路実験は、従来、極めて多数行なわれてきたとはいって、水路の側壁を固定した、いわゆる強制（拘束）蛇行水路を用いた実験の中で、水路の蛇行振幅を変化させて、それが砂床形態に及ぼす影響を調べた例は極めて少ない。

木下（1962）は、蛇行水路の振幅を次第に増していったとき、ある程度以上振幅が大きくなると、砂礫堆は移動しなくなることを示した。芦田・塩見（1966）は、砂礫堆の移動限界の振幅を定量的に求めようと試みた。最近、木下・三輪（1974）によって、砂礫堆の移動を阻止する水路の限界曲率に関する実験が行なわれ、ついに、限界曲率が明らかにされた。ついで、蛇行水路における流れの特性と、砂礫堆の形状特性が明らかにされつつある（木下、1976）。鮎川ら（1972）も、蛇行水路における砂床形態を、木下と同様の立場から追究している。そこで、ここでは、振幅の異なる蛇行水路に、直線水路において砂礫堆が形成される条件ばかりでなく、形成されない条件をも与えて、砂床の形状を調べた。

実験に用いた水路は、長さ 5.5 m、最大幅 70 cm の木製台架上に設置した、幅 10 cm、深さ 10 cm、有効長 5 m のカラートン製のものである。水路床の勾配は、水路上流側にジャッキを設置して可変とした。水路から流出した水と砂は、水路下流端の沈砂槽からポンプによって送水パイプを通り、水路上流端へ返送される循環方式を採用した。

流量は、送水パイプの途中に、ベンチュリ・メーターとバルブを設け。ベンチュリ・メーターに接続させたマノメータの読みによって、バルブの開閉を調節し、任意の流量を設定し、各 Run の終りには、水路下流端において、容積法によって、流量を検定した。水面および砂床高は、水路に設置したポイント・ゲージによって読み取り、

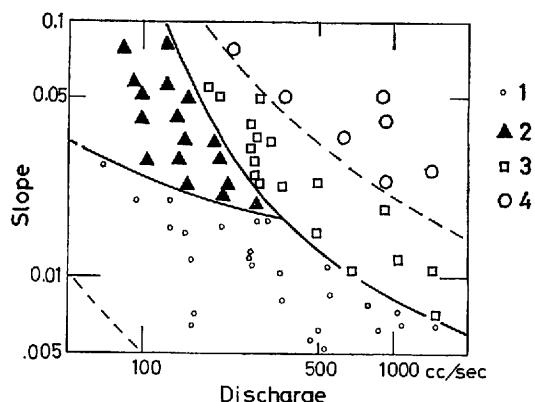


図 1 直線水路における砂床形態の形成領域

水路幅 10 cm、実験用砂の中央粒径 0.21 mm
1: 砂れん、2: 砂礫堆、3: antidune、4: chute & pool

その測定値から水面勾配を算出した。水流の表面流速は、アルミ粉末の微量を水面に落し、一定距離の流下時間を測定して求めた。平均流速の測定には色素流下法を用い、トレーサーとして白色のポスター・カラーを使用した。これら流速の測定は 3 回行ない、それらの平均値をとった。流量を平均流速で除し、流水断面積を求め、これを水路幅で除して、平均水深とした。なお、表面流向は、アルミ粉末を撒布して観察し、また写真撮影をした。砂床形の撮影にも、白色のポスター・カラー水溶液を利用した。

実験用砂は、中径 0.125 mm～0.3 mm の砂が 90%以上を占める分級の極めて良い、大磯海岸産の細砂であり、その中央粒径は 0.21 mm である。この砂の移動限界摩擦速度は岩垣公式によると、 1.49 cm/sec である。

2) 実験条件

蛇行水路を用いた実験に与える水理条件を決めるために、最初に、幅 10 cm の直線水路において、流量と勾配を変化させて、砂床形態と、その形成領域を調べた（図 1）。直線水路における砂礫堆の形成領域は、このように、流量と勾配の組み合せによって、明瞭に区分され、幅が一定の水路では、勾配が大きく、水深（流量）が小さい場合に砂礫堆は形成される（池田、1973）。

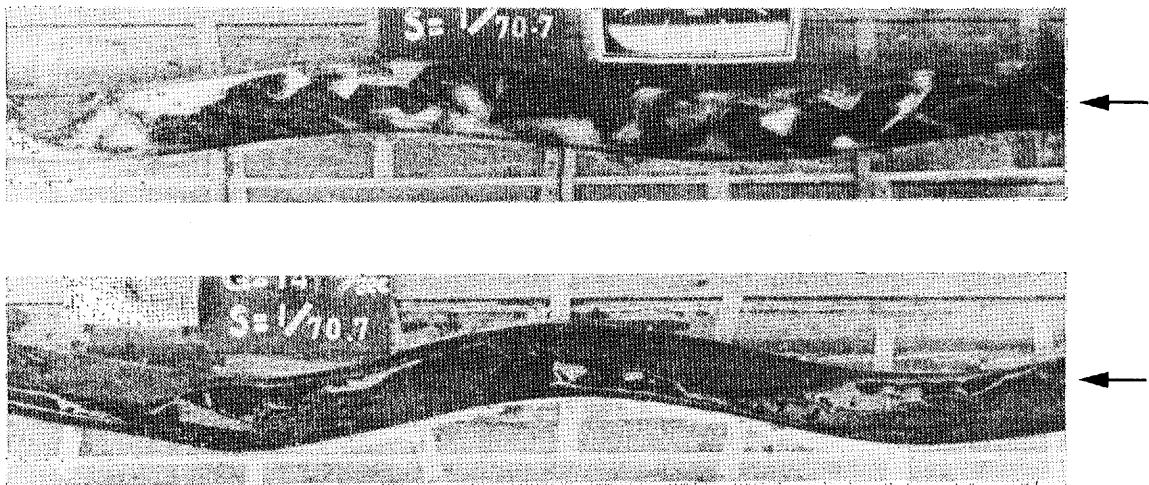


図 2 蛇行水路の振幅が砂床形態に及ぼす影響（減水中に撮影）

上：振幅 5 cm, 流量 139 cc/sec, 勾配 1.45×10^{-2}

下：振幅 7 cm, 流量 131 cc/sec, 勾配 1.39×10^{-2}

次に、実験に使用する蛇行水路の形状を決定する目的で、砂礫堆の形状、とくに、波長を調べた。同一水理条件で形成される砂礫堆の波長は、すでに明らかにされているように、変動範囲が広く、その前進速度によって著しく変化し、ある流量と勾配の組み合せに対応した代表的な波長というものは、前進速度を加えないかぎり、決定しえない（木下、1962、池田、1973）。いいかえれば、波長のみを考えれば、どのような水理条件によっても出現する共通の波長というものが存在するということである。そこで、以下の実験で使用する蛇行水路の波長としては、共通的に出現する砂礫堆の波長が、水路幅の 10 倍ほどであること、また一般に河道蛇行の波長が河道幅の 7~12 倍になっている（Leopold & Wolman, 1960）ことを考慮して、1 m とした。

