

河床低下に基因する局所洗堀に関する考察 Local Scour due to River Bed Degradation

建設省土木研究所 正員 須賀 堯三
P.W.R.I. Kyozo SUGA

日本の大部分の大・中河川では、河道が戦後急激に変化し、現在なおその変化が継続している場合が多い。その変化の要素のうちでは、河床低下現象が顕著である。確かに、河床低下によって河積は増大し、内水および外水に対する安全性は増大したと評価される。そして、河道容積と外力の増大に見合った河道強度の確保にも努力が払われてきた。しかし、この点に関してはなお一層の調査と研究を必要とする。ここでは、河道強度を確保する方法を考察するにあたって、多くの河川において進行している河床低下に伴って顕著となる局所的な深掘れの現象に着目した。この現象は理論的に取扱うことが困難であるので、実際の河川における結果に基づいて、その河相を考慮した定性的な考察を行い、定量的な検討の方向を模索することとし、本論文では主として基本的な考え方を示した。

1. 河相の変化

安芸著の河相論によると、河相とはあるがままの河の姿であるとし、河道においては流れに相応した河床が生じ、これは常に変化するものと捉えられている。河相に関する明確な定義は他にないが、著者は日頃次の4特性によって河相をみてきた。すなわち、

- 河川のスケール（流域面積、河道延長、平均的な堤防間隔と低水流路幅、および洪水流量等）
- 地理地形区分と河道特性量（山地河道、扇状地河道、中間地河道、緩流・感潮またはデルタ河道、および勾配、平均的な河道蛇行、単・複横断面形状等の特性ならびに河床材料の粒度とその構成等）
- 時間変化量（流出土砂量および流量などに関連する現象の結果として、堤内堤外地盤高の差、河道変遷、合流点変動、砂礫堆または砂州の変動、河床高の上昇・低下過程、およびそれらの間欠特性等）
- その他（堰・床固・護岸・水制・橋脚等の構造物、河道整正や砂利採取等の人工要素、植林や砂防、ダム、水利用形態、河川敷の利用形態、流域の開発状況と河川改修の程度等）

などである。やはり河相を簡単な指標によって捉えることは困難であるが、河川の現象は簡単なモデルによっては表現しきれない複雑な要素がからみ合った時系列的現象であるから、河相のイメージを形成する要因について上記のような分類をしておくことが必要である。

個々の河川の河相の変化は、長短混合した時間尺度を有する現象が非線型に生じた結果として現われる。しかも、そのタイム・スケールは川により、また場所により異なる。たとえば、河道量の発達と通減の現象は初期条件と外力によって伝播速度が個々の現象毎に異なる結果、場所的・時間的な河相変化が生じる。河道量の伝播速度は一般に小さいものは大きく、大きいものは小さいといえる。一例として、微細砂は一洪水中に発



写真一 K川における橋脚保護工（K川は河床低下の大きい砂利河川である）昭和55年1月撮影

生点から河口または貯水池まで輸送されるが、大きな砂州の移動はわずかである。また、河道量の伝播現象には、伝播中の速度変化、休息、伝播中の変形、および合流と分流の効果が関与する。また、河道量の発生現象には連続現象と間欠現象があり、河川では特に間欠現象を重視する必要がある。土砂生産の現象が河相を左右するほどの影響を有することからも理解されよう。こうしてみると、河相の変化は砂利採取のような決定論的現象、降雨のような確率論的現象、および砂礫堆の移動や河床低下のような時系列を考慮すべきストキャスチック現象が混合した現象の結果生じるものとして考えることができる。考えるタイム・スケールにもよるが、自然河川には絶体的な平衡河道は存在しないと考えてよい。

河相の変化を大きい時間尺度でみると、堤防が不完全な時代は河道の平面変化が顕著であったが、堤防が概成した現在は河道内の平面変化と鉛直変化に変わった。しかも、現在の河相変化の速度は非常に大きい。河相の大きな変化の主要な原因は、河積拡大、砂利採取、流出土砂量の減少、護岸築造および外力の増大などであるが、上記3種類の運動形態の結果として生じる現象であるから大変に複雑である。このような総合的な土砂動態の問題の中で最近最も注目すべき河相の変化は大・中河川における河床低下の現象（写真-1）である。

