1993年9月9日野洲川洪水氾濫堆積物の3次元形態と堆積構造 —1回の洪水氾濫で形成された複数の逆級化構造ユニット—

Three dimensional morphology and sedimentary structures of the floodplain deposits of the Yasu River, central Japan, at the flood of September 9, 1993
—A few inversely graded layer units formed by a single flood—

Abstract

鈴木一久*

Kazuhisa Suzuki*

1994年6月28日受付.

1994年9月18日受理.

* 京都府立洛東高等学校.
Rakuto High School, Anshu, Yamashina-ku,
Kyoto 607, Japan

The flood of September 9, 1993 of the braided Yasu River was characterized by a unimodal pattern of the hydrograph in the main stream channel. Outwash flood deposits of 10-30 cm thick and 30 m wide are formed on a floodplain. Grain sizes of the constituents change laterally from pebble and cobble gravel on the bank near the main channel in the river to very fine-grained sand and mud, toward the center of the floodplain. Surface of these sediments forms dune structures of various dimensions, which are intimately related to the wideness of the flooded sediment distribution and grain size of the dune sediments. Outside the gravel and sand accumulation fragments of grasses and wood logs are deposited.

Muddy deposits distributed in the center of the floodplain demonstrate generally a normal grading structure formed during the waning stage of the flood. On the other hand, sand and gravel deposits distributed near the bank are characterized by inversely graded layers which are considered to be formed by a rising stage of the flood. These inverse grading structures are usually formed in the front of the concave-type foreset cross-beddings. A few inversely graded layer units, however, are formed in the sediments deposited slightly far from the bank. These evidences require further interpretation including those on pulsed vortex current on floodplains during a unimodal change of water level in the river.

Key words : inverse grading structure, modern flood, floodplain, braided river

はじめに

砂床河川の河畔・氾濫原堆積物が逆級化構造を示すことは伊勢屋(1982)によって茨城県桜川において発見され, 洪水時の流況・浮流砂の観測をもとにその形成機構が提案された. 増田・伊勢屋(1985)は逆級化構造が関東地方の第四系河川堆積物から豊富に見いだされることを示し, 逆級化構造が自然堤防帯の各堆積場で形成される洪水氾濫堆積物の示相堆積構造であることを強調した. その後, Iseya (1989) は大小さまざまな日本の砂床河川の逆級化構造の形成機構をさらに詳細に論じ, 逆級化層理が堆積盆解析に重要な情報を与えることを述べた. Iseya and Ikeda (1989) は蛇行河川堆積物のシーケンスのなかで逆級化層理の堆積場を位置づけ, 氾濫原地形の形成過程を論じた.

しかし, 逆級化層理の堆積場は自然堤防帯に限られるものではない. 鈴木(1993a) は滋賀県野洲川の扇状地面上を流れる網状河川においても逆級化層理が普遍的に形成されている

ことを見いだした. そして逆級化層理の最大粒径も伊勢屋(1982)が指摘した中粒砂にとどまらず, 粗粒砂から細礫をへて大礫に至るものまで存在することを明らかにした. 今日, 逆級化層理の堆積場は自然堤防帯や扇状地・網状河川のみならず源流域においても広く認められることが明らかになっている(鈴木, 1993b).

ところが, これまでの研究では逆級化層理の3次元の堆積形態や堆積構造の側方変化についてはほとんど述べられていない. つまり, ある地点で見られた逆級化構造がどこまで連続するのか, あるいはどのように粒度や堆積構造が変化するのか等はほとんど研究されてこなかった. また, これまでの研究では1回の洪水で1枚の逆級化層理ができることがいわば当然のこととされてきた. 形成機構についてもこのことを前提として組み立てられている.

これまで筆者は宇治丘陵の大阪層群や淀川水系の各河川で逆級化層理を観察した結果, 層理を側方に追跡すると逆級化構造が失われたり, 1枚の逆級化層理が2枚に別れたりする

第1図. 1993年9月9日, 野洲川洪水によって形成された氾濫原堆積物. 氾濫原の比高は1.5m, 堆積物は流路(左)とアシ・材の集積地帯(右)の間の約30mに分布. 第6図の縦210m横15m地点より下流を望む.

第2図. 1回の洪水で形成された2層の逆級化構造. スケールは20cm, 場所は第8図C-C'断面の2.5m地点.