蛇行水路の平面形状としては、自然河川の蛇行形状を取り込むこととし、河道の偏角が河道に沿う距離に対して Sine 変化をする Sine-generated curve (Langbein & Leopold, 1966) を採用し、振幅を、3 cm, 5 cm および 7 cm の 3 種類とした。使用した蛇行水路の曲率は、木下良作の手法（木下・三輪、1974）によって測定すると、それ

ぞれ、 $11\sim12^\circ$, $16\sim18^\circ$, $21\sim23^\circ$ である。

上記 3 種の曲率をもつ水路において、合計 65 Run の実験を行ない、水路の湾曲が砂床形態に及ぼす影響を調べた（柴田謙二、1974）。

その結果を、砂礫堆形成条件から外れる場合と、形成条件内とに分けて、記述する。

3) 砂礫堆形成条件から外れる場合

蛇行水路では、直線水路と違い、水路の湾曲によって水流が集中・発散し、それによって、直線水路ならば砂礫堆が形成されない水理条件下でも、砂礫堆と同様な砂床形態が出現する。

図 2 に示したように、その形態は、勾配、流量が一定ならば、蛇行振幅の大きいほど明瞭になる。また、振幅と勾配が一定ならば、流量の増すほど、砂礫堆は、より顕著になる（図 3）。同様に、振幅と流量が一定ならば、勾配を増すほど、砂礫堆の起伏は大きくなる（図 4）。

以上のように、蛇行水路の砂床に形成される砂礫堆と類似の砂床形態は、蛇行水路の振幅、流量および勾配が増大するにつれて顕著になり、起伏を増す。

蛇行水路床において、深掘れの形成される位置は、図 5 に示されるように、アルミ粉末の集中し

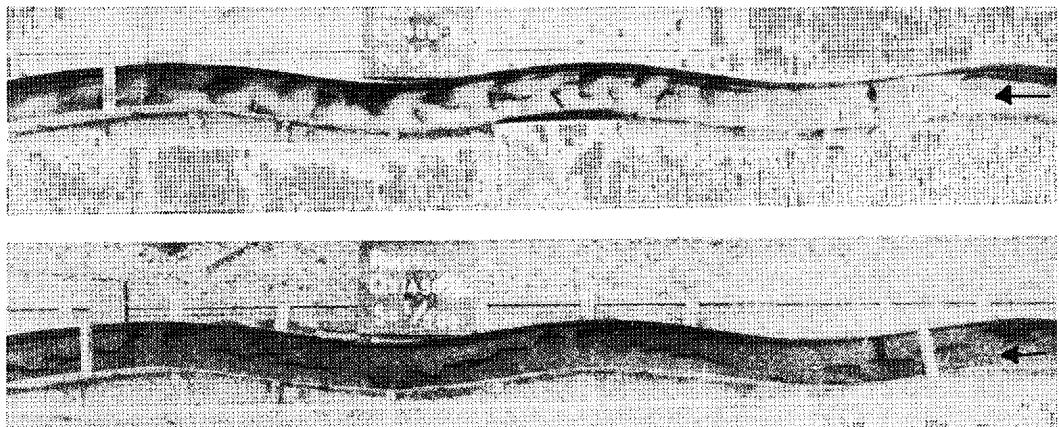


図 3 流量の増加による砂床形態の変化（振幅 5 cm 水路、減水中に撮影）

上：流量 416 cc/sec , 勾配 0.40×10^{-2}

下：流量 $1,480 \text{ cc/sec}$, 勾配 0.40×10^{-2}

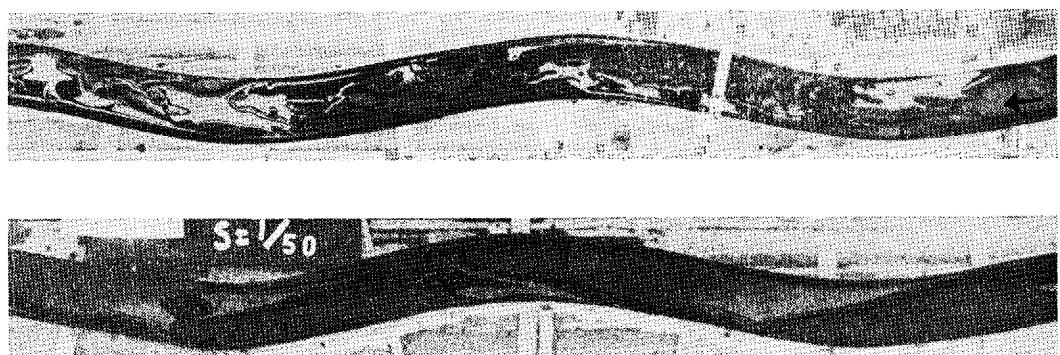


図 4 砂床形態に及ぼす勾配の影響（振幅 7 cm 水路、減水中に撮影）

上：勾配 0.88×10^{-2} , 流量 137 cc/sec

下：勾配 2.01×10^{-2} , 流量 141 cc/sec

なお、図 2 の下は、ここに示した写真の中間にあたる。



図 5 強制砂礫堆上の表面主流線（アルミ粉末を撒布して撮影）

実験条件は図 4 の下と同じ。

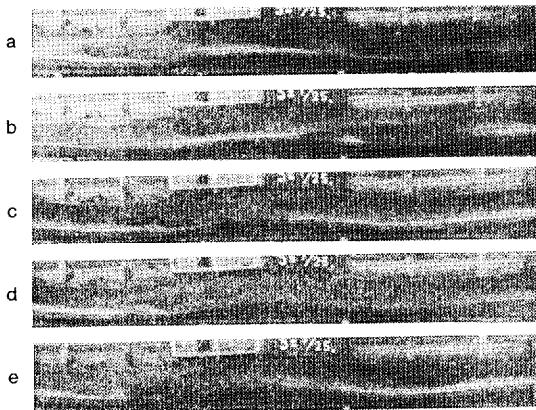


図 6 振幅 3 cm の蛇行水路における砂礫堆の移動（流量 99 cc/sec, 勾配 3.93×10^{-2} ）

a ~ e の撮影間隔は、30, 15, 10, 60 秒である。

て流れている表面主流線と一致しており、蛇行水路の転向部より発し、下流へ幅を拡げるとともに不明瞭となり、新たに対岸側に深掘れが生ずる。その位置は、水理条件を変化させても、ほぼ一定していて、時間的変化をしない。

以上のことから、直線水路ならば砂礫堆が形成されない水理条件下でありながら、蛇行水路の砂床に形成される深掘れは、水流の集中による局所洗掘現象にほかならないと考える。蛇行水路においては、水路の湾曲によって、水流の集中と発散が生じるため、砂床には、砂礫堆と同様な形態が形成されるのである。水路の湾曲によって強制され、その位置が時間的に変化しないこの砂礫堆を、強制砂礫堆と仮称する（池田・柴田、1974, 木下・三輪、1974）。これに対して、直線水路において形成され、流下・前進する砂礫堆を、強制砂礫堆と区別するために、移動砂礫堆と仮称する。

4) 蛇行水路における移動砂礫堆の移動特性

振幅が 3 cm の蛇行水路における 8 Run の実験結果の中から、移動砂礫堆の移動の 1 例を、図 6 に示す。砂床を平坦にして通水すると、蛇行水路の転向部から凸岸にかけて洗掘を生じ、凸岸から下流へ堆積して図 6 の a の状態となる。その