2. 河床低下現象と河相の変化

河床低下の現象には自然変化と人工変化とがあり、前者には連続変化と間欠変化とを考慮せねばならず、後者においては河積拡大や砂利採取と護岸の築造などを重視する必要がある。河床低下現象は河川にとっては規模の大きい現象であるから河相変化全体の中で評価することが妥当である。また、それは河相によって大きく変化するものである。このことは河相には多くの影響要因があるので、河床低下現象に対して単純な理論モデルによって精度よく評価することが困難なことを示している。

たとえば、河床変動量の予測は通常一次元の河床変動計算によって、砂利採取量などを別途考慮したかたちで行われるが、ダム下流部などを除き予測精度が良くないのが一般である。それは、補給砂量とその粒度構成、流砂量公式および流量条件などによって計算結果が大巾に異なり、また計算モデルとして流砂の二次元効果、アーミング効果、および流砂運動の非連続性などを適正に評価しえない点などに問題が存在することによる。したがって、現地の資料が最も信頼しうる結果を示すはずである。問題は適切な解析手法を研究することにある。

まず、河床低下の現状を調査すると、大・中河川では砂利採取を中止した後もその河床低下が継続されることがある。図-1は代表河川の代表地点における河床高の経年変化を示す。砂利採取禁止後5年以上経過の後も河床低下速度におとろえが見られない事例は珍らしくない。つぎに、河床低下に伴う河相変化の現象を、非常に顕著に現われる砂利採取と堰流失が原因の

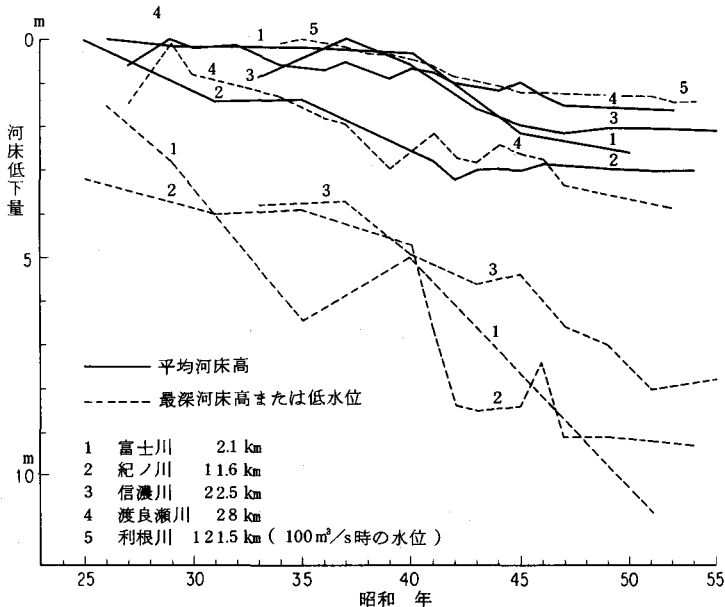


図-1 平均河床高と最深河床高の経年変化

場合について実例に基づいて考察する。

図一2は紀ノ川下流部における戦後の河道内の蛇行変遷について航空写真により調査したものである。昭和22年当時は自然の安定した状態が維持されていたと考えられる。洪水流の蛇行は単列が基調であるが時に複列に変換し、砂礫堆は大型でかなり安定しているが下流方向への移動もある状態で中州地点での流路は石岸沿いであった。昭和33年は砂利採取が若干あり蛇行が乱れて波長が短くなり、かつ砂礫堆が下流へ移動している。その結果、これが主な原因で中州地点では流路が左岸側に変った。昭和40年および43年は砂利採取が非常に活発に行われた時代であり、砂州が削除されたので蛇行の流路が変わり、また流れ方も大変乱れてしまった。昭和46年以降砂利採取が禁止されており、

昭和49年は整正した河道

において蛇行が発達しはじめ砂礫堆が上流部から回復しつつある状態である。しかし、昭和22年当時と比較すると蛇行ピッチが短かく、まだ不安定な状態にあることがわかる。このとき、補給砂が多ければ蛇行が発達し、少ないときには河床低下がすすみ、砂州の移動速度は減少する。

