

宇治丘陵における前期更新世扇状地の形成過程*

城陽礫層研究グループ**

Sedimentary process of the Early Pleistocene
alluvial fans in the Uji Hills, central Japan.

Joyo Gravel Research Group

Abstract Fluvial facies of the lowermost to lower early Pleistocene Osaka Group distributed in the southern part of the Uji Hills was investigated, and the lobe wandering model of alluvial fan system is discussed.

The surveyed area is situated at the margin of the sedimentary basin of the Osaka Group. The fluvial sediments were formed by the Paleo-Seta river which ran through the mountainous ranges from the Kobiwako sedimentary basin, northeast of the surveyed area (Iida, 1980). These sediments are stratigraphically divided into Aodani clay and gravel, Myojogahara sand, Joyo gravel I, Hase clay, and lower, middle and upper part of Joyo gravel II members in ascending order.

Six sedimentary facies are distinguished in the sequence of the surveyed area. They are talus deposits (Facies 1), alluvial cone gravels (Facies 2), intramountainous swamp silts (Facies 3), braided river sands and gravels with meandering channel-fill sediments (Facies 4), sheet flood gravels and sands of the typical braided river systems on the midfan (Facies 5), and backmarsh silts and inverse-graded fine-grained sands (Facies 6). Among them, Facies 1, 2 and 3, which are the Aodani clay and gravel member, are considered to represent intramountainous small sedimentary basins. Facies 4, 5 and 6 represent large-scale alluvial fan systems formed by the Paleo-Seta river. As a result, three cycles of major coarsening upward sequence up to 50 to 80 meters thick, composed of Facies 4 and 5 in ascending order, are recognized in the sediments of the surveyed area. It is considered that this vertical facies change provides a good sedimentary model of the lobe sequence of an intramountainous-basin which started from swamp or pond deposition and grew into a majada fan lobe.

I はじめに

近畿地方の丘陵地を構成する大阪層群は、広域に対比される福田火山灰層およびアズキ火山灰層によって、最下部、下部、上部に区分されている(市原ほか, 1991)。そのうち、最下部から下部の下半部には礫層の卓越する河川成の堆積物が発達し、山間盆地から河口付近に至る

までの多くの堆積相がみられる。すなわち、最も北側の宇治丘陵では圧倒的に礫層が卓越し、細粒堆積物をほとんど挟まないのに対して、その南西側の京阪奈丘陵ではしばしば粘土層が挟まれ始め、さらにその南側の奈良盆地周辺や泉南・泉北地域では砂粘土互層が卓越してくる。このような岩相の側方変化は上流から下流への河川形態の変化、すなわち、礫質網状河川(扇状地)から砂

1991年6月17日受付, 1991年9月19日受理

*日本地質学会第96年学術大会にて一部講演

**紺谷吉弘・村山 保・岡和田健文・志岐常正・鈴木一久^o・天白俊馬・戸倉則正・留岡 昇・辻村紀子(以上京都支部, アルファベット順, ^o印は執筆責任者)

連絡先: 607 京都市山科区安朱川向町10 京都府立洛東高等学校 鈴木一久

c/o Kazuhisa Suzuki, Rakuto High School, Kyoto, 607 Japan

質網状あるいは低曲率河川（沖積平野）をへて蛇行河川（臨海沖積平野）に至るという変化と対応させて考えることができる。

筆者らは、この数年来、これらの諸地域のうち宇治丘陵の堆積相の層序的・空間的変化の調査を進めてきた。調査地域の宇治丘陵は、古琵琶湖層群の堆積盆から流れてた古瀬田川（中川・横山, 1975）が基盤山地の中を南西に流れてきて、大阪層群堆積盆地において扇状地を形成した場（飯田, 1980）にあたっている（第1図）。この扇状地は西端を段丘堆積物および木津川の沖積層におおわれるため、直接地層の分布を確認できる範囲としては扇長5km程である。しかし、沖積平野の西側の京阪奈丘陵北部にも同層準の礫層・砂層・粘土層からなるローアファン～河川成の堆積物が分布しており、ここを含めると、扇長は12km、扇面は125km²の規模となる。調査地域は扇頂から数km以内に位置している。

調査はなお継続中であるが、これまでに、とくに宇治丘陵南部において、大阪層群の堆積相を明らかにし、扇状地が形成される以前に存在した沼沢地から礫質網状河川をへて、シートフラッドの卓越するミッドファンに至るというロープシークエンスの詳細をつかむことができた。本論ではこれについて論じるとともに、ロープが移動することによって扇状地が形成されていくモデルを提案する。

II 地質概説

宇治丘陵においては大阪層群は南東と北東を中・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（第2, 3図）。また、基盤岩類は周辺山地だけでなく、扇状地内部に埋没山頂として京都福田砂利採取場、長池演習場、長池工業砂利採取場などに小露出しており、第2, 3図にも明らかのように、大阪層群の堆積は基盤の小凹地を埋積して始まっている。

基盤岩類は主に頁岩、ホルンフェルス、弱熱変成チャートよりなる。

宇治丘陵の大阪層群はこれまで下位より、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、宇治砂礫層に区分されているが（中川・横山, 1975；石田ほか, 1982）、城陽礫層Ⅱはさまざまな岩相を一括したものであり、下部、中部、上部に細分できる（第4, 5図）。宇治砂礫層は石田ほか（1982）では、宇治丘陵北部では城陽礫層Ⅱに整合に重なり、基底付近に海成粘土層をはさむとされている。しかし、本調査地域の宇治丘陵南部では下位層を不整合におおっており（中川、

1980 MS）、筆者らの調査でもそのことを確認しているので、本論では扱わない。

調査地域は粗粒堆積物が主であるため京阪奈丘陵と比べ火山灰層は少ないが、青谷粘土・礫層最上部と明星ヶ原砂層中部には白色細粒火山灰層がはさまれている。後者は京阪奈丘陵南部に分布する普賢寺火山灰層（泉南地域の福田火山灰層）に対比される（市原ほか, 1991）。調査地域に分布する地層の上限は、火山灰層による対比はできないが、隣接地域の地質や厚さなどを考慮すれば、海成粘土層を頻繁に挟む大阪層群下部の上半部よりも明らかに下位の層準になる。このようなことから、本地域の各層はおおむね大阪層群最下部の最上部から大阪層群下部の下半部を含んでいるものと考えられる。

