

植生周辺の微細地形と表層粒度構成

Microscopic morphology and surface layer composition around vegetated area in river

辻本哲郎*・辻倉裕喜**・村上陽子***

Tetsuro TSUJIMOTO, Hiroki TSUJIKURA and Yoko MURAKAMI

1. はじめに

植生周辺では植生に影響された流れの変化によって微細な地形、表層粒度構成が生み出され、砂、砂礫河川に特徴的な生物生息環境（マイクロハビタート）を提供している。出水ごとにこれらは微妙に変化しながらも持続的にどのように生息場を提供しているかが重要な観点と言える。

本論文では、河川で植生周辺のさまざまな微地形を観察し、それらがどのようにハビタート（生息環境，habitat）を提供しているかを認識し、こうした生息環境が形成、維持される機構を河川水理学的に検討しようとする研究の第1歩である。

著者らはこれまでも河相変遷の素過程として孤立植生群落周辺の地形変化に着目してきた。植生が洪水時独特の地形変化をもたらす、低水時新しい陸域領域へ植生が侵食して河相が変化するものの繰り返しに着目したものである。本研究に特に関連の深いものとしては、植生後方（下流部）への微細砂の堆積（辻本・北村，1996）、植生前面（上流側）への掃流土砂の堆積と植生域側方での河床低下（辻本・辻倉，1998）を素過程としたものである。これらの研究では、現地河川での観察と現象の抽象化、簡素化された現象の実験室での再現と数値解析といったアプローチがとられている。実験室、数値計算での素過程の再現では、植生のモデリング（透過構造体）が鍵となっている。本研究でもこれを踏襲したが、植生群落周辺でハビタートを提供する微地形の形成・変化には混合砂の粒径別流送とそれに伴う分級が重要な役割を果たしている、これを取り込んだ解析を行うことを、本研究の主要なポイントとしている。

2. 砂河川での植生群落周辺の微地形とハビタート

砂、砂礫河川で、低水数^{注1)}や中州に見られる孤立的な植生周辺では、特徴的な微地形と分級が見られる。写真1、2は淀川水系木津川12km付近の低水数（交互砂州）の孤立ヤナギ群落の周辺地形である。写真1は植生群落後方の河床低下部が、低水状態で水たまりになっていることがわかる。写真2では植生群落側方の河床低下による穴と後方の均一細砂域の形成を観察することが出来る。低水時の水たまりは、木津川ではしばしば「たまり」と呼ばれ、タナゴ類仔魚のハビタートとなっている。一方、細砂の領域はアリジゴク^{注2)}のハビタートを提供している。低水数の水たまりや細砂領域は洪水冠水時に形成される微妙で限られた領域の地形であるが、こうした洪水作用なしには形成されない。水たまりハビタートは洪水期に破壊されたり、低水時には逆に水域としての存在があやうくなる。細砂域のアリジゴクのハビタートは洪水期に冠水してハビタートとして不適格になる一方、乾燥期にはさらに微細な細塵の混入で均一粒径が保たれない。すなわち、洪水の生起によってしか適切なハビタートは形成されない。

