

茨城県桜川における浮遊土砂と河畔堆積現象

Suspended load and its sedimentation on the riverside in the Sakura, Ibaraki Prefecture

筑波大学地球科学 学生員 伊勢屋ふじこ

1. はじめに

流水による土砂移動に関する研究は、室内での実験や野外での観測をもとに、土砂水理学の分野で盛んにおこなわれてきた（たとえばGraf, 1971, Yalin, 1977）。一方、土砂移動の結果としての地形や、それを構成している堆積物に関しては、地形学・堆積学などの分野で、環境の異なる様々な地域において、現成の地形や堆積構造の観察・記載が古くからなされ、膨大な研究が蓄積されている。（たとえば、堆積構造については、Pettijohn, 1957, Krumbein & Sloss 1963）。

そして、1960年代に入ってから、これら2つの分野の研究成果を関連づけて、地形や堆積構造の成因を、水理学的な観点から説明しようとする試みがなされ始めている。近年、このような立場にたつ研究はきわめて多い（Reineck & Singh, 1973, Middleton, 1965）。

本研究はこの立場にたって、茨城県南西部の桜川における河畔堆積現象を、洪水時の流況観察や浮遊土砂観測の結果から考察したものである。

2. 観測区間の概観

調査河川とした桜川は、岩瀬盆地に源を発し、加波山・筑波山の西麓を南流して霞ヶ浦に注ぐ（図1）。その流路延長56kmのうち、海拔25～40mの上流部では、桜川の河道幅は15～20m、河岸満水時の水深が1.5～1.8m、河床勾配は約0.9‰の緩流小河川で、河床は、流域上流山地の地質を反映したアルコース質の粗い砂および細礫（2～4mm）からなる（図3）。なお、この区間では、河川改修が一部でなされているものの、大規模な人工堤防は建設されておらず、河道および氾らん原は人為的にほとんど改変されていない。

この上流部の中から、浮遊土砂の観測をはじめとする洪水観測の地点として、亀熊区間を選定した（図2, 9）。それは、観測を実施するに都合の良い橋があること、流れが極端に偏行していないこと、さらに、河道の両岸に沿って氾らん原が発達していることなどの理由による。

亀熊区間では、河道は、幅15～18m、河岸満水時の平均の水深は1.2～1.5mで、平面的にはゆるやかな屈曲を持つ。両岸にひろがる氾らん原の河岸沿いの一部

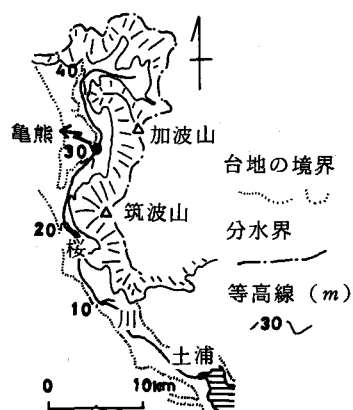


図1 流域概観図

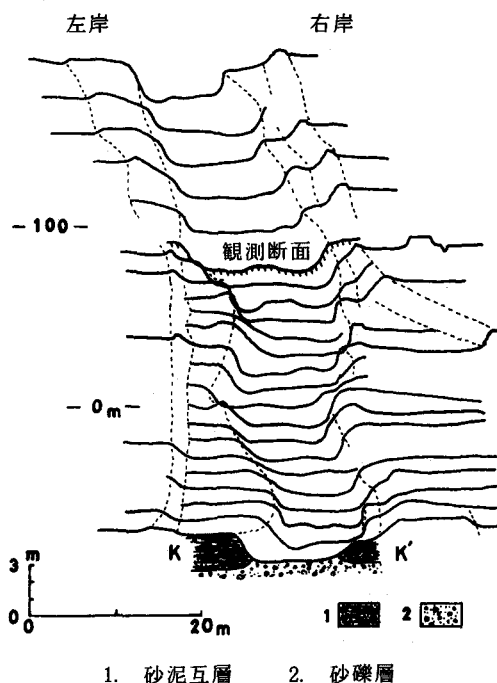


図2 亀熊区間の河道横断面図

には、自然堤防状の微高地があり、河岸側がその背後（後背低地）よりも高い。その微高地の河床からの高さは2 mを超える所もある。氾らん原の表面には、かなむぐら・アシが茂り、河岸の一部には護岸用のねこ柳が植えられており、それが河道にかなり枝を張り出している。