現象に出会ってきた. この問題を明らかにするため筆者は野洲川の洪水とその堆積物の調査を進めてきた. 1993年は雨の多い年であり, 野洲川においても氾濫原が浸水する洪水が何回も発生した. そのうちでは9月9日の洪水が最も大きく, 氾濫原は1mほど浸水し, 厚さ10~30cmの泥・砂および砂礫が最大幅30mにわたって堆積した(第1図). この堆積物中には1回の洪水であるにもかかわらず2枚の明瞭な逆級化構造のユニットが形成されていた(第2図). さらに逆級化層理が側方に移り変わり, 通常の級化層理や無級化の層理に移り変わる現象が認められた. このことはこれまでの逆級化層理の成因論に再検討が必要なことを示している.

河川地形と洪水の概略

野洲川は鈴鹿山地の主峰御在所山に源を発し, 琵琶湖にそそぐ幹線流域長61km, 流域面積378km²(池田ほか, 1979)の中規模な河川である. 流域長が短いため洪水の継続時間は極めて短い. 本論で扱う野洲付近は, 山地を抜けた野洲川が近江盆地に扇状地を形成している所にあたる(第3図).

第4図に野洲付近の河川地形と河床堆積物を示す. 現在の低水時の流路(以下, 流路と呼ぶ)は堤防に挟まれた河道の右岸寄りから左岸寄りへ北西に流れており, 北部の右岸には比高1.5m程度の氾濫原が広がっている. 氾濫原上には南北方向の小さな谷地形が認められ, ここには洪水の際, 河岸満

水位になる前から水が流れ込んでいる. 一方, 南部には洪水時のみ使用される古い流路があり, この放棄流路と流路に挟まれて薄い植生を伴ったバーが広がっている. バーの比高は最大でも1m程度で氾濫原よりやや低い. 平均河床勾配と高水時の計画水面勾配はいずれも1/400である(近畿地方建設局琵琶湖工事事務所資料).

調査地域に隣接して左岸には建設省河川局の野洲量水標(建設省量水標番号60413)が2本設置されている. ここでは便宜上上流側(南側)のそれをYASU 60413S, 下流側(北側)のそれをYASU 60413Nと呼ぶことにする. 渇水時の量水標水位はほとんど0かややマイナスである. 氾濫原上はほぼ自然状態にあり, アシが生い茂り, ヤナギなどの灌木が点在する. しかし, 2本の量水標延長線に挟まれた幅100mの区間については8月11日に除草され, 9月9日の洪水時には流れの抵抗の小さい状態にあった. そのほか氾濫原上には新旧2本の排水路と轍のあとが1本ある.

流路沿いの氾濫原上には洪水のたびごとにもたらされた砂質堆積物によって自然堤防状の微高地が形成されている. その縦断勾配は大局的には洪水時の水面勾配と一致しているが, ところどころに低い部分があり, 氾濫の初期にはそこから泥水が氾濫原に流入する.

9月9日洪水のハイドログラフを第5図に示す. 直前に降った集中豪雨のため水位は9日6時ごろより上昇を始め, 12時前に河岸満水位に達した. そして14時に最高水位となり, その後は緩やかに減水した. 水位の上昇率は12時~13時で最も大きい. 伊勢屋によって逆級化堆積物が研究された茨城県桜川の洪水が2日間ほど継続(伊勢屋, 1982)したのに比べてこの洪水は極めて短時間であった. この洪水によって氾濫原上のヤナギの幹に付着した泥の高さはおおむね1mであり, 氾濫原から100m離れた流路中央に設置されている量水標水位とよく一致している. なお, 1993年には6月30日, 8月4日, 15日にも洪水が発生した. 最高水位はそれぞれ1.59m, 1.69m, 1.55mであり, それらのさいの浮遊物の示す流速は河岸満水位でおよそ2m/sであった. これらの洪水は自然堤防状の微高地の切れ目から氾濫原の低い所に部分的に浸水した程度であった. 砂の堆積も流路から1~2mの範囲であり, 厚さも10cm以内であった.

攻撃斜面の浸食は60413N測線のすぐ下流で最も著しい.

第3図. 調査地域位置図.

