

# 未固結砂の定方位薄片作製とその堆積学的意義

## Oriented Thin Section of Unconsolidated Loose Sands and Its Sedimentological significance

増田富士雄\*・須崎 和俊\*

Fuji MASUDA and Kazutosi SUZAKI

### I はじめに

まだ固結していない砂層から、定方位の試料を採取し、その構造や組織を攪乱しないで固定させ、従来の砂岩薄片と同様の薄片を作る方法を、新しく開発した。ここでは、その定方位薄片が堆積物の研究にもたらす意義について述べる。

### II 未固結砂の試料

薄片作製の対象とした試料は、次の3種類の未固結砂である。

**試料A**：人工流路内の砂堆を形成する砂層。採取は、筑波大学水理実験センターの大型水路内で、砂堆形成の条件決定の実験終了後に行なった（第1図）。砂の粒径は粗粒～極粗粒である。

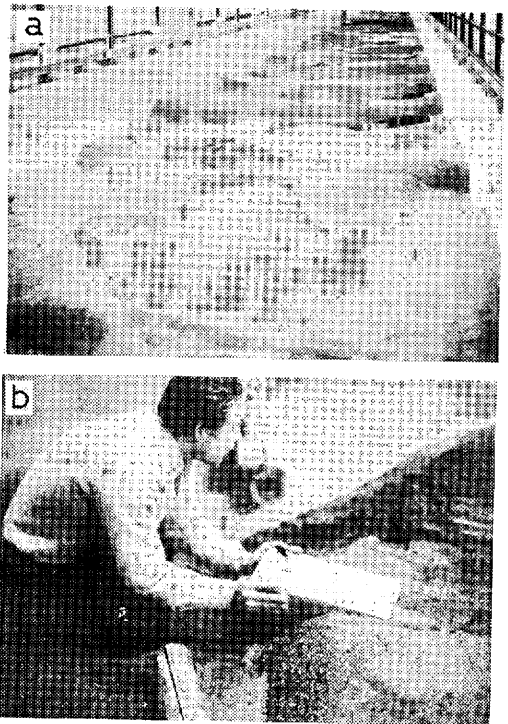
**試料B**：現世海浜を構成する砂層。採取は、茨城県鹿島海岸と人竹海岸の前浜表面で行なった。前者は中粒～粗粒砂で、後者は細粒砂である。

**試料C**：第四系上部更新統・成田層の砂層。採取は、茨城県上浦市穴塚の土浦一学園線際の露頭で行なった。砂層の層厚は約10mで、その中上部の平行ラミナが卓越する細粒砂層から採取した。

### III 試料採取

試料採取に際しては、(a)方位が明確であること、(b)構造や組織を攪乱・破壊しないこと、の2点が重要である。

(a)については、クリノメーターで採取時に方位（水平面・磁北・上位）を試料上に記入する。



第1図 a：筑波大学水理実験センター、大型水路内に形成された砂堆。水路幅4m、水路長約160mである。b：砂堆の前面で金属製角筒を用いて試料Aを採取しているところ。角筒には砂堆の前進方向が記入されている。手前は円筒採取器である。

未固結砂であるから、試料の一边をある方位にそろえて採取することもできる。

(b)については、ある大きさのブロックで切り出せて、しかも崩壊しない状態のものは問題ない。

\* 筑波大学地球科学系

(1984年5月21日受理)



第2図 上部更新統・成田層の砂層から、試料Bをブロック状に採取しているところ。ブロック上面に、アルミ製の磁北を示した矢印がある。砂層には海浜特有の磁鉄鉱の濃集した平行ラミナが認められる。

試料AおよびBは、採取時に多量の水を含んでおり、崩壊し易い状態であった。試料Cは、比較的容易にブロック状に切り出せる（第2図）が、水に浸すと瞬時に崩れる状態であった。

#### IV 試料の固定法と薄片作製法

こうした状態の試料を、構造や組織を攪乱・破壊しないで、薄片作製できる状態まで固結させる方法として、次の2つの固定法を開発した。

##### 1) 自然浸透固定法

現場でいろいろ工夫した道具を用いて、砂層からブロック状に取り出し、室内へ持ち帰り樹脂を浸透させ固定させる。樹脂としてはリゴラックやカナダバルサムを、溶剤としてはキシレンを使用した。乾燥による崩壊防止にはキシレン液に浸す方法が、また、水分の除去にはエチルアルコール

