

宇治丘陵の大阪層群に見られる逆級化層理

城陽礫層研究グループ*

Inversely graded beds of the Osaka Group in the Uji Hills, Central Japan

JOYO GRAVEL RESEARCH GROUP*

Inverse grading of mud and sand is known in flood deposits in Japan (ISEYA, 1982). Many inversely graded beds are found out also in the Late Pleistocene fluvial deposits in Ibaraki Prefecture (MASUDA and ISEYA, 1985).

Recently we discovered inversely graded bed in the Lower Pleistocene alluvial fan sediments in the southern part of the Uji Hills. This inversely graded beds are intercalated in the upper part of the fining-upward sequence deposited on an abandoned fan lobe surface. This sequence is composed of gravels (facies A), trough cross-bedded sands (facies B), inversely graded beds (facies C), and bioturbated massive mud (facies D), in ascending order.

Facies C is deposited strongly affected by bed forms of facies B. It consists bioturbated thin alternations of mud and fine-grained sand, on the top of bars, whereas parallel-laminated medium-grained sands accumulate on the flat fluvial floor. Inversely graded beds develop thickest on the face of the bars inclining about 20-30 degrees and form laterally accreted depositional bodies.

Depositional sites of the inversely graded beds of the Lower Pleistocene Group can be better compared with slope and top of the bars of modern sandy low sinuosity rivers rather than flood plains. Bioturbated and vegetated marshland developed in the later stage, resulting from lateral accretional deposition of inversely graded beds.

Key words: alluvial fan, flood deposits, inverse grading, mud and sand, Osaka Group, Uji Hill.

はじめに

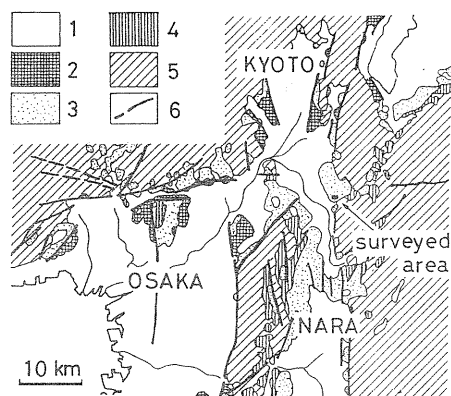
ここで言う逆級化層理とは、数cm～10数cmの厚さで、シャープな基底をもつ粘土層から次第に粗粒になり細粒砂ないしは中粒砂で終了する単層であり、伊勢屋(1982)によって現世河川堆積物中に見いだされた。その後、この構造は日本の蛇行河川系における氾濫原、自然堤防、後背湿地、放棄河道に普遍的に見ら

れる洪水堆積物の示相堆積構造として一般化され、各地の河川成堆積物において発見されるであろう事が指摘された(増田・伊勢屋, 1985)。

調査地域である京都府南部宇治丘陵には、礫層の卓越する前期更新世大阪層群の扇状地堆積物が広く分布する(第1図)。これらの扇状地堆積物のほぼ中位に当たる層準に、厚さ3～5mの粘土層(長谷粘土層)が挟まれており、その直下の数mの層準に何枚もの逆級化層理が発達する(第2図)。これらの逆級化層理は、上位の粘土層に対して、20～30°で傾斜したユニットをなして堆積するのが特徴である。

本論ではこの逆級化層理の堆積様式および、洪水流

*紺谷吉弘・村山 保・岡和田健文・桜井皆生・志岐常正・鈴木一久・天白俊馬・戸倉則正・留岡 昇・辻村紀子(アルファベット順, °印は執筆責任者). c/o Kazuhisa Suzuki, Rakuto High School, Kyoto 607, Japan.



第1図 大阪層群の分布と調査地域(中沢ほか, 1987を簡略化).

1: 沖積層および段丘堆積物, 2: 大阪層群上部, 3: 大阪層群下部, 4: 大阪層群最下部, 5: 基盤岩類, 6: 断層.

の上流側から下流側への堆積構造の変化について記載し, その形成場の復元を行う.

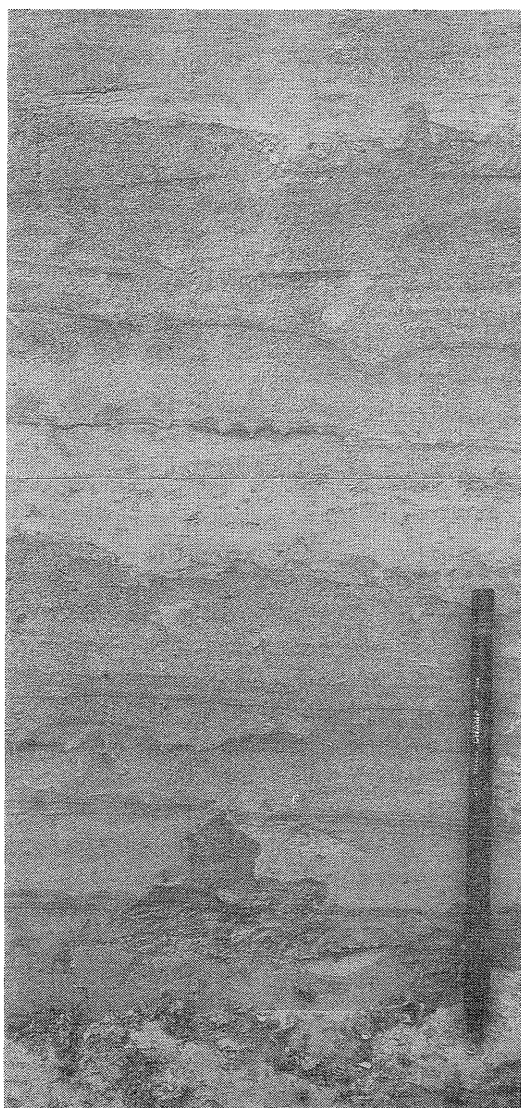
謝辞 本研究を進めるにあたり, 大阪大学増田富士雄氏にはフィールドを見ていただき, 本論の執筆を勧めていただいた. 調査に際しては, 長池工業, 毛谷村興業ならびに城南工建の各事業所からは立ち入りの許可をいただいた. 以上の方々に感謝の意を表する.

