

愛知県豊川上流の乳岩川における 平滑な岩盤河床の成因について

Origin of Flat-floored Bedrock Channel
in the Chiiwa River, a tributary of
the upper Toyo River, Aichi Prefecture

鈴木睦仁*・池田 宏**

Mutsuhito SUZUKI*, Hiroshi IKEDA**

I はじめに

日本の山地河川は一般に急勾配で、強い下刻傾向にあるために深いV字谷を形成しており、その河床は激しい侵食の結果、きわめて凹凸に富んでいる。これは、日本列島が変動帯に位置しているために、第四紀における山地の隆起量が大きいこと、また、気候が湿潤で降水量が多く、山地からの土砂生産量が多いことなどを反映している。

しかし、このような一般的な山地河川とはまったく異なる河相をもつ川が、愛知県東部を流れる豊川の支流、宇連川（うれがわ）流域にみられる。

宇連川はこの地域では「板敷川」とよばれている。それは、その河床が平滑な岩盤からなっており、まるで板を敷きつめたようにみえるためである（第1図）。この写真の地点における宇連川の河床幅は約50mで、低水時の水位は30cmに満たない。

これと類似した平滑な岩盤河床（以降、平滑河床）は、この宇連川の流域だけでなく、房総半島を流れる養老川や小櫃川の上流域や、北米のアパラチア山脈を流れる河川においても形成されていることが知られている。

しかし、岩盤河床についての従来の研究は、その



第1図 宇連川の平滑な岩盤河床
（湯谷から上流をみる）

河床や河岸に形成されるポットホールなどの、小規模な侵食地形を扱ったものが多く（たとえば伊藤、

* 筑波大学第一学群自然学類（現 同大学大学院地球科学研究科） ** 筑波大学地球科学系・水理実験センター

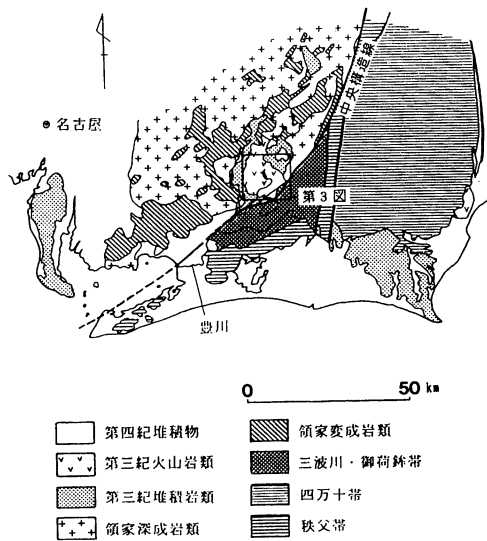
1979), 河床形そのものの成因については, 淵と瀬の形成を岩盤侵食河床地形として扱った藤田(1993)や, 岩盤河床中の knickpoint の発達を岩質とからめて論じた Miller (1991) の研究があるものの, 平滑河床の形成要因についての研究はなされていない.

そこで本研究では, この宇連川と, その一支流である乳岩川 (ちいわがわ) を対象として調査をおこない, 平滑河床の成因を明らかにする.

この研究はただたんに, これまでにあまり扱われなかった特異な地形の成因を解明するというだけにとどまらない. 多様な河相の由来を検討し, 河川の分類をおこなう際のひとつのタイプ, あるいは比較対象としての平滑河床河川の位置づけに, 有意義であると考え.

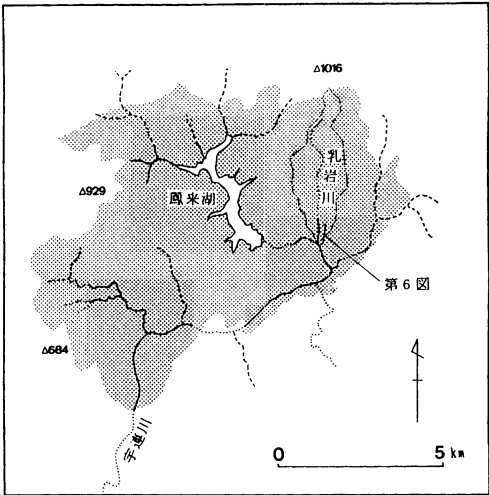
II 宇連川流域の概観

II-1 地質



第2図 調査地域の位置と地質

宇連川は天竜峡から豊川にかけての中央構造線上にあり, 流域の大部分は内帯に位置している (第2図). そのため, この地域の地質は複雑な内的営力をうけ, 地層中に節理などの弱線が発達している. 宇連川流域にとくに南一北と, 東北東一西南西, 北北東一南南西方向の谷が多いことは, この弱線を反