キーワード：植生、河道微地形、掃流砂、混合粒径、分級

* 名古屋大学大学院工学研究科助教授（〒464-8603 名古屋市千種区不老町，ttsujimoto@genv.nagoya-u.ac.jp）

**（株）建設技術研究所大阪支社

***名古屋大学大学院工学研究科博士前期課程学生

注1) 年に数度冠水するような河川敷をここでは、低水数と呼び、数年以上冠水経験がない高水数と区別することとした。

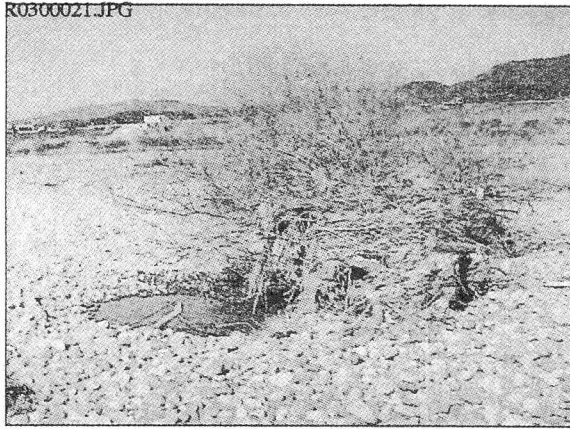


写真1 植生後方に形成される水たまり（木津川）



写真2 植生後方での細粒化領域（木津川）

3. 植生を伴う流れと移動床過程の支配方程式

植生周辺の流れの解析には、k-εモデルを用いた水深平均平面2次元解析の枠組みで、底面粗度、植生の効果をそれぞれRastogi & Rodi (1978)、清水・辻本・中川 (1992) のモデルで取り込んだ。すなわち、植生については、植生素の形状をそのまま扱うのではなく、空間平均された抗力、それによる仕事に匹敵する付加的な乱れエネルギーの生成と散逸を取り込んでいる。その基礎式は次の通りである。

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial}{\partial x}(hU) + \frac{\partial}{\partial z}(hW) &= 0 \\
 \frac{\partial}{\partial x}\left(hU^2 - hv_T \frac{\partial U}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(hWU - hv_T \frac{\partial U}{\partial z}\right) &= -gh \frac{\partial(h + y_b)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x}\left(hv_T \frac{\partial U}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(hv_T \frac{\partial W}{\partial x}\right) - F_x - \tau_{bx} \\
 \frac{\partial}{\partial x}\left(hWU - hv_T \frac{\partial W}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(hW^2 - hv_T \frac{\partial W}{\partial z}\right) &= -gh \frac{\partial(h + y_b)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x}\left(hv_T \frac{\partial U}{\partial z}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(hv_T \frac{\partial W}{\partial z}\right) - F_z - \tau_{bz} \\
 \frac{\partial}{\partial x}\left(hUk - h \frac{v_T}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(hWk - h \frac{v_T}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial z}\right) &= P_k + P_{kv} + P_{kb} - h\varepsilon \\
 \frac{\partial}{\partial x}\left(hU\varepsilon - h \frac{v_T}{\sigma_\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(hW\varepsilon - h \frac{v_T}{\sigma_\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z}\right) &= C_1 \frac{\varepsilon}{k} (P_k + C_{v\varepsilon} P_{kv} + C_{b\varepsilon} P_{kb}) - C_2 h \frac{\varepsilon^2}{k} \\
 F_x &\equiv \frac{1}{2} C_D \lambda h U \sqrt{U^2 + W^2}; \quad F_z \equiv \frac{1}{2} C_D \lambda h W \sqrt{U^2 + W^2} \\
 \tau_{bx} &\equiv C_f U \sqrt{U^2 + W^2}; \quad \tau_{bz} \equiv C_f W \sqrt{U^2 + W^2} \\
 P_k &\equiv hv_T \left\{ 2 \left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial W}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial U}{\partial z} + \frac{\partial W}{\partial x} \right)^2 \right\} \\
 P_{kv} &\equiv F_x U + F_z W; \quad P_{kb} \equiv \tau_{bx} U + \tau_{bz} W \\
 v_T &= C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon}
 \end{aligned}$$

これらは、水深平均された連続式、流下方向・横断方向の運動量式、乱れエネルギー、その散逸率の輸送方程式である。ここで、(x, z)：流下方向・横断方向座標、(U, W)：流下・横断方向の水深平均流速、h：水深、y_b：基準面からの路床高、(F_x, F_z)：植生の抗力から流体が単位質量あたり受ける反力の流下・横断方向成分、v_T：渦動粘性係数の水深平均値、k：乱れエネルギーの水深平均値、ε：乱れエネルギーの逸散率の水深平均値、C_f：路床の摩擦抵抗係数、C_D：植生素の空間平均抗力係数、λ：流体の単位体積あたりの植生素による遮蔽面積である。乱流モデルのモデル定数C_μ、C₁、C₂、σ_k、σ_εについては標準値を用いる。植生の形状抵抗に関わる係数C_{vε}については植生を伴う流れについての研究で決定された1.3を用い（辻本・北村、1996）、底面摩擦抵抗に関わる係数C_{bε}についてはRastogi & Rodi (1978) により次式から算定する。