6月から9月の洪水を通じて、流路内のバーの位置ならびに攻撃斜面浸食の著しい位置は変化していない。

第4図右岸の氾濫原では、9月9日洪水の氾濫規模は下流方向に次第に大きくなる。すなわち、氾濫原の上流端から60413S 測線付近までは流路内には低い礫のバーが形成されており、攻撃斜面の浸食は生じていない。また、ここでは草をなぎ倒すような氾濫はなく、氾濫原上には薄い泥のフィルムのみが残された。それに対し、60413N 測線から下流側では流路は浸食されて深さを増し、側方浸食により氾濫原は2~3m 後退した。氾濫原上での植生破壊や堆積物の分布範囲も下流方向に次第に大きくなり、氾濫原上の小さな谷地形の部分で最大となっている。

洪水氾濫堆積物の表面形態

第6図に第4図枠内の地域に堆積した1993年9月9日洪水堆積物の分布と表面形態のスケッチ、第7図に堆積構造の写真を示す。

氾濫原上の流れは流路に対し $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 斜交する。氾濫原にあふれ出た堆積物は流路に近いところほど重い(粗粒な)粒子が多く、遠方ほど軽い(細粒な)粒子からなる。これが最も典型的に見られる所では、大礫混じりの中礫から礫質粗粒砂をへて中粒砂に移り変わり、最後にはシルト質細粒砂に至る。このような粒径変化の先には最も軽い茎や竹材が堆積している。さらにその先では植生は破壊されておらず、一様な厚さの薄い泥質の堆積物が広がっている。アシや竹材は高さ数10cm~1.5m、幅数m~10mで带状に堆積しているが、带状分布のところどころで幅広く、また周囲より高い小山状になっている。この山の間隔は20m~40mで、氾濫規模の大きい下流側に向かって次第に大きくなる。山の大きさに著しい差異はない。

茎や竹は一般に氾濫流にはほぼ平行に配列する。少数ではあるが大きな丸太には直交するものも見られる。まれに材の向

第4図. 野洲付近の野洲川河川地形と堆積物.

第5図. 1993年9月9日洪水のハイドログラフ(近畿地方建設局琵琶湖工事事務所, 未公表資料). 建設省河川局量水標番号60413, 量水標の位置は第4図参照.

第6図 1993年9月9日洪水氾濫堆積物の分布と表面形態。1;シルト, 2;シルト質細粒砂, 3;中粒砂, 4;砂質中礫, 5;大礫, 6;無堆積, 7;茎・材の集積範囲, 8;デューン, 9;氾濫原上の流向, 10;茎・材の配列方向, 11;破壊されていない植生地域, 12;灌木。

きが次第に変化していくことがあり, これは流入した水が氾濫原で回転して下流側に向かったことを示している (第6図 150 m 付近)。

堆積物の平均的な厚さは, 第6図 0~120 m では 10 cm, 170~220 m では 10~20 cm, 220~270 m 付近では 20~30 cm である。砂質堆積物は逆級化構造だけではなく, 正級化構造を示すことあるいは均質なものもある。特に, 0~120 m の範囲では均質な中粒砂であることが多い。砂礫質堆積物ではフォーセット葉理やトラフ型斜交葉理が発達する。砂質堆

積物の場合と同様に, 逆級化している所から側方に堆積構造が変化し, 正級化構造に移り変わることもある。これらの側方変化については次の章で述べる。

伊勢屋 (1982) は氾濫原の奥の薄い泥質堆積物についても逆級化構造が普遍的であるとしている。しかし本地域の場合, 自然堤防状微高地から離れた氾濫原の奥では正級化構造をなすドレープ堆積物が一般的である。ただし, このような場でも泥質の逆級化層理が見られることもあり, このことは氾濫原の極めて微小な高低差や氾濫流の流れ方の差異が堆積

第7図. 1993年9月9日洪水氾濫堆積物の産状. A: 規模の大きい砂礫質デューン. スコップは90 cm. 第6図縦250 m 横25 m 付近より上流を望む. B: 規模の小さい砂質デューン. 第6図210 m 付近. C: インブリケーションの発達した礫質デューンのトップセットとセイタカアワダチ草. 穴の基底が堆積物の下限で, 厚さは約20 cm. 第6図縦260 m 横20 m 付近. D: C-C' 断面で見られる2つの堆積ユニット. 写真横幅は1 m, 位置は第8図C-C' 断面の4~5 m 付近. 写真右上はA-A' 断面. E: 流路際で見られる逆級化層理の内部堆積構造. 右側が上流. スケールは20 cm. 層理の下1/3には下流側に緩く傾斜した斜交葉理, 上2/3には低角のトラフ型斜交葉理が発達. 第6図200 m 付近. F: フォーセット葉理の発達した逆級化層理. スケールは20 cm. 第8図B-B' 断面の2 m 付近.

