

二神川における流砂観測

Suspended Sediment in the Futagami River

伊勢屋 ふじこ*

Fujiko ISEYA

1 はじめに

利根川や木曽川下流部および江戸川などの砂床河川は、第1表に模式的に示されるように、粗粒砂床で急勾配の上流区間と細粒砂床で緩勾配の下流区間に二分され、両区間はそれぞれ沖積平野上の自然堤防帯とデルタ帯とに対応している。

江戸川で洪水堆積物を上・下流に調べた結果、上流区間では河畔堆積現象が顕著に生じ、中砂・細砂が攻撃斜面側の河畔に厚く堆積し、それが累積されることによって自然堤防状の微高地が形成されているのに対し、下流区間では河畔堆積現象は不明瞭で、洪水堆積物は細砂よりも細粒な砂泥からなるために高水敷上に広く拡がってしまい、微高地を作らないことが明らかになった(伊勢屋, 1980b)。

第1表 砂床河川における河道特性と平野の地形帯区分との関係

河道区間	砂 床 河 川	
	上 流 区 間	下 流 区 間
河 床 勾 配	急 ($10^{-3} \sim 10^{-4}$)	緩 ($10^{-4} \sim 10^{-5}$)
底 質	粗粒(粗砂を主体)	細粒(細砂を主体)
浮遊砂の粒径	粗粒(中砂, 細砂)	細粒(細砂, 微砂)
河畔堆積現象	明 瞭	不 明 瞭
自然堤防の発達	明 瞭	不 明 瞭
地形帯区分	自然堤防帯	デルタ帯
	沖 積	平 野

すなわち、浮遊砂の粒径が上・下流で違うことが沖積平野上の微地形の上・下流の差異を生み出す一因となっているわけであるが、なぜ上流区間で浮遊砂の粒径が粗いのかは明らかではない。浮遊砂の粒径は、流れが強くなるほど粗くなると従来考えられており、摩擦速度 U_* に比例して浮遊砂の粒径は粗粒化するとされている(たとえば Middleton, 1976)。この考えに従えば、浮遊砂の粒径が上流区間で大きいことは当然のことのように思われる。

ところが、桜川上流部での洪水観測や(伊勢屋, 1979a)、天塩川での融雪出水の観測(池田・伊勢屋, 1980)および諸河川の流砂観測資料(建設省土木研究所, 1971)によると、浮遊砂の粒径は各河川の各地点ごとにみれば、流量が変化してもほぼ一定の大きさをとる傾向にあることが判った。このことから、浮遊砂の粒径は、水理条件の変化には、むしろ鈍感で、底質の粒径の違いが強く表われていると推測した(伊勢屋, 1980a)。

そこで、この点を確かめるために、底質はほとんど変わらないで河状が異なる河川間、特に出水時の水理条件が異なる河川間で浮遊砂の粒径の比較を行なうことにした。そのために、桜川の支川・二神川を選定した。二神川は、底質の粒径は桜川のそれに類似しているが、河床勾配は約3倍急な小河川である。本報告では二神川における流砂観測の結果を、桜川における観測結果と比較検討する。

* 筑波大学・院・地球科学

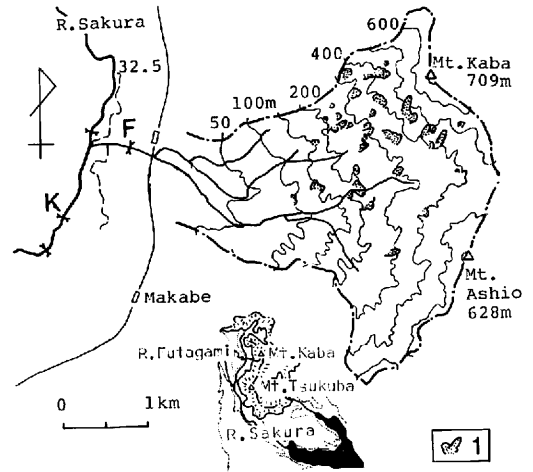
(1982年5月8日受理)