$$C_{be} \equiv 3.6 \frac{C_2}{C_1} \frac{k}{\varepsilon} \frac{C_\mu^{1/2}}{C_f^{3/4}} \sqrt{U^2 + W^2}$$

掃流砂と河床変動，分級過程の扱いについては，以下に混合砂礫を対象として説明する．混合砂礫は粒径によってクラス分けし，粒径別に扱う．粒径スケールの非平衡性は無視し，次式によって粒径別流砂量を評価する．

$$q_{B*i} \equiv \frac{q_{Bi}}{\sqrt{(\sigma/\rho-1)gd_i^3}} = 17p_i\tau_{*i}^{3/2} \left(1 - \frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*i}}\right) \left(1 - \sqrt{\frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*i}}}\right)$$

ここに，

$$\tau_{*i} \equiv \frac{u_*^2}{(\sigma/\rho-1)gd_i}$$

q_B ：掃流砂量（実質体積表示）， d_i ：第 i クラスの砂の粒径， d_m ：平均粒径， p_i ：表層（交換層）における第 i クラスの砂の体積占有率， u_* ：摩擦速度， σ ：砂の密度， ρ ：水の密度， g ：重力加速度， τ_* ：無次元掃流力， τ_c ：限界掃流力である．下付添字 i は粒度のクラスを表す．上式は，芦田・道上式（1971）を混合砂礫に採用したものである．ここで，粒径別限界掃流力 τ_{ci} については，堆積過程を考えるので，移動中の砂の停止が問題であり，次の式で与える（辻本・本橋，1990）．

$$\frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*cm}} = \left(\frac{d_i}{d_m}\right)^{-1}$$

ここに， τ_{cm} ：混合砂礫における平均粒径の砂の限界掃流力で，ここでは平均粒径の砂が均一粒径で存在する場合のそれに等しいとする．上式で求められた掃流砂量は，掃流砂礫の運動方向角 ϕ によって縦断方向，横断方向成分， q_{Bx} ， q_{Bz} に配分した． ϕ は掃流砂礫の運動方程式を流れの偏向角 γ ，河床横断勾配 $(\partial y_b/\partial z)$ が小さいと仮定して線形結合として求められた次式（Nakagawa, et al., 1986）を粒径別に適用する．

$$\tan \phi_i = \tan \gamma + \sqrt{\frac{1}{\mu_d \mu_f}} \sqrt{\frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*i}}} \frac{\partial y_b}{\partial z}$$

ここに， y_b ：河床高さ， μ_r ， μ_d ：砂の静止摩擦係数及び動摩擦係数である．

河床の微小面積 $\Delta x \Delta z$ における微小時間 Δt での，第 i クラスの砂の見掛け上の砂の堆積分 Δq_B （流出分はマイナスで表現する）は，下記のように表される．

$$\Delta q_i = -\frac{1}{1-\rho_0} \left(\frac{\partial q_{Bxi}}{\partial x} + \frac{\partial q_{Bzi}}{\partial z} \right) \Delta x \Delta z \Delta t$$

ここに， ρ_0 ：砂の空隙率である．一方，河床変動は次式で与えられる．

$$\frac{\partial y_b}{\partial t} = \frac{1}{\Delta x \Delta z \Delta t} \sum_{i=1}^N \Delta q_i$$