浮遊土砂をはじめとする洪水観測はすべて亀熊新橋上からおこなった。亀熊新橋は木製の橋で、3本の橋脚（直径約20 cm）が、両岸と河道中央部にほぼ等間隔にある。この観測断面は、主流線が両岸にわかれていて、低水時には中央に州があらわれる。

次に、亀熊区間の河道断面の堆積構造を図2のK-K'に示した。これにみられるように、氾らん原の下方には現河床砂と全く同様のアルコース質の砂礫（旧河床砂と呼ぶ）があることがわかる。桜川上流部では一般に、この旧河床砂の上面高度は現河床の河床高度と一致するが、この亀熊区間では、現氾らん原下の旧河床砂の上面高度は、現河床よりも約30～50 cm下位にある。このことは、この区間が、近年河床上昇していることを示す。これは、この付近にある農業用の取水口がここ数年、毎年砂に埋まる被害がでているという聞き取り結果とも一致する。この河床上昇の原因は、加波山をはじめとする周辺山地で、花こう岩の採石が近年盛んに行なわれるようになった結果、山地の荒廃が進み、多量の岩屑が供給されるようになったためと思われる。

一方、旧河床砂の上方には、下位の旧河床砂とはきわめて明瞭な境界を持って水平な砂泥互層（氾らん原堆積物と呼ぶ）が重なっており、この氾らん原堆積物中には1 ϕ (0.5 mm) より粗い砂は1粒子も含まれず、旧河床砂との分離が著しい（伊勢屋、1979）。

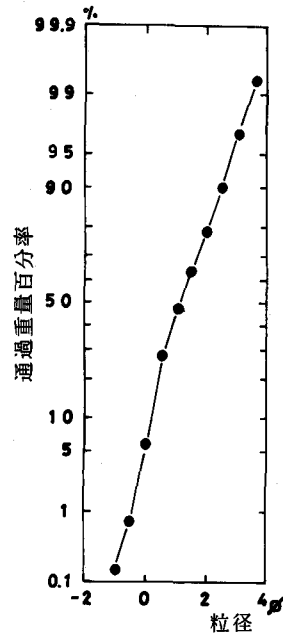


図3 河床砂の粒度組成

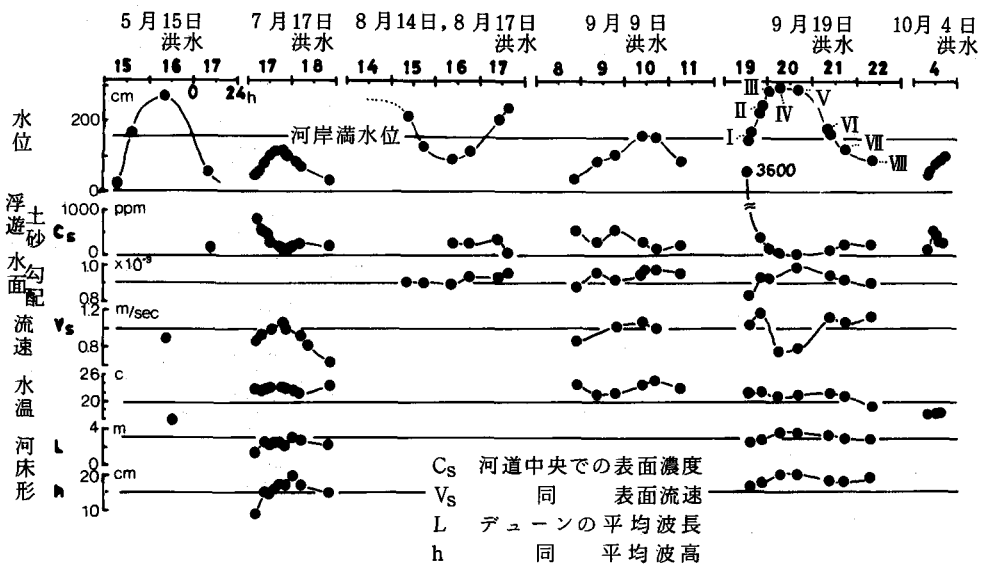


図4 観測結果一覧図

3. 観測結果

観測は1977年5月～10月の6ヶ月間にわたり、その間におきた大小7回の出水について、洪水時の流況や、流速分布、河床形、浮遊土砂などを調べた(図4)。

桜川上流部では、日降水量が30mmを超えるとほぼ河岸満水位に達する出水が生じ、日降水量が100mmもあると、低地全体が冠水する大洪水となる。出水のハイドログラフは、きわめて急激な立ち上がり・減衰を描く。

