

細砂で構成された側岸部を有する 礫床河川の自律形成機構

THE SELF-FORMATION PROCESS OF GRAVEL-BED RIVERS WITH
RIVERBANKS COMPOSED OF FINE SEDIMENT

泉 典洋¹・岩瀬晴夫²・酒井尚孝³・野村圭司²
Norihiko IZUMI, Haruo IWASE, Naotaka SAKAI and Keiji NOMURA

¹ フェロー会員 PhD 北海道大学教授 土木工学部門 (〒060-8628 札幌市北区 13 条西 8 丁目)

² 正会員 株式会社北海道技術コンサルタント (〒065-0043 北海道札幌市東区苗穂町 4 丁目 2-8)

³ 非会員 新潟県 (〒950-8570 新潟市中央区新光町 4 番地 1)

In the present age when floodplains are efficiently utilized as agricultural land etc., it is inconvenient for floodplains to be flooded so frequently. To improve river channels' discharge capacity so that river water rarely overflows, channel widening, bed excavation, and embankment works have been performed. Notwithstanding those works secure sufficient flow capacity, however, there are a great number of cases in which channel cross-sectional areas decrease due to the deposition of fine sediment over time, resulting in decreases in their discharge capacity. In this study, we collect data including bank height, channel width, bed slope, and sediment size in central gravel bed regions of 37 'gravel-bed sandbank' rivers managed by Hokkaido Prefectural Government. Based on the results of the data analysis, we propose a model to explain the self-formation process of 'gravel-bed sandbank' rivers.

Key words: *self-formed channel, gravel river, sand-silt river, gravel-bed sandbank river*

1. はじめに

自然の状態で作られた河道には十分な洪水疎通能力がないのが普通である。河川は時折氾濫し、上流から運搬してきた土砂を周囲の土地（これを本論文では広義の氾濫原と呼ぶ）に繰り返し堆積させてきた。このような時折発生する氾濫は線的な河川が面的に土砂を堆積させるための重要なプロセスの一つとなっている。したがって、時折発生する大きな洪水の際の流量が、河道の疎通能力を超えるのは当然であると言えよう。

しかし、氾濫原が農地等として効率的に活用されている現代にあつては、洪水が頻繁に氾濫原に溢れてきてもらっては都合が悪い。そこで減多に溢れないよう河道の洪水疎通能力を上げるために、河道拡幅や河床掘削、築堤が行なわれてきた。ところが、河道拡幅や掘削を行なって折角十分な洪水疎通能力を確保できたにもかかわらず、時間の経過とともに土砂が堆積して河道断面積が減少し、洪水疎通能力が減少した例も少なくない。

藤田, Moody, 宇多, Meade¹) および藤田, Moody, 宇多, 藤井²) は川内川において、拡幅された礫床河道の側岸付

近に細砂が堆積する様子を報告している。彼らは、細砂の堆積が植生の定着および成長を促し、細砂の堆積の更なる発達の原因になっていることを指摘し、簡単なモデルを用いた堆積量の計算結果から、川幅縮小には植生の役割が不可欠であると結論している。

このような礫床河川における細砂の堆積は自然河川でも観察されている。Smith³) は、北米ロッキー山脈の氷河から流下するノースサスカチュワン川では、最下部に堆積した礫層の上に、氷河から生産された rock flower (氷河によって削られた微細な岩砕粒子) が堆積し、シルト分で作られた側岸部を持つ礫床河川区間が多くみられる。これも礫床河道の一部に細砂が堆積する例である。

これに対して泉, Parker⁴) は、河床は礫で覆われながら、細砂やシルト分で作られた側岸部を有する河川を '礫床砂岸' 地形と呼び、その形成機構を説明する数学モデルを提案している。彼らのモデルでは、中央部の平坦な河床部と、それに接続する勾配を持った河岸部からなる自律形成された礫床河道に細砂が供給されるような状況を考えている。自律形成礫河道の水深が細砂の粒径に対して十分に大きく河床勾配が十分に大きい場合、細砂