図-3は那賀川下流部の砂礫堆の変遷を示す。那賀川は洪水と土砂流出が多いダイナミックな河川であり、昔は規模の大きい通常の形状をした交互砂州が存在し、7基の斜堰が設置されていたという。斜堰は流砂が多く砂礫堆が移動するときには容易に破壊される。那賀川では戦後山地が荒廃し土砂の流出が激しく、砂礫堆の移動に伴い斜堰は次々に流失した。斜堰の破壊は急激な河床低下を発生させ、砂州高が相対的に高くなり安定化することとなった。昭和49年や54年の写真にみられる細長く角ばった砂礫堆はこうして発達したものと考えられる。那賀川ではその後砂利採取や供給土砂量の減少があって、蛇行角度が急になり局所洗堀が進行した。

以上のように、河床低下現象は流砂量、平面的な蛇行形状、砂州の高さ、流路幅およびその他の要因等に

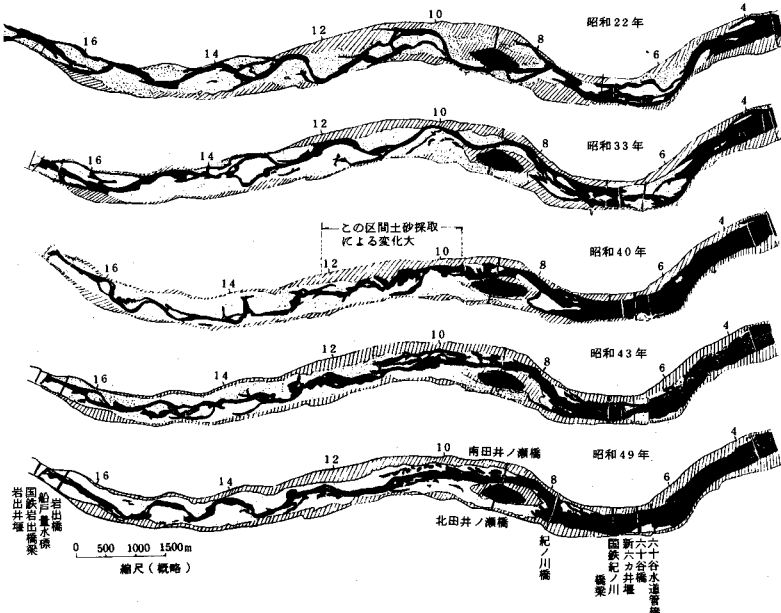


図-2 紀ノ川河道砂州の経年変化(航空写真より)

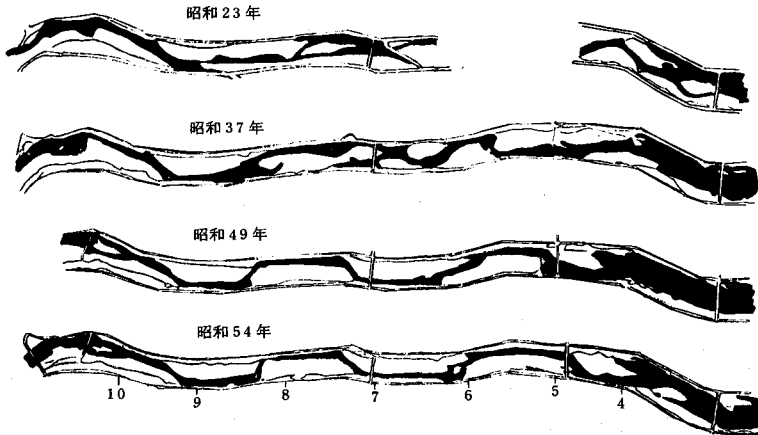
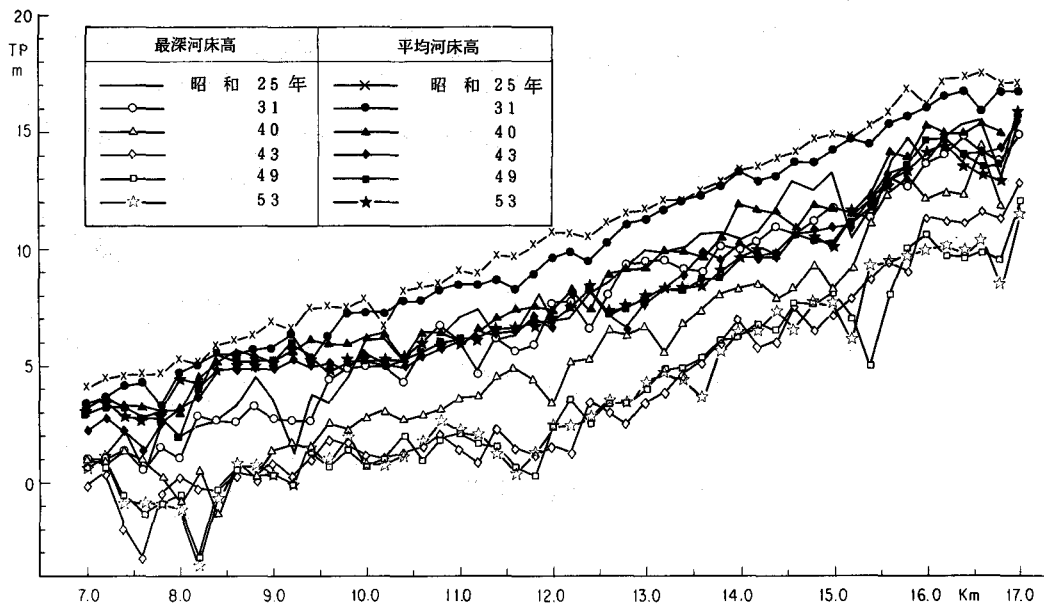


