

**地層の成り立ちとその見方
—堆積構造の見方と堆積環境の解析—**

見学会案内書

1995. 1

日本応用地質学会 関西支部

地層の成り立ちとその見方 —堆積構造の見方と堆積環境の解析— 見学会

日 時 : 平成7年1月21日(土) 9:30～16:30

集合場所: 近鉄京都線高の原駅前(9:30集合)

案内者: 志岐 常正(元京都大学教授),
坂本 隆彦(南寝屋川高校) ほか

見学場所・日程

- 10:00～12:00 京都府精華町南稲八妻付近
大阪層群の海成粘土層(Ma1層)付近の堆積構造の観察
- 12:00～13:00 京都府精華町東畑付近
大阪層群下部の砂礫層を中心とした堆積構造の観察
- 13:00～14:00 車中昼食・移動
- 14:00～16:00 大阪府寝屋川市寝屋付近
大阪層群上部の浅海から三角州の堆積物の観察
- 16:30 京阪本線寝屋川駅解散

主 催: 日本応用地質学会 関西支部

協 賛: 関西地質調査業協会 建設コンサルタント協会近畿支部



見学地点案内図1

建設省国土地理院発行2.5万分の1
地形図「枚方・田辺・生駒山・奈
良」を使用。



見学地点案内図 2

地形図「枚方」を使用。

建設省国土地理院発行2.5万分の1

Copyright © 1980 by the National Institute of Advanced Industrial Science and Technology. All rights reserved.

目次

ページ

見学ルートにおける大阪層群の層序と地質構造	-----	1
見学地における堆積相	-----	6
京阪奈地域の見学地	-----	6
L o c . 1	-----	6
L o c . 2	-----	1 6
L o c . 3	-----	1 8
寝屋川市 (Loc. 4) にみられる堆積相について	-----	2 0
Loc. 4 (大阪府寝屋川市寝屋) にみられる堆積相	-----	2 1
Loc. 4 (寝屋川市寝屋) に産出する珪藻化石	-----	3 0

見学ルートにおける大阪層群の層序と地質構造

三田村宗樹（大阪市立大学）

1. 京阪奈地域の大阪層群の層序及び地質構造の概要

京阪奈地域は大阪・京都・奈良にまたがる標高 80～200m の丘陵地であり、主として大阪層群から構成されている。本地域の大阪層群は、染川・吉川(1983)、三田村(1992)によって層序学的研究がなされ詳しい層序が明らかとなっていて、大阪層群の模式地である泉南・泉北地域の福田火山灰層のやや下位からMa 8層のやや上位までの層準にあたる地層が存在する。登美ヶ丘から田辺にかけての南部地域は、主として大阪層群最下部から下部の地層が広く分布している（図1、図2）。

(1) 層序

京阪奈丘陵の大阪層群は、全層厚300m以上で、下位より登美ヶ丘累層・田辺累層・精華累層・招提累層の4累層に区分されている。その概要は、以下のようなものである。

登美ヶ丘累層：富雄・登美ヶ丘から水取にかけて分布し、厚さ50m以上で、主として淡水成のシルト・砂・礫層を主とした岩相で、礫層主体の鹿畑礫層（厚さ20m以上、中礫を主とする淡水成の礫層）と東畑互層（厚さ約30mで淡水成シルト・砂層を主とする岩相）に分けられる。

田辺累層：あやめ池・東畑・田辺から松井ヶ丘にかけて広く分布し、礫層主体の岩相を示す。過半数の水取礫層（厚さ約100m）は、礫層を顕著に挟む岩相を示し、その基底付近には普賢寺火山灰層（福田火山灰層に対比される）が挟まれる。田辺累層の上半部は、砂層・粘土層の優勢な岩相を示す柘榴互層（厚さ約60m）で、その上部にはMa 1層とピンク火山灰層が挟まっている。

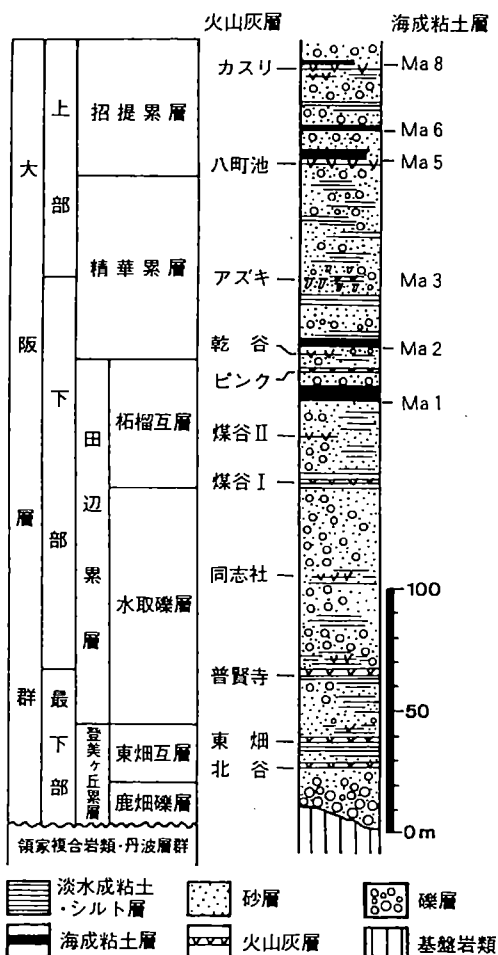


図1 京阪奈丘陵の大阪層群の地質柱状図
(三田村, 1993)

Higher Terrace
Deposits

Middle Terrace
Deposits

Lower Terrace
Deposits

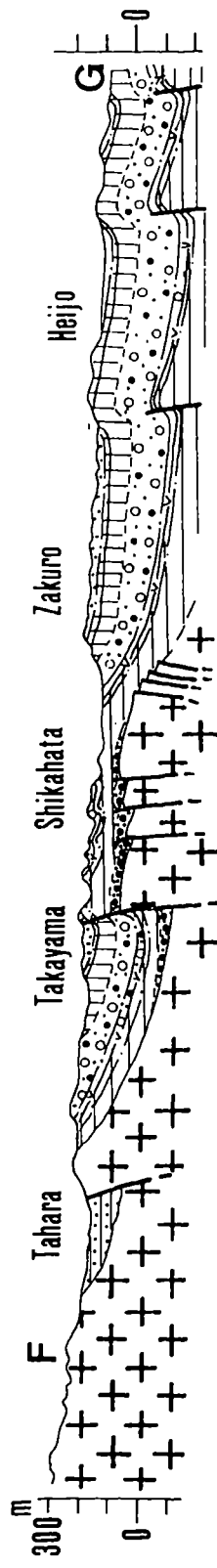
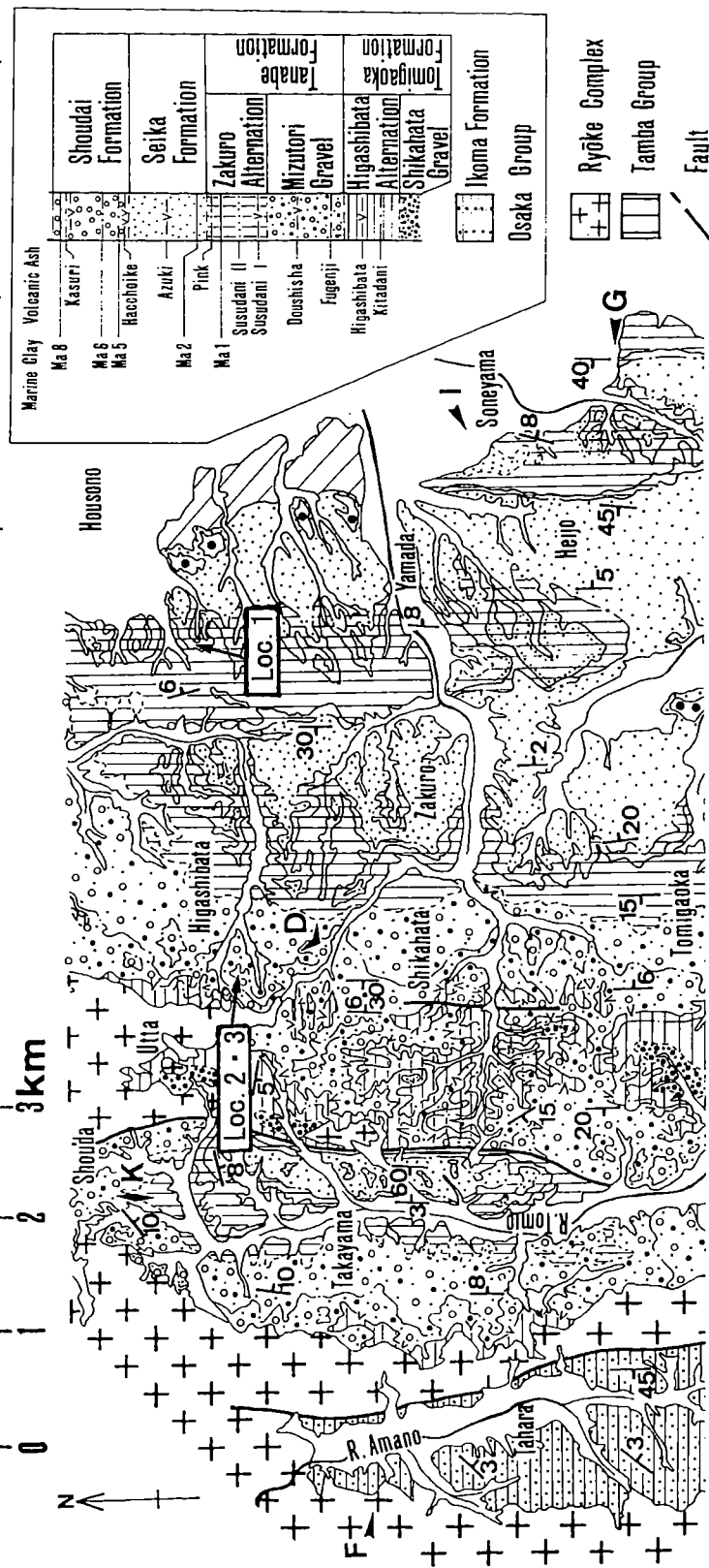


図2 見学地 (Loc. 1-3) 周辺の大阪層群の地質図 (三田村 (1992) より一部抜粋加筆)