調査地域の大阪層群の層序と堆積相

宇治丘陵にはおおむね大阪層群最下部の上部から下部の下半部の層準にあたる砂礫層が, 南東と北東を中・古生界基盤岩類に挟まれて扇形に分布し, NW-SE走向で1/10程度でSWに傾斜している. この堆積物は, 古琵琶湖層群の堆積盆から流れて来た古瀬田川(中川・横山, 1975)が基盤山地の中を南西に流れて来て, 大阪層群堆積盆地に流入する所で形成された扇状地堆積物であることが指摘されている(飯田, 1980).

これは下位より, 青谷粘土・礫層, 明星ヶ原砂層; 城陽礫層Ⅰ, 長谷粘土層, 城陽礫層Ⅱ下部・中部・上部に区分される(第3図). また, これらの堆積物には厚さ数m~数10mの露頭規模で, ある種の環境を表すものとして, 6種類の堆積相が識別されている(城陽礫層研究グループ, 1991).

青谷粘土・礫層はほとんどチャートからなる著しく淘汰の悪い角礫層を主とし, 上部に青灰色粘土層を挟む. 基盤岩類にアバットし, 調査地域の東部あるいは砂利採取の深穴の底にわずかに分布する. これらは古

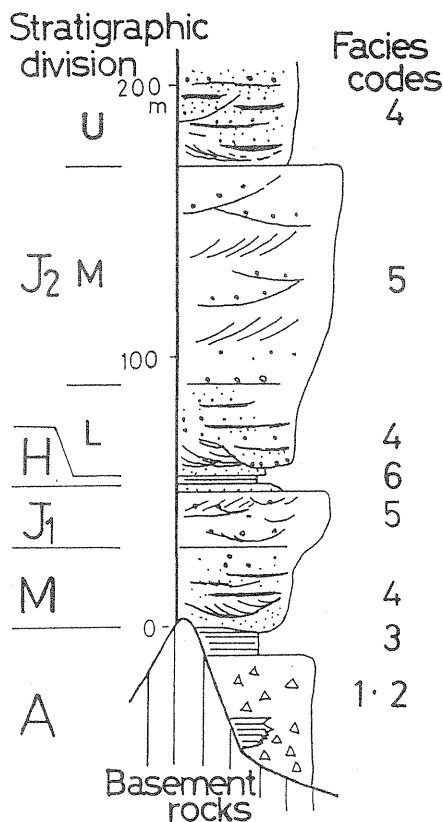


第2図 宇治丘陵の大阪層群にみられる逆級化層理の例. 地点1. スケールはシャープペンシル.

瀬田川が流入する以前の山間盆地に堆積したものであり, 堆積相1~3よりなる. 明星ヶ原砂層から城陽礫層Ⅱ上部までは砂礫層, 礫層, 砂層が卓越しており, 古瀬田川によって形成された河川・扇状地堆積物である. これらは堆積相4~6に区分される.

堆積相1: 基盤岩山地のふもとに形成された崖錐堆積物.

青谷粘土・礫層が基盤にアバットする部分に見られる無層理角礫層であり, 新鮮な礫には円磨の跡が見られない. 逆級化その他の堆積構造は見られず無秩序で



第3図 宇治丘陵の大阪層群模式層序と堆積相(堆積相区分は城陽礫層研究グループ, 1991)。

A: 青谷粘土・礫層, M: 明星ヶ原砂層, J₁: 城陽礫層 I, H: 長谷粘土層, J₂: 城陽礫層 II。数字は堆積相区分。

あり, 砂層や泥層を挟まない。礫種は隣接する基盤岩類からもたらされたホルンフェルス化した白色および黒色のチャートに限定される。

堆積相2: 限定された小さな水系のもとで, 山地の出口に形成された小規模な扇状地堆積物あるいはアルビアルコーン堆積物。

青谷粘土・礫層の大部分を占める, 砂およびシルトの薄層を挟む淘汰の悪い中礫サイズの角礫層である。礫の岩石種は基盤岩類のそれに酷似する。淘汰は悪い。砂およびシルトの薄層を挟み, 不明瞭なトラフ型斜交層理が発達する。