第3図 宇連川流域における平滑河床の分布と地質



第4図 乳岩川の平滑河床 (U区間の直線区間を下流から)

映していると思われる（第3図）。

しかし、過去には大きな構造運動があったにもかかわらず、第四紀の地殻の垂直変位量は、北側の木曽山脈や東側の赤石山脈では約1000mと大きいのに対し、この地域では500m程度であり（第四紀地殻変動研究グループ、1968）、日本の山地としては隆起量が少ない地域といえる。

流域の地質は設楽層群とよばれる第三紀の堆積岩と火山岩である。この設楽層群は、堆積岩からなる下位の北設楽層群と、火山岩からなる上位の南設楽層群にわけられ、前者は瀬戸内区中部中新統の海成堆積区の東端として、後者は瀬戸内火山区の東端として位置づけられる（設楽火山岩団体研究グループ、1979）。

II-2 平滑河床の分布

宇連川流域ではこれまでに、第3図に実線で示した箇所でも平滑河床を確認した。

この平滑河床の分布は、この地域の流紋岩類の分布域とよく対応しており、他の堆積岩や安山岩の分布域には平滑河床は形成されていない。

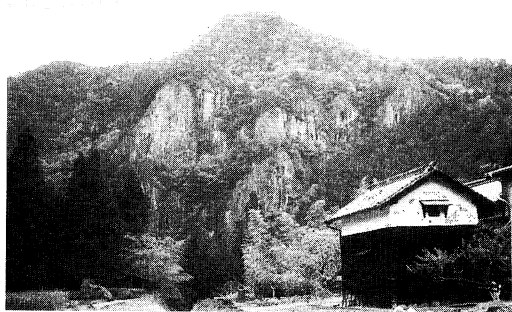
この流紋岩類は設楽層群最上部の南設楽層群、鳳来湖累層に属する（設楽火山岩団研、1979）。主に流紋岩質の熔岩、火砕岩および凝灰岩からなり、それぞれの岩相も質の変化にとんでいるが、平滑河床はいずれの岩相の地点にも生じているので、ここでは流紋岩類として一括して扱う。

一方、流紋岩類の分布域であっても、巨礫が多量に河床に残留したり、岩脈（安山岩質、流紋岩質）が密集した区間では、河床は平滑になっていない。

そのような区間を除けば平滑河床は、宇連川流域の流紋岩類の分布域では、その川の川幅や流量、流域面積などの規模によらず観察される。たとえば、第4図は宇連川支流の乳岩川を下流からみたものだが、ここでは河床幅12m、水深10cm程度であるにもかかわらず、宇連川と同様に平滑河床がみられる。

II-3 山地の景観、環境

この流紋岩類の地域の山地の斜面は急なところが多い。山腹には岩盤が露出してみえる箇所も多くあり（第5図）、ところによっては100mほどもある



第5図 流紋岩質の山地の景観（横原川左岸、右岸段丘面上より）

高い岩壁がみられる箇所もある。そのようなところでも崩壊はほとんどおこっていない。

また、山腹にはところどころに雨樋（うひ）とよばれる、岩盤が露出した、急傾斜で直線的な谷が発達している。雨樋は涸れ谷であることが多いが、ガリーとはまったく異なった景観をもつ。

山地斜面の植生は、この一帯が天竜・奥三河国定公園内ということもあって、原生林や杉の植林などが豊かである。しかし土壌は薄く、そのためか降雨に対し河川への流出の対応がはやく、河川は急激に増減水する。

地元の人の話では、伊勢湾台風時の暴風で植林された杉の多くが根こそぎ倒されたといい、このことから土壌が薄いことがよくわかる。また、宇連川の支流のひとつでは、河道幅10m、低水時の水位が10cm程度の小支流でも、豪雨時には水位が2mを超え、雨がやむと、2時間ほどで20cm程度にまですぐに下がるという。またそのため、この地域の年間の降水量は2,500mm以上にも達するが、雨が冬季にはあまり降らないためもある、渇水になる年も少なくない。