II 二神川の概要

(1) 観測区間の河道形状

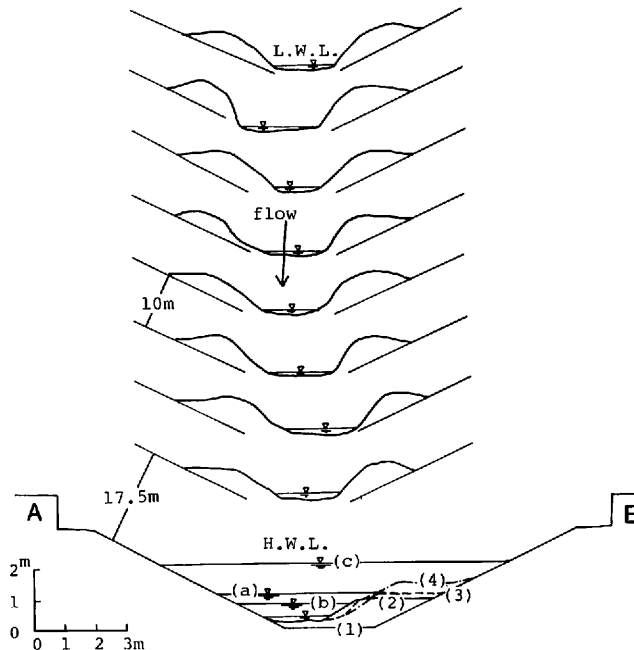
二神川は加波山・足尾山からの小谷を集めて西流し、亀熊新橋の上流約900mの所で桜川に注ぐ、流域面積約9km²の小河川である(第1図)。流域内では、山体を構成する花こう岩が盛んに採石されており、採石場や採石場跡の荒地が、標高150m付近から500mにかけて散在している。そのため二神川は多量の花こう岩風化岩屑を流送する河川として、茨城県の砂防指定河川となっている。

流砂の観測を行なった二神橋地点は、筑波鉄道橋の下流約280m、桜川との合流点から約470m上流にある。第2、3図に示されるように、観測区間では河床幅は約2m、河岸満水時の水面幅は約4m、水深は約1.2mである。河床は花こうの



第1図 二神川流域図

1. 採石場および採石場跡
F; 二神橋 K; 亀熊新橋



第2図 観測区間の河道形状(1980年4月5日測量)と二神橋地点の河道横断形(A—B)の変化
(1)~(4); 断面形の測量年月日, (1) 1978年1月 (2) 1979年9月27日 (3) 1981年5月8日
(4) 1982年4月9日 (a)~(c); 第7図の出水の最高水位, (a) 1980年7月8日出水
(b) 1980年10月14日出水 (c) 1981年10月23日出水



第3図 観測区間の河道 (1980年3月10日撮影)
二神橋の上から観測区間を上流にみた所で、第2図と対応する

岩質の粗砂～極粗砂で構成されるが(第6, 7図)、河床物質の厚さは20～40cmで、一部には床固め工が露出している。とはいえ、河床勾配は1980年4月5日の測量時には1/338、1年後の1981年5月8日には1/327で、河床高は安定している。約1/1,000の勾配を持つ桜川上流部と比較して、二神川の河床勾配は3倍大きい。

(2) 改修河道内における“氾らん原”の形成

筑波鉄道橋より下流の約750mの河道区間は、1973年に河川改修工事によって直線化された。この時、河道幅は拡幅されて、河岸の法面は十字ブロックで護岸され(法面勾配約25°)、さらに河床には床固め工が施されて、改修区間の二神川は完全に人工河道となった。ところが第2図および第3図にみられるように、護岸上には砂泥が沈積し、新たに“氾らん原”が形成されて河道幅は狭まり、河道の横断形は1982年現在では、改修以前

状態とほとんど変わらなくなっている。

第2図A—B断面は、改修河道内における“氾らん原”の形成過程を、流砂観測を行なった二神橋地点において実測した結果である。すなわち、観測地点のみは、1978年1月に完成した二神橋のかけ替え工事の際に、再び断面形(1)のように護岸がし直されたが、1979年9月27日の断面形(2)や、1981年5月8日のそれ(3)に示されるように、左岸側の護岸上に土砂が堆積して“氾らん原”が成長し、後述する1981年10月23日の大出水時には30～40cmの厚さの土砂が堆積した結果、観測地点の“氾らん原”は、上・下流の“氾らん原”の高さとほぼ等しいまでに高まった。

このように改修河道内に“氾らん原”がきわめて短期間のうちに形成されたことは、二神川の流送土砂量がきわめて多いことによるものと思われる。

(3) “氾らん原”の形状

観測を開始した1979年以降では、“氾らん原”が冠水する大出水は、1979年5月13日、同10月20日および1981年10月23日の3回生じた。これらの大出水で“氾らん原”上に残された洪水堆積物を調べた結果、洪水堆積物の平面的分布はもちろんのこと、その粒度組成までもが、桜川上流部で観察された洪水堆積物の特徴(伊勢屋, 1979a, 1982)にきわめて類似していることが判明した。すなわち、河畔堆積現象が明瞭に認められ、洪水堆積物はわずかに屈曲した河道の攻撃斜面側の河畔に特に厚く堆積していた。1回の洪水による堆積物の厚さは、厚い所では20～40cmにも達しており、しかも河畔堆積砂と呼ぶこの厚い洪水堆積物は、第7図中に1例を示すように中砂・細砂で構成されている。河畔堆積現象のくり返しによって、第2図の横断形で明らかなように、“氾らん原”の高度は河岸寄りが高く、小規模ながら自然堤防状の微高地が形成されている。