堆積相3: 沼沢地堆積物。

青谷粘土・礫層上部に発達する角礫層を挟む粘土層である。粘土層は, 厚さ数10cmから2m程度で, 東部で薄く, 西方に厚くなる。青灰色で淘汰が悪く, 数

mm～数cmの角礫まじりであることがおおい。この粘土層には, かなり泥炭質なチャネル埋積状の暗褐色粘土層が挟まれており, 材化石や球果化石を多産するほか, 直立した樹幹や樹根も見られる。

堆積相4: 主流路が蛇行しつつも, その改廃や移動が激しいために形成される網状河川の堆積物。

一般に, 厚さ数m～10数mの上方細粒化シーケンスの繰り返しよりなる。砂礫層や中粒砂層には, さまざまなスケールのトラフ型斜交層理が発達するが, 一般にシーケンスの上方ほど規模が小さくなる。シーケンスの最上位は厚さ数cmから10cmのシルトと細粒砂の薄互層からなる。大露頭では幅100m, 深さ10数m規模のチャネル構造が観察されることがある。チャネルを充填している堆積物は基底にラグ堆積物を伴う上方細粒化シーケンスを示し, 何回もの浸食面を挟んで側方に付加しており, 段階的に流路が移動したことを示している。

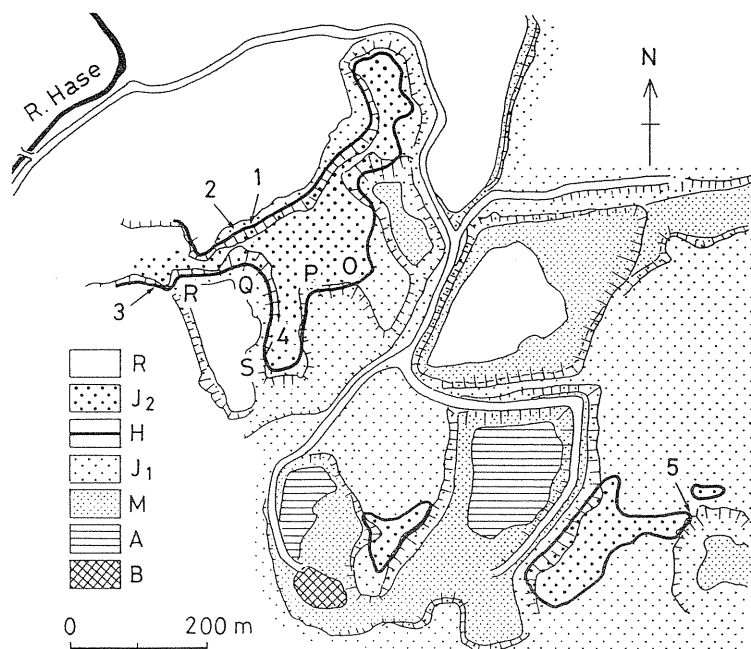
堆積相5: インターセクションポイントのすぐ下流側(ミッドファン)で普遍的にみられるようなシートフラッド堆積物。

礫層, 砂礫層, 粗粒砂層のくりかえしからなり, まれに小規模なレンズ状シルト層をはさむことがある。礫層および砂礫層は膨縮しながらよく連続し, 幅数m, 深さ数10cm～1mのトラフ型斜交層理, あるいはセット厚1～数mの平面型斜交層理が発達する。また, 粗粒砂層は礫層や砂礫層上面の膨縮による凹凸を埋めて堆積している。礫種, 円磨度ともに堆積相4とは大きな差はみられないが, 礫のサイズは明らかに大きい。

堆積相6: 後背湿地堆積物。

城陽礫層 I の最上部から長谷粘土層に至る厚さ6～8mの上方細粒化シーケンスをなしている。このシーケンスは, 礫層の上位に重なるセット厚10数cmのトラフ型および平面型斜交層理の発達した礫まじりの中粒砂層にはじまり, 上位にカレントリップルをもつ中粒砂層に移化し, さらに上位に, 平行葉理細粒砂層, 生物擾乱によって極めて不規則に乱されたシルト細粒砂薄互層, 10数枚の逆級化層理, などが重なり, 3～4mの塊状の青灰色粘土層へと変化する。

調査地域には砂利採取による幅数10～100m, 深さ30～50mの深穴が何個も掘られており, 長谷粘土層は宇治丘陵の南西部にほとんど連続した露頭において追跡することができる(第4図)。粘土層は図の範囲の北東方では削剥され, また西方では地下にかくれて露頭はない。北方には粘土層は分布するが, 逆級化層理は



第4図 宇治丘陵南西部の地質図。

R:ため水, 埋立地および沖積層, J₂:城陽礫層Ⅱ, H:長谷粘土層, J₁:城陽礫層Ⅰ, M:明星ヶ原砂層, A:青谷粘土・礫層, B:基盤岩類。図中の数字とアルファベットは地点を表す。