図-3 那賀川河道砂州の経年変化(航空写真より)

において蛇行が発達しはじめ砂礫堆が上流部から回復しつつある状態である。しかし、昭和22年当時と比較すると蛇行ピッチが短かく、まだ不安定な状態にあることがわかる。このとき、補給砂が多ければ蛇行が発達し、少ないときには河床低下がすすみ、砂州の移動速度は減少する。

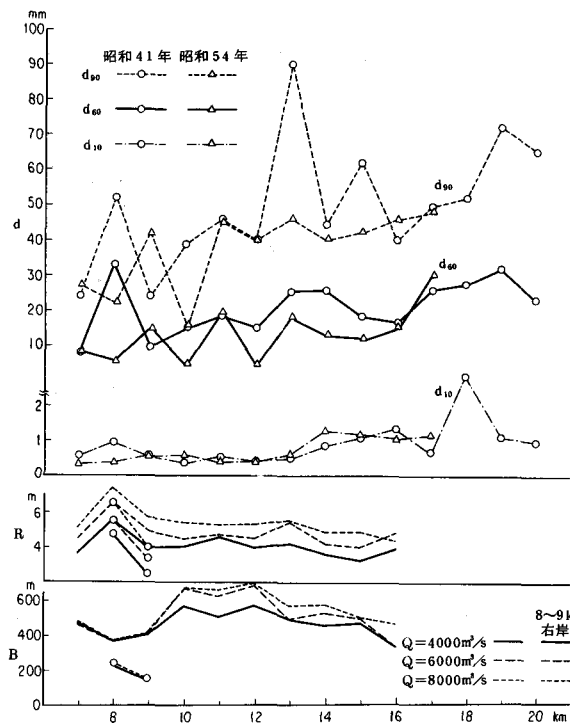
図-3は那賀川下流部の砂礫堆の変遷を示す。那賀川は洪水と土砂流出が多いダイナミックな河川であり、昔は規模の大きい通常の形状をした交互砂州が存在し、7基の斜堰が設置されていたという。斜堰は流砂が多く砂礫堆が移動するときには容易に破壊される。那賀川では戦後山地が荒廃し土砂の流出が激しく、砂礫堆の移動に伴い斜堰は次々に流失した。斜堰の破壊は急激な河床低下を発生させ、砂州高が相対的に高くなり安定化することとなった。昭和49年や54年の写真にみられる細長く角ばった砂礫堆はこうして発達したものと考えられる。那賀川ではその後砂利採取や供給土砂量の減少があって、蛇行角度が急になり局所洗堀が進行した。