なお、1回の洪水で生じた洪水堆積物の粒径は、河畔堆積砂中では垂直的にはほぼ一様であったが、“氾らん原”上の低い部分に堆積した洪水堆積物は、下部が2～5cmの厚さの粘土層で上

部が砂層になっており、桜川上流部の洪水堆積物ときわめて類似した逆グレーディング (reverse grading, 伊勢屋, 1982) を呈していた。

二神川の観測区間において、中砂よりも細粒な洪水堆積物が積み重なって構成された“汜らん原”堆積物は、当然のことながら、中砂よりも細粒な砂泥の互層からなり粗砂を含まない。すなわち、“汜らん原”堆積物の粒径は、粗粒な河床物質の粒径とは明瞭に異なっている。この点も、桜川や他のより緩勾配の砂床河川の汜らん原堆積物の特徴 (伊勢屋, 1979b) と共通している。

Ⅲ 流砂観測の結果

(1) 観測項目および方法

第2表に二神川における流砂観測の実施状況とその結果を示す。二神川は山地からの小河川であるために、降雨開始とほぼ同時に河川水位が上昇する。そのため、現地に急行してもすでに出水のピークを過ぎてしまっていることが多く、出水のたち上がりから減水までを継続して観測することは困難で、1979年に観測を開始して以来、継続観測ができたのは、わずかに1980年10月14日の出水 (以下、10月14日出水と呼ぶ) のみで、他はすべて減水時に行なわれた。

観測時には浮遊土砂を含んだ水を採水し、また流速、水位、水温などを測定した。採水は、2ℓ入りのポリビンで直接表面水をすくった。1980年7月8日の出水 (以下、7月8日出水と呼ぶ) の場合には、浮遊土砂の濃度や粒径の垂直的分布を調べるために、水流表面での採水に加えて、水面下の2点で高さを変えて採水した。採水には、横型の円筒 (容量2ℓ) を水中に投入して瞬間的に両側から蓋をするという、バンドン型の採水器を用いた。また、翌日の7月9日には家庭用の散水ポンプを用いて採水した。

採水した試料は、長期間放置したのち上澄みを棄て、残留した浮遊土砂を4φ(0.063mm)の篩を用いて水洗し、シルト-粘土成分と砂成分に分けて乾燥させ、それぞれの濃度を求めた。その後、砂についてのみ沈降式の粒度分析装置で沈降分析

を行なった。第2表には、両成分の濃度を合計した浮遊土砂全体の濃度と、それに占める砂の濃度の割合 (含砂率)、および沈降分析して得られた砂の中央粒径値と最大粒径値 (1%粒径値) を示す。砂とシルト-粘土をあらかじめ分離した理由は次のような点による。浮遊土砂をそのまま1度乾燥させると、第2表に示されるように、ここでの浮遊土砂はその大部分、7~9割までもがシルト-粘土であるために、粒子が凝集して団塊をつくる。したがって、沈降分析のために再び個々の粒子に分散させることはきわめて難しく、ここで注目している浮遊砂の粒径に誤差が生じるからである。

流速はプロベラ式 (プロベラ径5cm) の小型電気流速計で計測した。流速の鉛直分布の測定も試みたが、枯れ草などのゴミがプロベラにまきつくために十分なデータは得られなかった。表面流速は、草の葉を流して浮子法も併用したが、流速値は流速計で測定した値にほぼ等しかった。水位は二神橋の欄干を基準にして水面までの距離を求め、河床高との差から平均水深を算出した。

掃流砂の採取や河床形の測定は、流砂の実態をとらえるためにはきわめて重要な項目である。ところが、現場型の土研式掃流砂採取器を河床に投入した場合には、採取器そのものが大きい (自重30kg) ためにかえって乱れを誘発し、砂床上では不適当なことが観察されたので、今回は掃流砂量の測定は行なえなかった。そのため各観測時に、内径5cmのアクリルパイプを用いて河床表面の物質を採取し、それを篩分けて、掃流砂の粒度組成を推定する手がかりとした。7月8日出水時には、河床表面の物質の採取は、採水に使用したバンドン型の採水器を併用した。一方、河床形は跳水 (standing wave) やボイル (boil) などの水面の流況観察から間接的に推定し、また小出水時にはボールを用いて水深分布を測定して調べた。