ここに， N ：粒度によるクラス数である．

河床変動に伴う分級過程，を平野（1971）の考え方にならって厚さ θ_e の層でのみ交換が起きると仮定して考えると，河床上昇（ $\partial y_b/\partial t > 0$ ），河床低下（ $\partial y_b/\partial t < 0$ ）に対して，それぞれ次のように表される．

$$p_i(t+\Delta t) = \frac{p_i(t) \cdot \left\{ \theta_e \Delta x \Delta z - \sum_{k=1}^N \Delta q_k(t) \right\} + \Delta q_i(t)}{\theta_e \Delta x \Delta z}$$

$$p_i(t+\Delta t) = \frac{p_i(t) \cdot \theta_e \Delta x \Delta z - p_{i0} \cdot \sum_{k=1}^N \Delta q_k(t) + \Delta q_i(t)}{\theta_e \Delta x \Delta z}$$

ここに， p_{i0} ：貯累層における第 i クラスの砂の体積占有率である． Δt は， $|\sum \Delta q_k| < \theta_e \Delta x \Delta z$ を満足するように設定し，また $\Delta q_i < -p_i(t)\theta_e \Delta x \Delta z$ のときは $\Delta q_i = -p_i(t)\theta_e \Delta x \Delta z$ として（交換層に存在していたもの以上には出ていかな

い) 計算を進める。

4. 数値計算に基づく植生周辺の微地形形成過程の考察

著者らのこれまでの研究（辻本・北村，1996；辻本・辻倉，1998）と同様に，水路中心に孤立植生を想定，河床材料が混合粒径砂からなっている場合の河床変動を数値計算によって検討した．想定された水路は幅0.40m，長さ12mで，上流端から2.0mの水路の中心に，幅8.0cm，長さ24cm，密生度 $\lambda=1.2\text{cm}^{-1}$ の植生が存在する場合で，河床材料（貯累層）は粒径 $d_1=0.16\text{cm}$ の粗砂と $d_2=0.04\text{cm}$ の細砂を50%ずつ含んだ混合粒径砂とした．なお，比較のため，この混合粒径砂と貯累層が同じ平均粒径を持つ粒径 $d=0.10\text{cm}$ の均一粒径砂についても解析を行った．

前章で説明された枠組みで数値解析を行ったが，計算領域は，右岸の滑面側壁から水路中心までで，上流端から長さ4.0mの区間とした．流れの解析においては，計算領域の上流端で流量を与え，下流端で等流水深を与えた．流路上流端からの供給土砂量は平衡掃流砂量で与えた．

混合砂を対象とした解析では，流量によって地形変化，分級に典型的な相違があったため，いくつか流量を変えて解析を行った．これは，混合砂の場合，流量によって粒径ごとの流砂量の比率が大きく変化するためである．たとえば，図1は水路中心軸にそって，地形変化，平均粒径の変化（20分後）を見たものである．植生域の前面への堆積が流量 Q とともに増大しているが， $1500\text{m}^3/\text{s}$ 程度までは植生前面の細粒化が顕著であるのが，それ以上の流量では植生前面での粗粒化が徐々に顕著になってきている． $2000\text{m}^3/\text{s}$ の場合，堆積域の上流端裾のみ粗粒化し，堆積域のほとんどが細粒分であるのに対し， $3000\text{m}^3/\text{s}$ の場合では堆積域上流側斜面の粗粒化，堆積域下流側斜面の細粒化という特徴が見られる．こうした複雑な分級は地形変化とともに現象の進行によって変化することも特徴である（後述）．たとえば，流量の大きい場合の堆積域は初期には細砂分を多く含んで堆積したものであるのが，時間の進行とともに粗粒分の移動が不活発になって，最終的に表層が細粒化するという過程を経るということである．なお，図1の地形変化には均一砂の場合の結果を並示した（粒度構成の変化はない）が，とくに下流部の河床低下が混合砂の場合には軽減され，これがアーマー