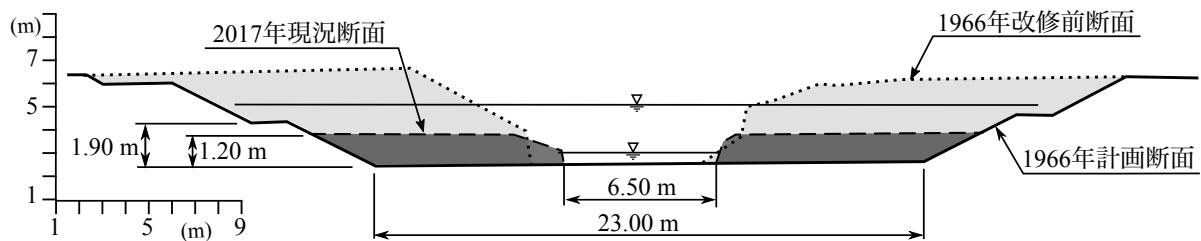


図-1 別々川の横断面図.

の供給が小さい内は側岸部の途中から水面付近まで部分的に堆積するが、細砂の供給が増加するにしたがって堆積は低い位置から始まるようになり、河道中央の礫床部分がほぼ細砂に覆われるようになると側岸部の最下部、すなわち礫床部の位置から細砂が堆積するようになる。一方、細砂の粒径に対する自律形成礫河道の水深や河床勾配が十分に大きくない場合、細砂は側岸部に堆積する前に河道中央の河床部に堆積するようになる。

泉, Parker⁴⁾ のモデルは自律形成礫河道に細砂が堆積することを前提としていたが、前述の河川改修後の細砂の堆積は必ずしも堆積以前の河道が自律形成礫河道とは限らない。河川改修によって整備された河道断面の多くは、低水護岸が施され横断方向に勾配を持った側岸部と、礫で覆われ横断方向に平坦な中央河床部からなる人工的な断面形状を有している。このような場合の細砂の堆積プロセスは泉, Parker⁴⁾ のモデルでは必ずしも説明することができない。

以上のことから本研究では、礫で構成された平坦な中央河床部と細砂・シルトの堆積によって形成された河岸部を有する北海道管理区間 37 河川について、実測で得られた河岸高、低水路幅、河床の礫の粒径と、北海道の河川改修の際の計画図面から抽出された河床勾配を用いたデータ解析を行うことによって、細砂・シルトの堆積によって‘礫床砂岸’河川が自律形成されるメカニズムを明らかにした。

2. 河川改修に伴う川幅拡幅と細砂の堆積による川幅縮小

図-1 に北海道苫小牧市を流れる別々川の河川改修前後の河道断面を示す。改修前の 1966 年当時の断面が点線で囲まれた薄いグレーの部分 (1966 年改修前断面) である。その後、1966 年に 180 m³/s を目標流量として河道改修が計画され、図中の太い実線 (1966 年計画断面) のように拡幅された。その後、河道の両側に細砂・シルトの堆積によって形成されたのが図中の破線で囲まれた濃いグレー (2017 年現況断面) の部分である。水はその間を流れており、ちょうど細砂・シルトの堆積した部分およびその間が、それぞれ新たに自律形成された高水敷および低水路のようになっていることがわかる。

低水時においては河床表層は 60 % 粒径が 2.7 cm の

礫で覆われているが、洪水時に上流から輸送されてきた細砂やシルトが流速の比較的遅い側岸部に堆積することで、このような高水敷様の地形が形成されたものと考えられる。1966 年の改修計画では、河床からの高水敷の高さを 1.9 m、低水路幅を 23 m としていたが、細砂・シルトの堆積によって自律形成された高水敷の高さおよび低水路幅は、それぞれ 1.2 m および 6.5 m となっている。以降、本論文では、特に断らない限り細砂・シルトの堆積によって自律形成された低水路および高水敷を単に低水路 (あるいは河道) および高水敷と呼び、自律形成された低水路の深さもしくは高水敷の高さを河岸高と呼ぶことにする。