以上のように、河床低下現象は流砂量、平面的な蛇行形状、砂州の高さ、流路幅およびその他の要因等に



図－４ 紀ノ川の平均河床高および最深河床高の縦断変化図

関連させて考える必要がある。河床低下には波動性もあり，低下部分の伝播や，洪水の規模による変動の問題もある。また，河床材料は一般に大洪水のときに細粒分が増大することが多く，平均粒径は小さくなり，かつその縦断変化が小さくなる。しかし，大経砂礫の移動はわずかであるから粒度分布は不均質となる。もっとも，河床における平面的および鉛直的な粒度構成の分布の仕方は大変に複雑であり，砂州の前後および低水路部等によっても大いに異なる。その後中・小洪水が続き上流からの供給土砂量が減少すると細粒分がぬけ出す現象が顕著となり，粗粒化と均質化がすすみ縦断的な変化は大きくなる。細粒分が少くなると砂州の移動は非常に小さくなり，それと共に河床低下や局所洗堀が促進される。砂礫堆の発達や移動・変形の現象は流量や土砂量とその粒度構成に依存するところが大きく，大小の洪水の発生の順番にも関係する時系列現象と考えることも必要である。流砂のうちでは細粒分の占める割合が多いので，細粒分が少いときには土砂の流下量は少いとみてよく，このような場合には，蛇行モードが変わるときに大きな変化があり，変らないときには局所洗堀のみが進行することとなる。川を見た



図－５ 紀ノ川の河床材料，流路幅と水深の縦断変化

ときに、砂州高が大きく粗粒化しており、草等が繁茂にいる砂州が存在していれば河床低下と局所洗堀の進行過程にあると考えてよい。これは砂州の長さの大小を問わない。反対に上昇過程にある河川の砂州は低く、細粒分が多いのが普通である。ただし、粒経が大きく規模の大きい砂州の場合には上昇過程においてもその高さが高くなることがあるので注意しなければならない。

なお、河床高の変化を表わす方法として平均河床高、最深河床高および平均低水位などがある。平均河床高を算出するときに流路幅の定義が問題となる。通常 Bankful Discharge なのであるが、融雪洪水がある場合にはその卓越値、ない場合には2～3年洪水の流路幅を考えることが多い。しかし現地をみると、河床低下状況や植物の繁茂状況および固結度等に応じて適宜定める必要があるように思える。

3. 河床低下量の現況に関する事例調査

河床低下事例の資料を探す苦労は全く不要である。いずれの河川においても適当な資料が存在するといつてよい。図-1はそういった河川の中から固定したわん曲流等に依らない代表地点の例を取出したものである。大部分の河川において例示程度の河床低下が進行していると考えてよい。富士川では2.1km地点を選んだ。この地点は新幹線橋梁のすぐ上流部であり、勾配1/250の砂利河川で、複列蛇行と考えてよい。この付近一帯の砂利採取許可量は560万 m^3 でその大半410万 m^3 を昭和41年から43年の間に採取した。河床の平均低下量は採取量とはほぼ見合っているが、河床低下流路部が低下に伴いやや固定化し最深河床高はさらに低下した。昭和48年からの全体的砂利採取禁止後も、平均河床高は落着いているにも拘らず、最深部の低下傾向にはおとろえがみられない。

紀ノ川では昭和30年代の後半に大きく砂利採取が行われた。昭和46年以降砂利採取を禁止しているので、最近では平均河床高としてはほぼ平衡を保っているが、平面的には図-2にみられるような変化をみせており、最近では15～16km付近には自然の美しい砂礫堆が形成され、13km付近にはさらに小さな砂州ができていますが、最深河床高は富士川の場合と同様に低下している。もっとも、紀ノ川ではここ数年間その変化にやや鎮静化の傾向がみられるが、それは上流からの補給砂が極端に少くはなく、小さな砂州が動いているからであろう。図-4は紀ノ川の平均河床高と最深河床高の縦断変化とその経年変化を示す。200m毎の横断測量が行われているから相当細かくみることができる。昭和43年以降は最深河床高の縦断変化の波長が短くなり、それが下流へ移動している様子が読みとれる。すなわち、ここで河相が急変している。今後はこの傾向が持続されれば（流砂量等の条件に急変がなければ）この波長が大きくなり、かつ移動速度が少くなりつつ安定化の方向へ向うものと思われる。図-5は昭和41年と54年の河床材料調査の結果である。前者はみお筋部の表面を30cmほど排除した部分の河床材料と思われるが、後者は横断方向3点のうちの最大の粒経を有する点の資料を採用した。こうすることにより、みお筋部の材料を比較したつもりでいる。両者の差は顕著ではないが、54年には若干細粒化が促進されているものと思われ、先の仮説を裏づけている。砂州部で最近移動している場所の河床材料にはさらに細粒分が多い。紀ノ川における戦後の大洪水は昭和28年9月（船戸地点16.8kmの流量7800 m^3/s ）、昭和34年9月（5870 m^3/s ）、昭和40年9月（6030 m^3/s ）、昭和47年9月（5780 m^3/s ）、および昭和50年8月（4560 m^3/s ）である。大きな洪水が発生すればさらに細粒化がすすむものと推定される。しかし、やがてダム建設が行われるから、その先は粗粒化となろう。図-5には同時に流路幅と水深の縦断変化について流量段階毎の変化を示した。川幅・水深比は100前後であるから、洪水流の蛇行は複列ないし単列であって、本来なら局所洗堀は極端に大きくならない河道であると考えることができる。現在、最深河床高は相当低くなっている。