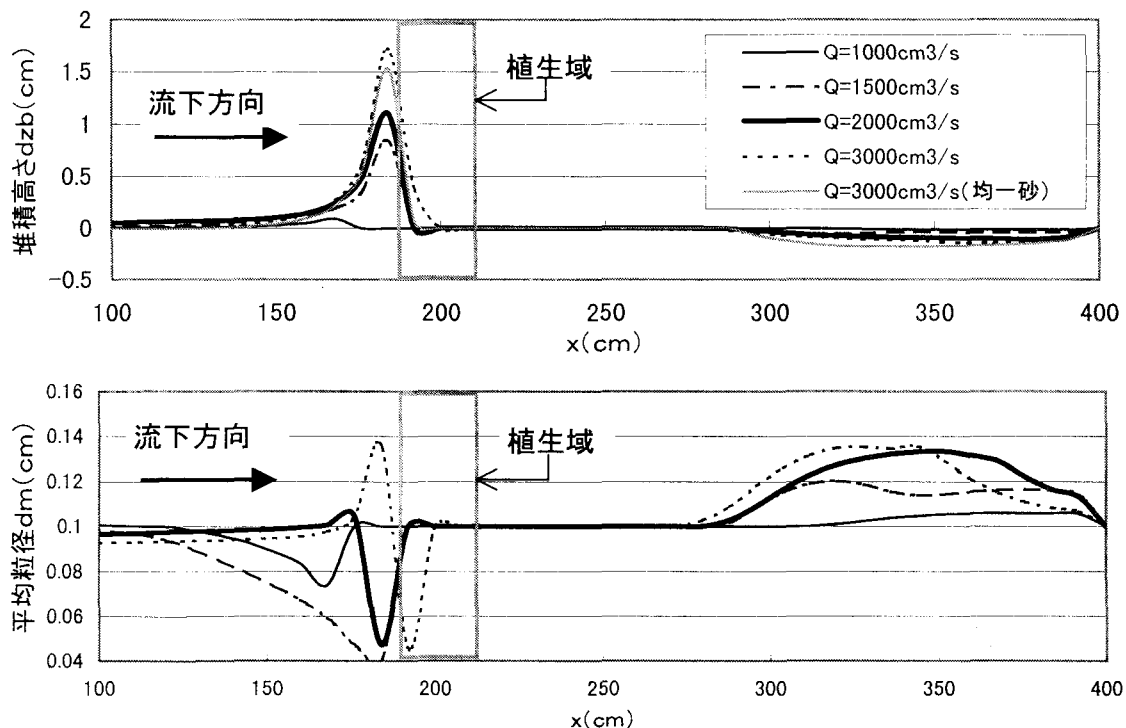


図1 水路中心に沿う地形形成と表層分級

化によっていることが理解される。

河床変化，分級の空間的分布を見るため，地形，河床表層平均粒径のコンターを図2に示す．植生前面の堆積，後方の河床低下のほか，植生側方の河床低下と若干の粗粒化が認められる．これらは，第2章で説明した現地に見られる地形とよく対応している．ただし，植生周辺の急な地形変化（特に写真2の植生際の局所洗掘）は平面解析では説明できないものであろう．