本研究では、このような宇連川の一支流であり、平滑河床の発達が顕著で、調査に適した規模である乳岩川を対象として、以下のような調査を行なった。

III 乳岩川の河道形状と平滑河床

乳岩川は明神山（標高1,016m）に発し、南北に長い流域を南流して宇連川と合流する。その流域面

積は約 3.3km²、宇連川との合流点での河床標高は 150m である。地質は熔結した流紋岩質凝灰岩で、硬く、シュミットロックハンマーの反発値は 50～60、あるいはそれ以上である。

乳岩川では宇連川との合流点から上流約 1.3km までの範囲で平滑河床の発達がよく、それ以上の急勾配区間では山腹からの転石（直径 1.5m 以上）が累々と積み重なっていて、河床には岩盤はほとんど露出していない。

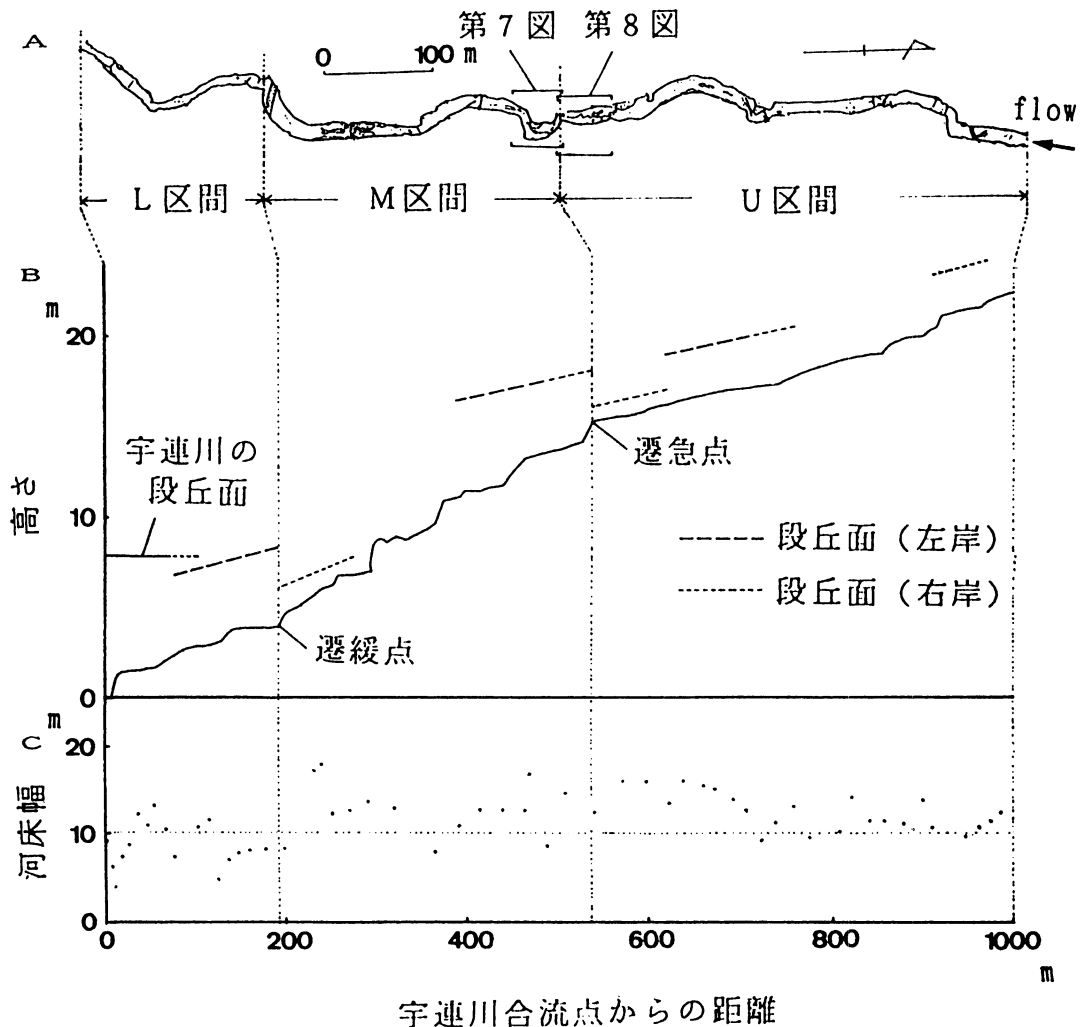
そこでまず、宇連川合流点から 1 km 上流までの区間について、オートレベルを用いて河床縦断形を