ここで、別々川の 2017 年時点における自律形成河道の低水路を満杯で流れる場合の洪水疎通能力を求めてみよう。図-1 より断面積 A は 7.68 m²、潤辺 P は 9.90 m と求められる。したがって径深 $R (= A/P)$ は 0.777 m となる。この地点での現況河床勾配 I を 1966 年の全体計画勾配とほぼ等しいと仮定して 1/300 とし、マンニングの粗度係数 n を一般的な値である 0.03 と推定すると平均流速 V は次のように求められる。

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} I^{1/2} = 1.63 \text{ (m/s)} \quad (1)$$

したがって流量 Q は次のようになる。

$$Q = VA = 13 \text{ (m}^3\text{/s)} \quad (2)$$

図-2 に、データの存在する 1978 年から 2017 年までの 40 年間における別々川の年最大流量から Weibull 公式を用いて作成した正規確率プロットを示す。この図によれば 2017 年時点での河道の低水路満杯流量 13 m³/s は超過確率 87 %、すなわち回帰年 1.2 年に相当することになる。一方、平均年最大流量は 28 m³/s であり、低水路満杯流量の 2 倍以上となっている。

このように、洪水疎通能力を向上させるために拡幅を行なったにも関わらず、特に細砂やシルトの堆積によって河道断面積が減少し、洪水疎通能力の低下した河川は全国の至るところで見られる。ここでは同様に河岸部が細砂やシルトで構成され、河床が礫で構成されている北海道管理区間 37 河川における諸量を表-1 に示す。河岸高および低水路幅、河床材料の 60 % 粒径 d_{60} については実測し、河床勾配については北海道による河川改修の

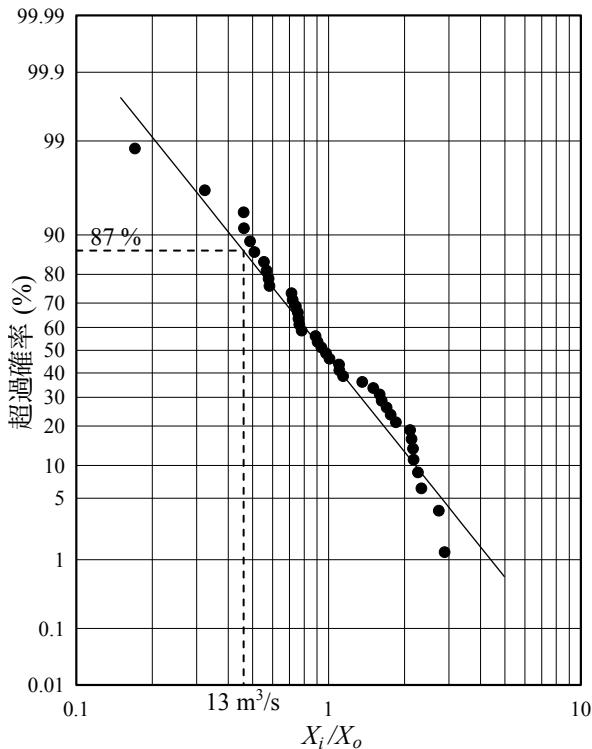


図-2 別々川の年最大流量の正規確率プロット.

際の計画図面から抽出した。また、それらのデータから別々川の例のように低水路満杯流量、回帰年を算出し、無次元剪断力 τ_c^* は後述する式 (5) を用いて求めている。また、表中には改修後に川幅が縮小した河川だけではなく、'礫床砂岸' 地形を持った自然河川も含まれている。

表-1 からわかるように、現況の低水路満杯流量の回帰年は、十勝川水系帯広川で3年となっているものの、その他の河川では全て2年未満、ほとんどが1.5年以下となっている。これは現況河道が1-1.5年に一回程度の流量で形成されたことを示唆している。たとえ数十年確率の流量を想定して河道拡幅を行っても細砂やシルトの堆積によって1-1.5年確率の流量に対応した河道断面が自律形成されることがわかる。平均年最大流量はほぼ2年確率の流量に対応するが、ほとんどの河川で自律形成河道を形成するのはそれより小さい流量となっている。