III 各層の特徴

A. 青谷粘土・礫層

基盤岩類にアバットし、調査地域の東部にわずかに分布。層厚は50m以上（最厚部の下限不明）。

粘土層が上部にはさまれるほかは全体として角礫層が卓越する。

基盤岩類にアバットする所では、本層は著しく角ばった、極めて淘汰の悪い無秩序な角礫層からなり、一部では粘土化が進行している。砂層、粘土層は挟まれない。新鮮な礫は極めて角ばっており、円磨のあとが見られない。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や黒色のチャートに限定される。本層の大部分を占めるのは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り、不明瞭ではあるが幅数10cm深さ数10cm～幅10数m深さ2m程度のトラフ型斜交層理が発達する。逆級化構造をもたない。

上部は粘土層を主とし、角礫層が挟まれる。粘土層は、厚さ数10cmから2m程度で、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。西方にこの粘土層は厚くなり、地点6, 7, 8付近では数mから10数mに達する（第5図）。これらの粘土層には、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。粘土層中に挟まれるかそれと互層をなして産出する角礫層には、級化構造が明瞭なものと、級化せず不明瞭な斜交層理を示すタイプとがある。前者は厚さ数10cmで、2～3cmの大きい角礫からなる基底部から材化石を含む粘土層に級化する事が多い。