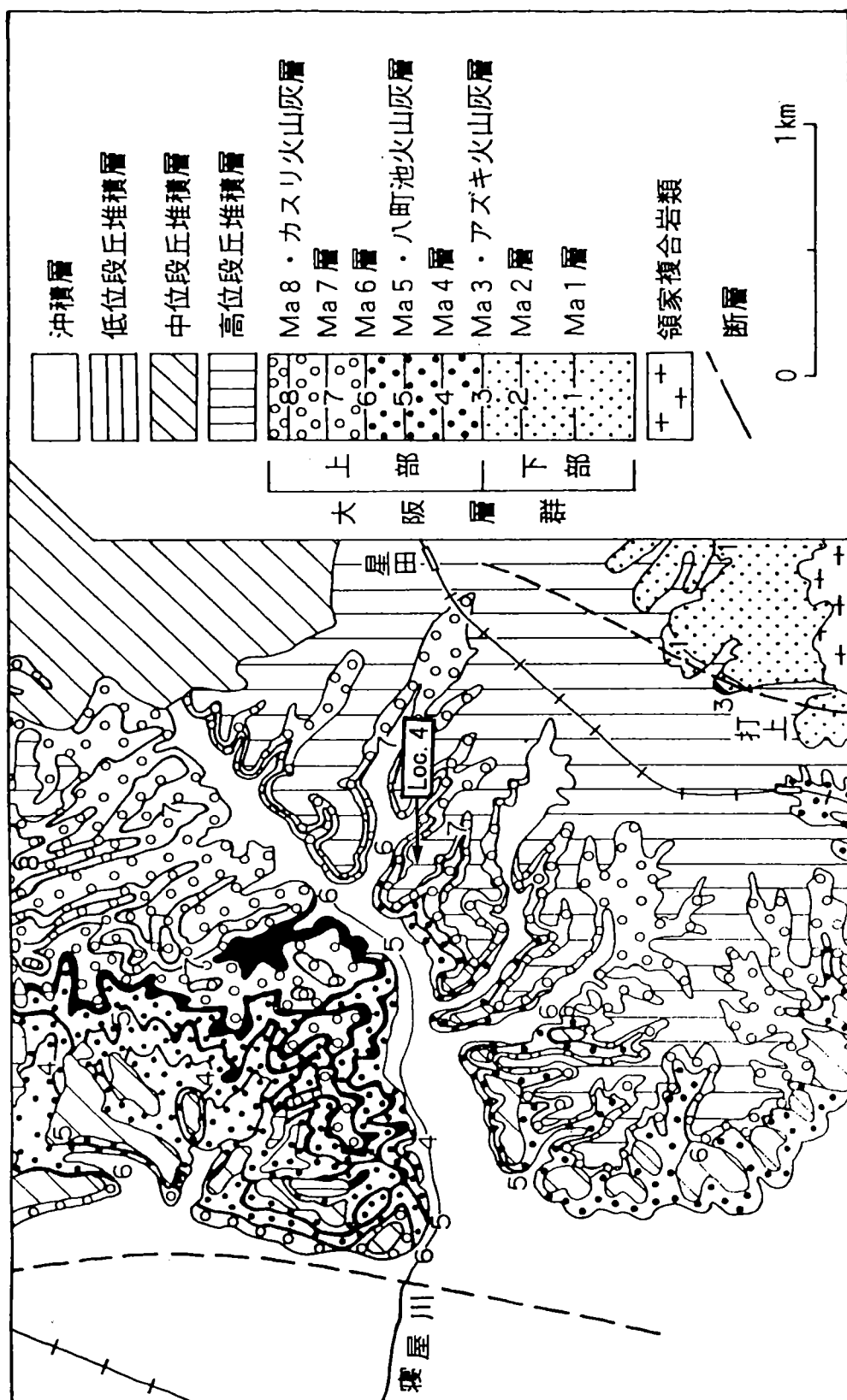


図3 見学地 (Loc. 4) 周辺の大坂層群の地質図 (市原(1993)より一部抜粋加筆)

見学地 (Loc. 1, 南福八妻の南) : この地点の周辺は、田辺累層柘榴互層が分布する地域で、本地点では柘榴互層最上部にあたるMa 1層より上位約10mの地層が露出する。Ma 1層の上位約10～15mにはピンク火山灰層が挟まれる。

見学地 (Loc. 2・3, 東畑) : この地点の周辺は、田辺累層水取礫層が分布する地域で、いずれの地点も普賢寺火山灰層の上位5～10mの連続性の悪いシルト層を挟む砂礫層である。

精華累層 : 秋篠・平城・柘榴周辺と枚方市津田・長尾周辺に分布する。本層は厚さ40m以上で、砂礫優勢の岩相を示しMa 2層とアズキ火山灰層が挟まれる。長尾付近のアズキ火山灰層を挟む砂礫層にはサンドパイプが発達し、海成相であることを示している。

招提累層 : 枚方市長尾・招提周辺に分布し、厚さ60m以上で、砂礫層優勢で海成粘土層 (Ma 5・Ma 6・Ma 8層) を挟む。

(2) 地質構造

この地域の地質構造は、生駒山地の東側及び北側に発達する南北から北東―南西方向にのびる断層・撓曲で特徴づけられる。その多くが、西落ちあるいは北西落ちの断層・撓曲であって、これらの断層によって、この地域の基盤がブロック化している。そして、それぞれの基盤ブロックが主として西あがり東さがりの傾動をしている。このため、基盤を覆う大阪層群は、全体としては、緩やかな東傾斜を示すが、基盤ブロック境界部付近で西傾斜の撓曲となっている。奈良市法華寺で行われた温泉ボーリングによると、600m深までが大阪層群、600～646mまでが中新統、646m以深が領家複合岩類である。

2. 枚方・寝屋川地域の大阪層群の層序の概要

本地域の大阪層群は、高谷・市原 (1961)・市原ほか (1966) によって研究され、詳細な層序が明らかになっている。それによると、本地域に露出する大阪層群は、厚さ110m以上で、伊加賀層・香里互層・新香里層に3区分されている。本地域の大阪層群は、枚方市香里園から寝屋川市太秦にかけて丘陵の西縁に沿って南北にのびる枚方撓曲付近で西傾斜になる他は、全般に緩い東傾斜を示している。

図3に見学地周辺の地質図、図4に地質柱状図を示し、以下にその概要を示す。

伊加賀層 : Ma 2層下限より下位の地層で、層厚30m以上、砂層と粘土層からなっている。枚方市伊加賀付近と生駒断層の西側などに分布している。

香里互層 : Ma 2層からMa 6層までの地層で、層厚50m以上、淡水成シルト・粘土層を挟む砂礫層と海成粘土層からなる。枚方市高塚町・香里園・寝屋川市太秦などに広く分布する。

新香里層 : Ma 6層上限より上位の地層で、層厚30m以上、淡水成シルト粘土層を挟む砂礫層優勢で、Ma 7・Ma 8層を挟んでいる。枚方市香里ヶ丘・寝屋川市寝屋などに分布する。

見学地 (Loc. 4, 寝屋川市寝屋) : 新香里層が分布し、Ma 7層準より上位の地

層が露出している。この周辺地域のMa 7層は、香里ヶ丘付近（仏舎利塔の南）のものに比べると全体に粗粒で淘汰がが悪い。

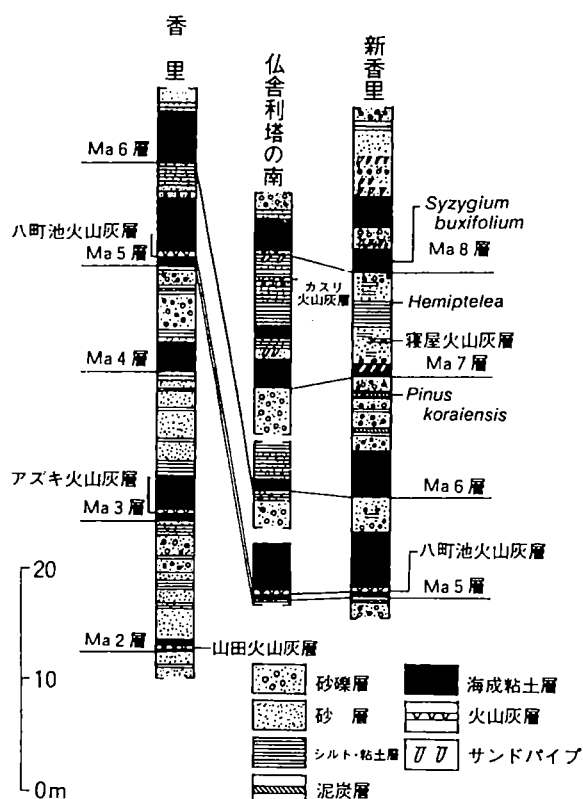


図4 枚方丘陵地域の地質柱状図（市原，1993）

引用文献

- 市原 実(1993)大阪盆地東部－楠葉・八幡地域，枚方丘陵地域，交野山西麓・生駒山地北麓地域，生駒山地西麓・南麓地域－。「大阪層群」（市原 実編著，I部3章），創元社，33-40.
- 市原 実・横山卓雄・石田志朗(1966)満池谷累層について。第四紀研究，5，65-72.
- 三田村宗樹(1992)京阪奈丘陵の大阪層群の層序と地質構造。第四紀研究，31，159-177.
- 三田村宗樹(1993)奈良盆地。「大阪層群」（市原 実編著，I部7章），創元社，87-100.
- 染川治実・吉川周作(1983)京都府南部，田辺丘陵の大阪層群。地球科学，37，2，98-109.
- 高谷好一・市原 実(1961)枚方丘陵の第四紀層－とくに新香里層・枚方層にみられる気候変化について－。地質学雑誌，67，584-592.

見学地においてみられる堆積相

はじめに

(志岐常正)

大阪層群には、世界的な気候変化と海水準変動、地殻変動などを反映した、浅海成や陸成の多様な堆積相をもつ地層が発達している。同層群の層序はよく研究されており、その海水準変動との関係についてもすでに論じられている。また時代が若く古地理変化についてのイメージが画きやすいこと、続成・膠結をあまり受けていないため堆積構造を観察しやすいこと、などの点でも、大阪層群は堆積相解析やシークエンス層序学的研究を試み、実習する対象として好都合の条件を備えている。

見学地域にも各種の地層がみられるが、今回、以下の4地点を選んで主として堆積相とそのサクセッションを観察する。

大阪層群に発達する堆積層の特徴は、上記のほかに、1). 多く（とくに砂礫）はストーム（おそらく台風や低気圧によるものでしばしば豪雨をとともなう）の際に運搬、堆積したものであること（“storm dominant”）、2). 碎屑物の供給が多い（clast-support dominant）ため海水準上昇期の海退相がありうること、3). 奥深い湾内ではストームの影響が小さいため、海成—海岸堆積層の波浪侵食が少ないこと、他方 4). 潮汐の影響は大きいと考えられること（tide dominant）などである。これらの点で、大阪層群の堆積相とそのシークエンスは、地殻変動が穏やかで堆積盆の沈降が遅いところ、ストームの来襲があまりないところ、潮汐が小さいところのものとはかなり異なっている。

京阪奈地域の見学地

(志岐常正・坂本隆彦・三田村宗樹)

Loc. 1

京阪奈学園都市開発地域の東端（精華町南稻八妻）に切りだされた、海成や河川成の各種の堆積相を観察できる好露頭である（図5）。下位から上位へ、大略次記のような層相のサクセッション（図6）のほか、古海岸線を高角に切る方向での層相変化をもみることができる。なお、堆積物の粒度組成、鉱物組成、化学組成、粒子のファブリックなどの分析・計測や、珪藻その他の生物遺骸、生痕などの検討・研究はまだほとんど行なわれていない。

A1：ほとんど無層理（“塊状”）の青黒色粘土～シルトからなる、典型的な大阪層群の“海成粘土層”である（Mal層）のでくわしい記述は省略するが、広く認められるとおり、流れや波浪の影響のほとんどない閉鎖的環境下での堆積物である。厚さ1m以上。この露頭では下限は不明。