3. 礫床河川の平衡横断面形状

礫床河川の場合、土砂を活発に輸送している河道の断面がどのように決定されるのかを初めて説明したのは Parker⁵⁾ である。彼の理論によれば、土砂を活発に輸送している河道は、図-3(a) に示すように横断方向にほぼ水平な中央河床部と勾配を持った側岸部から構成される。

土砂が輸送されている中央河床部が横断方向に水平であるのは次のような理由による。中央河床部が局所的に低い所を持つと、そこに向かって土砂輸送が生じ、低い所は埋め戻されて河床は横断方向に水平になろうとする。したがって平衡状態においては、中央河床部は横断

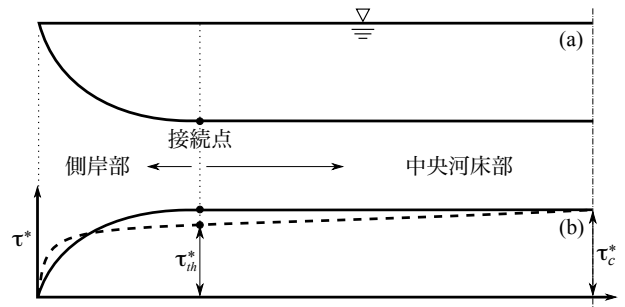


図-3 礫床河川の (a) 平衡横断面形状と (b) 無次元剪断力分布の概念図.

方向に水平でなければならない。一方、側岸部上では土砂は静止していなければならない。なぜなら、横断方向に勾配を有する側岸部上で移動している土砂は、重力によって必ず斜面下方に落下し、側岸侵食を引き起こす。したがって、側岸侵食を起こさない平衡状態における側岸部上では土砂が移動してはならない。そのとき、側岸部上における底面剪断力は土砂の移動限界より小さくなっている。

等流状態を仮定し底面剪断力 τ_b を最も簡単な次式で近似的に表す。

$$\tau_b = \rho g D I \quad (3)$$

ここで ρ は水の密度 ($= 1,000 \text{ kg/m}^3$)、 g は重力加速度 ($= 9.8 \text{ m/s}^2$)、 D は水深、 I は前述したように河床勾配である。上式によると底面剪断力は図-3(b) の実線で示すように水深に比例する。

前述したように側岸部上の底面剪断力が移動限界以下であることから、中央河床部と側岸部の接続点において底面剪断力が移動限界にある。ところが式 (3) を用いれば、水深が一定の中央河床部では底面剪断力が一定となる。したがって、側岸部と中央河床部の接続点で移動限界にある場合、中央河床部全体で移動限界にあることになり、土砂は輸送されないことになる。逆に、中央河床部で底面剪断力が移動限界より大きい場合、接続点でも移動限界より大きいことになり、側岸侵食は止まらないことになる。Parker⁵⁾ はこれを、礫床河川の拡幅過程を最初に論じた平野⁶⁾ に因んで「平野のパラドクス」と呼んだ。

このパラドクスは底面剪断力の近似表示である式 (3) に起因している。横断方向に底面剪断力あるいは流速が変化するような場合、乱流による横断方向の運動量拡散が生じ、底面剪断力は図-3(b) 中の破線のように再配分される。そして、接続点において無次元限界剪断力 τ_{th}^* に対応する底面剪断力が実現する。

詳しい解析によると、乱流拡散によって河道中央における底面剪断力は接続点における底面剪断力より 23% 大きくなるから、河道中央での無次元底面剪断力 τ_c^* は

表-1 北海道管理区間 37 河川の諸元.