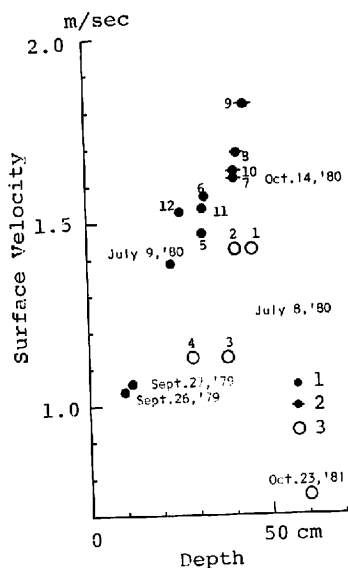
(2) 出水時の流況

第4図は観測地点における水深と表面流速との関係を示す。本流である桜川の背水 (back water) の影響を受けて流速の小さかった7月8日出水の

第2表 二神川における流砂観測の実施状況とその結果

観測年月日 時刻	流 況				浮 遊 上 砂				堆 積 物		測 量	備 考
	水深 cm	流 速 m/sec	水温 ℃	水面の 状 況	河床形	濃 度 ppm	含砂 率 %	砂の 中央粒径 mm	砂の最大 (1%)粒径 mm	河床表面 の物質 中央粒径標準偏差 mm(φ)	河畔 堆積物 量	
1979. 5. 8												
5.15 5:30	130					0 10,600	16.0					
9.26 7:55	10	0 1.04				0 10,400	27.0					
9.27 17:50	12	0 1.06				0 1,610	17.8					
9.28 7:20						0 1,070	26.8			0.914	1.13	○ 桜川大出水
10.1 14:10	30					0 3,760	26.9					
						0 3,170	27.3					
						-20 5,110	54.8					
10.20 10:00	23	0 1.22	16.3	ボイル	砂 堆							
1980. 3.22 16:00	24											○ 桜川大出水, 台風20号
3.26												
4. 5												
6.29												
7. 8 10:52	46	0 1.43	18.8	跳 水	反砂堆	0 6,660	25.8	B 0.112	0.274	B0.683	0.835	○ 梅雨末期集中豪雨 桜川出水
	-30 1.27					-17 6,250	23.6	B 0.117	(0.473)			
	-40 1.03					-31 7,560	31.2	B 0.151	0.467			
11:36	42	0 1.43	18.8	"	"	0 6,430	28.3	B 0.122	(0.511)	B0.742	1.27	
	-20 1.35					-17 5,470	31.5	B 0.134	(0.536)			
	-30 1.48					-31 7,020	48.7	B 0.255	0.555			
	-40 0.97											
12:07	38	0 1.13	18.8	"	"	0 3,950	31.0	B 0.129	(0.482)	B1.05	0.985	
	-10 1.20					-17 4,040	29.5	B 0.131	0.361			
	-20 1.18					-31 4,350	32.7	B 0.140	0.384			
	-30 1.07											
	-35 0.80											
13:29	29	0 1.13	19.6	ボイル	砂 堆	0 2,350	36.8	B 0.117	0.314	B1.04	1.12	
	-10 0.83					-17 2,470	47.9	B 0.139	0.398			
	-20 0.68					-23 3,380	64.8	B 0.210	(0.624)			
	-25 0.66											
7. 9 16:30	23	0 1.39		ボイル	砂 堆	0 3,340	17.7	P 0.144	0.371			
	-15 1.42					-13 3,870	14.0	P 0.133	0.287			
	-30 1.17					-20 3,160	21.4	P 0.156	0.403			
10.14 19:54	32	0 1.47		ボイル	砂 堆	0 4,200	11.7	0.129	0.291			○ 台風19号
	-15 1.42											
20:05	33	0 1.57		"	"	0 4,790	17.0	0.136	0.391			
20:20	34		16.8	"	"	0 4,430	15.0	0.141	0.387			
20:30	41	0 1.62	16.8	跳 水	反砂堆	0 5,870	19.6	0.137	0.390			
20:43	42	0 1.69		"	"	0 8,590	34.9	0.198	0.476	0.835	1.07	
20:53	43			"	"	0 8,480	25.7	0.149	0.415			
21:02	44	0 1.82	16.2	"	"	0 9,100	25.5	0.163	0.451			
21:30	41	0 1.64	16.0	"	"	0 9,640	19.8	0.163	0.460	0.518	0.805	
	-10 1.74											
	-30 1.65											
22:14	32	0 1.54	15.5	ボイル	砂 堆	0 9,040	13.1	0.131	0.384			
	-10 1.64											
23:23	26	0 1.53	14.9	"	"	0 4,660	17.2	0.134	0.342			
10.19	20			ボイル	砂 堆					0.707	0.890	
1981. 5. 8	25			ボイル	砂 堆					0.603	0.880	
10.22 18:40	65					0 12,700	21.6	0.110	0.247			○ 台風23号 桜川大出水
10.23 0:30	177		17.8			0 15,300	27.0	0.129	0.325			
2:18	138		17.0			0 5,510	30.7	0.118	0.291			
5:40	78		15.4			0 2,980	58.6	0.152	0.384			
15:50	60	0 0.75	15.0			0 1,770	40.4	0.143	0.325			
11. 3	10				平坦床					0.986	1.58	
1982. 4. 9	23			ボイル	砂 堆							