A2：シルト～細粒砂の葉層（～層）の存在、発達による平行葉理、レンズ状層理などがみられることでA1と区別される。粘土層は暗青灰～黒色。A1のそれと同様

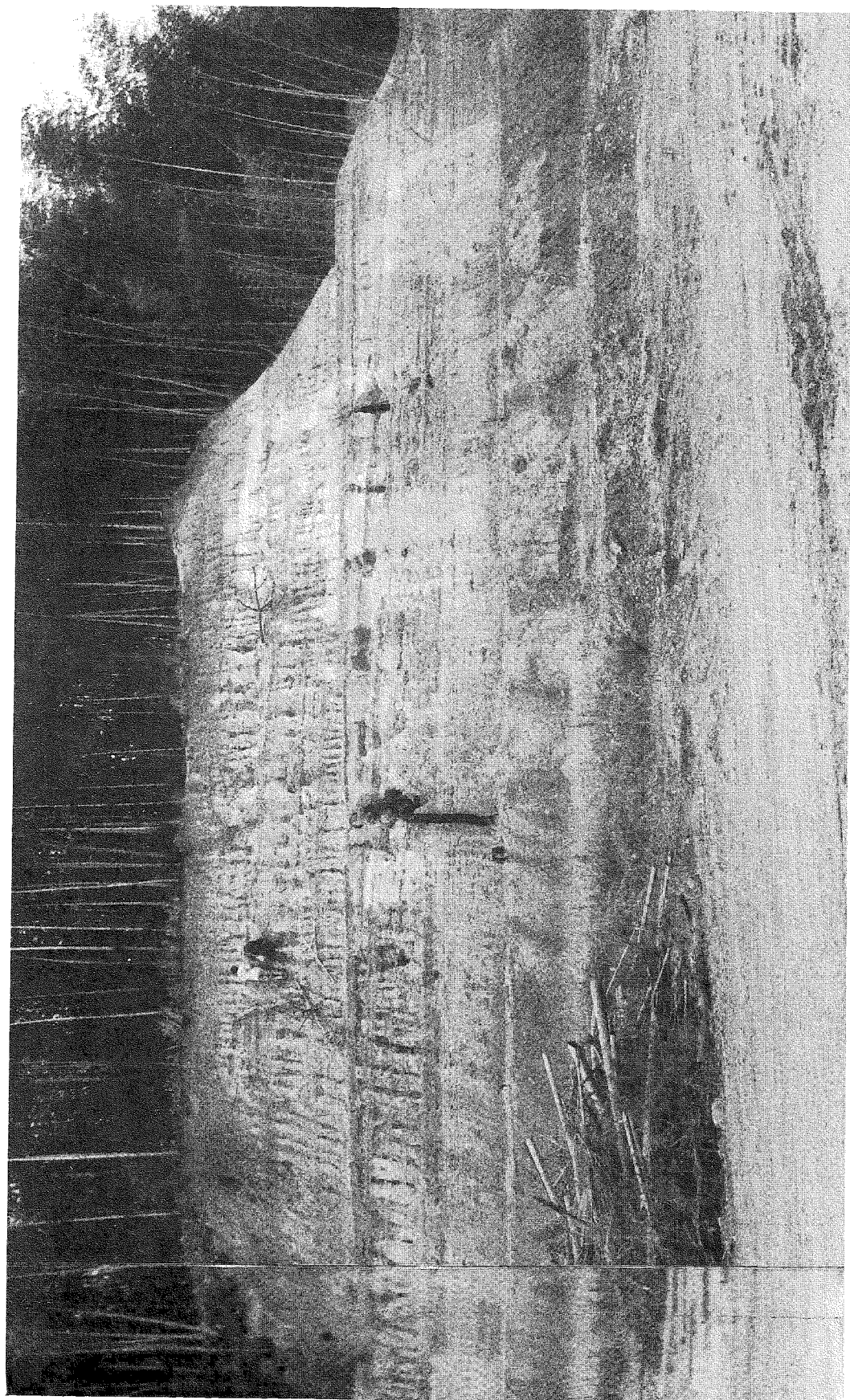


図 5 a Loc. 1 (精華町南稻八妻) の露頭写真

露頭中部の砂層が露頭右側（南方）に前置してゆく様子がわかる。
露頭下部の暗色部分がMa 1層に相当する。

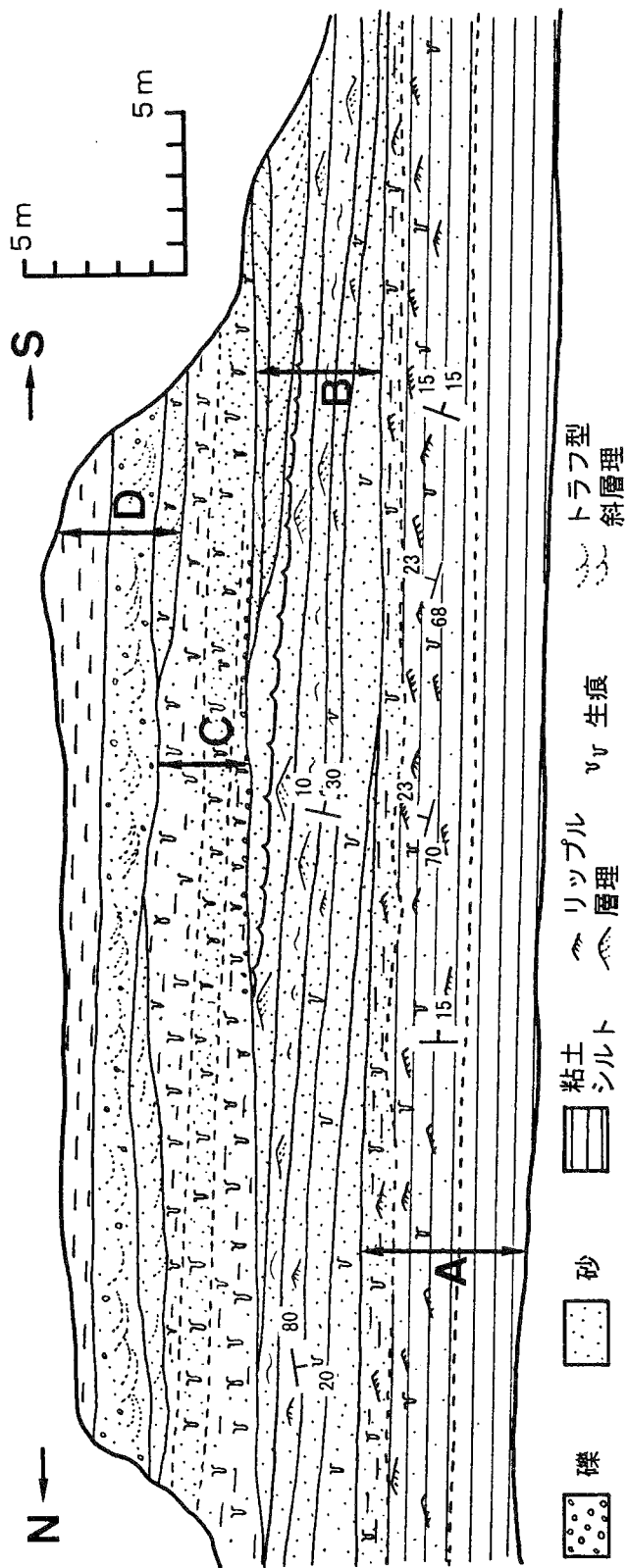


図 5 b Loc. 1 (精華町南稻八妻) の露頭概要のスケッチ

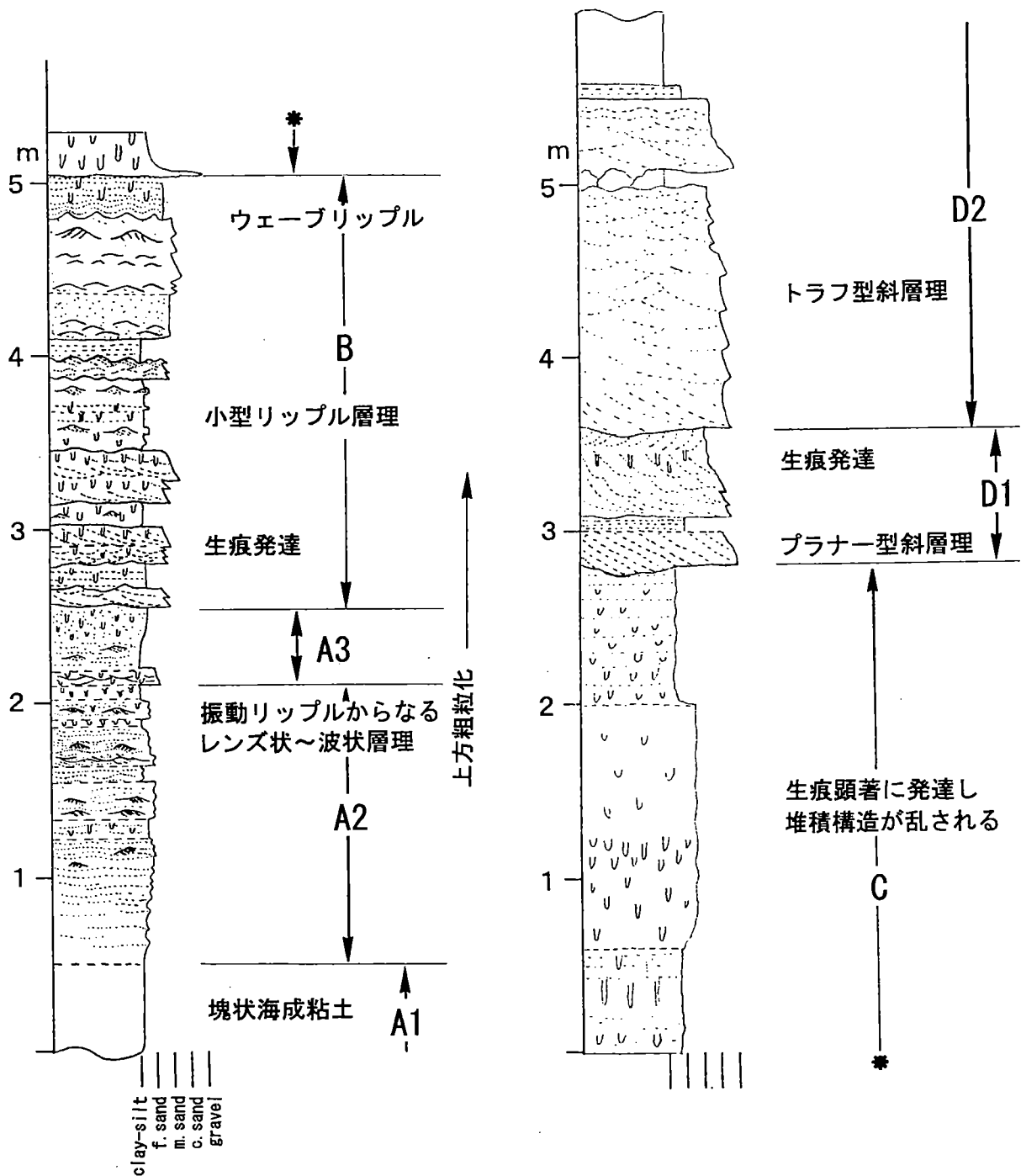


図6 Loc. 1 (精華町南稲八妻)のMa 1層とその上位約10mの柱状図
露頭中央より向かってやや右より(南より)の位置で作成した。

に、ところにより、かすかに暗紫色を帯びる。これは有機物に富む、かなり嫌気性条件下の堆積物である。植物遺体が密集している葉理面も少なくない。

A1の示すような堆積場に、間欠的にシルトや砂が運び込まれ、また流れによって動かされたことがA2を構成する細かい層相や堆積構造によって示されている。くわしくは層位によっても層相が異なり、最下部数10cmには泥質が卓越し、堆積構造としては平行葉理がみられるだけであるが、より上位へ向かって砂質 layerの割合を増しつつ（いいかえれば上方粗粒化しつつ）、カレントリップル（一部には複合リップルもあるかもしれない）によるレンズ状～波状層理が発達するようになる（図7）。このような層理の発達する層相は、潮汐平底中部にしばしばみられ、とくに estuaryでよく発達することが知られている。高潮・低潮の水流停止期にサスペンションからの泥層が形成され、また引き潮時と上げ潮時とに bed load の堆積によりそれぞれ厚、薄の、葉理の発達した砂層がつくられる。