測量し、河床幅を巻尺で計測するとともに、トラバース測量と河道形状のスケッチを行ない、調査区間の平面図を作成した（第 6 図）。また、詳細な平面図を必要とした区間では、光波測距儀による測量を行った（第 7 図、第 8 図）。

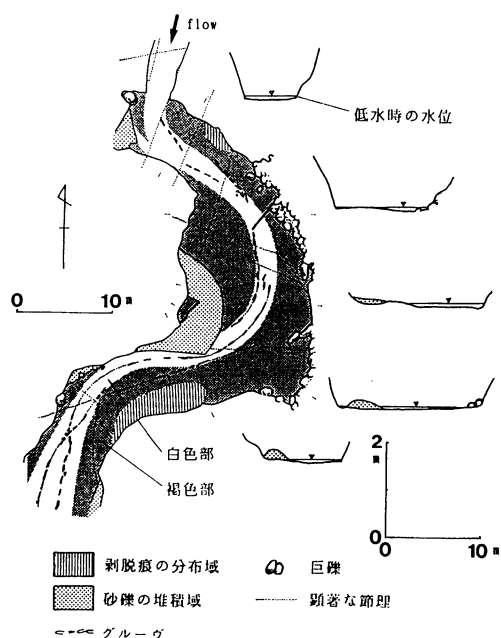
Ⅲ-1 河道形状

河道は波長 150～250m の蛇行をしている。この蛇行の 1 周期ごとの形状には相似性がみられ、また、湾曲は左岸に凸なものよりも、右岸に凸なものの方が、湾曲の半径が小さい傾向がある（第 6-A 図）。

この区間内ではほとんどの部分が平滑河床であ



第 6 図 調査区間の河道平面図 (A)、河床縦断図 (B) および河床幅の縦断分布図 (C)

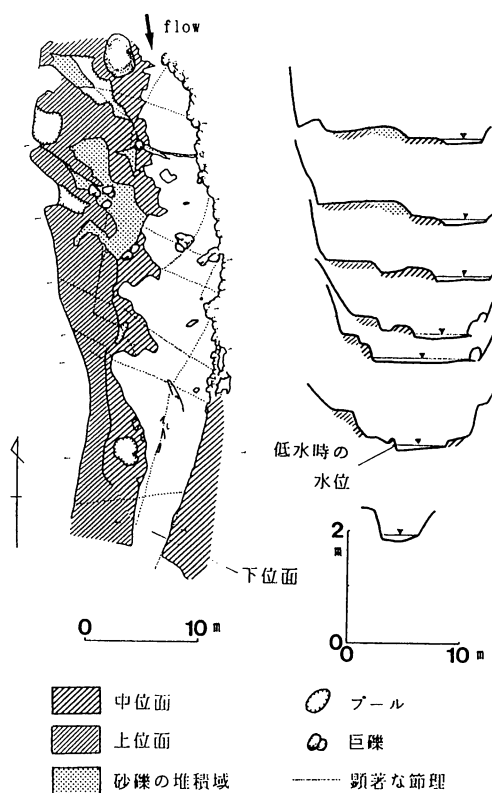


第7図 河道湾曲部の平面図および横断面図

り、ごく一部に礫が集積している。河床幅の分布(第6-C図)と河道の蛇行との相関はとくにみられない。

平面形については調査区間内の上下流で大きな差異はみられないが、縦断面形については、その勾配から、調査区間を3区間に区分することができる。本研究では上流からその勾配をもとに、U区間(勾配1/65)、M区間(1/30)、L区間(1/65)とした(第6-B図)。それぞれの区間は遷急点、遷緩点をもってかなりはっきりと区分される。

この縦断面形からはまず、U区間とL区間の勾配が同じであり、段丘面の勾配もほぼそれに近いことから、それがこの川固有の平衡勾配ではないかと考えられる。実際、U区間の河床を下流に延長すると、最下流の宇連川の段丘面とも連続がよく、U区間の河床はかつて、宇連川が現在よりも8mほど高いところを流れていたころの、乳岩川の平衡河床と考えられる。宇連川に広い段丘面が残っているということは、その位置で宇連川の下刻が長時間停滞したことを意味し、その支流の乳岩川は、その間にU区間まで平衡に達することができたのだろう。



第8図 遷急点直上流にみられる河床の平面図および横断面図

L区間はその後の宇連川の下刻停滞期に平衡に達した区間であり、L区間の最下流部と宇連川の河床との間に1mほどの落差があるのは、宇連川の河床が比較的最近に低下したためと考えられる。