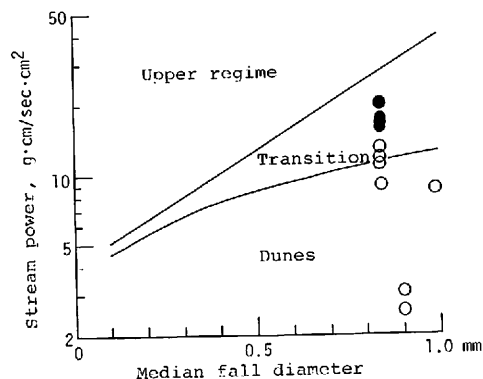
流速、濃度の欄の左上の数字0は水面を、-30は水面から30cmの深さの所を示す。採水にあたってバンドン型の採水器を使用したものにB、ポンプを使用したものにPを付した。



第4図 二神橋地点における水深と表面流速との関係
1. ボイルが観察される時 2. 跳水が観察される時 3. 桜川本川の背水の影響がある時
図中の1～12の数字は第7図の水位—時間曲線中の数字に対応

各点（1～4）および1981年10月23日の出水（以下、10月23日出水と呼ぶ）の点を除けば、両者には良い対応関係が認められる。水深が10～20 cm程度の低水時には表面流速は1～1.1 m/secで、水深が40 cmをこえた10月14日出水のピーク時（9）には約1.8 m/secで、流速は水深が小さいにもかかわらず比較的速い。

一方、水深が40 cmをこえるような出水時には、水面に跳水が発生し、減水して水深が20～30 cm程度になると強いボイルが観察されることなどから各観測時の河床形を推定したが（第2表）、二神川下流部の出水では、10月14日出水程度の規模でも、流れはlower flow regimeからupper flow regimeに移行する状態ではないかと推測される。このことは、二神川と同規模の、幅2.4 mの水路で得られたデータに基づいて描かれた、Simons & Richardson (1963)の河床形の形成領域区分図へのプロット（第5図）からも支持される。なお、ストリーム・パワーは、本川の背水の影響のない時を選んで、平均流速を表面流速の8割とし、水



第5図 河床形の形成領域区分図（Simons & Richardson, 1963）への二神川の値のプロット
白丸は水面にボイルが、黒丸は跳水が観察された時。河床物質の中央粒径値は篩で分析した時の値

面勾配として河床勾配の値を用いて計算した。

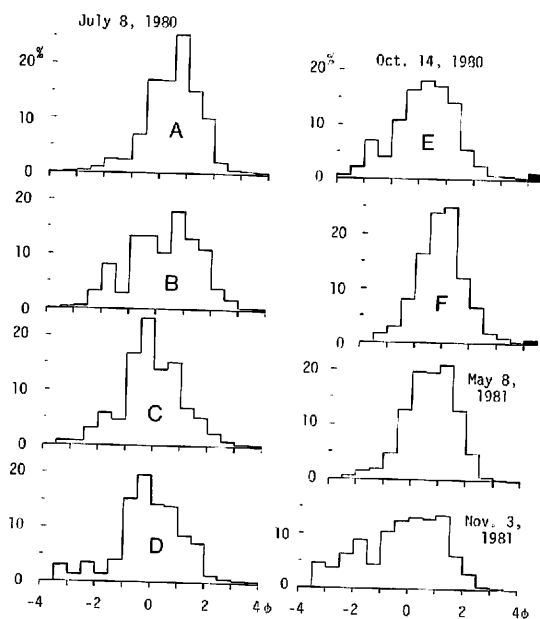
（3）河床表面の物質の粒度組成

河床物質の粒径は河床表面では水平的に強く分級されているので、ある時点での代表値を正確にとらえているとはいいがたいが、河床表面を構成する物質の粒度組成は、時によってかなり異なっているようである。

つまり、水深が20 cm程度の時には、水の濁りが弱く河床に砂堆（dune）が形成されていることが観察されるが、この砂堆を形成して河床表面を掃流される砂は、第6図、1981年5月8日の例に示されるように、粗砂・中砂からなり分級が良い。ところが低水状態が長く続いて一部に州が露出するような時には、河床表面は -1ϕ （2 mm）よりも粗粒な礫でアーミング（armouring）され、1981年11月3日の例に示されるように、河床表面の物質は粗砂～細礫を多く含み分級が悪い。

一方出水時には、1980年7月8日および1980年10月14日の各例に示されるように、河床表面は粗砂を主体として、極粗砂、中砂で構成される。A～Dでは減水するにつれてわずかに粗粒になる傾向が認められることから、水位が高い時にはかえって細粒な物質が河床表面を掃流されていることがうかがわれる。

二神川の河床物質を調べていて興味深いと思わ



第6図 河床表面の物質の粒度組成

A～Fは第7図の水位一時間曲線中のA～Fに対応する。E、Fでは4φより細粒なシルト一粘土の部分黒くした

れたのは、通常、河床物質中には微砂はわずかに含まれているものの、シルト一粘土はほとんど混入していないのに対して、10月14日出水のピーク時に採取した河床表面の物質中(E、F)には、1～2%ものシルト一粘土が含まれており、採取した砂礫全体が泥でよごれていたことである。このことは、シルト一粘土のような細粒物質といえども、Einstein & Chien (1953) が水路実験で報告しているように、浮遊土砂濃度が高ければ、河床表面近くの掃流物質中に沈積することを示しているといえる。