見られない。南東数100mには基盤岩類が露出する。なお、基盤岩類は調査地域内にも埋没山頂として露出する。

逆級化層理の産状

逆級化層理を挟む堆積物はどこでも、前記のように下位より、大規模なトラフ型斜交層理の発達した礫層から、中粒砂層に変わり、逆級化層理帯をへて、均質塊状粘土層に移り変わる上方細粒化シーケンスを示している。本論では便宜上これらを下位より順に堆積相Aから堆積相Dと呼ぶことにする(第5図)。堆積相Aはすでにのべた堆積相5の一部であり、同様に堆積相B～Dは堆積相6をさらに細区分したものである。

以下、露頭ごとにこのシーケンスの堆積相を述べる。

地点1

堆積相A:幅1～2m深さ数10cmのトラフ型斜交層理の発達した砂礫層よりなる。

堆積相B:10～30cmの細粒～中粒砂と、細礫を含む粗粒砂との互層からなり、全体の厚さは2～3mである。細～中粒砂層にはカレントリップル葉理や不明瞭な平行葉理が発達する。フォーセット葉理はS60°

～70°Wへの古流向を示す。粗粒砂層にはトラフ型斜交層理が多く見られる。

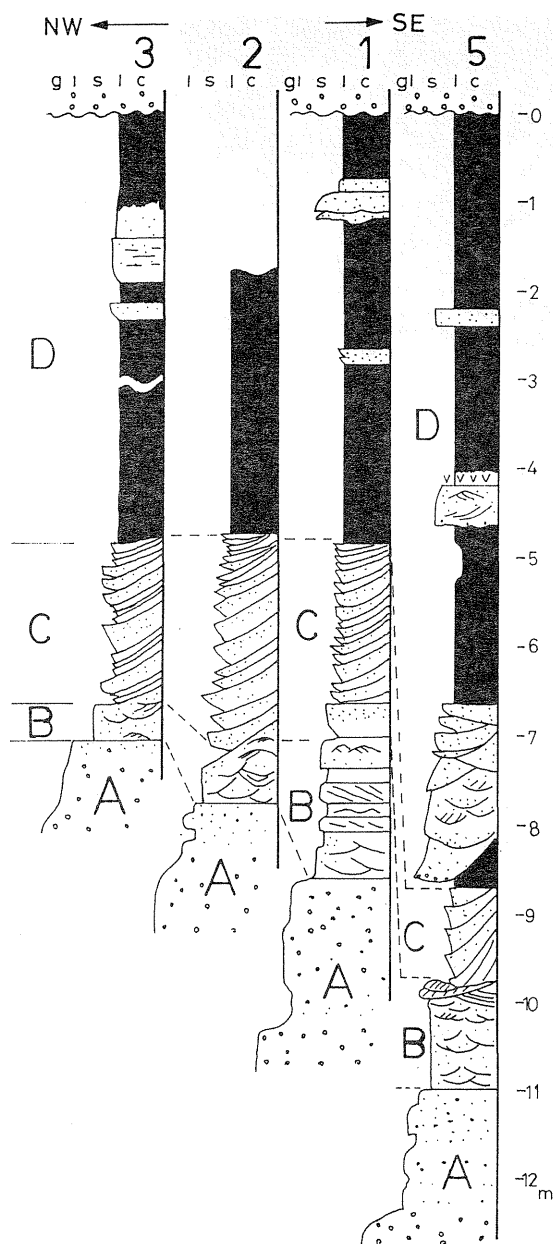
堆積相C:平行葉理細粒砂層、生物によって極めて不規則に擾乱されたシルト細粒砂薄互層が重なり、その上にはほぼ水平に重なる逆級化層理が繰り返す(第2図)。逆級化層理は厚さ数cm～20cmで、基底部数cmの粘土ないしシルトから粗粒になり、細粒砂まれに中粒砂で終了する。パイプ状やもやもやとした不規則な生物擾乱を多く受けている。幅12mの露頭面の西側でやや泥質となる。

堆積相D:最上部に厚さ20cm程度の中粒砂層を挟む。その上下は生物擾乱を多く受けた、小根を多く含む粘土層である。粘土層中にはごく薄い逆級化層理を挟むことがある。

地点2

ここでは堆積相Cは堆積層B, Dにたいして顕著に斜交した構造をなす(第6図, 第7図)。

堆積相A:下半部は比較的成層した、数10cmの厚さのマトリックスの少ない透かし礫層と、マトリックスの多い砂質礫層とが互層する。上半部は、径1cm程度の礫の混じった粗粒砂層と、マトリックスの多い



第5図 各地点の上方細粒化シーケンス。
数字は第4図の地点番号に同じ。

径1～数cmの礫層が成層し、トラフ型斜交層理が発達する。堆積相Aの上面は20cm程度の高低差を持ち、極めて緩くうねっている。

堆積相B：ほとんど中粒砂よりなり、まれに粗粒砂によるフォーセット葉理が挟まれる。これらの砂層は、厚さが数cmから最大2mに変化し、盛り上がった形

態をなしており、バーの頂部の断面形態と判断される。砂層にはトラフ型斜交層理が発達する。これらは、3次元での形態復元が困難なおおいが、わずかにN50°WやN30°Eへの古流向が測定される。また、バーの上面には波長10cm、波高数cmのカレントリップル葉理が保存されており、東から西への古流向を示す。