1) 洪水時の流況

洪水観察によれば増水・減水の水位変化に対応して、水面で観察できるboilに明瞭な変化があることがわかった。定性的ではあるがここにその観察結果を述べる。

低水時に河床に出現していた州が濁水に覆われ増水が開始されると、河道内には、ほぼ2列に、下からゆるくわき上がり大きく広がるboilが、間をおいて周期的に発生するようになる。このような増水初期においては、周辺の水面が茶褐色に見えるのに対し、boilのわき上がりの中心では水面は黄色く盛り上がって見え、それが四方に拡大する。この時、水面にはゴミやアワが脈動しながらも常に河道中央を流れており、周辺に拡散されないことが注目される。

水位が河岸満水位に達する前後から、河岸沿いで弱いboilがわき始め、河道中央部のboilは逆に目立たなくなる。水位の上昇につれて、河岸沿いのboilが強烈になり、河岸で飛び上がるようにわき、その乱れは河道側に大きく広がり、水面表層を下流方向にすべるようにして河道中央にまで、時には対岸近くにまで及ぶ。減水し始めても、このboilは依然として強烈である。

この河岸沿いで発生するboilは、どの洪水でもいつも同じ場所に発生するのが亀熊新橋上から観察された。木下(1978)は、複断面の水路実験から、河岸で流れのわき上がり現象が強く、そこにboilが発生することを指摘しているが、ここで観察された河岸沿いのboilはこれに対応するものであろう。

その後、さらに減水して、氾らん原が現われ始めると、河岸沿いのboilは弱くなり、ついには消えて、河道内全面に、飛び上がる強いboilが、周期的に頻発(周期約5秒)する。このboilは河床形に対応したものである。

ゴミやアワが河道中央に集まることや、河岸でboilが強くわき上がることから、観測区間においては、洪水時には、河岸でわき上がり、河道中央で沈みこむ2列のらせん流が形成されているものと推定される。

河道横断面内での流速分布を、電気式流速計(東邦計測社製TK101 current meter)を使って調べた結果からも、上述したような二次流の存在が推定される。

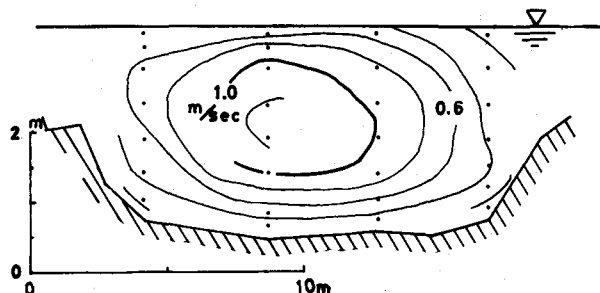


図5 流速分布の例
(図4, 9月19日洪水 IVの状態)

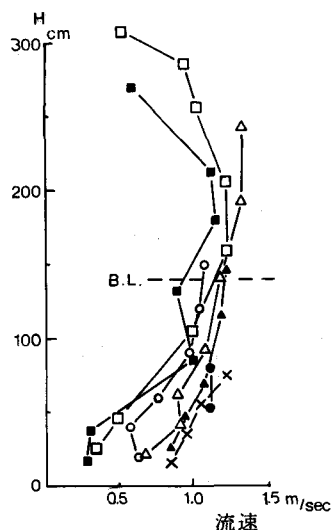


図6 流速プロファイルの変化
(9月19日洪水の例)

水位が河岸満水位以下の状態では、流速は、河道の中央部表面付近で最大で、たとえば河岸満水時の最大流速は $1.0 \sim 1.3 \text{ m/sec}$ 、断面平均流速は $50 \sim 60 \text{ cm/sec}$ である。ところが、図4の9月19日洪水の表面流速の変化にみられるように、河岸満水位をはるかにこえた状態では、水面勾配はほとんど変わらないか、かえって大きくなっているにもかかわらず、表層付近の流速は著しく低下する。9月19日洪水の河道中央での流速プロファイルの変化を例にみると(図6)、水位が河岸満水位をこえたⅡ～Ⅴの状態では、流速は河岸満水位よりやや高い部分で最も速く、そこから表面に向かって流速は減少し、表面が著しく遅い傾向にある。そういう状態での断面全体の流速分布の例を図5に示す。