構造に大きな影響を与えていることを示している。

堆積物の表面は各所にさまざまな大きさのうろこ状のデューンをなす(第7図A・B)。デューンの大きさ, 粒度, 厚さは氾濫した洪水の規模に比例する。すなわち氾濫規模の小さい上流側では, デューンは波長2 m 高さ数 cm~10 数

cm で中粒砂からなる。それに対し, 氾濫規模の大きい下流側では砂礫による波長30 m 高さ30 cm 程度のものが見られる。一般に大きなデューンほど全体に粗粒であり, 各デューンとも流路に近い所ほど粗粒である。大きなデューン上には小規模なデューンが重合する。流路に近い所ほど重合する

第8図. 1993年9月9日洪水氾濫堆積物の内部堆積構造とその側方変化. A-A' と B-B' 断面はデューンに平行, C-C' 断面はデューンに直交. 図の方角をそろえるため, B-B' 断面については実際のスケッチを裏返して表示してある. 1; 砂質シルト, 2; 極細粒砂, 3; 中粒砂, 4; 粗粒砂, 5; 極粗粒砂~細礫, 6; 中礫, 7; 大礫, 8; 斜交葉理, 9; 茎と根, 10; 逆級化構造, 11; 正級化構造.

デューンの枚数は多い. デューンのトップセットでは礫のインプリケーションが発達する.

北部の, 砂礫が大きなデューンをなしている所 (第6図 220~250 m 付近) には過去 (1989 年) の洪水によるデューンが存在していた. 9月9日の洪水の結果, 旧来のデューンは 20 cm ほど比高を増し, フォーセットは 2~3 m 前進した. トップセット上の草本類は 40°~50° 傾いて砂・砂礫に埋積されている (第7図 C). これらの茎の表面は上流側がはげ落ちているが, 茎は折れることなくその後成長している. デューン前面のフォーセット葉理はアンギュラー型であり, 砂礫が比較のおだやかに転動して運搬されたことを示す. 流路際では草本類の茎は折れていることが多い.

最も北側の, 氾濫原上の谷地形にあたる所では 1993 年の洪水以前から植生はなく, 砂質堆積物によるデューンが発達していた. ところが, 93 年 6 月 30 日の洪水によって流路から 20 m ほどの範囲まで新たな礫質デューンが形成された. そして, 引き続く 8 月 4 日と 15 日の洪水でこのデューンは成長を続け, 最終的に 9 月 9 日の洪水によって第4図と第6図に示すデューンとなった. 平均すると砂礫デューンの前進は洪水 1 回当たり約 30 m であった.

洪水氾濫堆積物の内部堆積構造とその側方変化

第8図に, 第6図 200 m 付近枠内の範囲の洪水氾濫堆積物の断面と堆積構造の側方変化を示す. ここでの最も大きいデューンは波長 9 m 高さ 10 数 cm ほどであり, この上には波長 2 m 高さ数 cm~10 cm 程度の小さなデューンが 3 枚ほど重なっている.

9月9日の洪水氾濫堆積物の下位には草の根の張った厚さ数 cm のシルト層がある. シルト層の下位には今回より規模の大きい 1989 年の洪水氾濫堆積物が分布する. この層の上面は流路沿いの礫サイズから次第に細粒化し, 5~6 m 付近で中礫, 9 m 付近で細礫, 14 m 付近では粗粒砂に移り変わっている.

9月9日の洪水氾濫で形成された堆積物は挟在するシルト層によって数枚に区分される (例えば第7図 D). ここではそれらの一つ一つをユニットと呼ぶことにする. ユニットの岩相は上方・側方にさまざまに変化する. 以下, 各断面で見られる 9 月 9 日洪水氾濫堆積物の堆積構造について述べる.