(4) 浮遊土砂濃度の時間的変化

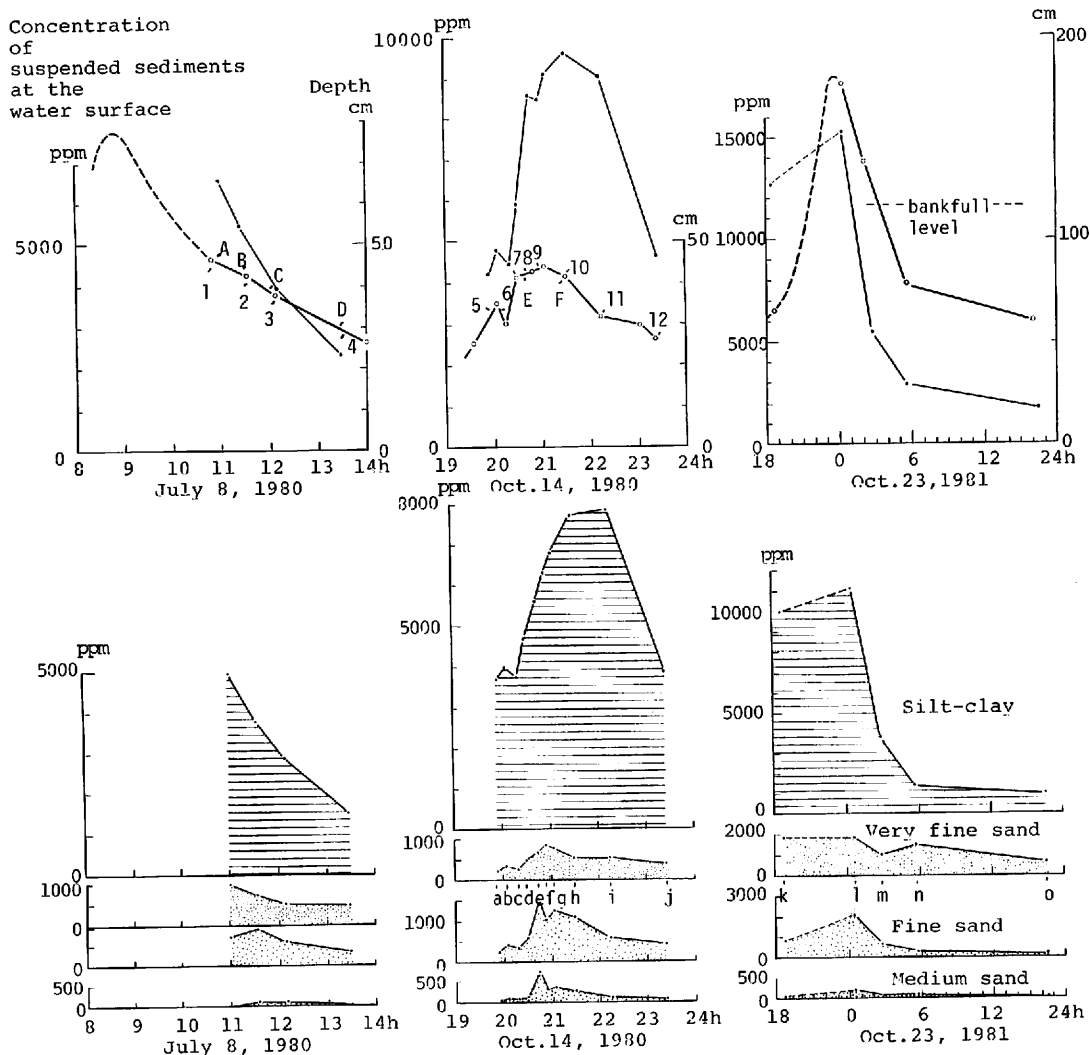
第7図は、出水にともなう浮遊土砂濃度の時間的変化を、比較的継続して観測できた3出水の場合について表わしたものである。1980年10月14日出水は、台風19号の接近に伴う降雨によるもので、降雨は18時～21時にかけて強く、総降雨量は二神川流域に南接する山口川流域で35.5mm(芹沢, 1982による)であった。また1981年10月23日出水は台風24号によるもので、総降雨量は180mm