水系	河川名	河岸高 (m)	低水路幅 (m)	勾配	低水路満杯流量 (m ³ /s)	回帰年	d ₆₀ (cm)	τ _c [*]
石狩川	富良野川	1.9	10	1/350	36	1.4	3.0	0.11
羽幌川	羽幌川	1.9	30	1/580	97	1.2	2.0	0.099
天塩川	犬牛別川	1.2	27	1/510	43	1.1	1.7	0.084
鬼志別川	鬼志別川	1.0	7.0	1/300	7.0	1.1	3.0	0.016
頓別川	頓別川	1.5	36	1/1000	80	1.1	1.3	0.70
北見幌別川	北見幌別川	1.7	23	1/510	72	1.2	2.5	0.080
興部川	興部川	1.3	23	1/570	48	1.1	1.4	0.099
佐呂間別川	佐呂間別川	1.6	21	1/320	78	1.5	2.1	0.14
常呂川	無加川	0.9	24	1/195	21	1.1	13	0.056
斜里川	斜里川	2.1	42	1/5200	136	1.5	0.80	0.031
斜里川	猿間川	1.8	21	1/1350	66	1.7	2.0	0.040
標津川	標津川	1.9	27	1/840	86	1.2	0.90	0.15
西別川	西別川	1.9	16	1/1470	40	1.9	1.0	0.078
釧路川	別保川	1.2	10	1/800	13	1.1	5.0	0.018
阿寒川	阿寒川	1.4	45	1/1140	71	1.1	2.2	0.034
茶路川	茶路川	1.5	60	1/600	153	1.2	1.5	0.10
十勝川	売買川	1.1	11	1/334	17	1.3	3.0	0.067
十勝川	帯広川	1.4	30	1/195	105	3.0	2.0	0.22
十勝川	然別川	0.9	64	1/360	53	1.9	8.0	0.019
歴舟川	歴舟川	1.1	48	1/204	77	1.1	10	0.047
新川	新川	1.1	22	1/780	24	1.1	0.70	0.12
石狩川	利根別川	1.1	5.0	1/650	7.0	1.1	0.40	0.26
朱太川	朱太川	1.4	35	1/784	58	1.1	1.3	0.083
堀株川	堀株川	0.9	15	1/97	35	1.1	12	0.070
余市川	余市川	1.3	31	1/230	73	1.1	7.0	0.049
厚真川	厚真川	1.6	22	1/669	61	1.4	0.30	0.48
安平川	安平川	1.7	17	1/2200	29	1.3	0.20	0.23
苫小牧幌内川	苫小牧幌内川	0.90	6.0	1/450	5.0	1.4	1.0	0.12
別々川	別々川	1.2	6.5	1/1300	13	1.2	2.7	0.090
登別川	登別川	0.9	19	1/80	57	1.1	11	0.062
貫気別川	貫気別川	1.6	27	1/450	69	1.3	0.9	0.24
長万部川	長万部川	1.7	28	1/580	91	1.3	2.0	0.089
遊楽部川	遊楽部川	1.8	29	1/275	145	1.1	9.0	0.066
松倉川	松倉川	1.2	14	1/200	41	1.4	7.0	0.052
大野川	大野川	1.6	19	1/350	67	1.1	5.3	0.052
知内川	知内川	1.7	37	1/310	123	1.3	14	0.083
太櫓川	太櫓川	1.9	19	1/670	36	1.1	1.3	0.13

次のように表される⁵⁾.

$$\tau_c^* = 1.23\tau_{th}^* \quad (4)$$

ここで、河道中央での無次元底面剪断力 τ_c^* は次のように表される.

$$\tau_c^* = \frac{\rho g D_c I}{\rho R_s g d_s} \quad (5)$$

上式中の D_c は河道中央もしくは中央河床部の水深, R_s は河床材料の水中比重 (= $\rho_s/\rho - 1 = 1.65$), ρ_s は河床材料の密度, d_s は河床材料の粒径である. 式 (4) および

(5) より次の関係が得られる.

$$\frac{D_c}{d_s} = 1.23\tau_{th}^* R_s I^{-1} \quad (6)$$

粒径 d_s が十分に大きい場合, τ_{th}^* はほぼ一定の 0.05 程度の値を取る. したがって D_c は次のように表される.

$$D_c = 0.101 d_s I^{-1} \quad (7)$$

このように中央河床部の水深は河床材料の粒径 d_s に比例し, 河床勾配に反比例することが示される.