より上位の、かつ比較的細粒な相には生痕が多くみられる。

A3：A2上部の特徴が格段に強まったところをA3として区別する。全体として上方粗粒化しており、その下部には、A2のものに似たリップルが認められるところもある。露頭の左半では、右側にくさび状に先滅する10数枚の砂層からなる層相に変わる。柱状図を画いた泥質層の卓越するところでも、層序的にはリップルマークの発達した砂層によってA2から分けることができる。その下底では、ところにより深さ数cmの侵食が認められる。

A3は、全体としてA2と、より上位のBとの漸移相とみることができる。これを次に述べるBのデルタ前置相に対応する底置相であるとすれば、両者をまとめてB1、B2とすべきであるかも知れない。ただし、露頭の北半部（左半部）の砂層卓越相は、今後の観察結果によってはむしろB（“1”）に含ませたほうがよいかも知れない。両相の層序的關係（被覆關係か、一部同時異相かなど）はA相の堆積場を認定するうえで重要な問題であるが、この点の調査は充分になされていない。

B：構成する各層が、上下位の地層やそれらとの境界に対してより強く、露頭の右に向かって傾くことが、遠望によっても明らかに認められる。正級化した砂層が卓越し、厚さ 2～3mの全体として一つのセットをなしている。デルタの前置相とみなされる。ただし、ただ一つのローブではなく、いくつかのローブからなる可能性もある。予察的観察によれば、部分によって走向を数10度異にする。前置層（foreset）のオリジナルな傾きは、露頭の斜め右、すなわち東南に向かい 5～20度である。このことは個々の砂層の厚さが露頭の右側に向かって薄くなること（A3層の場合と同様）と整合的である。

個々の砂層の内部には平板型や小さいトラフ型の斜層理、リップルマークなどがみられる（図8）。粗粒堆積物が卓越すること以外に、流れ（current）による堆積を示す構造がより顕著なことも、A相との大きな違いであると言える。ただし波の

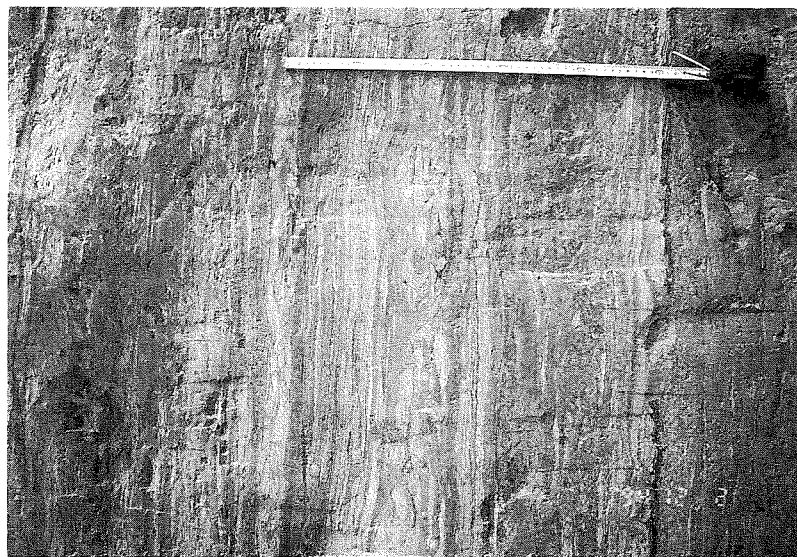


図7 a A 2相のレンズ状～波状層理の写真

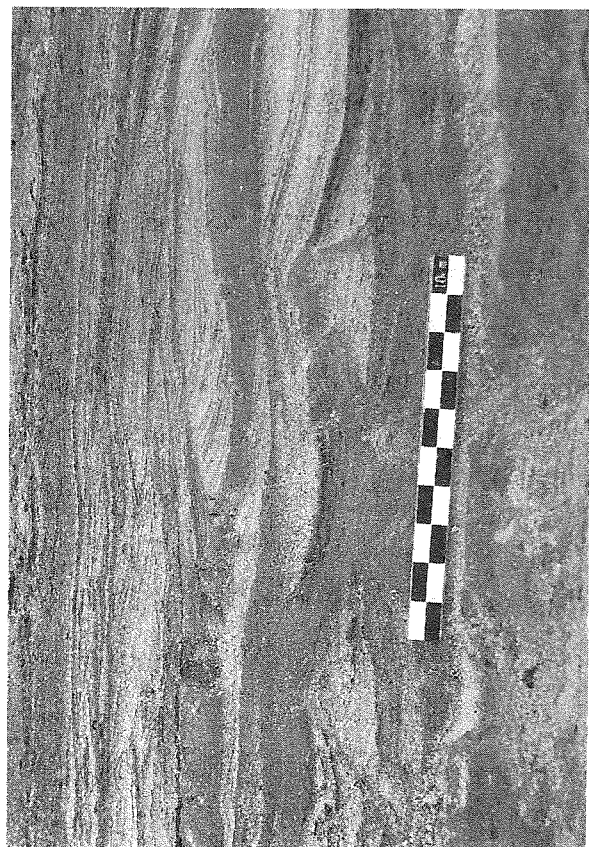


図7 b A 2相のレンズ状～波状層理の拡大写真

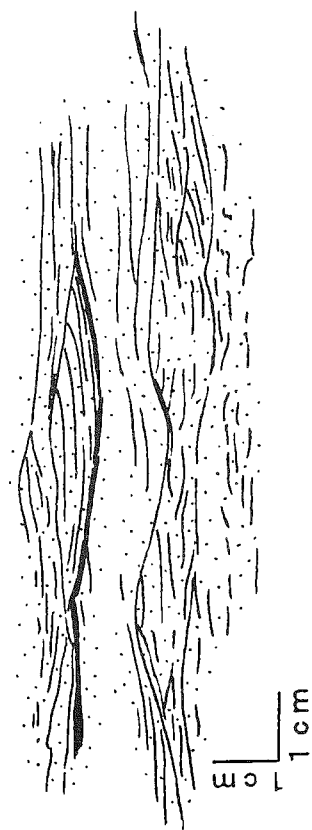


図7 c A 2相のレンズ状～波状層理のスケッチ
砂質レンズの中にはカレント葉理が発達している。

影響を示す複合的リップルマークも少なくない。リップルマークは単層の表面に発達して薄い（数mm～1cm）青灰色粘土により被覆されていることもある。このような被覆関係は、後述の寝屋川の露頭（Loc. 4）でよくみられるが、日本ではストームによる砂層とリップルの形成と、ストーム収束後のサスペンション泥の堆積により説明されることが多い。

BとCとをかぎる層序的境界とした面には、頂部の尖ったかなり典型的なウェーブリップルマークがみられる。また、この境界より下位数10cmにはメガリップルが発達し、波浪が強く水底に働いたことを示している（図9）。

この露頭の右寄りの部分では、セット高20～30cmのプラナー型斜層理が発達する地層がみられる。おそらくそれまで前進していたデルタの上を、ストームによる高波か何かが削り、続いて、波が収まるとともに、（あるいは潮汐流によって）一見マイクロデルタ的な foreset層が形成されたものである。なお、一部にはヘリンボーン状構造がみられ、潮汐の影響のあることがわかる（図10）。あるいはこの地層は、そのときの渚の線に平行にのびて発達しているかもしれない。

上記メガリップルマークの発達するあたりより上の層準は、全体として粒度も粗く、プラナー型斜層理の発達するところを含めて、頂置層とみることができるかもしれないが調査が充分でない。

このすぐ下位の、比較的淘汰のよい中粒砂層には、1～2mm大の黒灰色の混入物が散在する。他の場所での例からみて、その一部は脱灰された貝殻片である可能性があるが、確かではない。

C：生物擾乱が非常に多いためにほとんど無層理にみえる砂層や泥質層の発達によって特徴づけられる。

砂層はあまり暗くない灰色で、2m近い厚層をなす。部分によっては泥分を含むという意味で淘汰がよくないが、その砂分の淘汰は必ずしも悪くない。一部の層相はたとえば有明海の湾奥に発達する干潟の砂質堆積相を想起させる。ただし、貝殻その他の生物遺骸はみいだされていない。

泥質層には弱い層理が残っているところが多い。この点だけについていえば、無層理のところにくらべて生物や水の動きによる攪乱がやや少ない環境、たとえば潮下帯でみられる層相である。しかし、C相全体をを遠望すると、20cm～1mの砂質層と数cmの泥質層が互層し、露頭の左部を除いて、B相と同様に右に傾いていることがわかる。このことや生物擾乱の多さなどの特徴を含めて総合的に考えれば、C相は潮汐の卓越する環境下での mouth bar、あるいはむしろ tidal current ridgeといったものの構成層とみることができよう。

なお、C相の上部には、mottled structure の発達した青灰色泥層がみられるところがある。生物擾乱がうける前には、一部には無層理、一部には逆級化構造もあったと思われる。ごく浅い、時に河川からの細粒物の流入のある水域が想定され

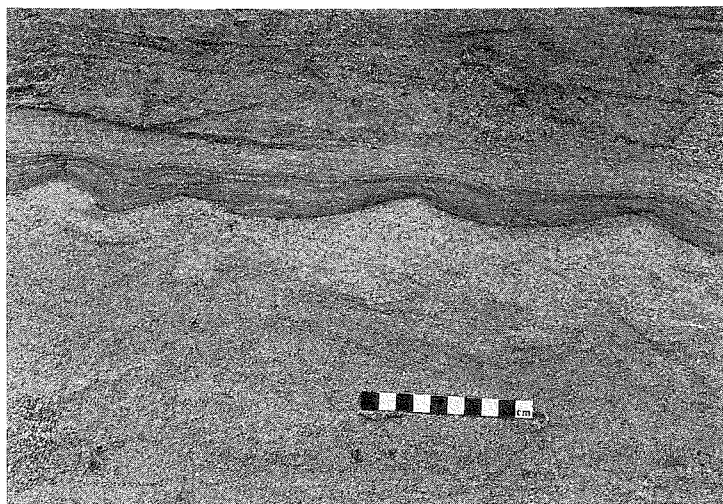


図8 B相上部にみられるリップルマーク



図9 B相上端部にみられるウェイブリップルマークとその下位の砂層に発達するメガリップルの写真

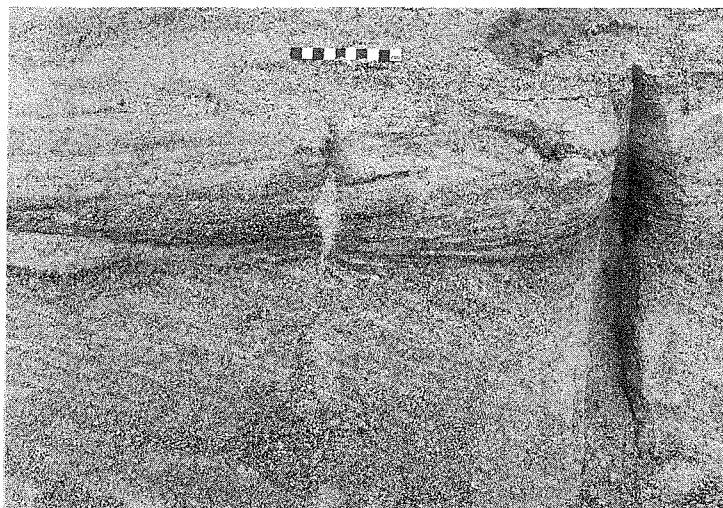


図10 B相上部にみられるヘリンボーン状の構造

る。たとえば intertidal bay や marsh にも発達しうる相である。

D 1 : C 相の地層の浅い侵食面上に、遠望では単純なプラナー型斜層理が発達するかにみえる砂層や、一部に河川成堆積物によくみられるような、粘土から砂への逆級化の認められる相がある。露頭の中央右寄り部分はこれを欠くが、そのさらに右寄りでは数10cm、左側では、左に（北に）厚くなって1m以上に達する。右寄りの砂層をくわしく観察すると、その内部にはアンギュラー型～コンケーブ型フォアセット葉理、トラフ型斜層理、クライミング斜層理などが複雑に発達し、ところによりこれらが上方細粒化のコセットをなしていることがわかる。これらの層理の示す流向の多くは南～南東であるが、これと高角に斜交する場合や、逆向きの水の動きを示すとみなされるものもある。（図11）。