ところで、洪水時の流況や浮遊土砂現象と河床形は密接に関係すると考えられるので、河床形とその変化を、玉屋製音響測深機DM60Rを小型ボート(長さ1.3 m、幅0.45 m)に積み込み、亀熊新橋下流約100 m間を自然流下させて測深して調べた。その結果、河床には常にデューンが形成されており、その平均波長は2～4 m、平均波高は15～20 cmの範囲にあって、水深が3 mを超える大洪水時でも平坦化されないことがわかった。

2) 浮遊土砂

浮遊土砂は、亀熊新橋の上流側、河道ほぼ中央で自作のポリビン採水器^{注)}を用い、上下方向に数点採水した。採水した試料は2～3日放置したのち、上澄みをして、土砂を乾燥させて、その重量比から濃度を求めた。そののち、4φ(0.063 mm)の篩で充分土砂を水洗し、4φより細粒なシルト-粘土と4φより粗粒な砂に分離し、砂は、径20 cm、沈降長1 mの沈降管を用いて沈降分析して粒度組成を求めた。

観測区間では、いずれの出水でも、浮遊土砂濃度のピークは増水のごく始めにあり、その後急激に減少して、ハイドログラフのピークに達する頃には水はすでにすんでいる(図4)。

図7に、浮遊土砂を粒径別にわけ、その濃度変化を9月19日の大洪水のそれを例に示したが、これによると、浮遊土砂の中でもシルト-粘土(0.063 mm以下)、微砂(0.125～0.063 mm)の濃度の時間変化がきわめて大きく、増水初期に高濃度で、その後急激に減少して、ハイドログラフのピーク時には最小になっていることがわかる。それに対して細砂(0.25～0.125 mm)、中砂(0.25～0.5 mm)の濃度の時間変化は少い。

また、シルト-粘土、微砂の濃度は上下方向にほとんど変化なく、全水層中に一様に分布しており、しかも、これらの細粒物質は、河床砂礫中にもほとんどない(図3)ことから、従来 wash load と呼ばれるものにあたるといえる。それに対して、細砂、中砂は河床からの高さが高くなるにつれて、つまり水面に近づくにつれて濃度は減少する。以下では、細砂および中砂を、wash load に対して、浮遊砂と呼ぶことにする。

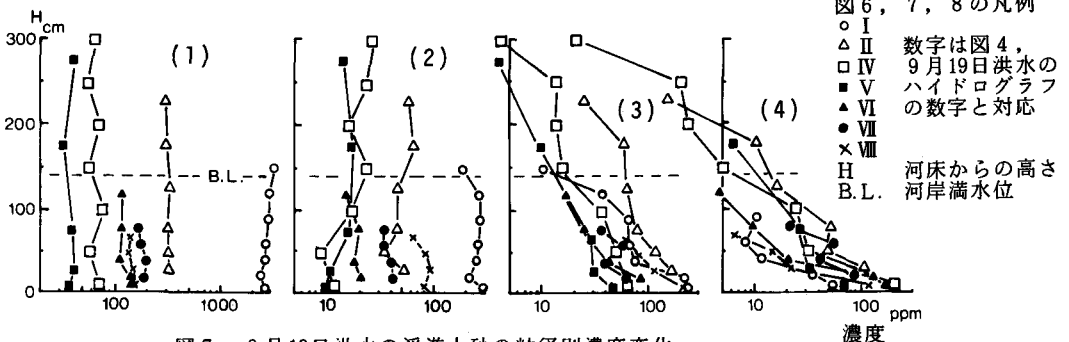


図7 9月19日洪水の浮遊土砂の粒径別濃度変化

- (1)シルト-粘土 (0.063 mm以下)
- (2)微砂 (0.063～0.125 mm)
- (3)細砂 (0.125～0.25 mm)
- (4)中砂 (0.25～0.5 mm)

以上のように、観測地点においては、wash load 濃度が増水初期にきわめて高いということが浮遊土砂流出の特徴である。

次に、図8は、同じく9月19日洪水のそれを例に、浮遊砂の中央粒径 ($d_{50\%}$)、最大粒径 ($d_{1\%}$)を表わしたものである。浮遊砂は河床付近で粗く、河床から上方へ細くなるという傾向はわずかに認められるが、一方、その時間変化をみると、wash load 濃度のきわめて高い増水初期において浮遊砂の粒径が著しく小さいことを除けば、水深の増減に対応した粒径変化はほとんどなく、河床からの高さが同じ所では、水深が3 mを超える時も、1 m以下の時も粒径はほとんど変わらない。しかも、河床付近でも、浮遊砂の最大粒径は約1 ϕ (0.5 mm)である。