一般に礫は極めて角ばっていて、礫種も限定されている。すなわち、黒色および白色チャートが70%以上を占め、残りのほとんどすべてが頁岩およびホルンフェル

ス礫である。まれに、湖東流紋岩起源と考えられる酸性火山岩類が含まれている。

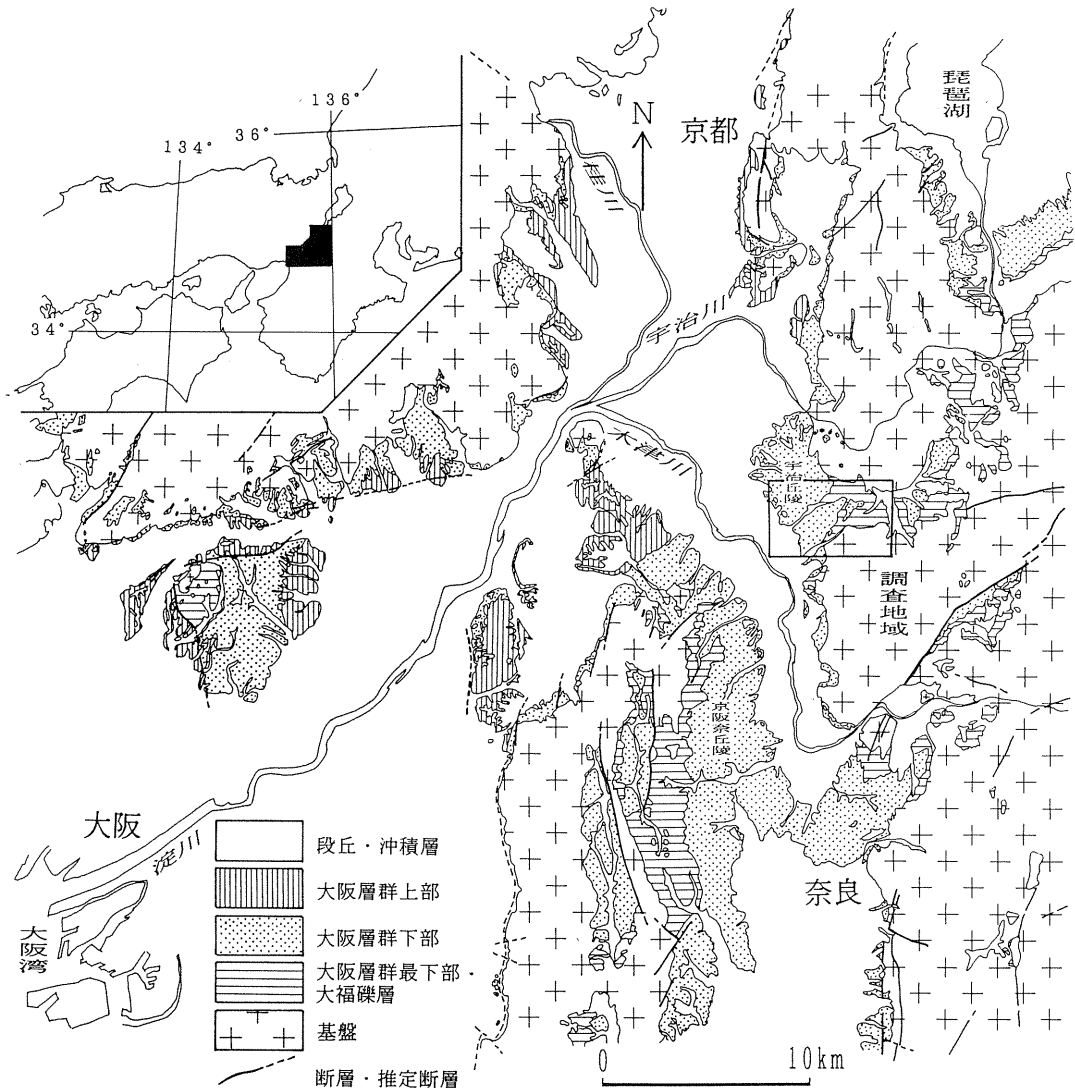
B. 明星ヶ原砂層

調査地域の東部から南部に広く分布し、層厚は10～30m。

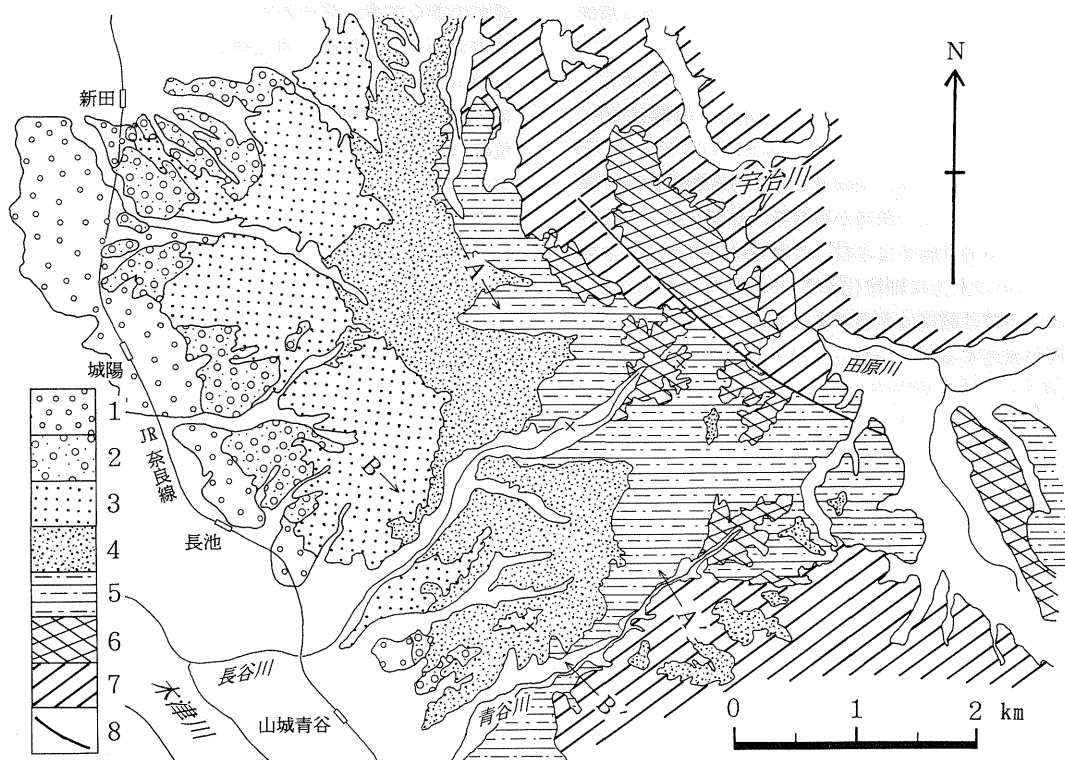
主として、中粒砂層、細礫まじり中粒～粗粒砂層、細礫～中礫サイズの亜円礫層からなり、しばしば、シルト細粒砂による薄互層をはさむ。これらは一般に、厚さ数m～10数mの上方に細粒化するシーケンスをなす。砂礫層や中粒砂層にはさまざまなスケールのトラフ型斜交層理が発達するが、一般にシーケンスの上方ほど規

模が小さくなる。シーケンスの最上位は厚さ数cm～10cmのシルトと細粒砂の薄互層からなり、幅数10m厚さ1～2mのレンズ状をなしている。また、薄互層は上位ほどシルト層の割合が多くなる。このような互層中の細粒砂には逆級化層理（増田・伊勢屋, 1985）を示すものがある。

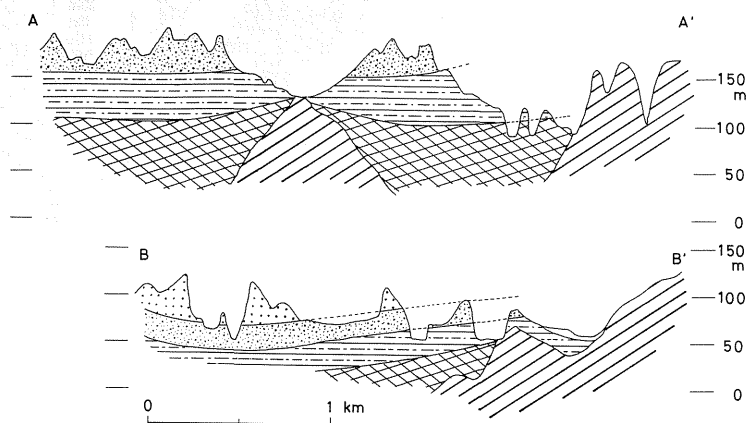
本層の下部には幅100m深さ10数m規模のチャンネル構造が明瞭に観察されることがある（第6図）。チャンネルを充填している堆積物は上方細粒化シーケンスを示し、基底にラグ堆積物を伴い、上方に砂礫層、中粒砂層、砂シルト互層へと移り変わっていく。ラグ堆積物の



第1図 宇治丘陵および周辺地域の第四系地質概念図（市原ほか, 1991 による）。



第2図 宇治丘陵の大阪層群地質図（京都地学連絡協議会の原図に基づき，横山ほか 1975；中川，1980MS に一部加筆）(1) 段丘堆積物，(2) 宇治砂礫層，(3) 城陽礫層Ⅱ，(4) 城陽礫層Ⅰ，(5) 明星ヶ原砂層，(6) 青谷粘土・礫層，(7) 中・古生界基盤岩類，(8) 断層．図中の×印は基盤岩類の露出を示す．



第3図 宇治丘陵南部の大阪層群地質断面図．凡例は第2図に同じ．

厚さは個々のラグ礫と同じかその数倍程度である。ラグ礫は下位のシークエンスに由来するシルトのクラストの場合と、すぐ近くの基盤山地に由来する極めて角ばったホルンフェルス化したチャート礫の場合とがあるが、いずれも数cmから数10cmの大きさである。図に見られるように、チャネルは東西性であり、チャネル充填堆積物は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。付加の方向はおおむね東西方向で一定している。

下位の青谷粘土・礫層と比べ、礫の円磨度がよく、礫種も豊富である。すなわち、チャート礫が70%近くを占めるのは同様であるが、黒色、白色に加えて赤色、褐色のものが目立つようになるほか、碎屑岩類、酸性火山岩類、花崗岩類、珪質片岩類、脈状石英類などが、それぞれ数%~10数%含まれる。