山本⁷⁾ は, 沖積河川の無次元底面剪断力 τ_c^* を粒径に対してプロットすることで図-4 を得ている. 図中の白

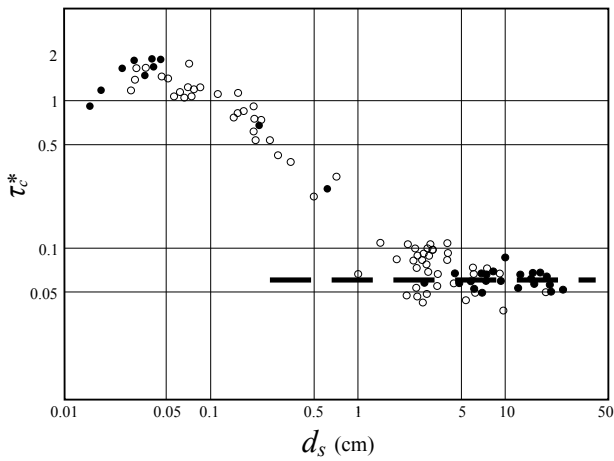


図-4 沖積河川の無次元剪断力 τ_c^* と河床材料の粒径 d_s との関係⁷⁾。○は粒径として60%粒径 d_{60} を、●は河床材料の主モードよりも細かい材料を取り除いて算出した d_{60} を用いた。

丸は粒径として60%粒径 d_{60} を、黒丸は河床材料の主モードよりも細かい材料を取り除いて算出した d_{60} を用いたデータである。図中の太い破線が、式(4)において $\tau_{th}^* = 0.05$ とした時の $\tau_c^* = 0.062$ を表している。少なくとも d_s が1 cmより大きい領域では無次元剪断力 τ_c^* は0.062周辺の値を取り、ほとんどの河川で0.1より小さい範囲に存在することがわかる。

一方、 d_s が1 cmより小さい領域では d_s が小さくなるにしたがって τ_c^* はほぼ反比例して増加する傾向が見られる。粒径 d_s が0.5 mmより小さくなると浮遊砂が支配的となり側岸部は動的安定が可能となるため、礫床河川とは異なるメカニズムによって平衡断面形状が実現するようになる^{8,9)}。しかし、0.5 mmから1 cmの範囲で τ_c^* が粒径に反比例する原因については現在のところわかっていない。いずれにしても、中央河床部の無次元底面剪断力 τ_c^* があまりに大きくなると側岸が安定的に維持できなくなるため、ある閾値以上になれないことが考えられる。

4. '礫床砂岸' 河川の自律形成プロセス

表-1に示した'礫床砂岸'河川の無次元剪断力 τ_c^* を礫床の粒径 d_s に対して図-4上にプロットしたのが図-5である。白丸および黒丸の山本のデータに加えて、'礫床砂岸'河川のデータは×で示されている。山本のデータに比べて若干ばらつきは大きくなるものの、全体としてほぼ同様の傾向を有しているのがわかる。

特に $d_s > 1$ cmの領域において、 τ_c^* が小さくなるデータもあるが、多くの河川では礫床河川の場合と同様に τ_c^* は0.062前後であり、大部分の河川で0.1より小さい様子がわかる。細砂・シルトで構成された河岸では動的安定が成立すれば河岸は維持できるにも関わらず、中央河床部の無次元剪断力が無次元限界剪断力よりそれほど大