堆積相C：全体の厚さは、堆積相Bの作るバー頂部の上では1.6mと薄いのにに対して、堆積物がなく底平だったところの上では3mとなる。個々の逆級化層理もバー頂部の上で厚さが薄い。そこでは基底の粘土層が厚く、また砂質部も細粒である。それに対し、バーをはずれて平らだったところでは、1枚の層理が厚く、中粒砂ないし粗粒砂からなる(第8図)。そこでは、基底の粘土層は欠如するか粘土の破片が配列することが多い。また、砂質部には、層理面に調和的に平行葉理が発達し、逆級化層理は見られない。逆級化構造はバーの斜面の部分で最も顕著である。そこでは、逆級化層理は下位のバーの斜面形に支配されて堆積しており、次々に側方に付加して堆積している。傾斜面は、第8図に示した露頭のどの方向でも、またこの堆積相内のどの層準でもおおむねN40°～50°Eに走り、10°～30°NWに傾いている。

堆積相D：地点1とよく似た生物擾乱の多い均質粘土層からなる。露頭の制約から砂層は確認できない。

地点3

ここではN40°Wの露頭面で、堆積相Aの最上部から堆積相Dの下部までが、またその20mほど北西のN50°Wの露頭面で堆積相Dがよく観察できる。

堆積相A：地点2とほぼ同様の砂層、砂礫層からなる。

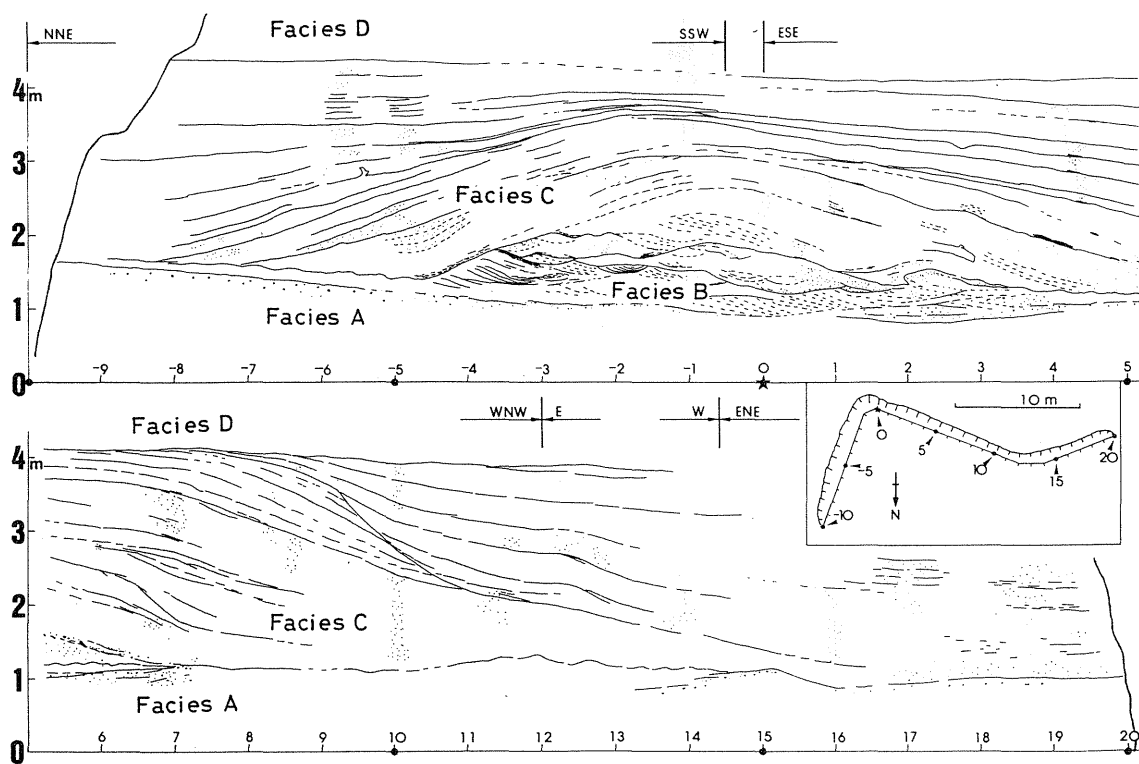
堆積相B：細粒～中粒砂よりなり、トラフ型斜交層理やカレントリップル葉理が発達する。そのフォーセット葉理はS75°～35°Wへの古流向を示す。露出が限られているため、バーの形態は復元できないが、露頭面に沿って北西側に厚さを減じる。

堆積相C：全体に、堆積相Bの厚さの変化と調和的に北西側に傾斜し、厚くなる。個々の逆級化層理も同様に北西側に厚くなる。逆級化層理の内部堆積構造は地点2における斜面部のそれとよく類似する。

堆積相D：小根を多く含む乱された粘土層よりなり、ほぼ中部の層準に厚さ10cmの粘土から細粒砂に至る逆級化層理と厚さ50cmの極細粒砂層を挟む。この極細粒砂層は基底付近では逆級化構造を示すが、中上部では、多くの薄い粘土層を挟み、生物作用により著しく乱されている。



第6図 傾斜したユニットをなす逆級化層理。地点2。スケールは5 m.