C. 城陽礫層Ⅰ

調査地域中央部に広く分布し、層厚は20~30m。

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。

礫のサイズは下位の明星ヶ原砂層のそれよりも大きい。が、礫種、円磨度ともに明星ヶ原砂層とは大きな差はみられない。

D. 長谷粘土層

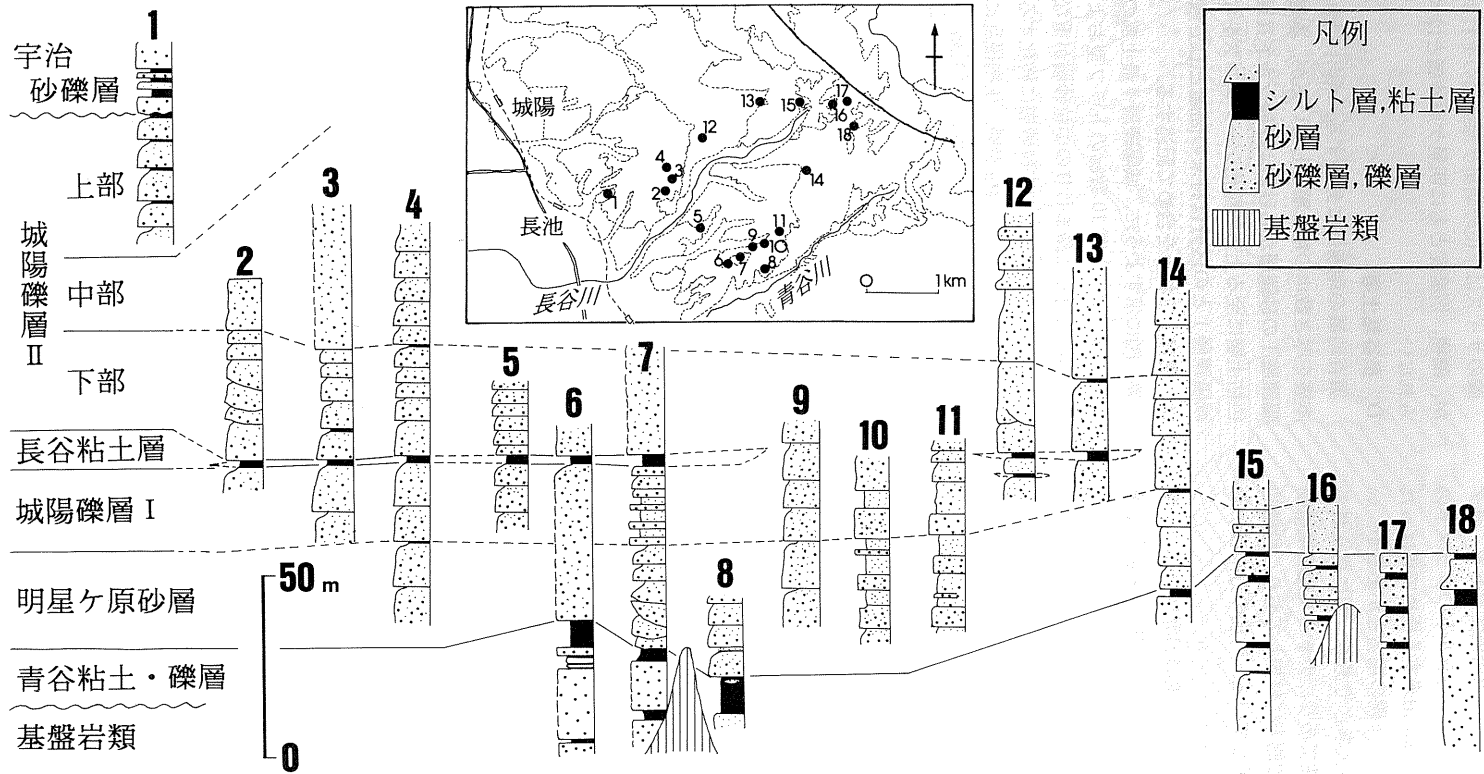
調査地域の南西部に分布する。中川・横山(1975)は本層を厚さ数mの粘土層としているが、本層は下位の城陽礫層Ⅰの砂礫層から砂および砂シルト互層をへて青灰色粘土層に至る上方細粒化シークエンスをなしている。城陽礫層Ⅰとの区分は将来の問題として残し、ここでは、便宜上これらを含めて記述する。

第7図に示すように、城陽礫層Ⅰ最上部の亜円礫層の上位には、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が重なり、上位にカレントリップルをもつ中粒砂層に移化する。このさらに上位には、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。

逆級化層理は数cmから20cm程度の厚さで、基底部数cmの粘土から上方に次第に粗粒になり、薄い層理では細粒砂、厚い層理では中粒砂で終了する。また、パイプ状やもやもやとした不規則な形の生物擾乱を多く受けている。最上位の青灰色粘土層も小根を多く含み、生物擾乱が多い。

層序区分			総合柱状図	層厚	岩相
大阪群	下部	城陽礫層Ⅱ 上部		3.5 m	シルトの薄層を多く挟む砂礫層。上方細粒化シークエンスのくり返し。
		城陽礫層Ⅱ 中部		8.0	礫層、砂礫層、粗粒砂層のくり返し。トラフ型・平面型斜交層理発達。
		城陽礫層Ⅱ 下部		3.0	シルトの薄層を多く挟む砂礫層。上方細粒化シークエンスのくり返し。チャネル構造。
	中部	長谷粘土層		4	連続性のよいシルト層。直下に逆級化層理帯を伴う。
		城陽礫層Ⅰ		2.0	礫層、砂礫層、粗粒砂層のくり返し。トラフ型・平面型斜交層理発達。
		明星ヶ原砂層		3.0	シルトの薄層を多く挟む砂礫層。北東部では中粒砂層。上方細粒化シークエンスのくり返し。チャネル構造。
	最下部	青谷粘土・礫層		5.0	淘汰の悪い角礫層を主とする。上部では淘汰の悪い粘土層に角礫層が挟まれる。最上部に材化石を多産する粘土層。

第4図 宇治丘陵南部の大阪群の層序と岩相。



第5図 宇治丘陵南部地域の大坂層群の地質柱状図（露頭位置図に示されている地質境界は第2図に同じ）。

E. 城陽礫層Ⅱ下部

調査地域西部に分布、層厚は約 20m.

シルトの薄層をしばしば挟在する、砂質礫層と中粒～粗粒砂層よりなり、数回の上方細粒化シーケンスを示す。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。

地点 2 の本層下部の砂礫層にはしばしば幅 100m 深さ 10 数 m 程度のチャンネル構造が明瞭に観察される (第 8 図)。チャンネルを充填している堆積物は、基底にラグ堆積物を伴い、上方に砂礫層、中粒砂層、砂シルト互層へと移り変わって側方に付加している。ラグ堆積物は下位のシーケンスに由来するシルトのクラストからなる。ここでは、このようなチャンネル充填堆積物がほぼ直交する断面で観察され、第 8 図に示したようなチャンネル内での堆積物の付加方向が復元できる。

礫のサイズ、礫種とも下位の城陽礫層Ⅰと大差はみられない。

F. 城陽礫層Ⅱ中部

調査地域西部に分布、層厚は約 80m.