さて、河床縦断面形についてもう少し詳しくみると、河床は比較的急な瀬の部分(急部)と、緩やかな部分(緩部)の繰り返しから成っている。急部と緩部の岩質には、とくに差は認められないが、急部の岩質は節理を伴うことが多い。

急部と緩部の勾配はそれぞれ画一的には決まっていない。しかし、平均勾配の急なM区間では、緩部そのものの勾配が他の区間に比べ大きく、しかも、緩急の周期についても、より短い傾向がある。

河床幅についてはM区間で広く、L区間と、U区間の上流部で狭い傾向があり、L区間とM区間の類似性がここでもみられる。

河岸と河床とは容易に区別でき、多くの場合、明

瞭な傾斜の変換点をもって切り立っている。すなわち、河道はさながら人工の箱型の水路のようになっている。

河床表面は、調査区間のほとんどの部分で急部、緩部の差なく平滑である。その表面は節理の密度や岩質の微妙な差を反映した多様な小起伏（比高が5 cm 以下）をもつ。河床の表面の小起伏と勾配などとの相関は、緩部に比べ、急部で微小な小起伏の分布密度がやや高いようである。

平滑河床には礫はほとんどみられない。ごく限られた堆積域は、山腹からの転石と思われる、径が1 m 以上ある巨礫の背後や、湾曲部などでの流れの剝離域である。堆積物は中径 10cm 以下の礫と、中砂、粗砂が多く、シルト・粘土はほとんどみられない。礫は亜円礫や亜角礫が多く、ほとんどが扁平である。

Ⅲ－2 湾曲部の河床形態

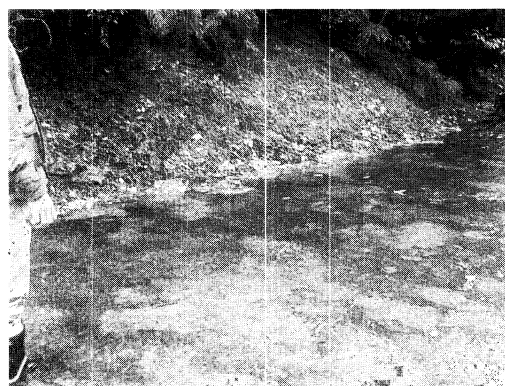
調査からわかった平滑河床の最大の特徴は、河道の直線区間はもちろん、湾曲部ですら、その河床が平滑なことである。第7図は典型的な湾曲部の平面図とこの区間の横断図である。この横断図からも、図示した低水時の水位が10cm 程度であることから考えて、河床が横断的にきわめて平坦であることがわかる。他の湾曲部の河床もすべて、このように平滑になっている。

Ⅲ－3 平滑河床の表面形態

第7図の湾曲部においては、図に示されたように、平滑河床表面が、上流から下流へと帯状に連なる白くみえる部分（白色部）と、褐色にみえる部分（褐



第9図 剝脱痕 この剝脱痕はやや古く、すでに表面で風化が進んでいる。



第10図 剝脱痕の広がり
(第7図の下流側の分布域を上流から) 剝脱痕はこのようにまとまってみられることが多い。

色部) とに区別される。その境界は漸移的である。このような河床表面の形態は、調査区間のほぼ全域にみられるものである。

褐色部の色は表面についたコケの色だが、多くの



第11図 白色部の河床形態
(第7図の最下流部を下流から) 中央の溝がグルーヴである。

場合同時に、河床の岩盤の表面が風化し、変色したものである。この風化変色層は厚いところでは3 cm ほどあり、新鮮な岩盤にくらべかなりもろくなっている。褐色部のところどころで、このような風化変色層が薄い板状に剥がれたあと（以下、剥脱痕とよぶ、第9図、第10図）が観察された。一枚の剥脱痕の面積はまちまちであるが、大きなものは30cm×30cmを超え、多くの場合、それが数枚まとまって存在する。一度の剥脱でその部分の風化変色層はすべて剥がれ新鮮な岩盤が露出し、それらがまた平滑な面をつくっている。