後、通水を継続すると、砂礫堆は流下・前進し、砂礫堆の尖端が凸岸の曲頂に達する（図 6—c）。その時、左岸側の転向部から下流の凸岸にかけて洗掘が生じ、新たな砂礫堆が形成され、砂礫堆が分裂した状態になる（図 6—d）。

新たに形成された砂礫堆は、ある程度発達するとその位置を変えなくなるため、以前からあった砂礫堆が流下してくると、両者は合体して再びひとつになってしまう（図 6—e）。砂礫堆の移動に伴い、転向部からその下流側の凸岸にかけて洗掘が生じ、その結果形成される砂礫堆は、その位置と移動しないことから、前述の強制砂礫堆であると考えられる。振幅 3 cm の蛇行水路では、砂礫堆の流下・前進に伴って、一時的に強制砂礫堆が出現して、砂床形態は複雑化しながらも、移動砂礫堆は次第に、下流方向へ移動していくといえよう。

振幅 5 cm の蛇行水路では、流量と勾配の異なる 8 つの Run を行なった。その結果、砂礫堆の移動状態は振幅 3 cm の場合とは著しく異なることが判明した（図 7）。

すなわち、砂床面を平坦に均らし、通水した際、通水直後の砂礫堆の配列は、振幅 3 cm 水路のばあいと同様、強制砂礫堆の配列と一致していることが普通である（図 7—a）。この配列は、水路の蛇行に対し、砂礫堆上の水流の蛇行が一致した状態とみられ、この時が水流の蛇行は最も強い。通水を継続すると、砂礫堆は下流方向へ前進し、水路の蛇行とは一致しない配列をとるようになる。すなわち、各砂礫堆の尖端は転向部から下流へ移動して凸岸の曲頂部に達する。この時、転向部から下流の凸岸の曲頂部にかけて、深掘れが発生し、もとからあった対岸の深掘れとともに、舌状の砂礫堆を形成する（図 7—d, e）。この状態の時が、砂床は最も平坦に近い。時には、一時的に、全く平坦になてしまうこともあった。そのような時には、水路が蛇行しているにもかかわらず、水流は蛇行した水路壁に平行するコースを示した。

舌状の砂礫堆が形成された後に、砂床形態には

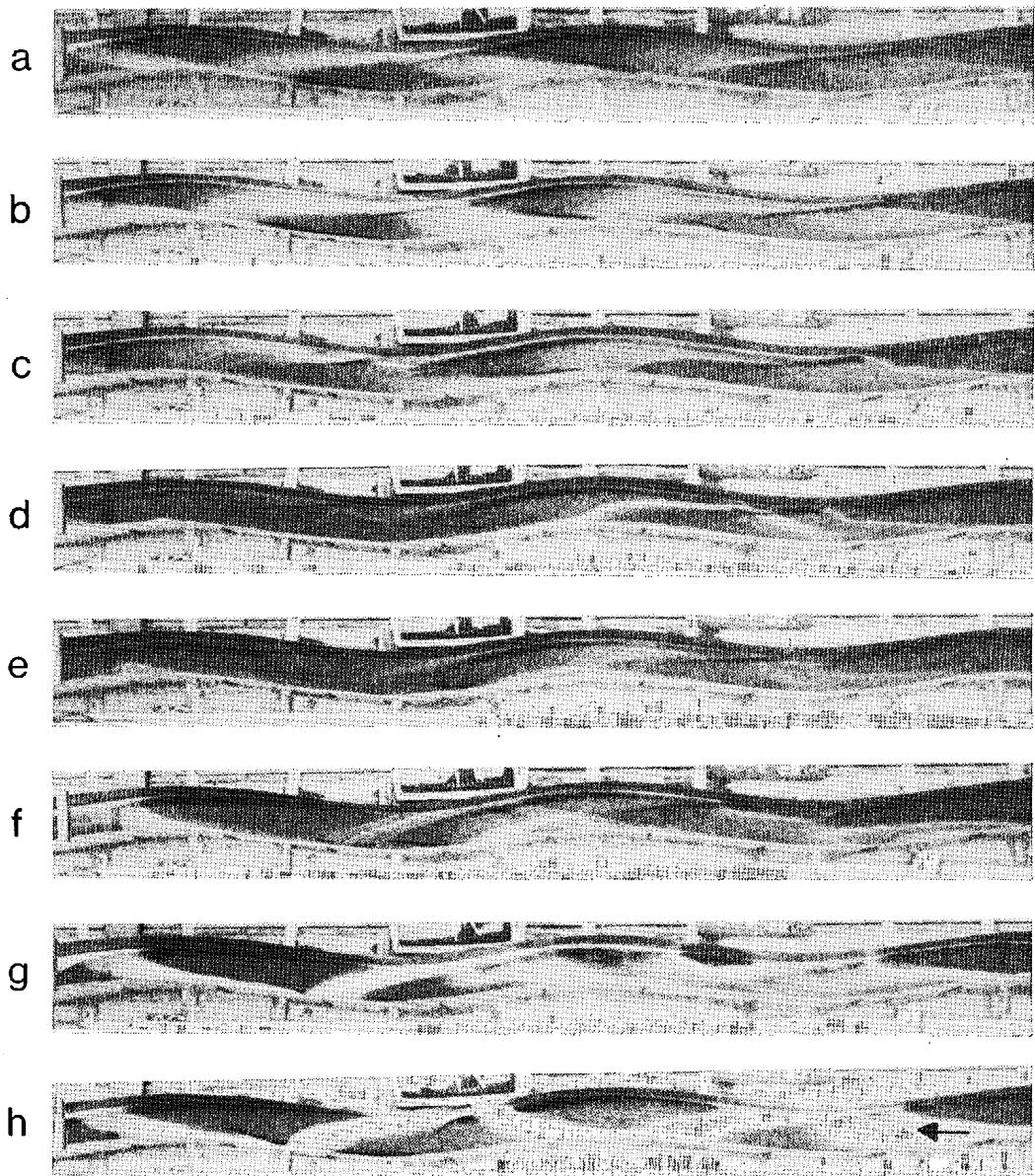


図 7 振幅 5 cm の蛇行水路における砂礫堆の移動（断続通水、減水中に撮影）

流量 146 cc/sec, 勾配 2.90×10^{-2}

a ~ c および g ~ h は 30 秒間隔, c ~ g は 15 秒間隔

著しい変化が生ずる。すなわち、新たに生じた深掘れが発達し、逆に、今まであった深掘れが不明瞭になって、ついに砂床は再び強制砂礫堆の配列と同じように砂礫堆が形成されるのである（図 7—

h）。以上のように、振幅 5 cm の蛇行水路では、砂礫堆は安定な配列から流下しては、その尖端が凸岸の曲頂部に到達すると消滅し、再び安定な配列をもった新たな砂礫堆が出現する。このような