礫層、砂礫層、粗粒砂層のくりかえしからなり、礫質部は膨縮しながらよく連続する。全体に粗粒相が卓越し、細粒砂～シルト層は挟まれない。礫層および砂礫層には幅数 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。明

星ヶ原砂層や城陽礫層Ⅱ下部とくらべ、マトリックスが少なく礫の比率が高い。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。

礫のサイズは下位のどの層よりも大きく、まれに大礫サイズになることもあるが、礫種組成は城陽礫層Ⅰ、城陽礫層Ⅱ下部と大差はみられない。

G. 城陽礫層Ⅱ上部

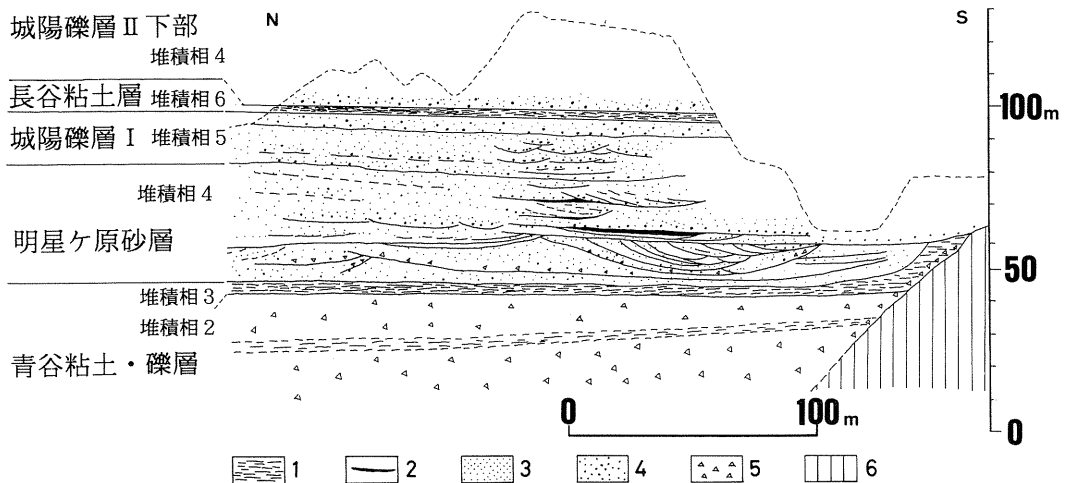
調査地域の西部にわずかに分布し、宇治砂礫層に不整合におおわれる。層厚は 40m 以上。

細粒砂シルトの薄互層をはさむ中粒～粗粒砂層、砂礫層よりなり、数回の上方細粒化シーケンスを示す (第 9 図)。砂礫層や中粒砂層にはさまざまなスケールのトラフ型および平面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は小さい。明星ヶ原砂層や城陽礫層Ⅱ下部に比べチャンネル構造は不明瞭であるが、側方に付加する上方細粒化シーケンスが観察される。

礫径は城陽礫層Ⅱ下部と同程度であり、礫種組成にも変化はみられない。

IV 堆積相

調査地域の青谷粘土・礫層から城陽礫層Ⅱ上部までの堆積物には、厚さ数 m～数 10m の露頭規模で 6 種類の堆積相が識別され、それらを堆積相 1～6 と呼ぶ。ここのいう堆積相とは単層レベルで認定される個々の堆積相の集合体 (組み合わせ) として、ある種の環境を表すも



第 6 図 長池工業砂利採取場 (地点 7) の露頭スケッチ。標高 45m 以下はボーリング資料 (石黒ほか, 1985MS) にもとづいて推定。(1) 粘土層, (2) 挟在する粘土層およびシルト細粒砂薄互層, (3) 砂層, (4) 礫層, (5) 角礫層, (6) 中・古生界基盤岩類。

のである。

A. 堆積相 1.

青谷粘土・礫層が基盤岩類にアバットする部分に見られる無層理角礫層の堆積相である。新鮮な礫には円磨の跡が見られないこと、逆級化その他の堆積構造は見られ

ず無秩序であること、砂層や泥層を挟まないことなどからみて、土石流堆積物はあってもわずかで、大部分は小規模な崩壊の継続によって基盤岩山地のふもとに形成された崖錐堆積物と考えられる。粘土化部分は風化土壌である可能性がある。

B. 堆積相 2.

青谷粘土・礫層の大部分を占める淘汰の悪い中礫サイズの角礫層の示す堆積相である。

礫の種類が基盤岩類に酷似していること、角礫であること、淘汰が悪いこと、砂およびシルトの薄層を挟むこと、不明瞭なトラフ型斜交層理が発達することなどを合わせてみれば、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と考えられる。

C. 堆積相 3.

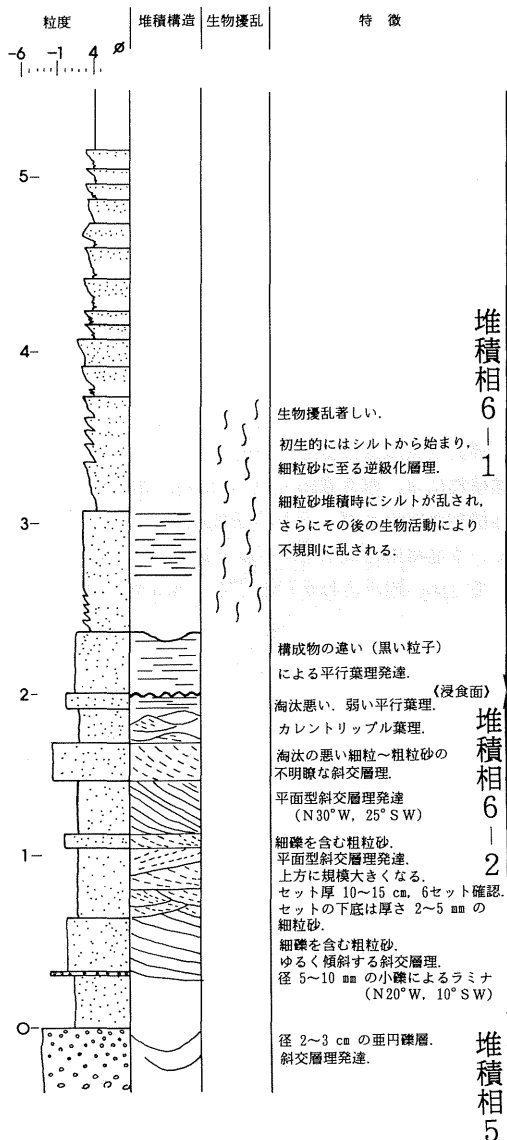
青谷粘土・礫層上部に卓越する粘土層と礫質堆積物の堆積相である。

粘土層は沼沢地堆積物と考えられる。やや泥炭質な粘土層は、樹木が繁茂できるが、洪水の際にはそれが押し流され、水流の弱いところに集められるといった環境にあったと推定される。級化層理礫層は滞水域に流入した角礫を伴う密度の高い流れが、エネルギーの減衰時に級化構造を形成したものであろう。礫種や円磨度から、堆積相 2 と同様に流域は限定されており、また水域も小さいと考えられる。