1. A-A'断面で見られる堆積構造

ここでは堆積物は 3 枚のユニットに区分される. 第1は最

も下位にあるもので、広がりも最も大きい。上流側では約20 cmの厚さで、細粒砂から中・粗粒砂に至る明瞭な逆級化構造をなす。このユニットは下流方向に急に厚さを減じ、正級化構造をなすようになり、さらに遠方では級化構造の不明瞭な細粒砂をへてシルト質極細粒砂に変化する。

第2のユニットは位置0.5~1.3 m付近にわずかに見られる薄いもので、細粒砂から中粒砂へと逆級化する。

第3のユニットは以上の上に重なるフォーセット葉理の発達した砂層であり、鉛直方向には極粗粒砂から中粒砂に正級化する。フォーセット葉理は下流方向にアンギュラー型からコンケーブ型に変化する。

2. B-B'断面で見られる堆積構造

大きく下位と上位の2つのユニットからなる。下位のユニットは流路際から14 m付近まで分布し、9月9日洪水堆積物の大部分を占める。上位のユニットは3 m地点から始まり7.5 m付近まで分布する。さきに述べたA-A'断面のユニットとは直接連続はしないが、下位のユニットはA-A'断面の第1ユニットに、また、上位のユニットは第2・3のユニットに対比される。以上のユニットを覆って、流路近くの0~2.5 mにはごく薄く中粒砂層が、また、7.5 m以遠では正級化構造をなす薄いシルト層が重なる。B-B'断面では直接連続しないが、前者は上位ユニットの可能性が高い。これらについては、断面上では厚さが極めて薄いため詳しくは述べない。

下位ユニット: 岩相は側方に漸移的に変化する。流路沿いの0 m付近では、このユニットは基底の細粒砂から始まり中粒砂・粗粒砂をへて砂質中礫に至る明瞭な逆級化構造をなす。流路に沿って少し離れたところでは、このユニットの上部は礫ではなく、低角の斜交葉理が発達する中粒砂~粗粒砂からなることがある(第7図E)。

位置1~3 m付近では堆積構造の違いから、下半部と上半部に区分される。ユニットの下半部は細粒砂から中粒砂に至る逆級化構造をなし、全体として下流側に次第に細粒となっていく。ユニット上半部はフォーセット葉理が発達する(第7図F)。このフォーセット葉理は細礫~中礫のコアの前面に生じたアンギュラー型に始まり、前方に次第に粒度を減じるとともにコンケーブ型に変化する。ユニットの下半部と上半部との間には明瞭な境界は見られない。

位置3 m以遠では以上述べた構造は失われる。4~6 m付近ではユニットは細粒砂~細礫からなり、きわめて低角のフォーセット葉理~平行葉理が発達する。ここではユニットは正級化構造をなす。そしてその先の6.5 m付近からは再び細粒砂から中粒砂に至る逆級化構造が形成されている。

位置7.6 mと8.6 mにはデューンの境界があり、厚さは急に薄くなる。特に、8.6 m以遠では厚さ数 cmの極細粒砂からなり、逆級化構造は不明瞭である。これらの境界部は、表面形態ではうろこ状の輪郭が明瞭であるが、内部堆積構造ではフォーセット葉理は見られず、逆級化構造が連続する。さらにその先、14 m付近では厚さ1~2 cmの極細粒砂~シルトとなる。

上位ユニット: 位置3~4 mでは下位ユニットのフォー

セット葉理と極めて調和的に重なる。4~5 mでは低角のフォーセット葉理~平行葉理が発達する。5.4 mにデューンの境界があり、それより遠方は逆級化構造を示す薄い細粒砂層となる。7.5 m付近のデューンの境界でこのユニットは尖滅する。

3. C-C'断面で見られる堆積構造

B-B'断面で識別された2つのユニットが追跡される。境界のシルト層はB-B'断面のそれより厚い。

下位ユニット: 位置5 m付近では基底の細礫から粗粒砂に至る正級化構造をなす。しかし、基底の粗粒な粒子群が葉理に沿ってユニットの上方へ上がるため、4.5 m付近では逆級化構造を示すようになる。直交する2断面での斜交葉理の傾斜方向から、流れは流路とほぼ平行であり、表面のデューンの軸とはやや斜交すると判断される。

3.0~4.2 m付近では中粒砂から細粒砂に至る正級化構造をなす。3.0 mから側方にユニットが厚くなり、そこでは細粒から中粒に至る明瞭な逆級化構造が発達する。この構造はさらに側方に0.4 m付近まで追跡できる。

上位ユニット: B-B'断面では1枚のユニットをなすが、この断面の2.8~4.4 mの間では下部と上部に細分できる。この付近の下部は全体に細粒で薄い。しかし、下部は1.3 m付近では約2倍の厚さで、細粒砂から粗粒砂に至る明瞭な逆級化構造を示す。この砂は0.4 m付近では正級化構造に変化する。