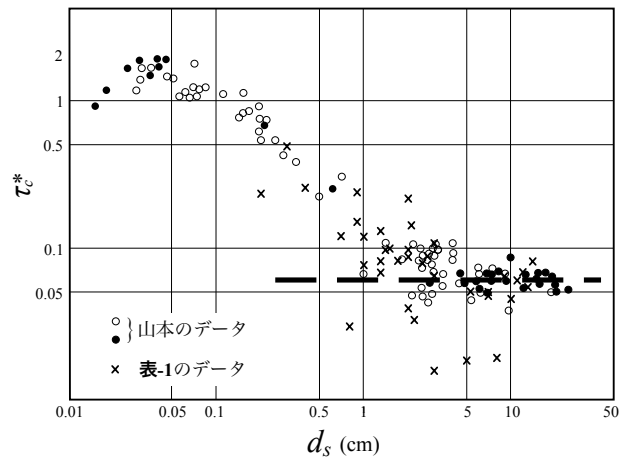


図-5 '礫床砂岸' 河川の無次元剪断力 τ_c^* と河床材料の粒径 d_s との関係。図-4に表-1のデータを追記。

きくならない理由は次のように推測される。

図-6(a)に示すように、中央河床部から巻き上げられた細砂・シルトは、流速が遅く浮遊砂濃度が小さい側岸部方向へ乱流拡散によって輸送される。輸送された浮遊砂の一部は横断方向の掃流によって中央河床部に戻ってくるが、泉、Parker⁴⁾が示したように、浮遊砂の粒径に対する水深と河床勾配が十分に大きい礫床河道に十分な量の浮遊砂が供給されると拡散による輸送が卓越するため図-6(b)に示すように側岸部での浮遊砂の堆積が進行する。浮遊砂の堆積によって河岸高が高くなり水深が大きくなると底面剪断力も大きくなって細砂・シルトで構成された河岸の近傍の礫が活発に移動するようになる。活発に移動する礫の上には細砂・シルトは安定的に堆積できず、図-6(c)に示すように側岸侵食が発生する。側岸侵食が発生すると図-6(d)のように河幅が大きくなり水深が減少する。そうすると底面剪断力が小さくなるため河岸近くの土砂も動かなくなり、浮遊砂でできた河岸部も安定的に維持される。このように、ちょうど河岸近傍の礫床が移動限界に達するくらいのところで側岸侵食は止まる（もしくは河岸高は上げ止まる）。したがって、'礫床砂岸'河川でも河道の無次元剪断力は中央部の礫の無次元限界剪断力を大きく超えることはできない。

この仮説に従えば、図-5の $d_s > 1$ cmの領域で τ_c^* が0.062よりかなり小さい河川では、細砂・シルトによる河岸部が十分に発達していない可能性が考えられる。また、 $\tau_c^* = 0.1$ を大きく超える河川では混合粒径による遮蔽効果などによって礫の移動に関わる無次元限界剪断力が大きくなっている可能性がある。

粒径が0.5 mmから1 cmの範囲では、前述した沖積河川の τ_c^* と同様に粒径と反比例して増加する。この理由については沖積河川の場合と同様に今のところ不明であるが、少なくとも実測データは沖積河川の場合と類似の機構によって'礫床砂岸'河川の側岸も維持されることを示唆している。

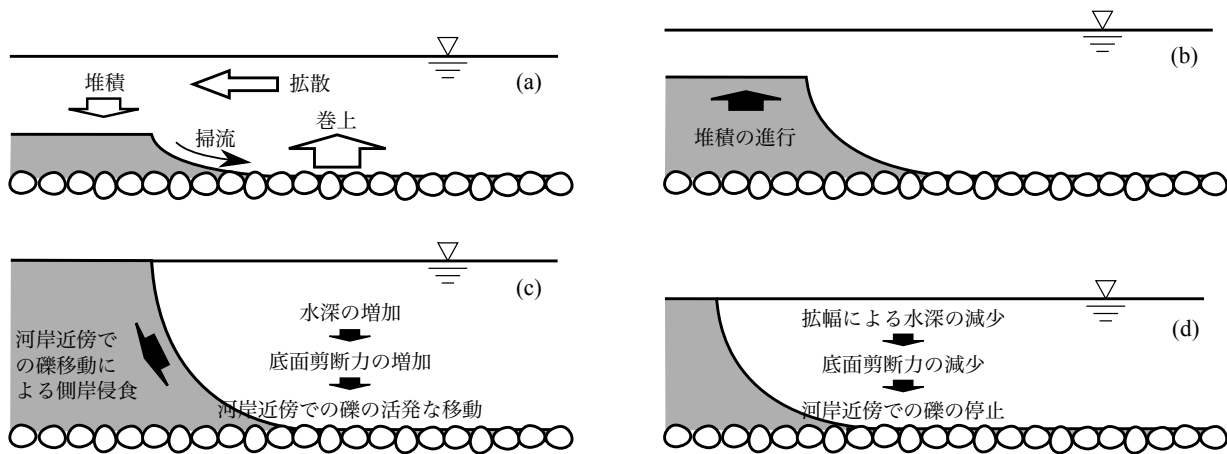


図-6 ‘礫床砂岸’ 河川の自律形成プロセス. (a) 上流から供給された細砂・シルトは乱流拡散の作用により流速の遅い側岸部に堆積する. (b) 細砂・シルトの堆積が進行し河岸高は増加する. (c) 河岸高が高くなると河岸近傍の礫が動くことで河岸侵食が発生する. (d) 河岸侵食によって拡幅が起これ水深が減少することで河岸侵食は止まる.