D. 堆積相 4.

明星ヶ原砂層、城陽礫層Ⅱ下部、城陽礫層Ⅱ上部に見られる、しばしばシルト層やシルト細粒砂薄互層を挟む砂層および砂礫層の堆積相である。

本相の砂礫層や砂層は、主流路が蛇行しつつも、その改廃や移動が激しいために全体として網状パターンをなした河川系の堆積物であり、上方細粒化シークエンスは流路が次々と移動し、放棄されていく事によって形成されたものと考えられる。すなわち、網状河川内の活動的な流路において砂礫層がポイントバーその他各種のバーを形成する。その後チャンネルが放棄されつつある過程で、以前より営力の小さくなった流れによって、礫質バーの側方や上方に砂質堆積物がバーを形成する。そして、完全に放棄された後、洪水時に活動的な別の流路からあふれでた細粒物によって砂シルト薄互層が堆積したと考えられる。逆級化層理は後背湿地、放棄流路、自然堤防上などに特徴的な示相堆積構造とされている(増田・伊勢屋, 1985)。後で述べる堆積相 6 の逆級化層理よりも不明瞭であることが多く、産出状況からみて、放棄流路に形成された逆級化層理であることは明らかである。



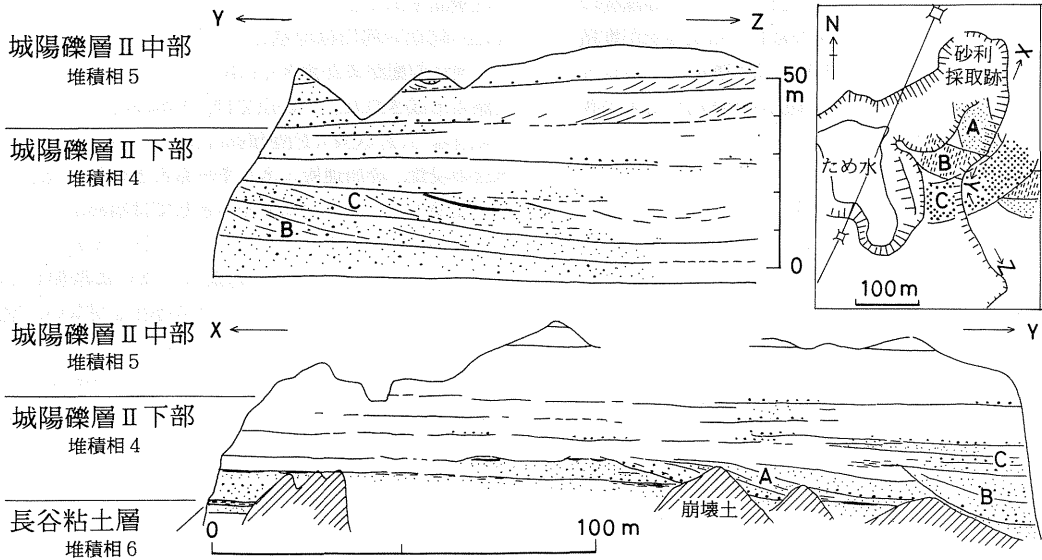
第7図 長谷粘土層および直下の上細粒化シークエンスの柱状図(地点5)。左側数字の単位はm。およそ5mより上位が青灰塊状粘土層。

以上述べたように、本堆積相の大部分はある種の網状河川成と考えられるが、本堆積相に見られるチャネルは明星ヶ原砂層や城陽礫層Ⅱ下部では、大きなものでは幅100m、深さ10m程度もあり、これは網状河川が作るチャネルとしてはあり得ないほど、幅にたいして水深が大きく、蛇行河川としてもかなり深い。このことは古瀬田川がこの相の堆積場より上流側で貫入蛇行河川をなしており、これが平地にでたばかりで河川断面形をほとんど失っていないのだと考えれば説明される。チャネル充

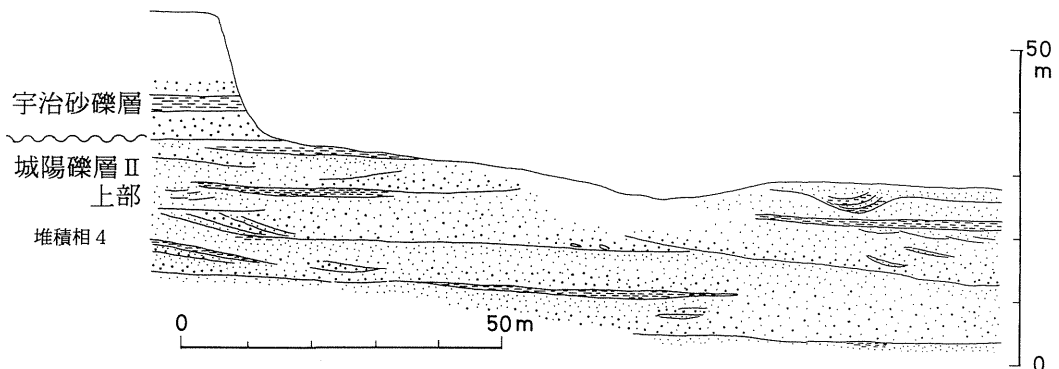
填堆積物は何回もの浸食面を挟みながら側方に付加しており、蛇行した流路が段階的に側方に移動したことによるポイントバー堆積物と考えられる。付加の方向はチャネルによる違いが少ない場合と（調査地域南西部の明星ヶ原砂層の基底に近い層準、第6図）、チャネル毎に大きく異なる場合（城陽礫層Ⅱ下部、第8図）がある。後者の方がより網状の河川系をなしていたと考えられる。

E. 堆積相 5.

城陽礫層Ⅰや城陽礫層Ⅱ中部に発達する砂礫層の卓越



第8図 城陽礫層Ⅱ下部、中部の露頭スケッチ（地点2）. 右上図中のA, B, Cは、チャネル構造から復元される蛇行流路を示す。スケッチの凡例は第6図に同じ。



第9図 城陽礫層Ⅱ上部の露頭スケッチ（地点1）凡例は第6図に同じ。

する堆積相であり、扇状地の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）で普遍的に見られるような、主にシートフラッドによる堆積物と考えられる。すなわち、砂礫層中にシルト層が挟まれないことや堆積相4のようなチャンネル構造が見られないことは、一定期間安定した活動的な流路と放棄流路の区別がなく、礫層はより広範囲にわたるシート状の流れによって形成されたことを意味している。砂礫層の膨縮やトラフ型および平面型斜交層理の発達、シートフラッドによってトランスバースバーやロングテューディナルバーからなる鱗状砂州が形成され、堆積と浸食を繰り返したことを示している。シートフラッドの営力の低下とともに砂礫層の作ったベッドフォームの凹地を埋積して粗粒砂層が堆積した。この意味で、シートフラッド堆積物とは扇状地ロープのほぼ全面を覆うような幅広い網状河川の堆積物とも言える。