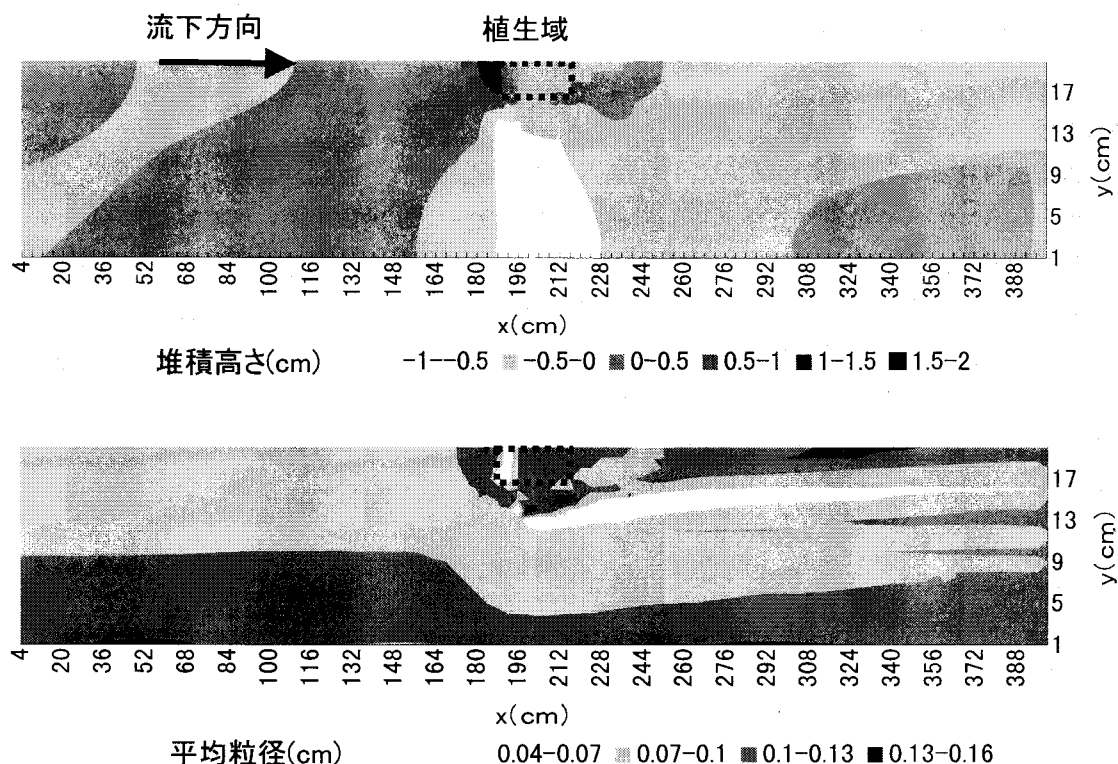


図2 植生周辺の河床地形と表層粒度の空間分布（20分後， $Q=3000\text{cm}^3/\text{s}$ ）

次に， $2400\text{m}^3/\text{s}$ の流量について，現象の進行を検討するため，5分，10分，20分後の地形，表層粒度の水路中央線に沿う変化を見たのが図3である．5分後で植生の上流部の堆積はすでに進行しており，細粒化している．その後，堆積域のサイズの成長は著しくはないが，表層粒度は次第に粗粒化していったのが特徴