概括的に言えば、ストームによる波浪や流れ、河川水の流入、潮汐流などが碎屑物を運搬、堆積、再移動させたとみなされる。単なる河川堆積層とみるには水流の向きや性質の変化は細かく複雑すぎる。砂質の色調の上位のD 2のそれと違いも、環境の違いを示唆している。あえて言えば、自然堤防－チャネル系が、河川水の流入により水面下につくられては潮汐や波浪によって壊されるような堆積場がイメージされる。しかし、河川流の役割の飛躍的増大から、この相をCから切り離すことが妥当と考える。

D 2 : トラフ型斜層理、その他の構造の発達した洪水性の河川砂～砂礫相からはじまる。D 1や、一部ではC相の地層を削り、被覆している。同様の層相は、次のLoc. 3などでくわしく観察される予定であるので、ここでは記述を省略する。

上記A 1, A 2, B, —, —, といった区分の仕方は、たとえば、後述の寝屋川市寝屋（Loc. 4）で従来おこなわれてきたものに近い。しかし、ここ（Loc. 1）では相区分と層序区分とが一致してしまっている。堆積システムの時間的変化をとらえようとする立場からなされているからである。また、この一つの露頭にみられる範囲では、このやり方での同じ層相の層準が2枚含まれてはいなかったということでもある。

この区分は、とりあえず、この露頭の、しかも特定の場所の柱状観察において認められたものであり、場所を変えればそれらの中間的な層相がいくらかでもありうる。そのような変化を立体的にとらえてはじめて、堆積システムの把握が可能になる。

堆積の条件や過程を客観的に反映しているのは、むしろA 2なりBなりを構成している“レンズ状層理の発達する砂・泥層（相）”、“ウェイブリップルの発達する砂層”などであり、このようなオーダーで“facies”を定義、認定することも普通に行なわれている。むしろそれが基本であると言えるだろう。

以上A 1からD 2までの層相変化には、閉鎖された、還元的であった堆積場が相対



図11a D1相のアンギュラー型～コンケーブ型フォアセット葉理,
クライミング斜層理などのみられる砂層の写真
水面下のleveeなどに発達する砂層に類似している。

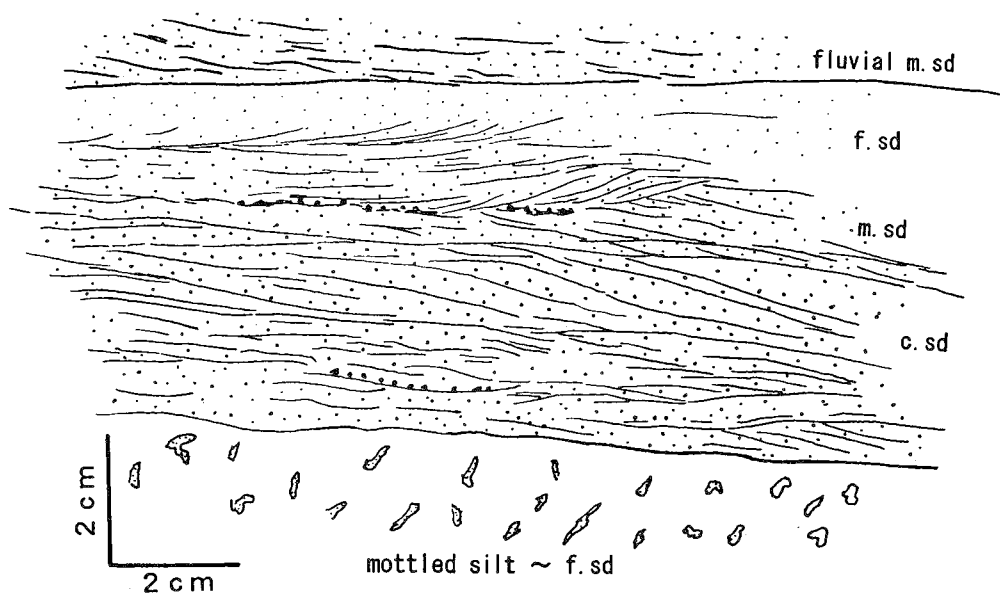


図11b D1相のアンギュラー型～コンケーブ型フォアセット葉理,
クライミング斜層理などのみられる砂層のスケッチ

的にひらけた環境場に変わり、河川からの碎屑物供給によりデルタが形成され、エスチュアリー的湾奥の潟ないし潮汐平底となり、ついには急速に河川成洪水堆積物に被われた状況が細かく反映されている。はじめ数メートルの水深があった堆積場が、デルタの発達により急速に埋め立てられて浅くなり、最後に河川堆積の場となったとみるならば、これは一方的な一種の海退過程である。

しかし、閉鎖環境はむしろ一番岸に近い、intertidal bay その他の内湾や lagoon などにも形成される。水域が拡大すれば、より大きな波浪や流れが起こり、その影響もより深いところまで及ぶようになる。碎屑物の供給が非常に多ければ、海面上昇期にもある種のデルタの形成や沖積地の拡大は起こりうる。デルタ面の上に潮汐成堆積物が厚く堆積するためには水面が継続的に上昇しなければならない。このように考えるならば、AからCまでの層相の変化は、海水準は単調に上昇したのに堆積場の環境は変動し、水深も細かく変化した様子を記録したものとみることでもある。

この問題を解決するためには、A相の下にどのような層相が発達しているか、デルタ相構成層のくわしい構造、珪藻その他の生物遺体、生痕、などの検討が必要である。今回は問題の指摘に止めることにする。

なお、海成層上への河川成堆積物のひろがり、海退には間違いはないが、必ずしも海水準の低下を意味しない。この点で、最後のD相の発展の意味にも問題はありうる。しかし堆積物の供給に何かの原因による大きな変化がなかったとすれば、C相の堆積物上へのD相のひろがり、やはり海水準低下の結果であると考えてよいだろう。

Loc. 2

幅10数m、高さ20m の大きさのある露頭であるが、今回はその右端（南端）において主に堆積構造を観察するにとどめる。ここでは、一部に礫を含む砂質層にトラフ型斜層理が発達している（図12）。互いにほぼ直角な2つの露頭断面をみることで、構造断面の幾何学的パターンの違いがよく観察できる。トラフ軸の方向変化や位置の移動が著しく、一見ヘリンボーン構造のようにみえる場合や climbing ripples 状の構造などが少なくない。これらのことから、水流の方向な変化が非常にばげしいこと、碎屑物の供給が多いことなどがわかる。一部には比較的小さいリップルもみられる。一般に、リップル面は流れの stoss side では緩やかで lee side には急に傾くものであるが、ここ（Loc. 2）では斜葉理を切る側で急なリップルがみられる。

斜葉理は多く粗砂に始まる正級化を示す。コセットやセットの底には、しばしばグラニュールや細礫、小さい泥塊などの“ラグ”がみられる。

幾何学的構造だけからは、この地層が河川成堆積物であるか、shore face deposits かを識別するのは困難である。ラグ堆積物、逆級化ラミナ、波状リップル などの有無を広い観察によりよく確かめてほしい。

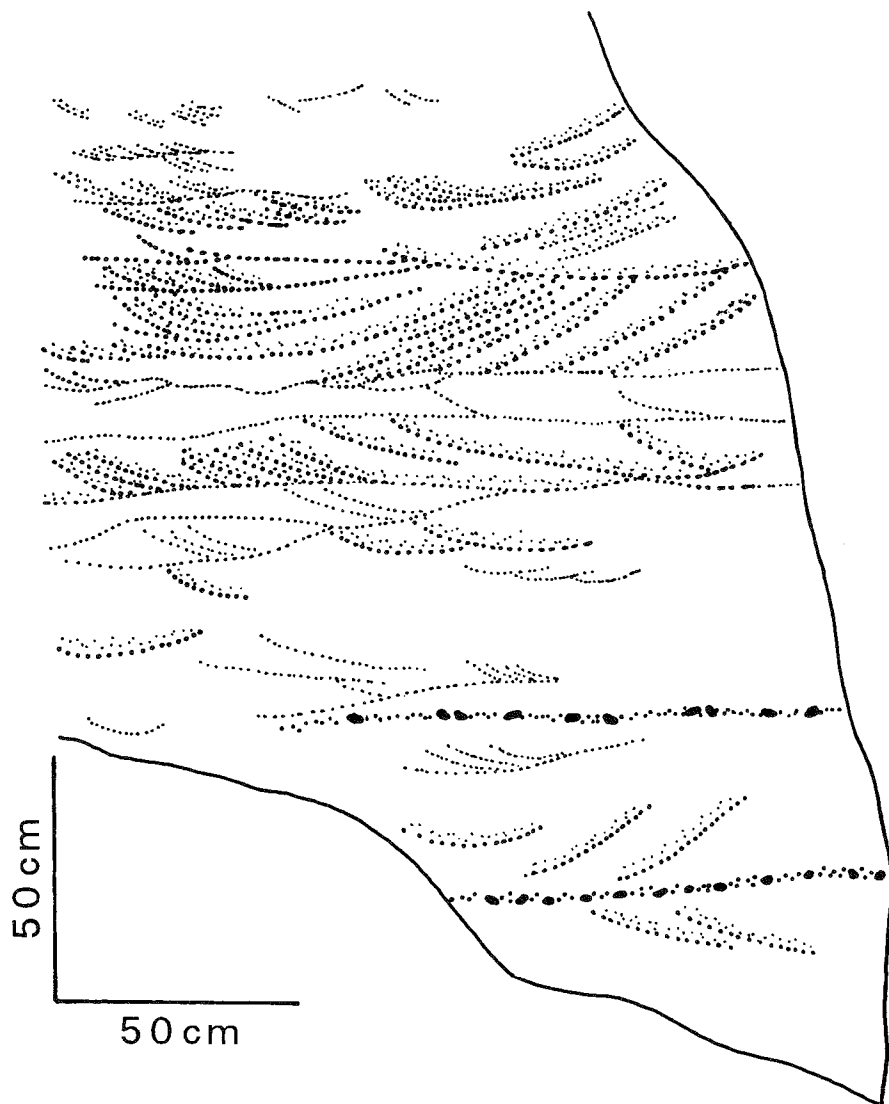


図12 Loc. 2のフォアセット型斜層理・トラフ型斜層理が発達する砂層のスケッチ

Loc. 3

ここでは、典型的な荒れ川の堆積相をくわしく観察することができる。大露頭の比較的上部で、砂質層や礫質層のつくる州（バンク）やその間を埋めた堆積物のセットやコセット、トラフ構造、逆級化層理の発達したシルト～砂質相、など、大阪層群の河川堆積物にかなり一般的な層相や各種堆積構造の発達状況がよくわかる（図13）。