F. 堆積相6.

この堆積相は、城陽礫層Ⅰの最上部から長谷粘土層に至る厚さ6~8mの上方細粒化シークエンスによって代表される。そのうち、下半部を堆積相6-2、上半部を堆積相6-1とする。

既に述べたように、逆級化層理は後背湿地、放棄流路、自然堤防などに特徴的な洪水堆積物の示相堆積構造（増田・伊勢屋, 1985）であるが、堆積相6-1のそれは堆積相4に見られる逆級化層理と異なり、かなりの広がりをもっており、放棄流路よりも大きなオーダーすなわち幅1~2kmの後背湿地に堆積したものと考えられる。シークエンス最上部の粘土層（長谷粘土層）は洪水の影響のほとんどない後背湿地の極めて浅い滞水域の堆積物と考えられる。

堆積相6を構成する上方細粒化シークエンスはシートフラッドの場から後背湿地をへてさらに浅い湿地帯へと環境が移り変わったことを示している。したがって、このシークエンス下半部の堆積相6-2は自然堤防堆積物である可能性がある。

V 堆積相の垂直変化と扇状地の形成過程

青谷粘土・礫層はその基底の堆積相1から堆積相2をへて堆積相3に至る垂直変化を示す。明星ヶ原砂層から長谷粘土層へは堆積相4, 5, 6と移り変わる。このような堆積相の垂直的变化と各堆積相の示す環境とから、次のような扇状地の形成過程が考えられる。

1. 扇状地の形成以前

大阪層群堆積盆地の形成初期には限定された小さな水系によって、小規模な扇状地あるいはアルビアルコーン

というべき扇形の地形が各所に形成されて、基盤山地の凹凸を埋積した。青谷粘土・礫層堆積期末期には現在の宇治丘陵南部地域には沼沢地が広がり、ときおり、滞水域に周囲の斜面から角礫が崩れ落ち、また、溪谷よりは洪水流も流入した。沼沢地は次第に浅くなり、樹木も繁茂しうる環境へと変化した。

2. 古瀬田川の流入と扇状地ロープの発達

明星ヶ原砂層堆積期になると流域は拡大し、古琵琶湖層群の堆積盆と連なる一連の河川系が出現し、沼沢地に大きな河川が流入した。山間部から平地に出たばかりのこの河川は、所によっては10mほど青谷粘土・礫層の堆積面を掘り込みながら、堆積相4の砂礫層を堆積させた。初期の河川は埋積させた沼沢地の上を流れており、河川勾配がまだ大きくはなかったため、蛇行する流路も形成された。この点では、1本の河川（大流路）でいうならば、いわば下流的な状況にあった。しかし、水流の浸食、碎屑運搬エネルギーも大きいため流路の移動、変換も激しく、河川系全体としては始めから網状をなしていたのであろう。

堆積が進むにつれて河川勾配はしだいに増加していき、蛇行する深いチャンネルがもはや存在し得ない、幅広いバーやトラフの発達する網状河川系になっていったと推定される。その後、さらに堆積が進行した結果、河川勾配はますます急になり、堆積域の性格はミッドファンのものへ移行し、シートフラッドが卓越していった。

3. 扇状地ロープの放棄

堆積相5から6への変化は直接的には粗粒堆積物がもたらされなくなったためであるが、その原因としては大規模に河道と扇状地ロープ形成場が移動したと考えることで説明される。すなわち、次第に勾配を強めていったそれまでの扇状地ロープはある時点で、インターセクションポイントの上流側（扇頂付近）で河道が大きく流路変更することによって放棄された。その結果、かつてのロープにはしばらくは洪水時に溢れ出た細粒物がもたらされていたが、ついには浅い湿地帯となり、厚い粘土が堆積した。

このようなロープの移動には、気候変動、あるいはテクトニクスによる碎屑供給量の変化、あるいは海水面変動などが関与しているかもしれないが、今のところそれを示す証拠を得ていない。下流側での地殻変動など、何らかの原因で大きな水域や湖盆が出現したとしても、それだけでは堆積相5から堆積相6-2をへて堆積相6-1への変化は説明できにくいと思われる。このようなことがなくとも、堆積による扇状地ロープの発達が進んだために、それ以上の上方積載が地形的に不能になれば、河道

がより低所を求めて移動するはずである。ともあれ、堆積相 5 から堆積相 6-2 をへて堆積相 6-1 に至る変化は扇状地におけるロープの放棄を意味していると考えられる。このようにして発達した調査地域最初の扇状地ロープをロープⅠと呼ぶ。

4. 新しいロープの形成と発達

ロープⅠが放棄された後、宇治丘陵の他の場所、おそらく宇治丘陵の北部、で新しいロープが形成され発達して行った(ロープⅡ)。その後これが放棄されると、ロープ形成場は宇治丘陵南部(調査地域)に戻って来た(ロープⅢ)。戻って来た当初の河川は、青谷粘土・礫層上部の粘土層を堆積させた沼沢地に流入した最初の河川によく似た状態で、明星ヶ原砂層と類似した堆積相 4 のチャネル充填堆積物を伴う砂礫層を堆積させて行った。そして、このロープも次第に発達して行った結果、シートフラッドを主とする砂礫層(堆積相 5、城陽礫層Ⅱ中部)が卓越するようになり、やがては放棄された。ロープⅢにおいてはチャネルの流路変化がロープⅠより激しく、また、そのシークエンスにおいて堆積相 6 が欠如しているが、基本的には同様の垂直変化と見なされる。ロープごとのシークエンスの違いは今後さらに詳しく検討されるべき課題であるが、上流側の地形の違い、すなわち後のロープ形成時には扇状地がかなりの程度形成されていたこと、あるいは河川の水量や碎屑物の量の違いなどが関与していると考えられる。