上部は粗粒砂~極粗粒砂からなり、斜交葉理が発達する。2.8 m付近に大きなデューンの境界があり、そこでは外側に付加する斜交葉理が発達する。3.5~5.0 m付近には小さなデューンの起伏が見られるが、内部堆積構造は不明瞭である。なお、位置5 m付近に見られる斜交葉理は、直交する2断面での傾斜方向から、トラフ型斜交葉理の一部をなすものと判断される。

考 察

これまで述べてきたように、洪水のハイドログラフがユニモダルであるにもかかわらず、自然堤防状微高地から氾濫原上にはシルトによって境される複数のユニットが形成される。複数のユニットは流路から少し離れたところで見られ、流路沿いでは単一の逆級化構造をなすユニットであることが多い。また、ある1つのユニット中の逆級化構造は、第8図B-B'断面の4~7 mの例に見られるように、フォーセット葉理がアンギュラー型からコンケーブ型に変わりさらに低角の斜交葉理になっていったその前方に形成されていることが多い。

流路に比べ氾濫原の流れはかなり弱いので、氾濫原は基本的に堆積の場といえる。水位が上昇し河岸満水位に達すると、流路から溢れた砂は流路のすぐ近くに小さなデューンを作る。野洲川は桜川(伊勢屋, 1982; Iseya, 1989)に比べ約4倍の勾配があり、流路内の流速も2倍ほどである。そのため氾濫原での流れも速く、シルト以下の粒子は氾濫原の奥に運ばれてしまうので、流路の際で最初に堆積するのは細粒~中粒砂ということになる。その後、急激な水位の上昇に

伴ってまきあげられる碎屑物の粒度は大きくなり、これらは次々とデューンの上方と前方に堆積していく。逆級化部においてはやや前方に傾斜した不明瞭な平行葉理が見られるが、これは何回も生じるボイルによる堆積過程を反映したものと見える。さらに水位と流速が増すと、ボイルも一層大きくなるため、氾濫原には砂礫が打ち上げられる。この時点では氾濫原上は数 10 cm 以上の水深となっており、砂礫は流れによってフォーセット葉理を形成するようになる。フォーセット葉理の形態は流速と供給量を反映する。葉理の角度が低くなって行くことは流速と供給量が増加していく過程を表している。したがって、この場合の逆級化構造はアッパーフローレージムあるいはそれに近い条件下で形成されていると考えられる。

逆級化構造が繰り返し生じる原因としては流れと供給量の脈動が最も考えやすい。1つの逆級化構造の形成は1つの脈動の上昇期を反映したものであり、引きつづく減衰過程ではシルトが堆積し、ユニットの境界をなすことになる。減衰過程が不明瞭な場合には次々と逆級化構造が同一のユニットの前方に形成されて行くのであろう。

しかし、このような脈動は流路の中央に設置された量水標では捕らえることができていない。これは水位の観測が1時間に1回という制約のためとも考えられるが、おそらく氾濫原上では流路との境界部分で生じる大規模な流れの渦（例えば、木下ほか，1993）によって流路の中央とは異なる水理条件が発生し、流れが脈動しているのであろう。そうであるとすると、浮遊物の山の規則的配列も脈動と関係していると考えられる。

ところで、これまで逆級化層理は基底の粘土・シルトに始まり、上方へ次第に粗粒になると記載されてきた（例えば、伊勢屋，1982；Iseya，1989；増田・伊勢屋，1985；城陽礫層研究グループ，1991；鈴木，1993a）。しかし、本地域のような網状河川の場合、一見粘土・シルト層から始まるように見える場合でも、この粘土・シルト層には草本類が根を張っている。したがって、この粘土・シルト層は砂質・砂礫質堆積物と一連の洪水堆積物ではないことは明らかである。毎年小規模な洪水は何回も発生しており、この場合には砂質物はほんの流路際に限られ、氾濫原には泥水のみが流入する。また、大きな洪水でも別の場所で砂を堆積したため、泥水しか流入しないこともありうる。さらにドレープ堆積物も存在する。粘土・シルト層はこれらが重なり合った堆積物と考えられる。この層は雨水による再移動、落ち葉の堆積、生物擾乱などによって初生堆積構造は見えなくなっている。今後、逆級化構造からなる氾濫原堆積物を記載するさいには2つの粘土・シルト層を区別することが必要である。特に自然堤防帯

河川の場合、逆級化層理はシルト層から始まるので注意を要する。基底のシルト・粘土層がかなり厚い場合、その中には前回以前の洪水の泥質堆積物の複合層が含まれる可能性が高い。