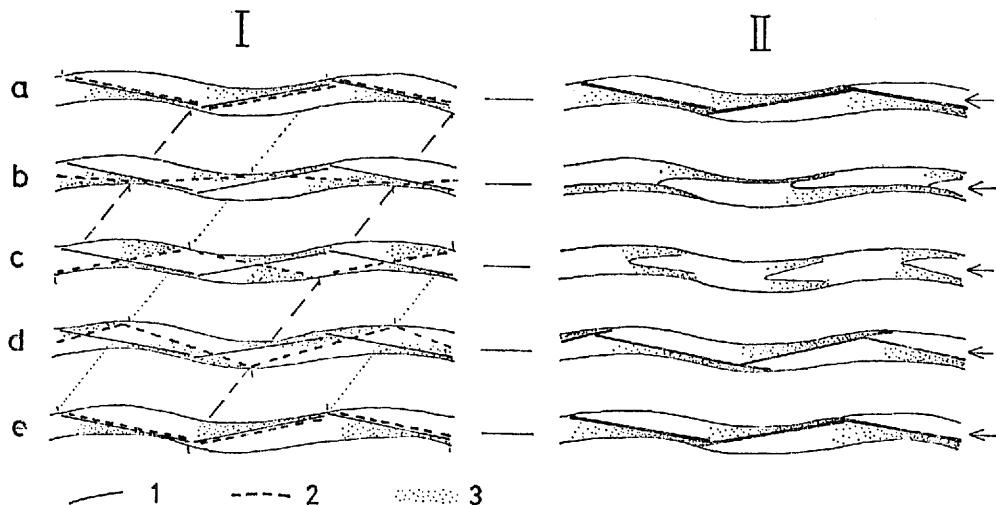


図 8 振幅 5 cm の蛇行水路に出現する砂床形態の説明図

I : 強制砂礫堆と移動砂礫堆の配置関係

II : 出現する砂床形態

1 : 強制砂礫堆の前縁, 2 : 移動砂礫堆の前縁, 3 : 深掘れ

(この図では、移動砂礫堆の波長と水路蛇行の波長とを一致させて描いてあるが、実際には移動砂礫堆の波長にはばらつきがあるため、この図のように水路全体が常に同一パターンになるわけではない)。

変化は、芦田・塩見（1966）が、「流下しては消え、再びもとの位置に形成される」と表現したものに相当するのであろう。

上述のような、振幅 5 cm の蛇行水路における移動砂礫堆の移動・変形特性は、図 8 のように、水路の湾曲に起因して常に一定の場所に形成され、变形・移動しない強制砂礫堆と、移動砂礫堆とが重なり合っているものとみなすことによって明瞭に説明される。すなわち、移動砂礫堆が強制砂礫堆に対して、どのような位置関係にあるかによって、出現する砂床形態は決定されるのである。両砂礫堆の配列が一致した場合（図 8-a）に、砂礫堆の起伏は最大となる。一方、移動砂礫堆が流下して、その配置が強制砂礫堆と逆向きになると、舌状の砂礫堆が水路中央に形成され（図 8-c），時には、砂床が平坦になってしまう。これは、両砂礫堆上の水流のもつ蛇行性が、互いに打ち消し合った結果とみられる。蛇行水路においては、移動砂礫堆は、上記のような二重構造をもっているのである。

一方、振幅が 7 cm の蛇行水路では、流量と勾配の異なる 13 の Run において、いずれの場合にも、砂礫堆は一定位置に形成され、時間的に変動しなかった（図 9）。その配列は、前述の強制砂礫堆と一致していて、しかも、強制砂礫堆との間に、形態的な差異は認められない。振幅の大きな蛇行水路では、強制砂礫堆の影響が強まって、移動砂礫堆が表面化しなくなったとも、また、移動砂礫堆の前進が、水路の湾曲によって停止しているともいえよう。砂礫堆の移動と停止の境界条件については、木下・三輪（1974）による詳細な実験が行なわれ、その結果、砂礫堆の移動・停止の境界条件は、極めて簡単な水路の幾何学的形状によって決められていることが明らかにされたが、本実験の結果は、木下らの結果と一致している。

以上の実験の結果、蛇行水路における砂礫堆は、水理条件と水路条件との組み合せによって、表 1 のようにまとめられる。蛇行水路における移動砂礫堆は、蛇行の振幅が小さいうちには、その変



図 9 振幅 7 cm の蛇行水路における砂礫堆 (流量 143 cc/sec, 勾配 2.76×10^{-2})

上：通水後 1 分
下：通水後 8 分（減水中に撮影）

表 1 蛇行水路における砂礫堆

水理条件	直線水路	蛇 行 水 路		
		小 ← 振 幅 → 大	*	
移動砂礫堆形成条件内	移動砂礫堆	移動砂礫堆は、変形を受けつつも移動	移動砂礫堆と強制砂礫堆の二重構造が出現	移動砂礫堆は停止、強制砂礫堆との判別不能
移動砂礫堆形成条件外	砂礫堆は形成されない		強制砂礫堆	

注) *は砂礫堆移動限界曲率

形・移動をとらえることによって、強制砂礫堆との判別が可能である。しかしながら、移動限界曲率以上に振幅の大きい蛇行水路では、そこに形成されて、移動しない砂礫堆が、砂礫堆形成限界内にありながらも、蛇行水路の振幅が大きいために停止している移動砂礫堆なのか、あるいは、強制砂礫堆なのかを判別することは、平面形状などからは不可能である。それを判別する確実な方法は、蛇行している水路を直線化することである。水路を直線化したときにも、なお砂礫堆が形成されるならば、それは前者であるといえようし、もし砂礫堆が消滅したならば、その砂礫堆は移動砂礫堆ではなく、水路の湾曲によって形成される強制砂礫堆であると断定されるのである。

III 蛇行河道における砂礫堆

—江戸川上流部の河道の場合—

緩流砂床河川の河道は、普通、砂礫堆の移動限界曲率以上に湾曲しているため、河床の砂礫堆の観測によっては、それが移動砂礫堆か強制砂礫堆かを判別することは困難である。両者を判別することは、実験水路の場合と同様、その河道を人工的に直線化し、その前後の河床形態を比較することによって可能になるわけであるが、現実には、そのような機会は多くない。そこで、ここでは、一本の河道において、蛇行している河道区間と直線的な河道区間の河床形態を比較することによって、河道の平面形が河床形態に及ぼす影響をとらえるという方法を採用した。調査河道として、緩流砂床河川で、河状が上・下流で著しく変化せず、しかも、蛇行区間と直線的区間があることを