写真-2 渡良瀬川29km付近の低水路とその河床低下の現況
（砂利から砂河床への遷移区間である）昭和55年11月撮影

るが、これは砂利採取により自然の蛇行を乱した結果生じたものである。

信濃川も同様な砂利河道であって、この下流の長岡地区において最近 100 万 m^3 の砂利採取をほぼ終了した。信濃川では若干の土砂は流下するので砂礫堆はゆっくりと流下しており、数十年の周期で最深河床高は変化する。すなわち、固定点では平常時の水深が 0 から 3 ～ 4 m 程度の変動を示すのが昔の姿であったと考えられる。しかし、最近では平均的な河床低下に伴って図 - 1 にみられるような深掘れが進行した。それは自然の変化にしては深掘れ速度が大きすぎるのであって、砂州の流下に伴う変化のみとは考えられない。信濃川 22.5 km 地点程の水衝部は現在では極く普通のものである。

渡良瀬川の 28 km 付近は砂利河道から砂河道への遷移区間にある。勾配は 1/800 から 1/1100 へ変化している。河床材料は昭和 27 年と 49 年の調査結果を比較するとかなり粗粒化がすすんでいる。砂利採取は低水路部については昭和 31 ～ 33 年までに終了しており、高水敷部についても昭和 47 年で禁止としているので、現在は主として補給砂量の減少によって河床低下が発生し、ついで写真 - 2 にみられるようなかたちで、低水路部の固定化とともにその河床低下現象が発達し、現在なおその傾向が持続されている。

砂河川の例として、利根川関宿 (121.5 km) 地点における流量が 100 m^3/s のときの年平均水位の経年変化を図 - 1 に示した。関宿より直下流部では著しい砂採取は行われていないが、かなり大きな低下傾向を示し、20 年間に約 1.5 m の水位低下となっている。しかもその傾向におとろえがみられない。これは主として、上流からの補給砂量の減少に基づくものと考えられるが、将来河道堀削が行われるとその影響が加わることになろう。局所洗掘は 40 km 付近の 4 ケ所の深掘れ部の経年変化を調べた限りでは大きな変化はなかった。

以上、平均的な河床低下現象は、砂利河道では砂利採取の影響が非常に大きく、採取停止後は落ちつく傾向がみられるのに対し、砂河道では砂採取停止後も上流部の影響で引き続き低下現象が持続する傾向にあるといえる。いっぽう、最大洗掘深は砂利河道では砂利採取停止後も引き続き増大するのに対し、砂河道ではその影響が顕著でないとみなすことができるようである。

4. 局所洗掘

本論文でとりあげた局所洗掘は固定わん曲部や構造物周辺において生じる現象ではなく、若干のわん曲は考慮するが、主として発生した砂州と流水の蛇行によって生じる深掘れの現象である。このような現象は、深掘れ位置とその移動の特性、深さ、大きさ (縦断範囲)、および法勾配 (横断形) などについて考察する必要があるが、今回は個々の内容にまで立ち入ることができない。このような局所洗掘は、河床が上昇過程にあった過去においては殆んど問題とならなかったが、最近の河床低下の進行によって顕著となった。