に達し(芹沢, 1982による)、雨は22日21時～24時頃最も強く、この3時間で92.3mmを記録した。

10月14日出水では、浮遊土砂濃度の時間的変化を、出水のたち上がりから減水までを継続して観測できた。浮遊土砂濃度は4,200ppmから最大9,600ppmに達したが、浮遊土砂の大部分、7～8割までが細粒なシルト一粘土で、砂はわずか2～3割しか含まれていない(第2表)。浮遊土砂を粒径別にしてその濃度変化をみると、微砂、細砂、中砂の、すなわち砂の濃度のピークは、水位のピークとほぼ同じかむしろわずかに先にある傾向が認められる。ところが、シルト一粘土の濃度は水位のピークよりも約50分遅れてピークに達している。このこと、つまり砂の濃度のピークとシルト一粘土のそれがずれるという傾向がこの出水についてのみの現象か、それとも二神川では他の出水でも共通してみられるのかは現在のところ不明である。

一方、10月23日出水では15,000ppmをこえるきわめて高い浮遊土砂濃度が観測された。第7図において増水時の二点を破線で結んだ理由は、この間に、より高濃度の浮遊土砂流出が予想されるからである。出水規模の大きい10月23日出水では、浮遊土砂流出のピークは水の流出のピークにほぼ一致するかむしろ先行していることが予想される。

浮遊物質は、河床物質中から浮遊した bed material load と、河床物質より細かい粒子からなる流砂の部分である wash load に分けられるが(水理公式集, p. 198), wash load を河床物質中から浮遊した狭義の suspension 物質と分離する厳密な定義は現在の所ない。第7図では、浮遊土砂のうち微砂、細砂、中砂の濃度は時間的変化が小さいのに対して、シルト一粘土の濃度は時間的変化がきわめて大きいということが3出水に共通しており、浮遊土砂は、砂とシルト一粘土に大別される。シルト一粘土は河床物質中にもほとんど存在しないことから、ここでは一応シルト一粘土が流域斜面から直接供給された wash load とみなすことにする。そこで微砂よりも粗粒な砂を以下で



第7図 二神橋地点における浮遊土砂濃度の時間的変化

上段；出水の水位—時間曲線（白丸）と水流表面での浮遊土砂濃度の変化（黒丸）1～12, A, F
 は第4, 6図中のそれに対応する
 下段；水流表面での粒径別の浮遊土砂濃度変化 a～oは第8図中のそれに対応する

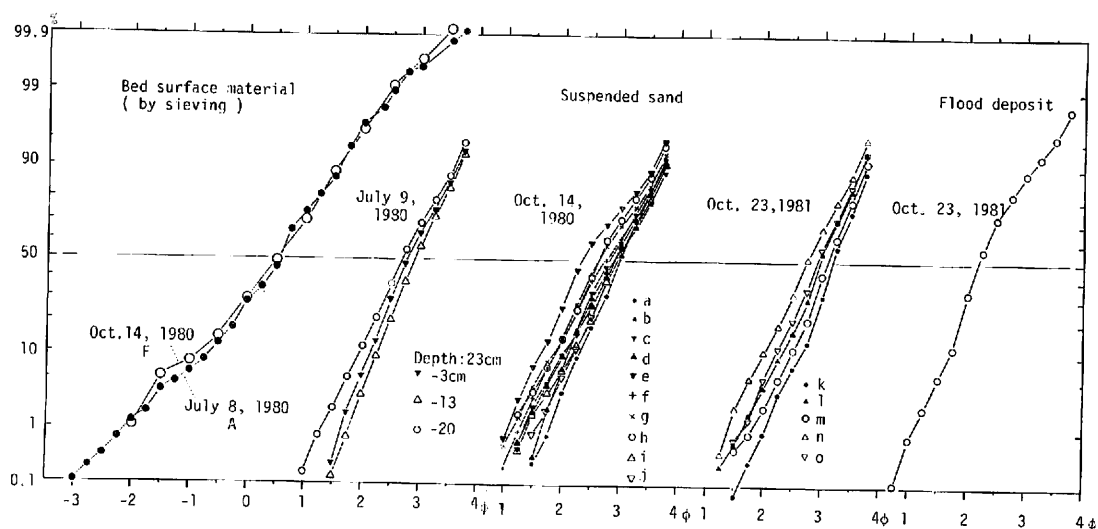
は浮遊砂と呼ぶ。

（5）浮遊砂の粒径

第8図は、浮遊砂の粒度組成を対数正規確率紙上にプロットしたものである。いずれの出水でも浮遊砂は中砂よりも細粒な砂からなる。つまり、河床表面の物質は大部分が粗砂以上の砂礫で構成されるのに対し（第7図、第8図には7月8日出水時の(A)と10月14日出水時の(F)を示した）、

そこから浮遊する砂は、河床には10%程度しか存在しない、中砂よりも細粒な砂である。浮遊砂が中砂よりも細粒であることは、桜川で洪水時に採取された浮遊砂が中砂よりも細粒であること（伊勢屋, 1979a）に等しい。