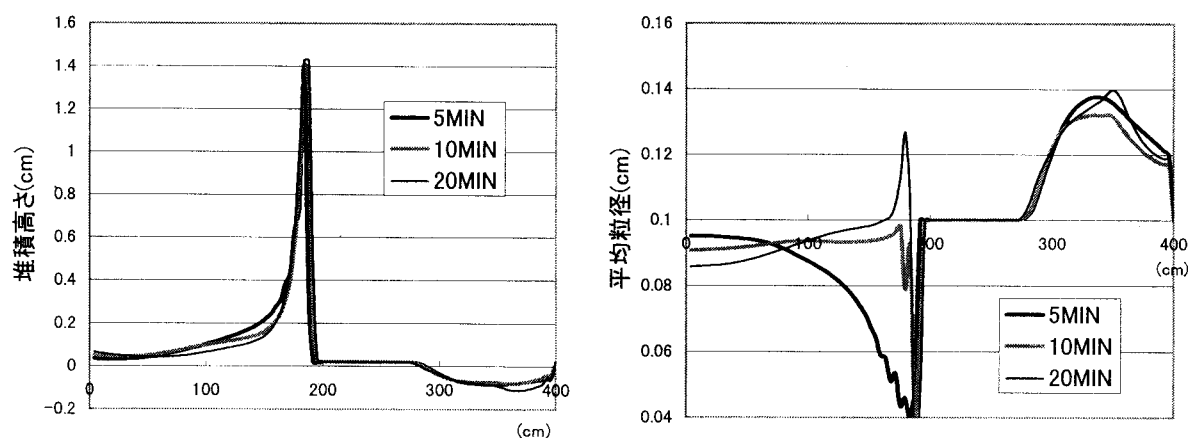


図3 水路中央軸に沿う地形・河床表層平均粒径変化の時間的変化（ $2400\text{m}^3/\text{s}$ ）

である。これは堆積域自体が粗粒分から構成されているのではなく、堆積域の表層が粗粒化しているのである。辻本・北村（1996）あるいは辻本・辻倉（1998）の研究のように、堆積域への植生の侵攻をに着目して河相変遷を考える場合、表層が粗粒化していても、堆積域の内部に十分細粒分があることが、この領域での植生生育を支えるものと考えられる（植生生育に細粒マトリックスの必要性が指摘されている（渡部・藤田・塚原，1998））。これまでの移動床問題では表層の粗さが粗度、粒砂現象に与える影響についてのみ関心があったため検討されずにきたが、こうした堆積層内部の粒度構成は、河相変遷や生息域の形成・衰退（たまりの持続性などの議論）に必須の課題である。

5. あとがき

掃流運動が見られるとき孤立植生周辺では、植生の上流側に堆積が生じ、植生の両側及び下流には若干の河床低下が生じる。混合砂の場合、とくに河床低下傾向はアーミングによって軽減される。植生上流側の堆積域の粒度構成は、掃流力が河床材料の粒度範囲の各粒径クラスの限界掃流力と比較してどの程度のものかによって、極めて異なるパターンを示す。堆積域全般として、細粒が卓越する場合と粗粒化部分が特徴的になる場合がある。また堆積領域の上流、下流側斜面での粒度構成の相違は著しい。こうした微妙な地形、表層粒度構成はさまざまな河道ハビタートを提供している。本研究では現地でいくつかの事例を認識しながら、数値解析でこうしたハビタートが形成される可能性を検討した。河相変遷過程においては、低水時に植生が繁茂して洪水時の水流の作用での地形変化に大きな影響を与えるという繰り返しが重要であるが、ハビタートの存立も低水と洪水の繰り返しが重要な要素で、洪水時の地形形成と表層粒度構成は低水時に変質する。そして次の洪水ではその履歴の上に現象が重畳する（たとえば粒度の層構造）。こうしたステップ的な認識とそれに対応した解析、現地観測、基礎実験が今後の課題である。当然、物理環境が生物相をどう支えているかが明確にされないと生息環境水理学にはならないことは言うまでもない。

参考文献

- 1) 芦田和男・道上正規：混合砂礫の流砂量と河床変動に関する研究，京都大学防災研究所年報，第14号B2，pp.259-273，1971.
- 2) 清水義彦・辻本哲郎・中川博次：直立性植生を伴う流れの数値計算に関する研究，土木学会論文集，第447/II-19号，pp.35-44，1992.
- 3) 辻本哲郎・北村忠紀：植生周辺での洪水時の浮遊砂堆積と植生域の拡大過程，水工学論文集，第40巻，pp.1003-1008，1996.
- 4) 辻本哲郎・辻倉裕喜：植生周辺の掃流過程と中州の発達，水工学論文集，第42巻，pp.457-462，1998.
- 5) 辻本哲郎・本橋健：混合砂礫床の粗粒化について，土木学会論文集，No.417/II-13，pp.91-98，1990.
- 6) 平野宗夫：Armoringを伴う河床変動について，土木学会論文集，No.195，pp.55-65，1971.
- 7) 渡部敏・藤田光一・塚原隆夫：安定した砂礫州における草本植生発達の有無を分ける要因，水工学論文集，第42巻，pp.439-444，1998.
- 8) Nakagawa, H., T. Tsujimoto and S. Murakami : Non-equilibrium bed load transport along side slope of an alluvial stream, *Proc. 3rd International Symposium on River Sedimentation*, Jackson, Mississippi, USA, pp.885-893, 1986.
- 9) Rastogi, A.K. and W.Rodi : Predictions of heat and mass transfer in open channels, *Jour. Hydraul. Eng.*, ASCE, Vol.104, No.3, pp.397-420, 1978.