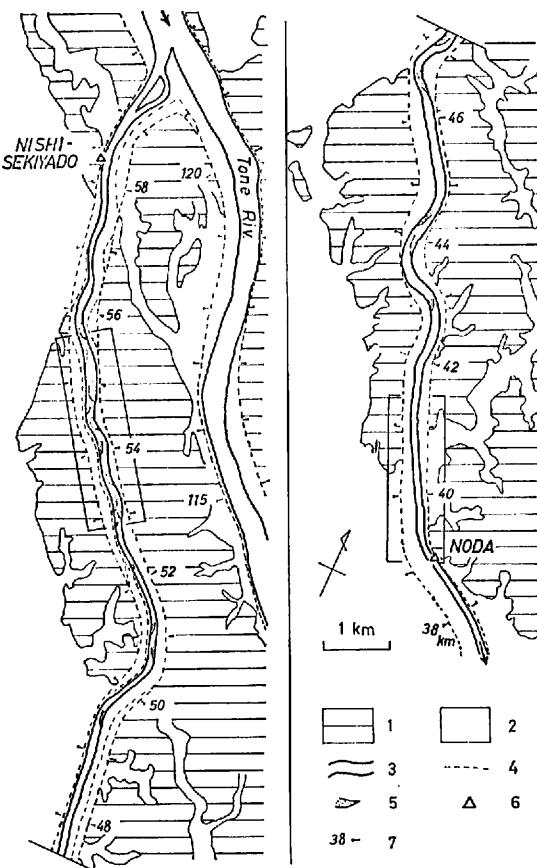


図 10 江戸川上流の河道

- 1: 洪積台地
- 2: 沖積低地
- 3: 河道
- 4: 人工堤防
- 5: 浅瀬・洲
- 6: 水位・流量観測所
- 7: 河口からの距離 (km)

条件に、江戸川の上流部を選定した（図 10）。

1) 江戸川上流河道の概要

江戸川は、茨城県猿島郡境町付近で利根川より分流し、千葉県と埼玉県および東京都との境を南流して東京湾に注ぐ、流路延長約 60 km の河川である。その河道のうち、上流部の閏宿～野田間、約 20 km は、江戸時代中期の利根川東遷以後、洪積台地を開削して作られた人工的河道である。この区間に流入する水量は、江戸時代には、利根川との分岐点に「棒出し」と称される石堤を両岸から突出させて、人工的狭搾部を設け、洪水の流下を毎秒約 840 m^3 に制限していたが、明治時代以降、次第に増大され、戦後のカスリン台風

以後は、野田地点での計画高水流量は $5,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ とされた。これに伴い、河積の増大をはかるために、建設省によって、高水敷の掘削や旧堤の引堤工事が進められてきている（建設省、1972）。

この河道区間では、また、1950 年代から 1961 年にかけて、河床からの砂採取が盛んに行なわれ、その全量は、江戸川全川では、1958～1961 年の 4 ヶ年間だけで約 500 万 m^3 を越えたとされている（建設省、1962）。これは江戸川の河床全面について、1 m の厚さに相当する。そこで、閏宿と野田の流量観測所の資料によって、流量と水位の関係を検討してみると、1956 年以降、上流の西閏宿の観測所では、河床の低下は不明瞭であるが、野田の観測所では、1950 年代初頭から 1960 年までに、約 1.5 m の河床低下があったと推定される。砂採取の禁止された 1962 年以降は、西閏宿および野田とも、河床は安定している。

江戸川上流区間の流量について、上流端の西閏宿と下流端の野田の流量観測所での高水流量・日流量を、高水一覧表と流量年表を用いて比較対照してみると、ピークの出現する時刻が両観測所間で 3 時間前後ずれること（建設省、1960）によって日流量値には 10% 前後の差が生じているが、出水ごとのハイドログラフには大きな差異はなく、低水流量から高水流量まで全量にわたって、この区間では、流量の上・下流の変化はほとんどないとみてよいであろう。なお、この区間の年平均流量は、1938～1959 年までは、 $100 \sim 200 \text{ m}^3/\text{sec}$ (平均 $142 \text{ m}^3/\text{sec}$) と大きかったが、1960 年以降は $100 \text{ m}^3/\text{sec}$ 前後 (平均 $92 \text{ m}^3/\text{sec}$) におさえられ、しかも年々減少の傾向にある。

この区間の河道の縦断勾配は、1976 年 3 月の江戸川縦断面図によれば、上・下流一定で、 0.26×10^{-3} である。河床物質は、中径 $0.42 \sim 0.94 \text{ mm}$ の中砂～粗砂が 50～75% を占めている（建設省、1965）。その中央粒径は、河道の横断方向には、かなりの差異が認められるものの、この区間内で縦断的な変化はなく、その平均は 0.54 mm である。なお砂粒の比重は 2.7 である。

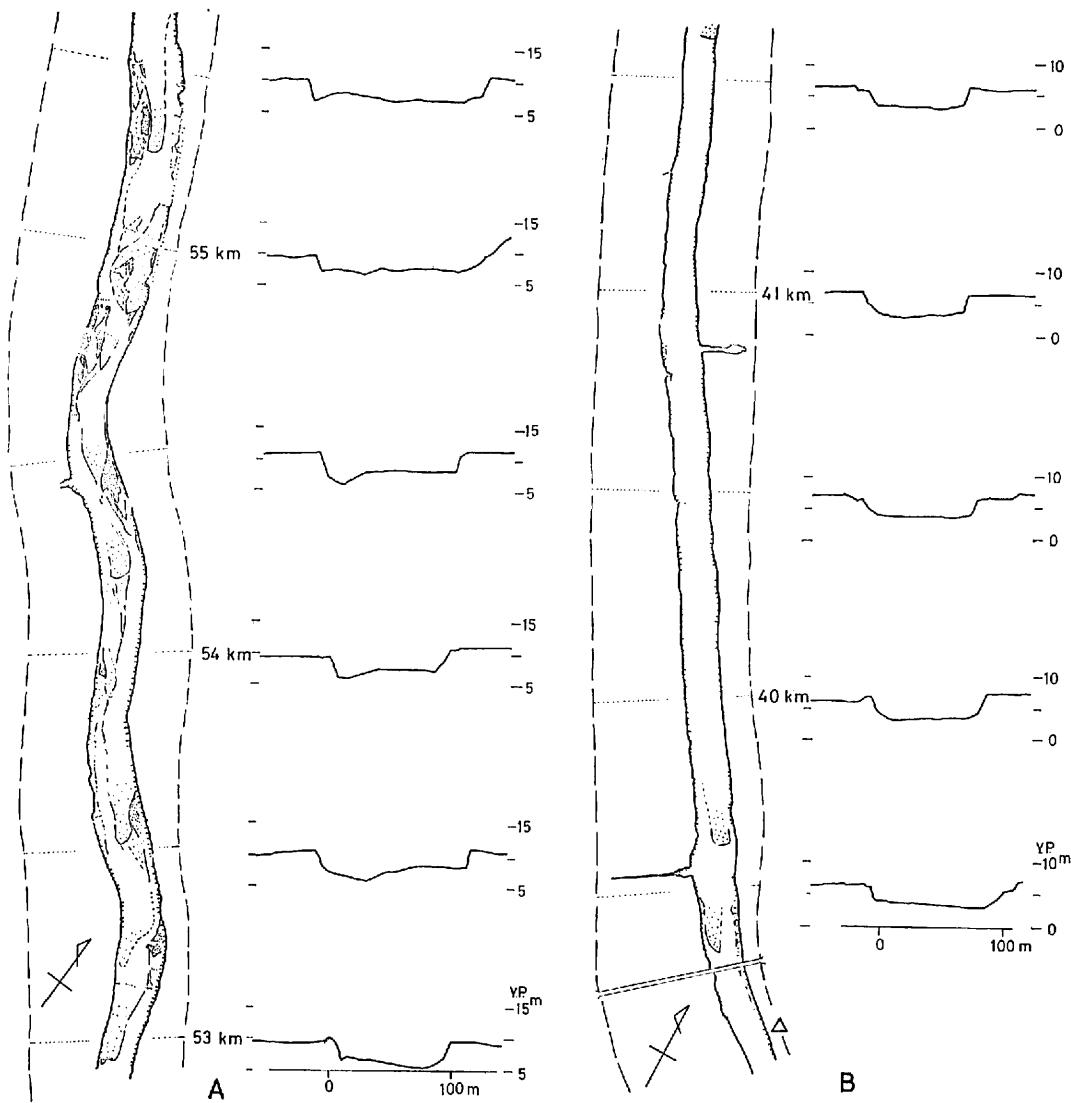


図 11 河道平面形状と河床形態

A : 蛇行区間
B : 直線的区間

(横断図は 1973 年 3 月)