一方、白色部には表面に風化変色層はない。コケも少なく、新鮮な岩盤が露出している（第11図）。白色部は河道の湾曲部では狭くはっきりと見られ、直線区間では広く、あまりはっきりとは見られない。その表面は研磨されたように滑らかで、褐色部に比べ小起伏がより小さく、少ない。また、岩盤の節理に沿って、幅、深さともに10～20cmほどの溝状の侵食地形（グルーヴ）やポットホールが集中して観察された。その内側は滑らかであり、底には円礫が

たまっていることが多い。このような地形は、砂礫を伴う水流の作用によるものである。

Ⅲ-4 遷急点直上流の河床形態

調査区間内の河床は、ほとんどがこれまで述べてきたような白色部と褐色部をもつ平滑河床であるが、ごく限られた箇所、これとはまったく異なる景観の河床が観察された。

その特異な河床は、遷急点の直上流のように、局部的に下刻速度が大きいと考えられる箇所でのみ観察された。第12図は遷急点の直上流の河床を、上流から見たものである。

ここでは河床は、常時浸水している左岸寄りの下位面と、少し増水すると浸水する、段丘状に10～20cm 高くなった中位面、さらに右岸側にもう一段高い上位面からなる（第8図）。どの面も平滑である。

ここでの地形の一番の特徴は、中位面と下位面の境界線がきわめて複雑に入りこんでいることである。湾状になった部分は突出部にくらべ、最大で5 m ほど奥まっている。

下位面は先に述べたような白色部と褐色部をもつ



第12図 遷急点直上流の河床（上流より、写真奥の人物の下流が遷急点）
下位面と段丘状に高くなった中位面からなる複雑な河床形がわかる。

河床であるが、入りくんでいる部分は褐色部である。白色部はきわめて狭い。一方、この区間では褐色部の表面にも風化変色層はほとんどみられない。

中・上位面の表面は変色しているもののきわめて硬く、シュミット・ハンマーの反発値は平均で54、最低で43と、新鮮な岩盤と大差なく、場合によっては最高で71という大きな値を示した。しかし、ハンマーで打診すると、ところどころで低く濁った音がして、中が空洞化している様子がわかった。また、中位面は下位面との境界付近ではもろくなり、10cm角程度の塊状に、下位の河床の高さまで剥がれかけている部分が観察された（第13図）。

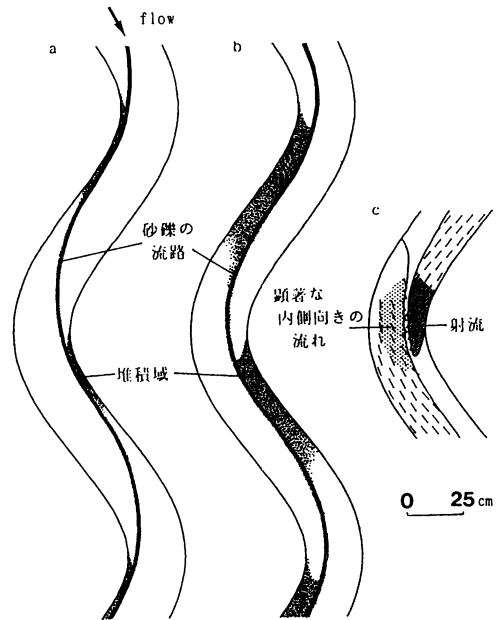


第13図 中位面と下位面の境界にみられる塊状のはがれ（中央やや左上）

IV 蛇行水路実験

平滑な岩盤河床上の砂礫の動きを知るために、蛇行水路実験を行なった。使用した水路は、波長2m、振幅50cmのsine-generated curveを中心線にもつ、水路幅25cmのもので、勾配は0～1/12.5で可変である。この水路に流量125, 250, 500, 1000, 2000, 4000cc/sをそれぞれ与え、平均粒径0.3, 0.6mmの砂と、径2-4, 4-8mmの礫を、それぞれ別々に供給した。

第14図は勾配1/50、流量2000cc/sで0.6mmの砂を流したときの結果である。ここでは、砂が河床のごく限られた線状の部分でのみ流れており、それ以外では、蛇行によって水流が剥離する箇所では堆積がおこるほかは、河床に砂がない（流れていかない、



第14図 蛇行水路内の砂礫の流れ (a) 堆積の少ない状態 (b) 堆積の進んだ状態 (c) 底面流向とその特徴

あるいは残らない）ことがわかった。この性質は砂礫が活発に運搬される状況下では、勾配、流量、砂礫の粒径によらず、同様に観察された。

この実験では表面波の状態と底面での流向についても観察した（第14-c図）。特徴的なのは、蛇行内側上流から直進してくる速い流れ（多くの場合、射流）と、蛇行外側から内側に向かう流れ（二次流）の存在である。このふたつの流れの結果として、線状の砂礫の流路が形成されていると考えられる。