コセットごとの層相や古流向の変化（違い）の甚だしさが注目される。それらの境は大きく削られた侵食面である。それらのコセットがさらに大きい侵食面で区切られる厚さ 2・3m～数mのユニットをなし、堆積状況と堆積場の大きな変化を物語る。

できれば個々のバンクやチャンネルとその構造を認定したい。礫のオリエンテーションやファブリックにも注意し、擬似インプリケーションに惑わされると流れの向きを90度も見誤り、ひいては河川相全体の分布予想にもかかわる場合があることに注意したい。正しい流向は、多くは露頭面に直角か高角に交わっている。

堆積物の側方付加は、平野の曲流河川系を特徴づける堆積過程であるが、大阪層群では、礫質な網状河川堆積相のなかでもそれによる堆積構造がみられることがある。河川流の強い場所が激しく急速に変わるときには、このような構造がつくられて当然である。このようなセットでは foreset 葉理の傾きさえも、河川流の大局的向きを示さず、これと高角に交わることになる。



図13 b 逆級化を示す葉理の写真

位置は図13 a の拡大スケッチの左上部の砂層

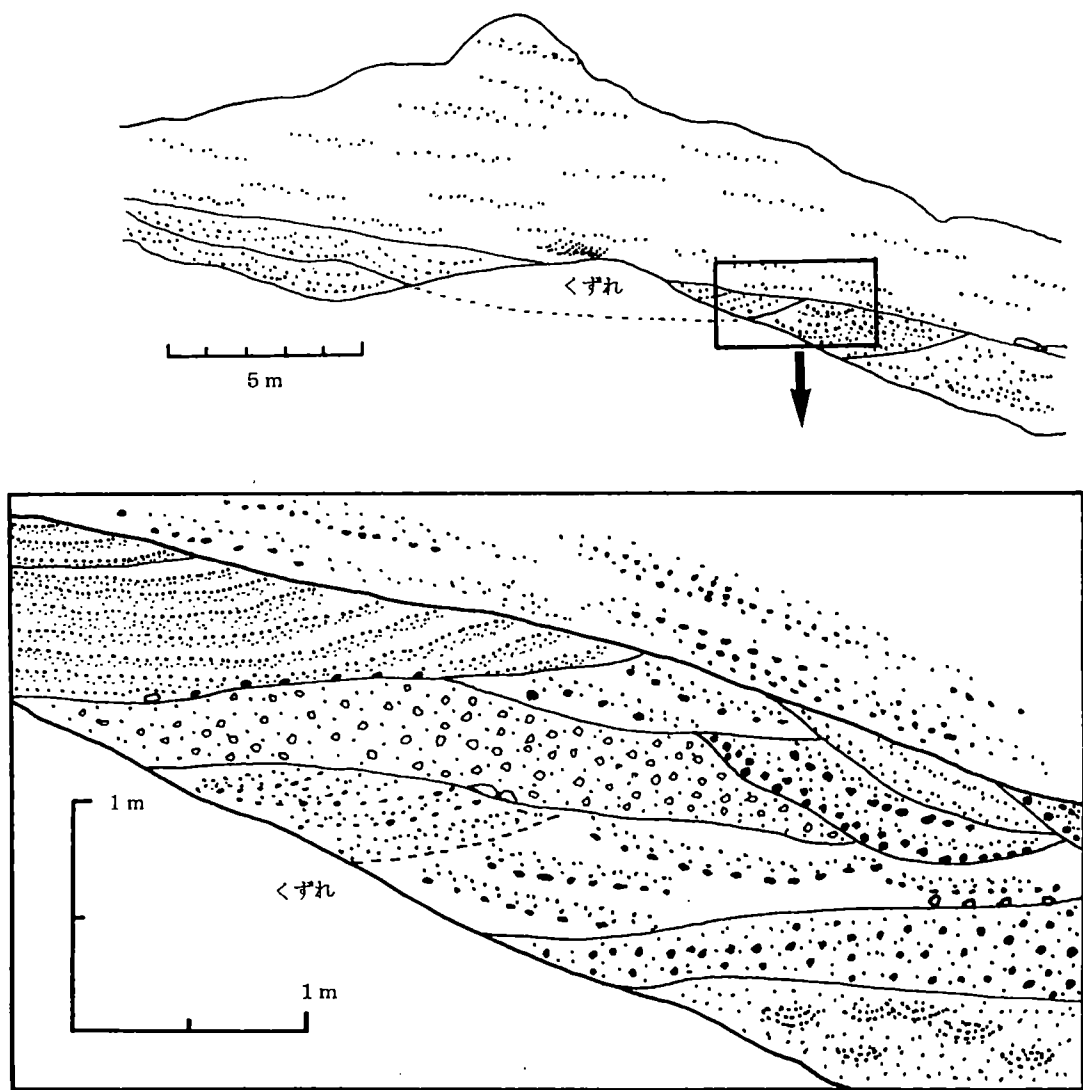


図13 a Loc. 3露頭の概要のスケッチ

露頭下部には小さなトラフ構造をもつ砂質相が顕著に発達している。

寝屋川市寝屋 (Loc. 4) にみられる堆積相について

(志岐常正)

Loc. 4 の露頭にみられる堆積相は、坂本ほか(1991), 桜井(1991) などにより研究されており、本巡検案内にその1つを収録しているので、くわしくはこれらをみていただきたい。Loc. 4 に発達する層相とそのサクセションを、層準の違う Loc. 1 のそれらと比較すると、多くの共通点や相違点がみられて興味深い。いま主に両者の違いについて注目すると次のような点が挙げられる。

1) Loc. 1 の A 相に相当する地層の上に、これを 1m あまり削って、潮汐流による側方付加にはじまる潮汐チャンネル堆積層、バー～バリア層が発達している。

2) その上部のやや土壌化したところの上に、陸上からの赤色風化土が、sheet flood をなして流入、堆積した(水中堆積と思われる)。その堆積物は正級化した一枚の単層であるが、内部にメガリップルが認められる。

Sheet flood が数回繰り返されるうちに、おそらく流入河川の運搬物自体のなかの赤色風化物の割合を減らし、また、波浪その他による侵食、再移動が盛んになって、上位の層ほど優白色の、淘汰のよい砂からなるようになる。

3) この優白色砂層卓越質相は、Loc. 1 の層相層序と比較すると B 相の発達するところにあたるがデルタ相的性格が弱く、その主体は、むしろ shore face のテンペスタイトのサクセションからなると言える。ウェイブ～複合リップルマークがよく発達する。それらはしばしば薄い(数 mm ～ 2 cm) 緑色～青色粘土層によって被覆され、bifurcated wavy bedding や wavy beddingなどをなしている。(このような粘土層による被覆は Loc. 1 の B 相構成層の上部においても認められるが比較的稀であり、むしろ Loc. 1 の B 上部が Loc. 4 のテンペスタイトと似た性格をもっていると言ったほうがよい。前述のようにストームとその収束を記録したものとみなされるが、Loc. 1 の A 2 のレンズ状層理の場合に似た過程によって説明されている例もある。)

砂層には黒色の斑点が散在するものが少なくない。このような斑点は B 上部でも一部みられるが、正体不明である。Loc. 4 ではこれが貝殻の破片であることが、明瞭な断面の存在によって明らかになっている。

テンペスタイト相の一部には、小型ながらハンモック状斜層理がみいだされる。

4) テンペスタイト相の上には前浜、後浜、back marsh, などの堆積物が発達している。なお、その発達状況(上下とラテラルな層相変化)の詳細なスケッチ(桜井, 1991, 手記)によって、露頭に面して左側(北側)が陸であることだけでなく、海退過程の堆積物であることが明瞭に示されている。

これら海浜性の地層は、その著しい削り込み面を充填する、河川性の砂礫層によって被覆されている。この点は Loc. 1 の場合と共通している。

Loc. 4（大阪府寝屋川市寝屋）に見られる堆積相

（坂本隆彦；坂本隆彦・横井定・吉村敬司・藤岡達也，1991 にもとづく）

Loc. 4 露頭では大阪層群の上部層（Ma6 より上位）の地層が見られる．特に砂質堆積物に海域で堆積した地層をよく観察できる．その堆積の場は海浜から外浜までである．

この露頭および近辺の露頭でみられる堆積相

岩相，堆積構造，層厚，含有化石や基底面形状などから 6 つの堆積相に区分することができる（図 1 4）．

堆積相 A：

この堆積相はその特徴から 2 つ（A 1，A 2）に細分される．

堆積相 A 1：砂礫で構成される．全体としてチャンネル形態を示すことが多い．その底部ではトラフ型斜交層理がみられ，底部から離れると平板型斜交層理が多くなる．上部にはトラフ状の形態をした泥質堆積物を挟むこともある．古流向は一方向性を示す．トラフ型や平板型の斜交層理は河床のデューンの移動累積によって形成されたものであり，泥質堆積物は流路内の凹地を埋積したものである．この堆積相が示す堆積環境は河川の流路である．

堆積相 A 2：塊状無層理のシルトを主とするが，一部細粒砂や粘土からなるときもある．普遍的に根痕がみられ，まれに植物破片を含む．淡灰色を呈することが多いが局所的に淡い赤紫色のこともある．また，細粒砂層とシルト層とが 1 ～ 数 cm の厚さで細互層をなす部分もある．これにも根痕がみられ，砂層には級化構造や斜交葉理がみられる．この堆積相が示す堆積環境は氾濫原と推定される．泥層は洪水時の浮遊泥に由来する．砂層は氾濫原にベッドホームをつくって堆積した結果である．また砂泥互層は，流路わきの自然堤防の堆積物である．

堆積相 B：

砂礫で構成され，砂質の部分と礫質の部分とが葉理をつくり，ゆるく（5 ～ 15 度）傾く．傾斜はほぼ一定の方向を示す．その傾斜方向は堆積相 A の流路の方向と直交することが多い．この堆積相は前浜（foreshore）の堆積環境を示す．一方向の傾斜面はかつての前浜面を示している．この上位には砂質泥層がのることがある．また下位には約 20 度の傾きをもったトラフ型斜交層理が発達する事がある．上位の砂質泥層は後浜の堆積物であり，下位の礫層は上部外浜の碎波帯付近の堆積物である．

堆積相 C：

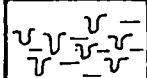
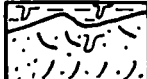
facies		lithology	sedimentary structure, paleocurrent, fossil.	thickne- -ss (cm)	facies sketch	sedimentary environment
A	A ₁	gravel ,sand and silt	channel , trough & tabular cross-stratification	100-200		Fluvial channel
	A ₂	silt and fine sand	massive , fine alternation, grading, reverse grading rootlet, plant fragments.	30-250		Flood plain
B		gravel and sand	parallel-lamination, tabular cross stratification.	170		Foreshore
C	C ₁	sand	channel, herringbone cross lamination, burrows.	110		Tidal creek
	C ₂	silt, fine sand and clay	massive, thin alternation of sand & mud, grading, rootlets, bioturbation, plant fragment.	20-70		Lagoon or Coastal marsh or Mud flat
D		coarse to medium sand and clay	alternation of sand & clay current ripples, mud drapes, burrows, bimodal paleocurrents.	20-120		Sand flat
E	E ₁	fine sand	amalgamated hummocky cross -lamination, burrows.	25-40		Shoreface
	E ₂	sand and clay	alternation of sand & clay wave ripples, burrows, molluscan shell.	7-120		Shoreface (lower)
F		clay	massive , thin sand layers.	30-300		Bay mud floor