ロープⅢが放棄された後、ロープⅣが形成されたが、調査地域ではロープシークエンスの下半部(城陽礫層Ⅱ上部、堆積相 4)のみが観察される。ロープⅣ全体の形

成場所は明らかでないが、扇状地ロープ形成の一般的傾向を考えれば、ロープⅢと一部重なり、全体としてこれまでのロープより少し下流側に移ったことが想定される。

以上のことから、宇治丘陵南部における扇状地の形成過程は第 10 図のようにまとめられる。

VI まとめと今後の課題

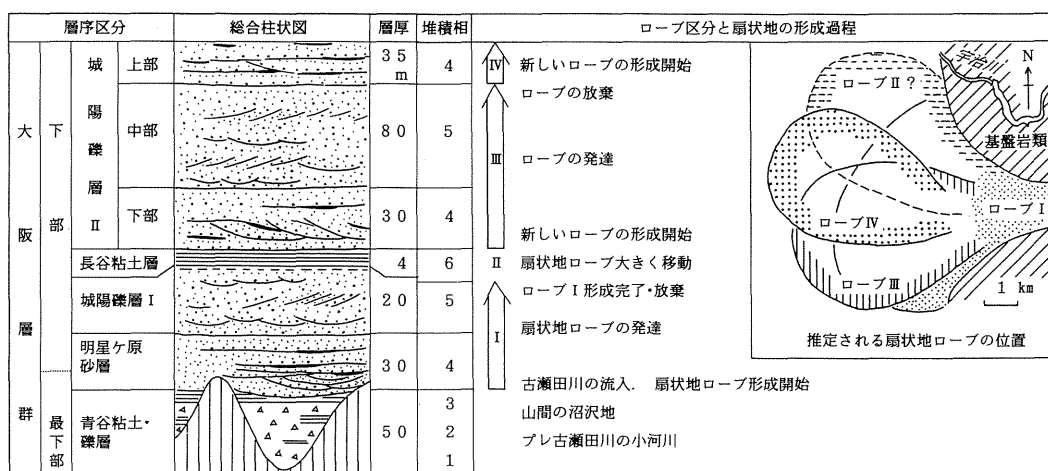
1. 調査地域の第四系は大阪層群最下部の最上部から下部の下半部に対比される砂礫層・礫層・砂層からなり、岩相の違いから、青谷粘土・礫層、明星ヶ原砂層、城陽礫層Ⅰ、長谷粘土層、城陽礫層Ⅱ下部、中部、上部に細分される。

2. 大阪層群の扇状地内部には、青谷粘土・礫層堆積期を通じて基盤岩類の埋没山頂が存在したが、これらは明星ヶ原砂層堆積期の中期までに完全に埋積された。

3. 調査地域の堆積物は青谷粘土・礫層で 3 種類の堆積相(堆積相 1~3)、明星ヶ原砂層より上位の各層で 3 種類の堆積相(堆積相 4~6)を示している。

堆積相 1 は崖錐堆積物、堆積相 2 は山麓小扇状地あるいはアルビアルコーン堆積物、堆積相 3 は沼沢地堆積物と認定される。さらに、堆積相 4 は一部に流路変化の激しい蛇行河川堆積物を含む網状河川堆積物、堆積相 5 はミッドファンにおけるシートフラッド堆積物、堆積相 6 は後背湿地堆積物と考えられる。

4. 青谷粘土・礫層では下位より順に堆積相 1 から 3 へと変化する。それに対して、明星ヶ原砂層より上位の各層では堆積相 4, 5 などの堆積相がくりかえす、最も



第10図 宇治丘陵南部の前期更新世扇状地の形成過程。* 復元図の範囲は第2図に同じ。各ロープの範囲はおおむねミッドファンの範囲をあらわしており、ローアーファンはさらにこの外側に広がっていると考えられる。

典型的な堆積相の垂直変化は堆積相 4, 5, 6 が順に重なるというもので、調査地域西部において明星ヶ原砂層基底から長谷粘土層上面までの厚さ 50m のシークエンスをなしている。

5. このようなシークエンスは、山間盆地の山際の複合扇状地における小扇状地ロープの形成が、滞水域への河川の流入により始まり、急速に発達し、次いで放棄されるという過程を反映していると考えられる。

6. 堆積相とその垂直変化から、調査地域における扇状地の形成過程は第 10 図のようにまとめられる。

扇状地あるいは砂礫質網状河川系の堆積物については多くの研究がなされているが（たとえば、Collinson and Lewin, 1983 ; Kochel and Johnson, 1984 ; Reading, 1986 ; Reineck and Singh, 1980）、1つの扇状地の発達過程と堆積相変化を扱ったものは少ない。本研究は山間水域への河川流入に始まる扇状地形成の全過程を解析したものであり、その発達モデル提出の可能性を示した点で意義がある。

なお、本論では、扇状地が堆積ロープを次々と移動させることによって発達するというモデルをも合わせて提案しているが、このモデルについてはなお資料不足の点もあり、今後さらに検討を深めていきたいと考えている。

謝 辞 本研究を進めるにあたって、山城郷土資料館の橋本清一氏からは調査地域の層序区分について御教示いただいた。大阪大学増田富士雄氏、千葉大学伊藤 慎氏にはフィールドを見ていただき、逆級化層理やロープの理念について御教示いただいた。また、堆積学会現地討論会や地学団体研究会総会巡検では茨城大学牧野泰彦氏、和歌山大学久富邦彦氏をはじめ多くの方々から貴重な御意見や御助言をいただいた。

長池工業浅井 明氏からは未公表ボーリング資料を提供していただいた。また、砂利採取場および演習場立ち入りにあたっては近畿砂利協同組合市平源六氏をはじめ各事業所の各位、ならびに大久保駐屯地業務隊小田敏明氏にご協力をいただいた。以上の方々に厚くお礼を申し上げます。

文 献

- Collinson, J. D. and Lewin, J. (eds) (1983) *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Spec. Publs. int. Ass. Sediment. 6, 575 p.
- 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.
- 市原 実, 吉川周作, 三田村宗樹, 水野清英, 林 隆夫 (1991) 12 万 5 千分の 1 「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」。アーバンクボタ No. 30.
- 石田志朗, 井本伸広, 武蔵野実 (1982) 5 万分の 1 表層地質図「京都東北部, 京都東南部」, 滋賀県, 京都府。
- 石黒 均, 満島裕直, 杉本和巳 (1985 MS) 砂利採取現場地質調査。 (株) 環境アセスメントセンター。
- Kochel, R. C. and Johnson, R. A. (1984) Geomorphology and sedimentology of humid-temperate alluvial fans, Central Virginia. in Koster, E. H. and Stell, R. J. (eds) *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Soc. Petrol. Geologists, Memoir 10, 109-122.
- 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, No. 22, 23, 108-116.
- 中川要之助 (1980 MS) 南山城地域地質見学会資料。同志社大学工学部地学研究室。
- , 横山卓雄 (1975) 古瀬田河に関する新知見。日本地質学会第 82 年学術大会講演要旨, 397.
- Reading, H. G. (1986) *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd ed., 615p. Blackwell Scientific Publ.
- Reinck, H. E. and Singh, I. B. (1980) *Depositional sedimentary Environments and Facies*, 2nd ed., 549p. Springer-Verlag.
- 横山卓雄, 中川要之助, 松岡長一郎 (1975) 近畿地方の鮮新・更新統。日本地質学会第 82 年大会巡検案内書。