ところで局所洗掘が発達する条件は、a) 流水のわん曲度が大きくなる。b) らせん流が発達する、c) 流速が大きくなる、あるいは落ち込み流が生じる、d) 上流からの供給砂量が減少する、e) 護岸を設置する、および f) 洗掘をうけ易い土質であることなどである。これらは全て河床低下の現象と関連を有するものであり、それらの主要な点について以下に列挙する。

- a. 半砂利あるいは砂利河川では、実際に流水によって河床低下を起している流水幅は狭い。もし、それが十分広ければ自然の河床低下は起らない。写真 - 2 は狭い低水路が自然に発達した様子を示す。かつての流路であった現在の高水敷部には洪水がのる頻度が減少し、そのため雑草・雑木が繁茂し土砂の固結化が促進した。中・小洪水はすどく蛇行した低水路沿いに流下し、上記 a) b) c) の理由で河床低下と局所洗掘とをもたらす。この場合、いったん深く掘れた低水路が形成されると、砂州の流下や流路幅の拡大はあまり行われない。
- b. 砂礫堆や砂州が十分発達しきらないうちに (たとえば、図 - 2、紀ノ川の昭和 49 年の状況) 河床低下が生じ砂州高が相対的に高くなると、本来動きの早い小型の砂州が動けなくなる。この場合は中小洪水において蛇行のわん曲度が大きく、補給砂も少いので深掘れが生じる。低水路の位置が同じでも、河床が低下すると以前とは異なる河道である。
- c. 補給砂量が減少するということは火山灰性地域を除き細粒分が減少することである。すなわち、

細粒分の減少は砂州移動量の減少であり、深掘れが促進する。

- d. 蛇行モードが洪水水中に変化する場合には、ときに流水の集中が発生し、大きな侵食と洗掘が生じることがある。たとえば、複列から単列蛇行に変化するときにわん曲部では局所洗掘が生じるが、それに含ませて小規模河床形態の lower から upper regime への変化が重ると流速の増加が加って顕著な現象となることがある。網状河道では流路変化が大きいので、全体の流路幅が減少しない限り自然の河床低下と局所洗掘は無視しうる。
- e. 護岸を設置した場合には前面の洗掘量が増大する。それは自然の蛇行による侵食を制限するため、流水の集中が発生しやすいこと、すなわち運動量の変化が大きく、激しいせん断力が生じるほか圧力・流速変動も加って、前面に深掘れ部が生じる。これは流路を固定することであり、その結果さらに河床低下を促進させる。しかし、放置すれば局所洗掘の代りに河岸が侵食され、以前のような流路変遷が生じるから、大きく変わる要素を考え、それを極端なものとならないようにするなど、たとえば土と護岸のなじみを重視し根固ブロックを投入するとか短い水制を設置するなどして制御する場合はこの限りでない。
- f. 流れ方の低水路形状への追従性がよい中・小の洪水時に洗掘が発達することが多い。大洪水では増水期は時間が短い減水期は時間が長いので重視する必要がある。このようなとき、旧河道や旧湿地帯などで土質がわるく固結度が弱い場合などに大きな局所洗掘を受けることがある。
- g. 局所洗掘は流量時系列の影響を受ける。主要な現象には、大流量による流路変遷と通常は水がのらない高所部のフラッシュとがある。河床を低下させるのは大洪水ではなく、主として流路が固定する頻度の多い中小洪水であるから大洪水の発生頻度と順番などが問題となる。また、後者については時間の経過と共に自然の力により強度が増大する高水敷をフラッシュしう大洪水の発生の条件が問題となる。
- h. 流路幅は非常に重要な要素である。流砂量が不変のとき、川幅をせまくすると流速が大きくなって勾配が小さくなり、かつ蛇行モードが減少する。勾配は河床粒径とも関係するので、適正を欠く場合には歪が生じて大きい局所洗掘が生じることがある。なお、川幅・水深比を 100 以上とすればおおむね蛇行は複列以上であるから局所洗掘は大きくならないことが多い。低水路幅を拡大した例として淀川や羽越荒川があり、縮小する例として阿部川などがある。
- i. 縦断勾配の急変点が存在することが多いが、これは低下河床では上流へ移動し、それより上流部において大きい河床低下と局所洗掘を受ける。局所洗掘は蛇行や流砂量などの上流からの水理量の他、流速等として下流側の影響も受ける。
- j. 砂河川などにおいて、低水時と高水時の流路幅があまり変らない河道では、流水の蛇行を規制する平面形状によって局所洗掘の現象が支配されることが多い。特に大きなわん曲部における深掘れが顕著となる。しかし、利根川下流部 40km 付近の 4 ヶ所の深掘れ部のように、主として洪水流の蛇行によっても水面下の砂州と洗掘部が生じることもあるので留意を要する。そして、砂や細砂の場合には深掘れ部の範囲が河道の縦横断にわたって広く、かつ洗掘深も大きくなる。ただし、これは河床低下が原因で直接的に洗掘が促進する現象とは異なるであろう。