2) 江戸川上流における河道平面形状と砂礫堆の分布

関宿～野田間の約 20 km 区間の河道平面形状を示す図 10 中に、1964 年および 1969 年撮影の空中写真（建設省国土地理院、約 1/2.5 万）にみられる浅瀬の分布を示した。これによると、江戸

川上流の河道のうち、蛇行区間には、その河床の浅瀬の分布から、河道の屈曲と対応する規模の大きな砂礫堆の存在が判読されるが、直線的河道区間には、写真判読からは、砂礫堆の存在を示すような浅瀬は認められない。そこで、次に、この点を蛇行河道区間と直線的河道区間の中から代表的

な区間をとりあげて、より詳細にみる。

蛇行河道区間としては、上流側の 59~53 km の間から、河道の幅が後述する直線的河道の幅（約 90 m）に近い、55.5~53 km 間を代表区間に選定した。この区間の河床には、1975 年 1 月 6 日撮影のカラー空中写真（国土地理院、縮尺約 1/8,000）によると、水深分布を示す色調の濃淡によって、砂礫堆が形成されていることが判る（図 11-A）。その平面形状は、細部については年次によって異なるが、その概形は河道の平面的な屈曲と対応した配置を示し、1964 年撮影の空中写真に認められる配列とその大勢は変化しておらず、この区間の砂礫堆は移動しないものとみられる。河道の横断形は非対称性が強く、左右岸の河床高の差は 2 m にも達する。

直線的河道区間としては、49~47.5 km 間と 41.5~39 km 間があるが、このうち、前者は河道が右岸側人工堤防の基部にあり、河岸には 25~40 m の長さをもつ水制工がほぼ 100 m おきに設置されており、河道の幅も不整一である。これに対し、41.5~39 km 間は、人工工作物が少なく、河道幅も一定していることから調査河道区間に選定した。この区間では、1974 年 12 月 26 日・1975 年 1 月 13 日に撮影されたカラー空中写真（国土地理院、縮尺約 1/8,000）によると、1967 年および 1969 年の空中写真によって砂礫堆が認められなかったと同様、わずかに野田橋の上流に浅瀬がみられるものの、それより上流には浅瀬は認められない。この区間の河道横断形は対称的であり、横断内での河床高の差は、最大でも 0.7 m 以下で、平坦な河床といえよう（図 11-B）。1976 年 3 月に、建設省野田工事事務所によって撮影されたカラー斜め写真によても、この事実に変化はない。

なお、1972 年に撮影された空中写真には、この区間の河床に、河道幅の 4 ~ 5 倍程度の極めて短波長の砂礫堆が認められるが、これらは、河道の横断形状に大きな変化を生ぜしめるほどの起伏ではなく、低水時の水流によって形成されたものと考えられる（池田、1975）。

流量、河床物質および河道の勾配などが総合的に一定で、河道の幅も大差ない江戸川上流部において、河道が蛇行している 55.5~53 km 間の河床には起伏の大きな砂礫堆が形成されているのに對し、河道が直線的な 41.5~39 km 区間では、河道の横断形が対称的で、砂礫堆の形成が不明瞭であるという事実から、江戸川上流部の蛇行河道区間の河床に形成されている砂礫堆は、強制砂礫堆であると判定される。

3) 支配流量からの水理条件の検討

江戸川上流部の蛇行河道にみられる砂礫堆が、河道の屈曲によって生ずる強制砂礫堆であることが判った結果、洪水時には、湾曲部の砂礫堆の起伏は増大されるが、逆に、減水時には、砂礫堆の高まりの部分の砂は流送されて、深掘れ部を埋めたて、河床は平坦化すると考えられる。

一方、直線的河道区間では、洪水時に平坦化された河床に、水深 4 m ほどの出水中には、波長 2 ~ 5 m、波高 0.5 ~ 1 m の砂堆（dune）が形成され（土屋、1971）、また低水時には、水深が小さくなつて、幅／深さ比が大きくなり、水流は移動砂礫堆の形成領域に入つて、前述の 1972 年の例のように、移動砂礫堆が形成されると考えられる。

現実の大局的な河床形態は、これら諸作用の釣り合った状態とみることができようから、ある変動幅をもつて時間的に変化している河川流量の、ある程度の流れが、その河床形態の概形を形成していると考えてもよいであろう。すなわち、ある流量の時を考えると、これ以上の流量で流送される岩屑の量が、これ以下の流量で流送される岩屑の量と等しくなり、長年月について考えると、河床の洗掘も堆積も、この流量でバランスしていく、平衡状態を保つと考えるのである。このような流量は、河道形成流量（channel forming discharge）とか、支配流量（dominant discharge）と呼ばれている。

支配流量という語は、Inglis (1949) によって提案されたとみられるが、このような考えは古くからあり、Regime Theory は、この支配流量に

もとづいた河道幅・潤辺・勾配などの間の関係式を与えたものであった(吉川, 1966, P. 131~134.)。支配流量は、原始河川であれば河岸満水流量(bankfull-discharge)にあたると考えられるが、江戸川上流のように、近年著しい河床低下をした河道の、しかも人工的に築造された河川堤防間の高水敷には、この方法は適用できない。そこで、Walker & Marlette(1966)や河村(1968)の考え方にならって、流砂量の観点から支配流量を算定する。すなわち、Walker & Marlette(1966)は、流量として月平均流量を、また流砂量としては掃流砂量を考えて、米国のPlatte川とMissouri川の合流点における支配流量を推定し、また、河村(1968)は、流量として各洪水のピーク流量が最も強く河床に影響すると考えて月最大流量を使用し、全流砂量を対象として、長良川の忠節地点における支配流量を求めている。

ここでの最大の問題は流量と流砂量の関係である。流砂現象は、流水と河床の境界における極めて複雑な現象であるため、従来提出されている流砂量式は、パラメータの値によって流砂量が大幅に変化し、水理条件の広い範囲に適合する信頼すべき流砂量式は確立されていない。そこで、ここでは流量と流砂量の関係を、経験的に得られているように、全流砂量 Q_T と流量 Q の関係が、 $Q_T = \alpha Q^\beta$ と言わざるとし、そのべき指数 β の値として、Yang(1972)らが示しているように、Einstein-Brown公式やDu-Boys(デュボア)公式によって与えられる $\beta \approx 1$ 、Meyer-Peter-Müller公式による $\beta \approx 2$ 、そしてEinsteinの掃流砂関数によって与えられる $\beta \approx 3$ の3つを採用した。