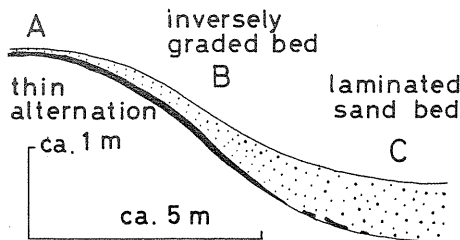
第7図 地点2の露頭スケッチ.

地点4

高さ30m以上、東西に250m、南北に150mの露頭の
高い位置に上方細粒化シーケンスが見られ、堆積相C
の傾斜した構造が追跡できる(第9図)。特に、東西断面
においては、東部では水平に見える層理が同じ露頭

の中央部では北西に傾斜していることがわかり、西端
では緩く東に傾斜して見える。さらに、その20mほど
西にあたる地点3では西傾斜であり、間に“背斜”状
の構造が推定される。南北断面では水平な層理と傾斜
した層理が繰り返すのが見られる。

東西断面ではシーケンスの厚さはわずかながら西に厚くなる。また、堆積相Cは、堆積相Bが厚いところでは水平に堆積しており、厚さも薄い。それに対し、CはBが薄いところでは傾斜しており、厚くなっている。このことは地点2と同様の関係であり、堆積相B



第8図 地形面に支配された逆級化層理の堆積形式。
A: バーの頂上部。逆級化層理は薄くかつ細粒。しばしば逆級化構造は不明瞭で、粘土と細粒砂の薄互層をなす。B: バーの斜面部。シャープな基底をもつ粘土から次第に粗粒となり細粒砂・中粒砂に至る逆級化構造が発達。C: バーの底部。厚い中粒砂からなる。粘土層は欠如するか破片状に産する。古流向は紙面に直交。