なお、河岸満水位をこえて浮遊している砂は、河道中央では、最大粒径は約1.3 ϕ (0.4 mm)、中央粒径は2.5 ϕ (0.18 mm)である。

4. 河畔堆積現象について

洪水流に含まれる浮遊土砂の一部は、氾らん時に、氾らん原上に堆積する。これを洪水堆積物と呼ぶことにする。

観測を行った1977年に生じた4回の大洪水時(図4)には、厚い洪水堆積物が、桜川上流部に堆積した。洪水直後にこれを見ると、河岸沿いの細長い高まりには、新鮮な白い砂が草を倒して堆積しており、すでに乾いているのに対し、その背後の低い所では、シルト質の堆積物が薄く草をおおって堆積しており、湿って黒く見えることもあって、その色調の対照が鮮烈できわめて印象的であった。

たとえば、図10は、河岸沿いに微高地が顕著に発達する亀熊区間の右岸氾らん原の1断面を取り、そこでの9月19日洪水の洪水堆積物の厚さの変化を示したも

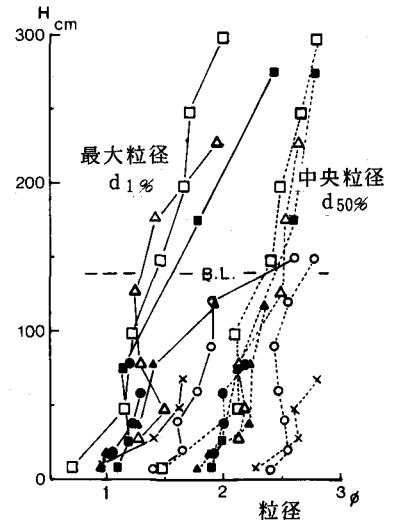


図8 9月19日洪水の
浮遊砂の最大粒径、中央粒径

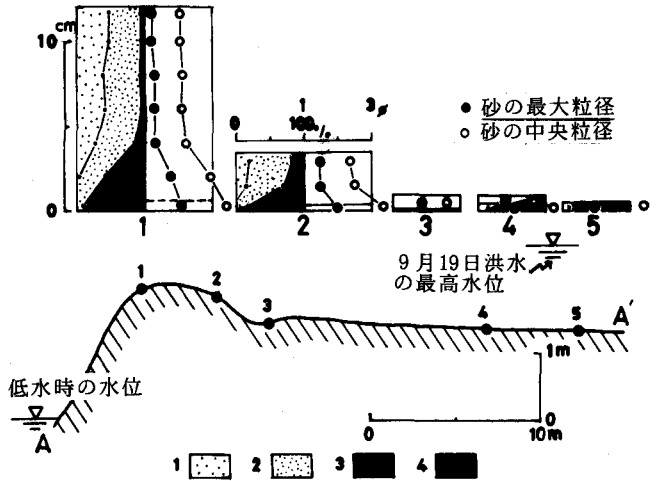


図10 洪水堆積物の厚さと粒度組成の分布
(9月19日洪水の例、断面の位置は図9参照)

1. 中砂 2. 細砂 3. 微砂 4. シルト-粘土

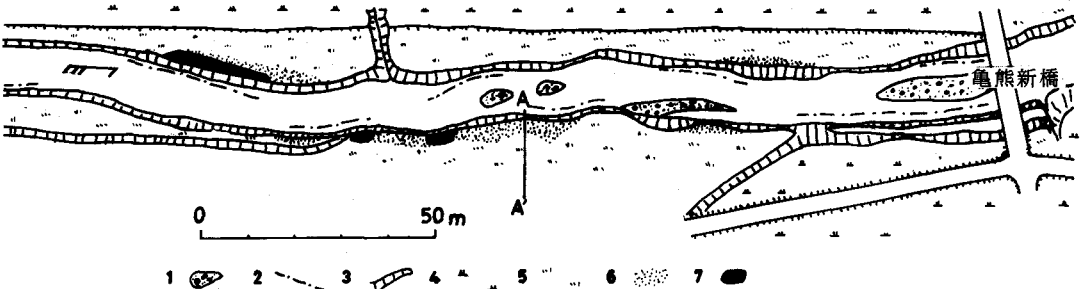


図9 亀熊区間の河道平面図と河畔堆積現象の分布 (9月19日洪水の例)