なお、Bagnold(1966)によって与えられた浮流砂量式から β を求めるとき、江戸川の西関宿の場合には、断面平均流速が流量の0.43乗に比例することから、 $\beta=1.43$ となる。

流量としては、日本の河川の特性を考慮して、日流量を用いるべきと考え、1970~1974年の5ヶ年間の江戸川上流の建設省西関宿観測所における日流量資料から、支配流量を算定した。まず、日流量値を300~1,475 m³/secまでについて50 m³

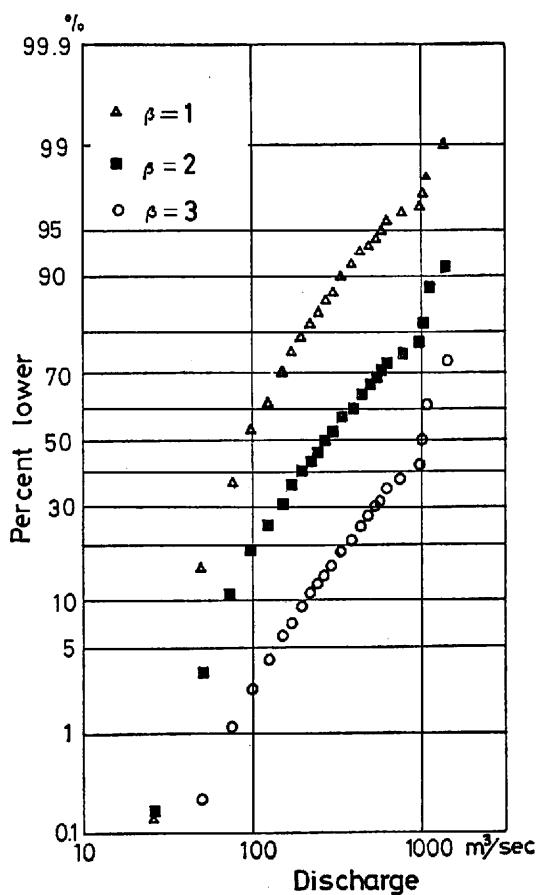


図 12 江戸川・西関宿における支配流量

/secごとの階級に、また300 m³/sec以下については25 m³/secごとの階級に区分し、階級別の日数を数え、つぎに、各階級値を β 乗して日数を乗じ、それらの全体に占める頻度を求め、図12に累積頻度曲線として示した。この図において、累積曲線が累積頻度50%の線と交わる点に相当する流量が支配流量である。 $\beta=1$ のときには95.5 m³/sec、 $\beta=2$ で271 m³/sec、 $\beta=3$ では1,000 m³/secとなった。なお、高水敷高を河岸満水位として求めた河岸満水流量は、約600 m³/secである。江戸川上流の河道形状を形成している支配流量は、以上のように100~1,000 m³/secの間にあると考えられる。しかしながら、今回の算定には、底質移動限界流量に対する考慮が欠けており、また、河岸満水位以上の流量における流量

表 2 図 13 にプロットした蛇行河川の資料

河 川	河 道 区 間	勾配, S	幅, W	深さ, D	底 質 の 中央粒径	底 質 の 移動限 界摩擦速度	U_*/U_{*c}	S·W/D	備 考
江戸川	西関宿 河口から 58.5 km	$\times 10^{-3}$	m	m	mm	cm/sec	3.97	0.012	$\beta=1, Q=95.5 \text{ m}^3/\text{sec}$
		0.26	94	2.01	0.54	1.76			$\beta=2, Q=271 \text{ m}^3/\text{sec}$
		0.26	98	3.35	0.54	1.76			$\beta=3, Q=1000 \text{ m}^3/\text{sec}$
荒 川	川田谷 河口から 54 km	0.41	65	2	0.5	1.73	5.18	0.013	
		0.41	65	4	0.5	1.73	7.33	0.0067	
利根川	佐原付近 河口から 36 km	0.11	350	5.8	0.16	1.42	5.57	0.0066	

注 1) 河道形状の値は、建設省の縦・横断図による。

注 2) 底質の粒径は、荒川は小峰(1954)、利根川は建設省関東地建(1962)による。

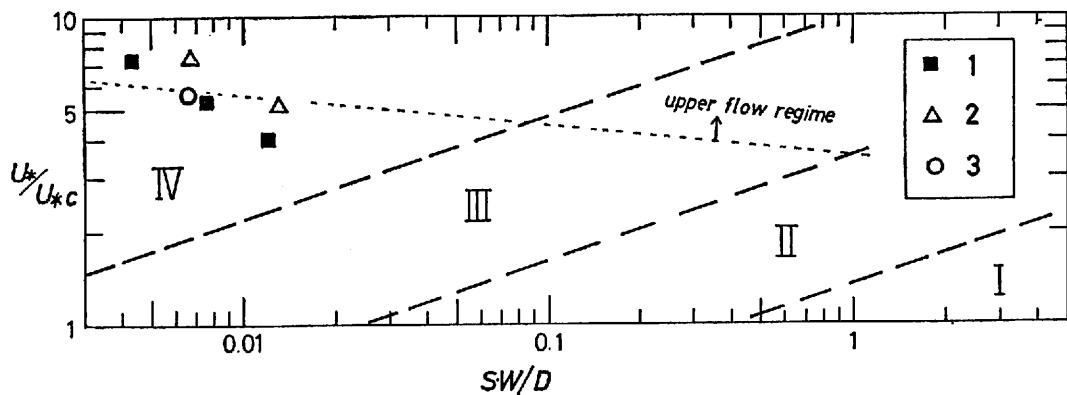


図 13 砂礫堆形成領域区分図への緩流砂床蛇行河道の資料のプロット

I : 複列砂礫堆, II : 単列(交互)砂礫堆, III : 単列砂礫堆(前縁不明瞭),
IV : 砂礫堆は形成されない。

1 : 江戸川, 2 : 荒川, 3 : 利根川

と流砂量の関係も明確ではなかった。さらに、河床形態の形成という点から、流砂のうち、掃流砂と浮流砂をどう評価すべきかについても、検討が十分でなかった。これらの点については、今後検討を行なう予定である。

次に、支配流量時の水流が、流れ強度 U_*/U_{*c} と河道形状示数 $S \cdot W/D$ とによって示される砂礫堆形成領域区分図上で占める位置を調べる。具体的には、各流量に対する水位を、水位一流量曲線式から求め、河道横断図からその水位に対応する

水面幅 W 、流水断面積、潤辺を求め、径深を算出して水深 D とし、それらの値に縦断勾配 S の値を加えて、 $U_* = \sqrt{gDS}$ および $S \cdot W/D$ の値を算出した(表2)。図13にその結果をプロットした。これにみられるように、江戸川上流区間においては、支配流量時の水流は、河道形状示数が 0.01 ~ 0.005 程度と極めて小さく、砂礫堆の形成されない領域にプロットされる。