1980年7月9日の例は、ポンプを使って高さを変えて採水した時の浮遊砂の粒度組成を示す。この時、平均水深は23cmで、河床表面には砂堆が



第8図 河床表面の物質の粒度組成（篩による）と各出水時の浮遊砂の粒度組成（沈降分析による）
および河畔堆積砂の粒度組成（沈降分析による）
河床表面の物質A, Fは第6図のA, Fと同一, a～oは第7図中のそれに対応

形成されており、砂堆の存在によってひきおこされるわき上がり（水面ではボイルとして観察される）の部分で、砂が河床表面から浮遊してくる様子が観察された。採水は流速にはほぼ等しい吸引速度で1～2分行なったので、採水した試料は時間的に平均されたものとなっている。これによると、浮遊砂の鉛直方向の粒径差は小さく、河床付近でさえも中砂より細粒な砂しか浮遊していないことが明らかである。

ところが、この前日の1980年7月8日の出水時に、バンドン型の採水器で採水した試料中には（第2表）、他の観測時の浮遊砂中にはほとんど含まれない粗砂が含まれていたり、時には極粗砂が1～2ヶ混入していたりした。他の観測時の浮遊砂の粒径分布は、正規確率紙上では第8図に示されるような直線分布をするのに対して、これらの試料では粗粒な部分が不規則な曲線を描いた。このことは、バンドン型の採水器を、採水と河床表面の物質の採取とに平行して用いたために、粗粒な河床物質の一部が採水器に付着していたものが採取試料中に混入したためと思われる。第2表中では、浮遊砂の最大粒径値はこの影響を大きくうけるので、そのような試料には（ ）を付した。

ところで10月23日出水は、最大水深は180cmに達し、“氾らん原”上の水深も60～80cmになる大出水であった（第2, 6図）。それにもかかわらず、水流表面に浮遊してくる砂は中砂よりも細粒で（第8図）、しかも、“氾らん原”上に堆積した、洪水堆積物中では最も粗粒な河畔堆積砂でさえ、中砂・細砂で構成されるという事実は、このような大出水時でも、粗砂より粗粒な砂はほとんど浮遊していないことを示すといえる。

IV ま と め

二神川は河床が花こう岩質の極粗砂～粗砂で構成されることは桜川に類似しているが、河床勾配は約3倍急で、河状も大きく異なる。しかも、桜川では洪水時でも河床には常に砂堆が形成されており、lower flow regime であるのに対して、二神川では水深が40～50cmの出水で upper flow regime であることが推測される。

ところが、二神川で浮遊土砂を採取した結果、浮遊している砂は中砂よりも細粒で、桜川で洪水時に浮遊している砂の粒径に等しいことが判明した。しかも河畔堆積現象が生起していることや河畔堆積砂が中砂・細砂からなることも桜川の洪水

堆積物の特徴に酷似している。

このように、河状や出水時の流況が異なるにもかかわらず両河川では浮遊砂の粒径や洪水堆積物の特徴が類似していることは、砂床河川において浮遊砂の粒径が何によって決定されるかを解く一つの手がかりを与えるものと思われる。

謝 辞

本報告をまとめるにあたり、日頃御指導いただいている地球科学系の井口正男教授に感謝いたします。観測にあたっては、池田 宏講師、環境科学研究科の三上靖彦君、自然学類の山本 充君に御協力いただいた。皆様に御礼申し上げます。

文 献

- 池田 宏・伊勢屋ふじこ (1980) : 天塩川下流部における河床形と流砂の観測. 北方科学調査報告 (筑波大学), 1, 27—44.
- 伊勢屋ふじこ (1979 a) : 茨城県桜川における浮遊土砂と河畔堆積現象. 水理講演会論文集, 23, 145—150.
- (1979 b) : 緩流砂床河川における河岸物質の粒度組成. 地理予, 16, 64—65.
- (1980 a) : 砂床河川における自然堤防

の形成—江戸川における河畔堆積現象について
一. 地理学・水文学特別研究 (筑波大学地球科学研究科), 未公表.

—— (1980 b) : 砂床河川における自然堤防の形成—江戸川における河畔堆積現象について
一. 地理予, 18, 52—53.

—— (1982) : 茨城県桜川における逆グレーディングをした洪水堆積物の成因. 地理評, 55, 597—613.

建設省土木研究所 (1971) : 建設省流砂観測資料集. 土木研究資料, 第 625 号, 537 p.

芹澤雅之 (1982) : 山地小流域における降雨流出機構. 修士論文 (筑波大学環境科学研究科), 未公表.

土木学会編 (1971) : 水理公式集. 616 p.

Einstein, H. A. and Chien, N. (1953) : Transport of sediment mixtures with large ranges of grain size. Berkeley, Calif., Univ. California, Inst. Engineering Research, 49 p.

Middleton, G. V. (1976) : Hydraulic interpretation of sand size distribution. *J. Geol.*, 84, 405—426.

Simons, D. B. and Richardson, E. V. (1963) : Form of bed roughness in alluvial channels. *ASCE, Trans.*, 128, 284—323.