1. 州 2. 低水時の主流線
3. 斜面 4. 水田 5. 草地 6 (7). 5~10cm (10cm以上)の厚さを持つ洪水堆積物

のであるが、これにみられるように、後背低地では、その厚さが1～2 cm、あるいはそれ以下であるのに対し、河畔の微高地上の白い砂の厚さは、時には10～15 cmにもなる。この白い砂は、単にその厚さが厚いというばかりでなく、河岸のごく近くで幅2～4 m程度の範囲に限って堆積している。しかも、後背低地側には明瞭な堆積前面を有しているという特徴をもっている。

ここでは、洪水堆積物のうち、この白い砂に注目して、その堆積現象を特に河畔堆積現象と呼んで、桜川上流部についてその特徴を調べた。

その結果、河畔堆積現象は、河道の両岸に一樣におこるわけではなく、たとえば図9にみられるように、わずかに屈曲した平面形状の中で、洪水流の主流が河岸に寄る付近に限って分布することがわかった。

また、その堆積構造を調べた結果、その粒度にもきわめて特徴的なことが認められた(図10)。すなわち、この河岸に厚く堆積した白い砂は、その背後の泥質の洪水堆積物に比較してきわだって粗く、中砂・細砂からなり分級がきわめて良く、その最大粒径は1 ϕ (0.5 mm)近くに達すること、さらに、粒度組成の上下変化をみると、下部でシルト・粘土・微砂の含有比が高いのに対し、上方にはこれらの細粒物質はほとんど含まれず、しかも、砂粒子自体の粒度は、その中央粒径ばかりでなく最大粒径までも上方へ粗くなっており、通常の単層内にみられるgradingとは全く逆に、最下部が泥質でしかも含まれる砂の粒度は小さく、上方ほど粗くなって、最上部が最も粗い上方粗粒化構造を持つことがわかった。

以上のような、桜川上流部での河畔堆積現象にみられる諸特徴は、洪水時の流況や浮遊土砂の粒度組成から次のように考えられる。

河岸沿いの微高地に堆積している砂粒子の最大径は0.5 mm程度のもまで含まれるのに対し、河道中央部では、氾らん水位にあたる河岸満水位をこえる高さには、そういう粗い粒子は浮遊していない。つまり、河道中央部では浮遊していない粗い砂が河畔に堆積している。この理由は、氾らん原が冠水した状態では、河岸で強烈なboilがわくことから推定された河岸での強いわき上がりによって、河岸で粗い砂が浮遊させられ、それが河畔に堆積するものと考えられる。

河畔に堆積した砂が上方に粗粒化していくことは、水位の増加に伴って河岸沿いのboilが次第に強化することに対応しているのであろう。

また、河畔堆積現象は、洪水流の主流のぶつかる攻撃斜面側の河畔に限って分布するが、これは洪水流の主流線が河岸に寄る部分で、河岸でのわき上がりが特に強くなることを示しているのであろう。

5. むすび

以上、茨城県桜川上流部において、河道形状を調べ、そこでの洪水流の流況を観察し、浮遊土砂の観測を行い、洪水時に氾らん原上に残される洪水堆積物の特徴、特に河畔に生ずる厚い砂の堆積(河畔堆積現象)について、詳細に調べた結果を述べた。

中でも、洪水時に河道の中央で浮遊している砂よりも粗粒の砂が河畔に堆積していることや、その砂粒子自体、下位から上方へ粗粒化するという堆積相を持つこと、また、河畔堆積現象が、河道の屈曲に対応して、攻撃斜面上の河畔に限って分布していることなどについて、特に述べたが、それらの理由については、河岸近くでのわき上がり現象との関連があらうという、きわめて定性的な説明をしたにとどまった。

このほかにも、河畔堆積現象が河岸からきわめて狭い範囲に限られることや、浮遊砂の最大粒径が、水深の大小にかかわらず、常に0.5 mm程度という上限値をとることを述べた。これらの問題の解明のためには河道内での二次流や河岸水理について、実際河川における観測や水路実験による検討が今後必要であらう。

注) 今回用いた浮遊土砂採取装置は2 l入りのポリビンの先に、吸水口(直径18 mm、長さ15 cm)をつけ、それを鉄棒の先に固定し、水中に入れた時、流向に向くように矢羽をつけたもので吸水速度は20～50 cm/secであった。