以上、最近の河床低下とそれに基づいて発生する著しい局所洗掘の現象について考察を行った。

5. 問題点と新河相論的取扱いの必要性

このような局所洗掘は、高水敷以外の部分で低水時と高水時の流路幅が大幅に異なる場合、もしくは主流部の流路幅が相対的に小さい場合に顕著となる現象であって、砂河道部よりはむしろ砂利河道部において、特に最近に至って著しくなってきた新しい傾向といえる。砂利河川で、著しいわん曲部とか合流点や基岩の露出地点などを除く通常の河道部においては、従来のような高さが高くない大規模な砂礫堆が徐々に流下する状態では、局所洗掘深はたかだか 3～4 m（平水時水深）程度であったと思われるが、河床低下に伴って局所洗掘が促進する河道では 10 m にも至る深掘れを考えなければならない状態となった。この最大洗掘深は、中小洪水が続く限り、あるいは大洪水の減水期などにおいて増大し、平均河床高の低下量以上の低下量とな

る。図-1に示す例は極端な事例のみをとりあげたのではないが、この例でみると最大洗掘深の経年的な増大量は平均河床高の低下量の2～3倍となっている。しかも、さらに進行する傾向をみせている。深掘部が旧河道や湿地帯などの地盤のゆるいところに達した場合には、洗掘深が飛躍的に増大する危険もある。

砂利河道は一般に土砂の調整機能を果たすために川幅が大きい場合が多い。広い河道では洪水流は複列となり、河道の中央部において深掘れが生じる場合も少なくない。このような場合にはあまり問題とならないが、河道を固定するために最近では河岸付近において生じる深掘れの現象が顕著である。河岸部における局所洗掘の横断形状は、非常に片寄ったもので、多くの場合堤防の法勾配、もしくはそれ以上の急勾配となる。そのため、流水を引き寄せてらせん流を発達させ、さらに局所洗掘現象を助長させる。蛇行が単列となる流路幅と水深の比が60以下(場合によっては100以下)の河道では、その傾向が顕著である。また、護岸を建設した後において現象が著しくなることも事実といえ、深掘れの範囲が細長くなって、護岸沿いの延長が長くなるようであるが、なお詳細な調査を必要とする。

今後、河道整正の方法や高水敷造成、および堤防の補強法はもとより、適正な流路幅のあり方や護岸構成と根固ブロック等についても研究の必要性が認められる。なかでも、護岸のための局所洗掘を防ぐ水制の効果をみなおすことは重要であり、漸定措置としての床固(本来、川の中に床固を設けるべきではなく、また効果が直接的に現われる範囲も長くはないが、)についても検討の価値をみのがすことはできない。

川は急には変えられない。河川改修には予算上の制約もあるが、河川サイドからの制約もある。しかし、川は自然的には絶えず変化している。その変化の原因に大小はあるが、河川全体で、そして、処々においてそれぞれ何らかの関連をもって変化している。急激な変化はその自然の変化に歪を与え、悪影響が現われることがある。このことは、その変化をみきわめた河相論の認識のよりいっそうの必要性を強調する。そして、最近の著しい河床低下と局所洗掘の増大の現象は、川に対する新しい見方を要求している。このなかには、川全体の土砂動態と社会的ニーズとの調和の問題も含まれる。以上ここに、新しい河相論的視野にたつて、河床低下とそれに伴う深掘れの現象をモデル化する方向を模索した。