この線状の流路は、barの堆積が進むと蛇行の外側へと移動する（第14-b図）。これは、barの成長にともなう射流の流速の上昇の影響と思われる。さらに堆積が進み、水路床の大部分が砂礫で覆われた状態では、結果として、砂礫床河川の蛇行部でみられるように、蛇行の外岸下流側で砂礫の移動が多くなり、河床は深掘れをおこした。

V 平滑河床の形成要因

V-1 なぜ湾曲部でも平滑なのか

湾曲部においても河床が平滑であることは、平滑河床の特異さをもっとも端的に示している。通常、

一般的な日本の山地河川の主な侵食様式と考えられる砂礫を伴う水流による侵食をうけると、このような湾曲部では、その外岸側の河床に深掘れが生じる。それは、そのような侵食が大量の砂礫によって起こるものであり、そのような場合には河床の堆積物も多く、Ⅳの実験でみたように、外岸側で砂礫の動きが活発になることによっている。

しかし、Ⅲ-2で示したように平滑河床河川では、湾曲部の河床に深掘れは生じていない。つまり平滑河床の形成には、砂礫を伴う水流による侵食は、あまり効いていないことになる。山地からの土砂生産量の少なさ、またその結果としての掃流物と河床堆積物の少なさがその原因といえる。

V-2 白色部・褐色部の成因と平滑河床の成立

白色部と褐色部の河床表面の形態からそれぞれの部分での侵食様式について考察すると、褐色部においては、河床の岩盤が表面から風化し、それがあある厚さをもって板状に剥がれる形式の面的侵食がおこっており、白色部では、砂礫を伴う水流による侵食が卓越していると考えられる。白色部が狭い帯状の部分に限られているのは、Ⅳでの実験結果からも、少ない砂礫が水流の影響でこの白色部に集中して流れるためと考えられる。

また、この乳岩川では掃流される砂礫の量が少ないために、砂礫を伴う水流による侵食力はきわめて弱く、新鮮で強い岩盤の河床を容易には（急速には）侵食できないと考えられる。その間に河床の岩盤は長い時間をかけて表面から風化するが、風化した河床であれば砂礫と水流の作用で侵食でき、それが白色部になる。その深さは風化の深さによるので、結局白色部は褐色部の侵食面と同じ深さになり、こうして平滑河床は維持されている。つまり、河床の風化に伴う侵食が、平滑河床を維持しているといえる。

V-3 遷急点直上流の複雑な河床の成因

一方、遷急点の直上流にみられる河床についてみると、白色部と褐色部をもつ河床と比べ、下刻速度以外に地形形成条件に大きな差がないため、その形態は下刻速度が比較的大きいことを反映していると考えられる。

まず、下位面と中位面の境界が複雑に入りくんで

おり、またその入りくんだ部分の下位面が褐色部であることから、その形状は、水流の作用による侵食地形とは考えにくい。

この境界線の形状は、上位面と中位面の内部の風化と、中位面の塊状の剥がれから考えると、中位面、とくにその下位面との境界付近が風化を受けやすい環境にあり、風化に弱い部分、例えば節理に沿った部分から風化が進み、削剥され、側方侵食されるようにして生じたものと考えられる。つまりこの遷急点直上流では、まず砂礫と水流の作用によって比較的速い線の下刻がおこった。その一方で、下刻にとりのこされた河床（中位面）は風化しやすい環境になり、風化・削剥によって低下した。このときの風化の深さが水面に規制されるために、風化物をとりさられたあとの部分は平らになり、こうして下位面は平滑に広がってきたと考えられる。

また、この風化は、下位面の形成により中位面に側方への応力開放がおこり、無数の節理が中位面の岩石中に発達することで促進され、そこに空洞を生じるのではないだろうか。すると、中位面の側方侵食は側岸の侵食に比べ、きわめて速く進行すると考えられる。

ここでいう風化しやすい環境とは離水、浸水の頻度が高い環境であり、この川の水位の変動の大きさがそれを支持している。つまり、下刻速度が比較的大きいとはいっても、とりのこされた河床と下位面の比高が、頻繁な水位変動の範囲内にあれば側方侵食が進み、ついには河床全体が平滑化すると考えられる。上位面は側方侵食をうけている途中、下位面の下刻によりそれほど頻繁には浸水しない比高に達してしまい、現在は風化をうけにくいために、残っているのではないだろうか。