以上のように、礫の粒径によって無次元剪断力が決まり、河岸高がまず決まる。流量に応じて浮遊砂の堆積や河岸の侵食が発生し、その流量に見合った低水路幅となる。前述したように低水路は1-1.5年に一回程度の流量で決まっているから、低水路幅も1-1.5年に一回程度の流量に見合ったものとなっている。

5. 結論

本研究では、北海道管理区間における37の‘礫床砂岸’河川について、その断面形状および河床の礫の粒径、河床勾配を調査し解析することによって次のようなことが明らかとなった。

- (1) ‘礫床砂岸’河川の低水路満杯流量を推定したところ、1年から1.5年に一回程度の洪水の流量に相当することが明らかとなった。これは、‘礫床砂岸’の河道断面が1年から1.5年に一回程度の流量によって形成されることを意味している。いくら大きな河道断面を確保した河川改修を行っても細砂・シルトの堆積によって1年から1.5年に一回程度の流量に対応した河道断面が自律形成される。この流量は平均年最大流量と比較して一般的に小さい。改修の際には、このことを十分考慮した上で断面を決定することが必要である。
- (2) ‘礫床砂岸’河川の無次元底面剪断力と粒径の関係は、通常の沖積河川のそれと非常に似た傾向を持つ。礫床の粒径が1 cmより大きい時、無次元底面剪断力は無次元限界剪断力の23%程度大きい0.062を大きく超えることはない。礫床の粒径が0.5 mmから1 cmの範囲では粒径に反比例して無次元底面剪断力が大きくなる。
- (3) 礫床の粒径が1 cmより大きい時、無次元底面剪断力が無次元限界剪断力と比べてあまりに大きくなる

と、河岸近傍の礫が活発に移動し細砂・シルトでできた河岸が侵食される。すると川幅の拡幅が生じ、水深および底面剪断力が減少して河岸近傍の礫も移動しなくなる。したがって、‘礫床砂岸’河川の河岸高も無次元限界剪断力に対応する河岸高を大きく超えて高くなることはできない。

参考文献

- 1) 藤田光一, Moody, J. A., 宇多高明, Meade, R. H.: 川幅縮小機構についての考察—パウダー川と川内川の観測結果から—, 河道の水利と河川環境シンポジウム論文集, 183-190, 1955.
- 2) 藤田光一, Moody, J. A., 宇多高明, 藤井政人: ウォッシュロードの堆積による高水敷の形成と川幅縮小, 土木学会論文集, No. 551/II-37, 47-62, 1996.
- 3) Smith, D. G.: Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada, In: Marie Morisawa (ed.), Fluvial Geomorphology Symposium Series held at Binghamton, New York, Sept. 27-28, 155-168, 1973.
- 4) 泉典洋, Parker, G.: 浮遊砂を輸送する礫床河川の平衡横断面形状, 土木学会論文集, No. 565/II-39, 43-55, 1997.
- 5) Parker, G.: Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed, 2, The gravel river, *J. Fluid Mech.*, 89(1), 127-146, 1978.
- 6) 平野宗夫: 拡幅を伴う流路変動について, 土木学会論文集, No. 210, 13-20, 1973.
- 7) 山本晃一: 構造沖積河川学, 山海堂, 690p, 2004.
- 8) Parker, G.: Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed, 1, The sand-silt river, *J. Fluid Mech.*, 89(1), 109-125, 1978.
- 9) 泉典洋, 池田駿介: 直線砂床河川の安定横断面河床形状, 土木学会論文集, No. 429/II-15, 57-66, 1991.