以上、本論においては1回の洪水で何枚もの逆級化構造が形成されること、堆積物表面のベッドフォームはデューンであること、逆級化から正級化へ（あるいはその逆へ）移り変わるなど内部堆積構造は側方にかなり変化すること、などを示してその形成機構を論じた。特に、逆級化構造がユニット内のフォーセット葉理の前方にごく普通にできるという可能性を指摘したが、その形成機構をさらに詳細に明らかにするためには、形成場の水理条件をもう少し限定することが不可欠である。例えば、ハイドログラフ一つとっても流路中央で測定したものにすぎない。逆級化層理が形成されているまさにその場での水深、流速、ボイル、供給量などの時間変化を観測することが不可欠である。さらに何らかの形で堆積物内に時間のマーカーを入れることが求められる。

謝 辞

本研究をすすめるに当たって、志岐常正氏には粗稿を読んでいただき有益な助言をいただいた。茨城大学牧野泰彦氏、京都教育大学田中里志氏、立命館高校紺谷吉弘氏、乙訓高校戸倉則正氏には現地でご討論いただいた。建設省琵琶湖工事事務所には水位記録などの資料を提供していただいた。記してお礼申し上げる。

文 献

- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久，1979，近江盆地の地形。滋賀自然環境研究会地形地質調査部編，「滋賀県の自然（分冊地形地質編）」，滋賀県自然研究会地形地質調査部，1-112。
- 伊勢屋ふじこ，1982，茨城県，桜川における逆グレーディングをした洪水堆積物の成因。地理評，55，597-613。
- Iseya, F., 1989, Mechanism of inverse grading of suspended load deposits. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary facies in the active plate margin*. Terra Pub., 113-129。
- and Ikeda, H., 1989, Sedimentation on coarse-grained sand-bedded meanders: Distinctive deposition of suspended sediments. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary facies in the active plate margin*. Terra Pub., 81-112。
- 城陽礫層研究グループ，1991，宇治丘陵の大阪層群に見られる逆級化層理。堆積学研究会報，no. 35，91-100。
- 木下良作・宇民 正・上野鉄男，1993，蛇行河道の下流遷移と大規模渦列。月間地球，号外 no. 8，174-180。
- 増田富士雄・伊勢屋ふじこ，1985，“逆グレーディング構造”：自然堤防帯における氾濫原洪水堆積物の示相堆積構造。堆積学研究会報，nos. 22・23，108-116。
- 鈴木一久，1993a，滋賀県野洲川の現世網状河川堆積物に見られる逆級化層理。月間地球，号外 no. 8，152-157。
- ，1993b，淀川水系各河川の逆級化堆積物：自然堤防帯から源流部まで。堆積学研究会 93 年度秋季研究集会要旨集。

(要 旨)

鈴木一久, 1994, 1993年9月9日野洲川洪水氾濫堆積物の3次元形態と堆積構造—1回の洪水氾濫で形成された複数の逆級化構造ユニット—. 地質雑, 100, 867-875. (Suzuki, K., 1994, Three dimensional morphology and sedimentary structures of the floodplain deposits of the Yasu River, central Japan, at the flood of September 9, 1993—A few inversely graded layer units formed by a single flood—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100, 867-875.)

1993年9月9日の洪水で滋賀県野洲川の氾濫原は約1m浸水し, 氾濫原には最大幅30mにわたって, 厚さ10-30cmの砂・砂質礫が堆積した. 低水時流路の近くには大礫混じりの中礫が分布しており, 流路から離れるに従って氾濫原上の堆積物は礫質粗粒砂から中粒砂に移り変わり, 最後にはシルトに至っている. 氾濫原の中央では一様な厚さの薄い泥質ドレープ堆積物が分布し, 多くの場合正級化構造を示す. それに対し, 流路の近くの砂・砂質礫堆積物は逆級化構造で特徴づけられる. しかも洪水が1回の上昇と1回の下降ステージからなるにもかかわらず, 流路からやや離れたところでは2~3枚の逆級化ユニットが形成される. 流路際では1つの逆級化ユニットであることが多く, これは洪水の水位上昇に伴って流路から溢れでた碎屑物が次第に粗粒になることによって形成されたと考えられる. 流路際を除いて, 逆級化構造はフォーセット葉理の傾斜が次第に緩くなっていったその前方に形成されていることが多い.