ここで、仮に下刻速度がもっと大きかった場合には、中位面もすぐに離水して風化をうけにくくなってしまう、平滑河床は形成されないと考えられる。下刻速度が小さくなれば、やがて上、中位面は側方侵食されてなくなり、一枚の平滑河床になるであろう。

V-4 乳岩川における平滑河床の形成要因

これらの観察事項とその考察から乳岩川での平滑

河床の成因をまとめると、それは、河床の形成において風化に伴う侵食の作用が卓越しており、それに比べ砂礫を伴う水流による侵食がほとんど作用していないことであるといえる。

この乳岩川では砂礫を伴う水流による線的下刻の速度が非常に小さく、仮にその下刻にとりのこされた河床が存在しても、そこは離水と浸水を繰り返すうちに風化、削剥されて低下し、平滑化する。ここで河床を平滑に決定しているのは、風化の深さを規制している水面であり、とりのこされた河床にできる節理である。また、通常はこの川では河床の低下は、風化変色層だけが削られるか剥れるのみなので、平滑な河床は低下してもまた、平滑河床になる。

同時に河岸も風化をうけやすいために、側方侵食され、現在のような幅の広い河床ができたと考えられる。

ここで、乳岩川での平滑河床形成の諸条件を考えると、岩盤が風化に弱いということよりも、砂礫を伴う水流による侵食がきわめて弱く、下刻が遅いことのほうが、より支配的であるように思われる。この下刻の遅さはこの川の掃流物の少なさ、つまりは山地からの土砂生産量の少なさによるものであり、また、河床の岩盤の硬さによるものであると考えられる。一方で、風化様式が岩質によることや、宇連川流域での平滑河床の分布が地質に制約されていることも考えられると、平滑河床河川は、一種のロックコントロール地形といえるだろう。

VI おわりに

以上述べたように、平滑河床の成因については、
風化に伴う侵食の速度>>

砂礫と水流による下刻速度

という条件を定性的に得た。しかし、さらに厳密な成因についての論議を行なうにあたって、いくつかの課題が残った。

まず、本論文で風化と一括して表現した現象は、厳密にはその様式はわかっておらず、単純な乾湿風化や溶蝕などで説明のつかないこともあるだけに、その実態の解明が必要である。

また、側方侵食の結果、河床幅を決定しているの

は何か。そして河岸と河床の境界で、急な傾斜の交換はなぜできるのか。このことは、平滑河床の成因の裏づけや、雨樋と平滑河床の関連、段丘形成などの問題を解く鍵となり、それ自体も重要な問題である。

さらに、地形発達の議論に不可欠な時間スケールについての検討も、今後の課題のひとつである。

謝 辞

本研究をおこなうにあたり、砂村継夫先生をはじめとする筑波大学地球科学系の地形学の先生方、並びに筑波大学水理実験センター技官小玉芳敬さんには終始御指導を賜り、深く感謝致します。また、上武大学の伊勢屋ふじこ先生には、研究をまとめるにあたって貴重な御助言を頂きました。ここに厚く御礼申し上げます。

筑波大学水理実験センターの方々にはお世話になり、とくに技官の飯島英夫さんには現地測量の際にも御助力を頂き、心から御礼申し上げます。

調査地域周辺の住民の皆様には研究への御理解と御協力を頂きました。皆様に御礼申し上げます。

文 献

- 伊藤隆吉 (1979): 『日本のポットホール』, 古今書院, 132p.
- 設楽火山岩団体研究グループ (1979): 愛知県設楽火山岩類の火山層序 (概報). 地球科学, **33**, p.129-136.
- 庄子士郎 (1978): 『愛知県 地学のガイド』, コロナ社, p.142-154.
- 第四紀地殻変動研究グループ (1968): 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, **7**, p.182-187.
- 戸田真夏 (1994): 房総半島小櫃川上流の岩盤侵食. 地理学評論, **67A**, p.14-25.
- 藤田直二郎 (1993): 岩盤河床における巨礫の集積による Step-pool の形成に関する実験的研究. 筑波大学平成4年度卒業論文 (未公表).
- Millar, J. R. (1991): The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in

south-central Indiana. *Journal of Geology*, **99**, p.591—605.