は見かけ上数10mの幅で、高さ2～3mのバー地形をなしており、堆積相Cはその地形に支配されて堆積していると言える。

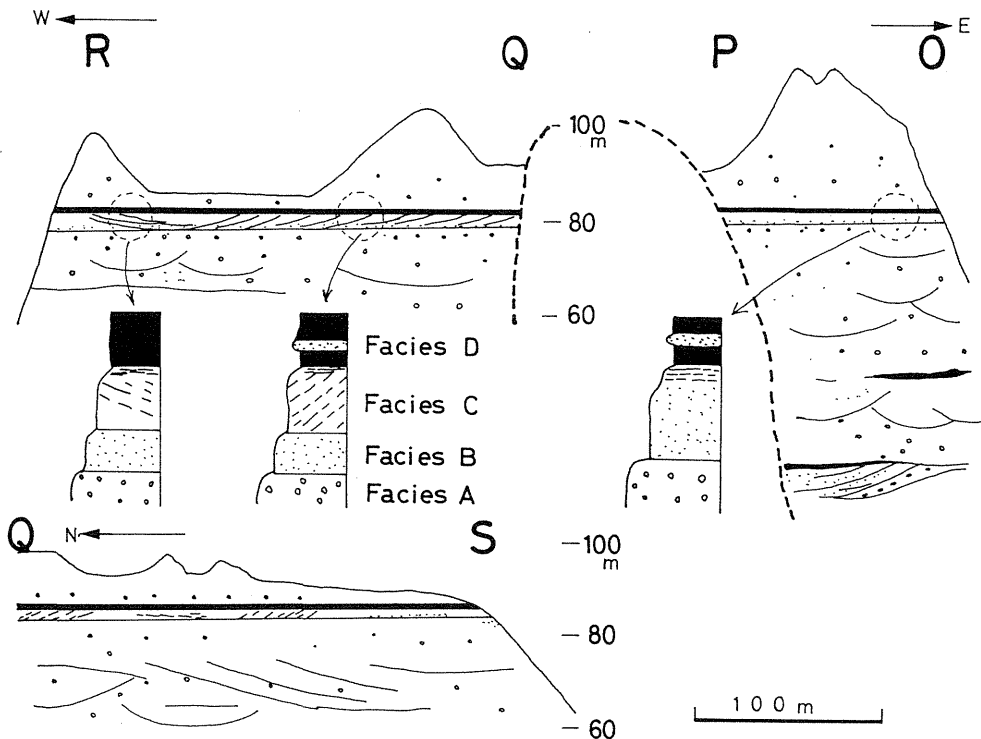
堆積相Dは、東側半分では中部に砂層を挟んでいるように見える。

地点5

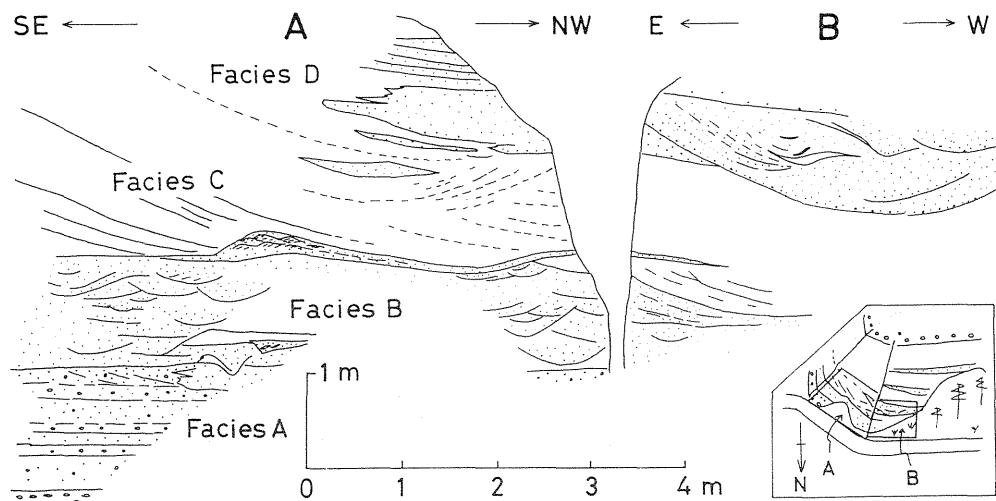
シーケンスの分布の東縁にあたる。ここではN40°W(A面)とN80°W(B面)の2方向の露頭が観察できる(第10図、第5図の柱状図5)。

堆積相A: 3mほどの厚さで、上半部と下半部とに分けられる。下半部は、径1～5cmのチャート礫の卓越した亜角礫～亜円礫の透かし礫層からなる。上半部は細礫から中礫の透かし礫層とアーコースな粗粒砂をマトリックスに多く含んだ砂礫層が、厚さ10cmほどで互層をなして成層する。これらは次第に上方に粒度を減じ、最上部では礫混じり極粗粒砂をへて細かい礫の点在した粗粒砂に移り変わる。粗粒砂には低角度のトラフ型斜交層理がよく発達する。全体に、数10cmの間隔で厚さ数cmの黒い筋目が多くみられる。

堆積相B: 幅数10cm～1m、深さ20cm程度のトラフ型斜交層理の発達した中粒砂層からなる。A面の南



第9図 逆級化層理の“傾斜”構造と上方細粒化シーケンスの側方変化(地点4の遠望スケッチ)。



第10図 地点5の露頭スケッチ。

東側ではこれらの斜交層理セットの下底には、数cmの粘土の破片が密集することが多い。また、側方に粘土層に移化することもある。中位の層準では斜交層理のセットの間は薄く粘土層が挟まれることが多い。上部は相対的に大きな斜交層理が多い。それに対して、A面の北西部では粘土層や粘土の破片は見られない。トラフ型斜交層理はおおむねNE-SWの軸をもつ。B面ではこの上位に粘土と極細粒砂の薄互層が西側ほど厚くなっている。

以上を覆って、堆積相Bの最上部には高さ40cm、波長2mのデューンの砂層が重なる。この砂層は下半部は中粒、上半部は細粒で、いずれもカレントリップル葉理が発達する。フォーセット面は $S30^{\circ}\sim40^{\circ}E$ への古流向を示す。またデューンのリーサイド面も $S30^{\circ}\sim40^{\circ}E$ を向いており、カレントリップルと調和している。この砂層はA面の北西に次第に薄くなっている、B面で尖滅する。一方、A面の南東端では、デューンの砂層は見られず、浸食されたと考えられる。

堆積相C：傾斜した逆級化層理からなるが、レンズ状に細粒砂を挟むことがある。A面の南東部では層理の走向は $N30^{\circ}E$ 、傾斜は $15^{\circ}W$ である。A面の北西部では緩いトラフ状をなす。それぞれの逆級化層理は他の地点のそれより細粒で、基底の粘土からシルトないしは細粒砂で終了するものが多い。上方に漸移して堆積相Dに移り変わる。

堆積相D：粘土層は8mほどであり、他の地点に比べて2～3倍の厚さとなる。

露頭の北西部では、ほぼ等しい間隔で3層準に砂層

が挟まれる。これらは上位のものほど厚さおよび粒度が減少する傾向が明瞭である。そのうち最下位の砂層は第10図でスケッチに示したように、A面では南東側に尖滅し、B面では幅数10cm～3m、深さ数10cmのチャンネル構造が明瞭である。チャンネルを充填する砂層は細礫混じりの極粗粒砂～中粒砂で、基底部が最も粗粒である。しかも、これらのチャンネルの縁の部分では、基底のシルト層から粗粒になり、トラフ型斜交層理の発達した中粒～粗粒砂に至る逆級化構造が見られる。

中位の砂層は波長30cm、振幅10cmのうねったシャープな下面をもち、上方に弱い平行葉理やカレントリップル葉理をもった細粒砂～中粒砂に級化する。この砂層は露頭面の東方に薄くなり、尖滅する。

上位の砂層は均質な中粒砂よりなる。露頭の制約から堆積形態は判断できない。

粘土層は均質塊状で、小根を含む。生物による擾乱が著しく、ほとんどラミナは見られないが、何層準かに極細粒砂と薄互層をなすことがある。また、堆積相D上限から5mのところには、厚さ40cmの、より暗い色調の粘土層が挟まれ、有機質でヒシをはじめ植物片が多く含まれている。

堆積過程の復元

逆級化層理には水平に堆積しているところと、粘土層と斜交して堆積しているところがあり、これらは横に数10mのオーダーで繰り返す。傾斜しているところはその下にある堆積相Bの作る地形の斜面にあたる。それぞれの逆級化層理はバー状地形の頂上では上方に