江戸川上流部と類似したことが、かつて荒川中流部でも認められた(図14)が、その区間につ

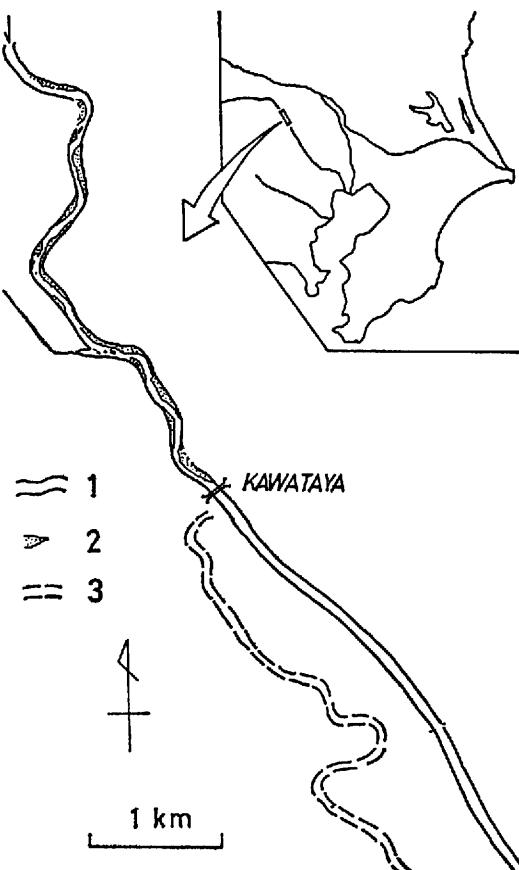


図 14 荒川中流・川田谷付近の河道平面形状と砂礫堆の分布(1962年9月16日撮影の空中写真による。現在では、川田谷以上も直線的に改修されている)。

1: 現河道, 2: 川, 3: 改修前の河道

いてのプロットも、砂礫堆の形成条件を外れている(表2, 図13)。この結果、 U_*/U_{*c} と $S \cdot W/D$ とによって示される砂礫堆形成領域区分図上で、支配流量時の水流が砂礫堆の形成されない領域に入るような、緩流砂床河川にみられる砂礫堆は、強制砂礫堆であると考えてよいであろう。

図 13 には、利根川下流の値をもあわせプロットした。この研究の発端となった利根川下流の蛇行河道にみられる砂礫堆は、河道の屈曲によって形成された強制砂礫堆であるとみてよいであろう。したがって、利根川下流部においては、河道

を直線化すれば、河床は全体に平坦化して、水衝部の深掘れは消失するであろう。

IV 結 び

以上の結果、河道形状示数 $S \cdot W/D$ の小さな緩流砂床河川の蛇行河道にみられる、河道の屈曲と対応している砂礫堆は、河道が蛇行しているために形成された強制砂礫堆である場合が多いと考える。低水時に形成される移動砂礫堆が蛇行発生に必要なかく乱の原因となる可能性を否定するものではないが、それは流れを偏向させる原因の一つにすぎない。Friedkin(1945)は、河川蛇行の形成発達条件が、流れに与えられた局所的かく乱による河岸の侵食にあるとし、砂礫堆の形成は、その結果であるとしているが、本研究の結果は、この Friedkin の結論を支持するものである。

蛇行水路を用いた実験は、1973年に、柴田謙二氏(当時東海大学土木工学科学生)と共同で行なったものであり、渡辺雄三・福居和彦の両氏には、実験に御協力いただいた。建設省関東地方建設局江戸川工事事務所の調査課の方々には、江戸川の資料収集について、お世話になった。自由学園最高学部の木下良作先生には、実験計画の段階から終始、御意見をうかがい、御討議を受けた。以上の皆様に、心からの謝意を表する次第である。

(本稿は、1974年度日本地理学会春季大会における発表に加筆したものである)。

文 献

- 芦田和男・塩見靖国(1966)：水路における砂礫堆の水理特性について. 京大防災研年報, 9号, 457-477.
- 池田 宏(1973)：実験水路における砂礫堆とその形成条件. 地理評, 46, 435-451.
- 池田 宏(1975)：砂礫堆からみた河床形態のタイプと形成条件. 地理評, 48, 712-730.
- 池田 宏・柴田謙二(1974)：蛇行水路における砂礫堆. 日本地理学会予稿集6, 218-219.
- 河村三郎(1968)：支配流量の一計算法. 第12回水理講演会講演集, 79-84.
- 木下良作(1961)：石狩川河道変遷調査. 科学技術庁

- 資源局資料, 36号, 138 p.
- 木下良作(1962) : 石狩川河道変遷調査・参考編, 科学技術庁資源局資料, 36号, 174 p.
- 木下良作(1972) : 砂床河川における洪水時の交互砂州の形成. 関東・甲信越地区の河川災害に関する総合的研究, 昭和44~46年度最終報告書, 69~74.
- 木下良作(1976) : 砂礫堆の移動を阻止する河道の限界曲率——その実験的研究と河道計画への応用——. 昭和50年度北海道開発局石狩川開発建設部委託調査報告書, 91 p.
- 木下良作・三輪 式(1974) : 砂礫堆の位置が安定化する流路形状. 新砂防, No. 94, 12~17.
- 建設省河川局治水課(1962) : 全国直轄河川河床変動状況概要調査報告書, 439 p.
- 建設省関東地方建設局(1960) : 高水報告書. 昭和34年8月高水(台風第7号), 533 p.
- 建設省関東地方建設局(1962) : 利根川開発計画と利水の検討(下), 456~466.
- 建設省関東地方建設局江戸川工事事務所(1965) : 江戸川河床材料調査結果報告書, 125 p.
- 建設省関東地方建設局江戸川工事事務所(1972) : 江戸川・中川, 61 p.
- 小峰 勇(1954) : 荒川における砂礫堆の構成について. 地理評, 27, 485~489.
- 柴田謙二(1974) : 蛇行水路における砂礫堆に関する水理学的研究. 昭和48年度東海大学工学部土木工学科卒業論文, 83 p.
- 鮎川 登・小西 潔・小林和明(1972) : 蛇行水路における河床変動に関する実験的研究. 土木学会第27回年講, II, 244~245.
- 土屋昭彦(1971) : 河川の実測値からみた粗度係数と河床形状. 土木学会第26回年講, II, II-(15) ~II-(18).
- 吉川秀夫(1966) : 『河川工学』. 朝倉書店, 286 p.
- Bagnold, R.A. (1966) : An approach to the sediment transport problem from general physics. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 422-I, 37 p.
- Friedkin, J.F. (1945) : A laboratory study of the meandering of alluvial rivers. U.S. Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss., 19 p.
- Inglis, C.C. (1949) : The behaviour and control of rivers and canals. Res. Publication, Cent. Bd. Irrig. India, No. 13.
- Langbein, W.B. and Leopold, L.B. (1966) : River meanders—Theory of minimum variance. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 422-H, 15 p.
- Leopold, L.B. and Wolman, M.G. (1960) : River meanders. Bull. Geol. Soc. Amer., 71, 769~794.
- Walker, R.H. and Marlette, R.R. (1966) : Dominant discharges at Platte-Missouri confluence. ASCE Water Resources Engineering Conference, Conference Preprint 353, Denver, Colo., 17 p.
- Yang, C.T. (1972) : Unit stream power and sediment transport. Proc. ASCE, 98, H Y. 10, 1805~1826.