図14 Loc. 4 およびその近辺で見られる大阪層群中の堆積相

この堆積相はその特徴から2つ(C1, C2)に細分される。

堆積相C1：淘汰の良い中粒砂からなる。下位の地層を削り込みチャンネル状をなす。チャンネルの底～下部では小礫や粘土礫を含んだトラフ型斜交葉理がみられる。底部から少し離れると平板型斜交層理が発達する。その古流向はほぼ正反対の2つの方向を示し、潮汐が作用していたことがわかる。また直径5～7cmの太いOphiomorpha型の生管が散在する。生管中には外と同じ淘汰の良い砂が詰まっているものがあり、砂層の堆積が継続しているとき、すでに生物活動があったことを示している。

この堆積相は潮汐クリーク（溝）の環境を示す。またこの潮汐クリークの層準には細粒砂とシルトの薄互層がみられる。砂層には級化層理も認められる。この堆積物はクリークからの氾濫堆積物と考えられる。

これらの堆積物の上位には、淘汰の良い細粒の砂層がみられる。これは後浜で堆積した風成砂であろう。

堆積相C2：主としてシルト層からなり、一部細粒砂層からなる。泥質堆積物自体の中に礫が散在する場合もある。多くの場合、生物擾乱を受け、初性的な堆積構造は残っていない。直径2～3cmの生管の中に砂が充填されていることが多いが、ときには1～2cm大の礫で充填されていることもしばしばである。また直径7～9mmで長さが10cm程のTeichichnus様の生痕が地層面から30～40cmの部分にみられることもある。根痕がみられることもある。

この堆積相の示す堆積環境としては潟または潮汐低地(mud flat)が推定される。これらの堆積物の上には炭質泥層がおおう。この炭質泥層にはハンノキ属の果実やミツガシワの種子そして植物の葉片が含まれる。これは沿岸湿地の堆積物と推定される。

堆積相D：

中粒砂～粗粒砂からなり10～70cmの厚さの砂層とその砂層を被う数cmの粘土層よりなる。砂層の中には潮汐堆積物に特徴的なマッドドレイプがみられ、砂層の上面には変形したカレントリップルがみられる。そのフォアセット葉理の傾斜方向から求めた古流向は、ほぼ180度反対の2方向の流れを示す。この堆積相は砂質の潮汐低地(sand flat)の堆積環境が推定される。リップルの形態や粘土層の色から、その一部は明らかに潮間帯に存在したことが予想される。またその多くは潮下帯と思われる。

堆積相E：

この堆積相はその特徴から2つ(E1, E2)に細分される。

堆積相E1：淘汰の良い細粒砂からなる。厚さは30～50cmで強い波浪によって形

成されるハンモック状斜交層理をなす。地層面から生痕が下位に向かって伸びる。この堆積相は外浜 (shoreface) の堆積環境を示す。波浪の卓越した浅海砂底といえる。堆積相 E 2 : 厚さ 7 ~ 120 cm の中粒~粗粒砂層とその砂層をおおう厚さ数 cm の粘土層との互層からなる。砂層中や砂層の上面にはウェーブリップルが発達する (吉村ほか, 1987)。粘土層にはその上面から入りこんだ生痕が多数見られる。砂層中に二枚貝の貝殻が溶脱した跡が残っている。この粘土層からは海棲珪藻化石が発見されている (坂本ほか, 1990)。

この互層の上には細粒砂からなる地層がかさなる。この砂層中にはハンモック状斜交層理 (HCS) がみられる。この堆積相からは、海水の影響がある外浜の下部の環境が推定される。ストーム時には波浪によって運ばれた砂がウェーブリップルを形成し、静穏時には底棲動物の活動が盛んな泥底であったといえる。静穏時には波浪限界以深で、ストーム時の波浪限界以浅の場である。

堆積相 F :

塊状の暗灰色粘土からなり、弱い平行葉理がわずかに認められることがある。生痕はほとんど認められないがペレット化石を含むことがある。一部に細粒砂から成る薄層を挟む。風化すると細かく割れ、イオウを析出して、従来から言われてきた海成粘土層の典型的な特徴を示す。この堆積相はこれまでも化石や化学分析等から云われてきたように内湾泥底の堆積物であると考えられる。

この露頭の地層の堆積環境の変遷

この露頭の下半部では、潟や沿岸湿地の堆積環境 (堆積相 C) ではじまり、砂質の潮汐低地 (堆積相 D) そして外浜 (堆積相 E 2) へと変化する海進相がみられる (以下、図 15 参照)。外浜での堆積時は高海水面期で、ハンモック状斜交層理のみられる細粒砂層を形成した。その後は海退相にかわり、前浜、後浜 (堆積相 B) そして河川の氾濫原や流路 (堆積相 A 1) へと環境が変化した。

下部にみられる潮汐クリークは北東-南西方向に伸び、そのすぐ上の堆積層の古流向は、北西への流れと、南への流れを示す。また潮汐低地堆積物 (堆積相 D) の示す古流向は、東北東への流れと南西への流れを示す。どちらも潮汐による流れであり、概ね調和的な流向を示す。

外浜の堆積物にみられるウェーブリップルから求めた波の振動方向は、西北西-東南東を示し、前浜の堆積物から求めた海の方角も西~北西方向でよく一致する。

すなわち当時、海岸線は南北にのび、西側に海が広がり、西から波が打ち寄せていたことが推定される。

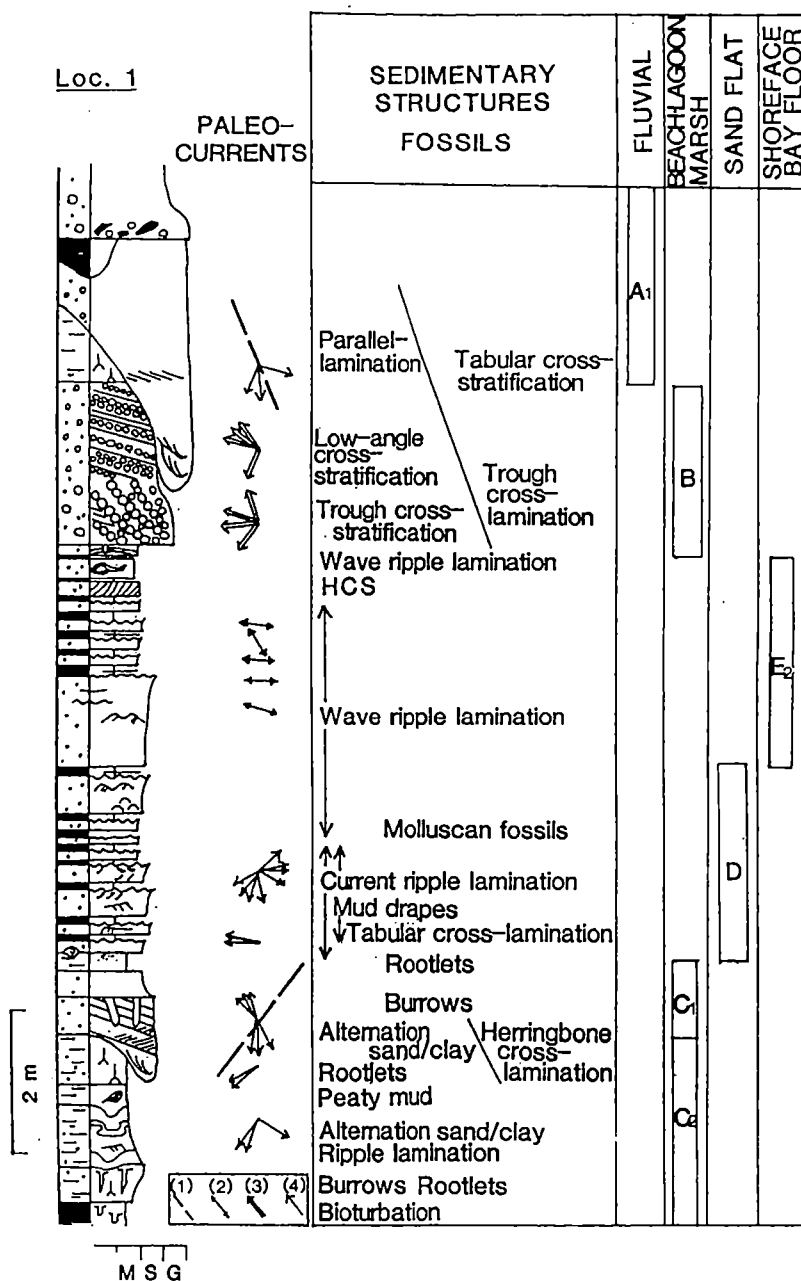


図15 Loc. 4における堆積相とそれから推定される堆積環境

- (1) チャンネルの壁の伸びの方向, (2) wave ripples の示す波の振動方向
(3) 海の広がる方向, (4) フォアセットラミナから求めた古流向.

引用文献

坂本隆彦ほか（1990）大阪層群上部の海成・河川堆積物．地団研代44回総会シンポジウム要旨集, 85-87.

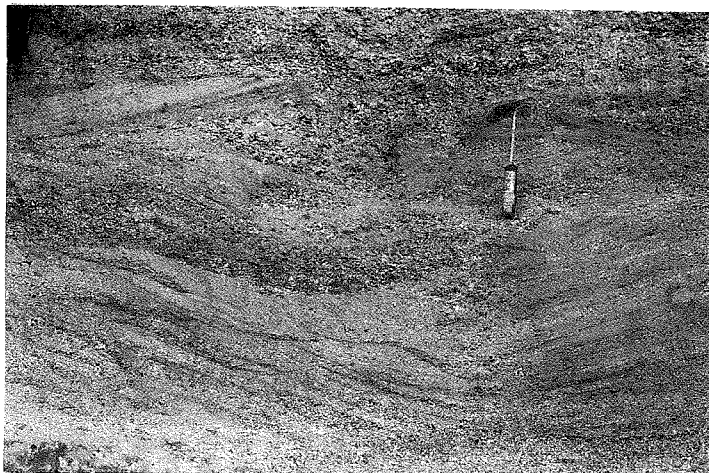
坂本隆彦ほか（1991）大阪層群の海成砂質堆積物：寝屋川市付近の堆積相開析．堆積学研究会報, 35号, 101-108.

吉村敬司ほか（1987）寝屋川市で発見された大坂層群中の漣痕について．日本地質学会第94年学術大会講演要旨, 130.