堆積させつつも、斜面では次々と側方に付加する。こうして成長したバーの頂上部は植生におおわれ、生物活動も盛んであった。逆級化層理の傾斜構造が数10mオーダーで繰り返すことは、地形に支配された流れであることを物語っており、水深は地層に残された高低差(2m)より多少大きい程度であろう。地点5では堆積相Cは他に比べ細粒であり、河川流の主な流路域からは外れていたことが考えられる。そうすると、堆積相Cを形成した流路域は堆積相Bのそれより狭く、およそ600mぐらいの幅であろう。

伊勢屋(1982)は逆グレーディング構造の成因として、融雪を除く日本の河川の出水特性に注目した。すなわち、氾濫原ではウォッシュロードが先行し、引きつづく水位の上昇とともに、河道からのボイルによって巻き上げられた砂が堆積するという。本地域で見られる逆級化層理は、凹凸の多い河水流域に形成されたものであり、現在の日本の河川と比較すれば、氾濫原というよりむしろ広い河道内の堆積に近いと見るのが妥当である。ひとつの逆級化層理の側方変化は、蛇行河川堆積物におけるエプシロン構造に類似する。すなわち、先行するウォッシュロードにより、斜面、底部、さらに頂部に粘土が堆積したが、引き続き砂を供給した流れによって、河床では粘土は削り取られ、葉理の発達した砂のみが保存された。頂部には砂も細粒で薄い。その結果として、斜面部で最も明瞭な逆グレーディング構造が残されたのであろう。河道が逆級化層理で埋積され終わるころには洪水流はほとんど到来しなくなり、調査地域の広い範囲にわたって後背湿地が広がり、ときおりチュート状に砂が流入した。

ところで堆積相AからDへ河川の営力は段階的に弱まっているといえる。ひとつの解釈として、河川の主たる活動の場が他に移動したことが考えられる。第3図に示したように、宇治丘陵の扇状地堆積物には、堆積相4から5に移り変わる上方粗粒化シーケンスが繰り返しており、ロープの垂直変化を表すと考えられる(城陽礫層研究グループ, 1991)。扇状地表面上のロープが放棄されると、もとのロープ面に流れ込む河川は次第に営力を弱めていき、ついには後背湿地となることが考えられる。先に述べた出水特性は、蛇行河川において洪水が本流から放棄河道に溢れでるときにも現れることはすでに指摘されているが(増田・伊勢屋, 1985)、このことは放棄扇状地でもおきているのかもしれない。

このほかには、気候変動やテクトニクスによる海水準変動、降水量や植生変化などによる碎屑物の生産量

や運搬量の変化、などが予想される。あるいはこれらとロープの移動とが相互に絡み合っていることも当然考えられる。これらの点については稿を改めて論じたい。

ま と め

1. 宇治丘陵の大阪層群扇状地堆積物には、長谷粘土層に至る厚さ数mから10mの上方細粒化シーケンスが挟まれる。これは、下位より、トラフ型斜交層理が発達した網状河川成砂礫層(堆積相A)から、トラフ型・平面型斜交層理やカレントリップル葉理の発達した中粒砂層(堆積相B)、逆級化構造の発達した細粒砂層と粘土層(堆積相C)、生物擾乱の多い均質粘土層(長谷粘土層、堆積相D)の順に重なる。

2. 逆級化層理はシャープな基底をもつ数cmの粘土層から上方に粗粒となり、薄い層理では細粒砂、厚い層理では中粒砂に至るもので、伊勢屋(1982)と酷似する。

3. 堆積相Bは砂質網状河川あるいは低曲率の砂質河川堆積物と考えられ、波長数10m、波高2~3mの多くのバーを形成している。逆級化層理はこの下位のバー地形に規制されて堆積している。すなわち、バーの斜面部では、20~30°で傾斜した逆級化層理が次々と側方に付加して堆積し、ここで逆級化構造が最も顕著となる。バーの頂部では各層理は薄くかつ細粒であり、粘土と細粒砂による薄互層を形成し、生物擾乱を多く受けており、逆級化構造は不明瞭である。それに対し、バーをはずれたところでは基底の粘土層は欠如し、平行葉理の発達した中粒砂(一部基底では粗粒砂)よりなり、逆級化構造は見られない。

4. 以上のことから、本地域では逆級化層理は現在の河川と比較して言えば、氾濫原よりもむしろ河道の中というべきところにより多く形成されており、主に蛇行した流れによって、植生を持ったバーの側面に付加していったものと考えられる。この河川は、バンクフルでは2~3mの水深でバーが冠水する程度であったろう。

文 献

- 飯田義正, 1980: 信楽高原西部の古地理学的研究—大福礫層により復元される鮮新世の河谷について。地質雑, 86, 741-753。
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。
城陽礫層研究グループ, 1991: 宇治丘陵における前期更

- 新世扇状地の形成過程. 地球科学, 投稿中.
- 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. 堆積学会報, **22/23**, 108-116.
- 中川要之助・横山卓雄, 1975: 古瀬田川に関する新知見. 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, 397.
- 中沢圭二・市川浩一郎・市原 実編, 1987: 近畿地方. 日本の地質, **6**, 共立出版, 297p.