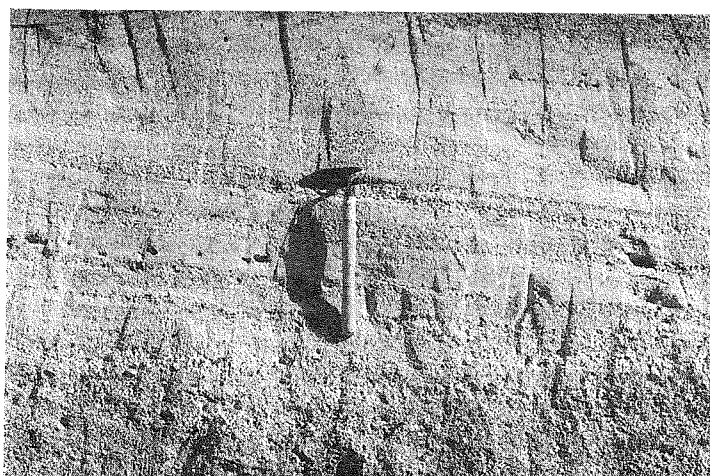
plateの説明

- a : 河川の流路堆積物にみられるトラフ型斜交葉理 (堆積相 A 1)
- b : 前浜堆積物の海側に傾斜した平行葉理 (堆積相 B)
- c : 潮汐クリーク (濤) の堆積物にみられる斜交葉理 (堆積相 C 1)
- d : 外浜堆積物にみられる砂泥互層, 泥層の上面から掘った生痕がみられる. 砂層の上面には wave ripples がみられる. 天気が静穏な時には泥が堆積し, 荒天時には砂が陸地からもたらされ, 波の影響を受け, wave ripples が形成された (堆積相 E 2)
- e : 外浜堆積物中にみられる貝化石 (堆積相 E 2)
- f : 外浜堆積物中にみられる wave ripples (堆積相 E 2)

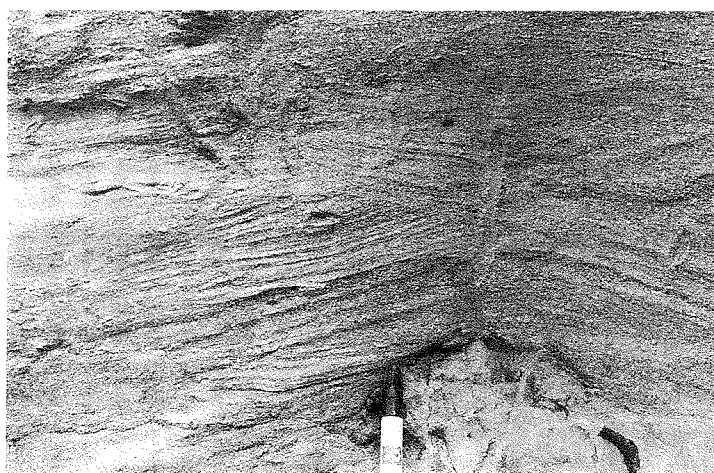
plate



a

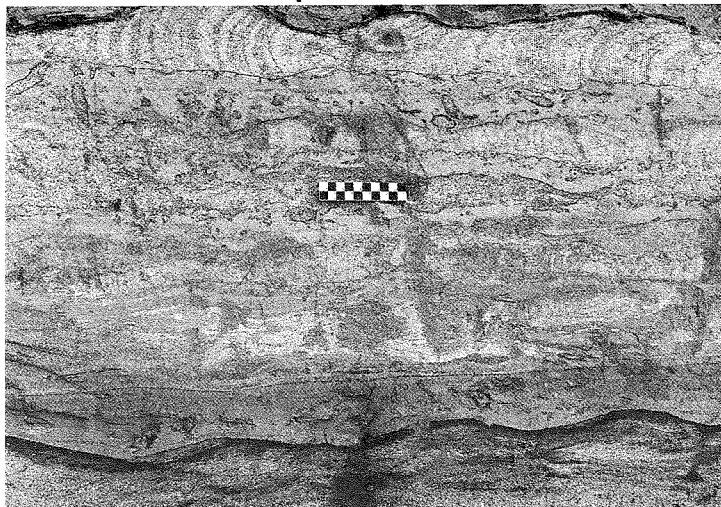


b



c

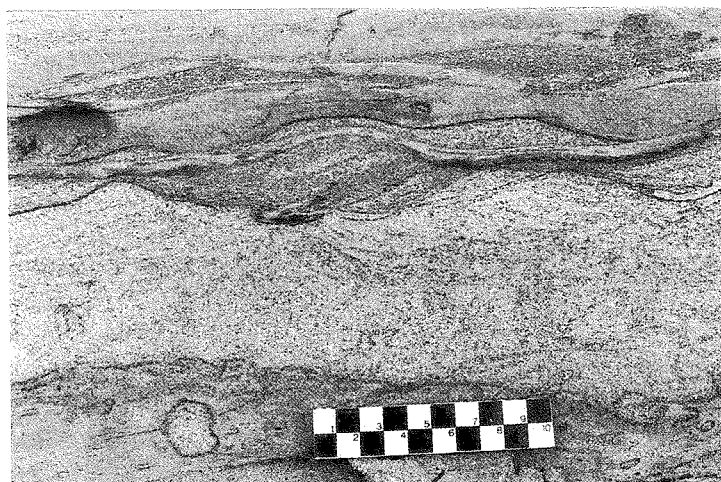
plate



d



e



f

Loc. 4（寝屋川市寝屋）に産出する珪藻化石

（横井 定）

1. 露頭での試料採取位置とそれぞれの産出珪藻化石について、重要と思われるものを選んで図 1 6 に示す。
化石産出層準のうち R128-R121 は坂本ほか(1991)の区分による堆積相の C 2, R23-R20 は E 2 を構成する地層に属する。
2. R-128 の *Diploneis papula* は内湾にあっても塩分濃度のやや高い所に生育するものである。
Melosira praeislandica は古琵琶湖層群の特徴種で、現在は絶滅して見られない。本種は、殻が厚く、形体に円筒状で、破損に強く、本海成層に多く含まれたものと考えられる。
R-21 には破損したものも多くあるものの、完全な固体も他の種に比べ多く含まれているのはこのためである。
3. R-126 の海性優占種である *Canpylodiscus echeneis* は、砂質で塩分濃度の高い外海に近いところに生育する種と考えている。ヨーロッパ内陸の鹹水湖にも生育する。
4. R-123 は含有殻数も少なく、古琵琶湖から流れてきたもので、*Stepanodiscus* も固有種の浮遊性種である。また、海性種が少し見られるが、これは再堆積したものと考えられる。
5. R-21 はリップル形成層中であって、唯一珪藻が見られる層であるが、先記のように、*Melosira* 以外はほとんどが破損していることから、誘導化石と思われる。しかし、この堆積の場については残念ながら結論が出せていない。
6. *Canpy. echeneis* は、湾曲したせんべい様のこわれやすいもので、R-21 では完全な形体をしたものはなかったことを付記する。

珪藻分析結果

左より、地質柱状図(一部省略)、・Rは試料採集位置
珪藻群集の比率、()内の数字は蓋融数、主な珪藻のダイアグラム

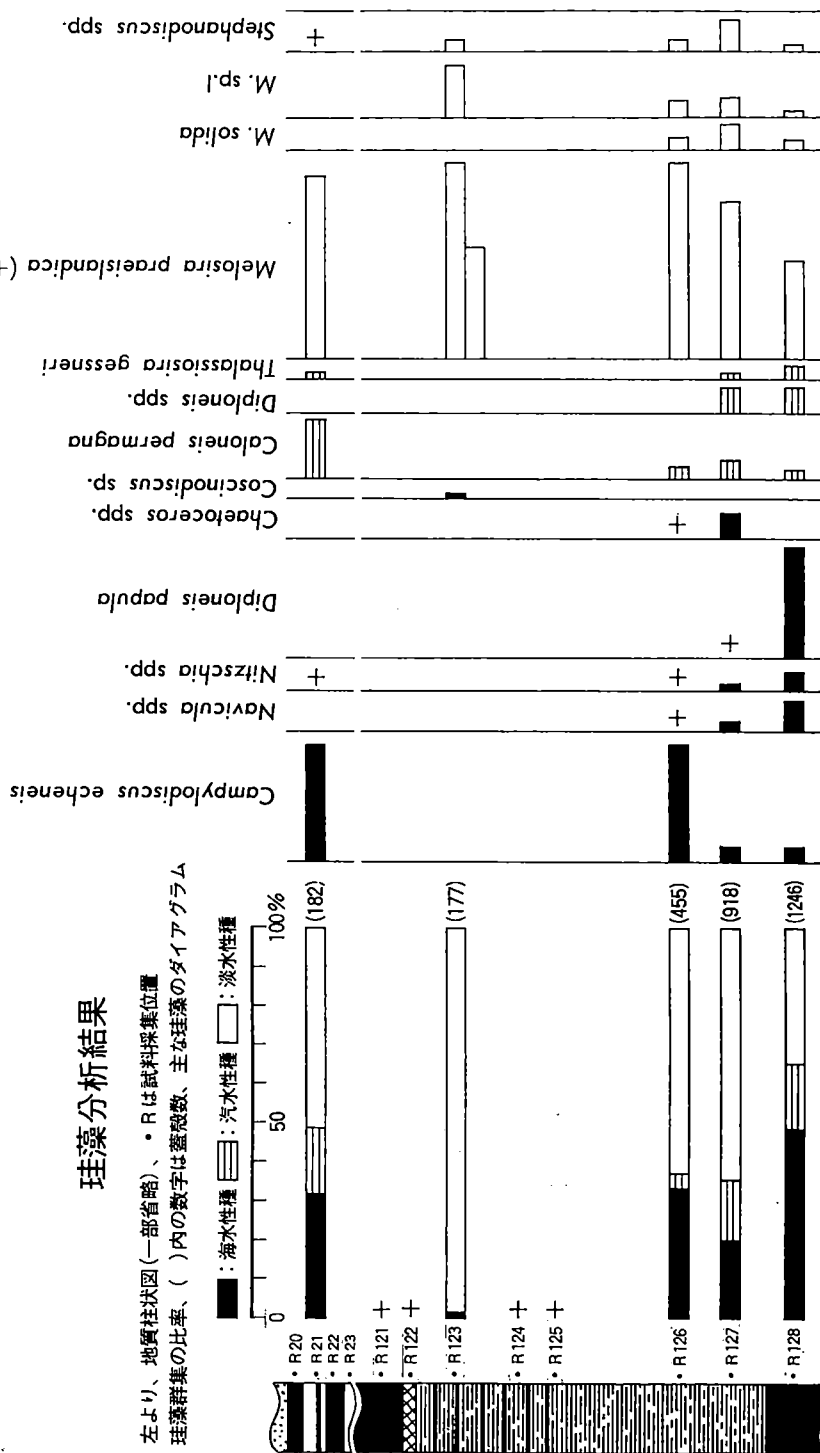


図16 Loc. 4 の泥質層に含まれる珪藻分析結果

化石産出層準のうち R128-R121 は坂本ほか(1991)の区分による堆積相の

C 2, R23-R20 はE 2を構成する地層に属する。

ページ	行など	誤	正
11	図7c キャプション	A 2相のレンズ状～波状層理のスケッチ 砂質レンズの中にはカレント葉理が発達している	① 相中のウェーブリップルのスケッチ 葉理や泥質ドレイブがみられる support dominant
12	見出しを除き 12	support dominant	
12	下から2	生物擾乱が	生物擾乱を
14	13	それと違いも	それとの違いも
16	下から10	水流の方向な変化	水流の方向の変化
18	本文下から3	変わるるとき	変わるとき
20	6	両者の違い	両者の違いに
20	14	波浪その他	潮汐や波浪
20	17-18	shore faceのテンペスサイト	shore faceの潮汐の影響を受けた砂層や、風雨の影響を受けたという意味での広義のテンペスサイト
20	18	…と言える。ウェイブ～	…と言える。カレントリップルやウェイブ～
21	2	坂本隆彦；坂本	坂本隆彦（坂本