液に浸す方法が有効である。このエチルアルコールで処理する際、砂のブロックを薄紙で厳重に包囲して崩壊を防止する。この後、試料をリゴラック樹脂で固定させる場合には、やや低い濃度（リゴラック：キシレン＝7：3）のものを浸透させ長時間（10日以上）かけて固定させる。

カナダバルサムを併用する方法は、試料の状態によっては最も有効である。少し自然乾燥させた後、カナダバルサム液（カナダバルサム：キシレン＝2：8）を静かに浸透させる。この時、液を直接試料にかけずに、薄紙を透して浸透させるようにする。それを、常温下で除湿器を用いて1日程度風乾させる。この処理過程を数回繰り返す。その後、リゴラック液（100%）を浸透させ固結させる。また冬期には、20℃前後の状態で浸透させることが大切である。

自然浸透固定法で固めたブロック試料は、砂岩と同じであるから、任意の方位や面で切断することができるという利点がある。

##### 2) 現地瞬間固定法

現場で必要な面を瞬間接着剤で固定させる方法である。瞬間接着剤としては、アルファシアノアクリレート系のアロンアルファ（商品名）を用いた。瞬間接着剤は低い位置からいねいに滴らす必要がある。数分後には固定されたチップ状の試料が採取できる。この方法では、表面より5～8mm程度の厚さの試料しか採取できない。水分が多量に含まれる試料では、さらに薄い厚さでしか採取できない。

現地瞬間固定法で固めた試料は、薄片作製の際やや難しさが伴うが、固結が簡易なため利用価値はきわめて高い。

この現地瞬間固定法を1)の自然浸透固定法と組み合わせると、粗粒砂の試料については多方面での応用が可能となる。

こうして構造や組織を攪乱・破壊せずに固定したブロックやチップを定方位に切断し、薄片を作製する。この薄片作製法は、一般の砂岩薄片のそれとほとんど同じであるが、次の点を特に注意する必要がある。研磨の過程で必要に応じて、エポ

キシ系接着剤・ボンドEセットクリヤー(商品名)で補強すること。また、スライドグラスへの接着にもこのボンドEセットクリヤーを利用すること。

この『試料の固定法と薄片作製法』の詳細は、須崎(1984)を参照していただきたい。

## V 堆積学的意義

堆積岩岩石学では、岩石薄片の顕微鏡観察が重要な位置を占めている。その場合、固結した試料を対象とするのが、薄片作製上の制約から一般的であった。

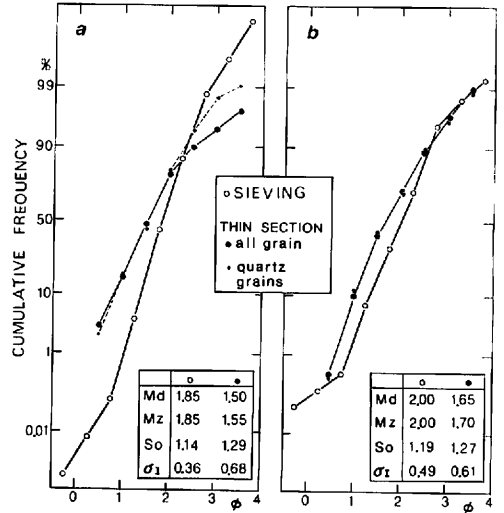
今回、未固結砂層を攪乱しないで固めたという事は、砂を『砂岩』として観察できるということである。砂や砂岩は、主に粒度組成・粒子形状・粒子間隙・鉱物組成・配列様式などに注目して記載・分類されてきた。ここでは、こうした要素の解析について、今回開発した方法で作製した未固結砂の定方位薄片を用いた具体例を挙げながら、述べてみよう。

### 1) 粒度組成

粒度分析の方法は、未固結砂では篩分け法・沈降法等が、固結砂岩では顕微鏡下で粒径を測定する薄片法がある。こうした方法は確立されておりMuller(1967)やPettijohn *et al.*(1972)をはじめとする堆積学の教科書に紹介されている。

固結砂岩での薄片による方法では、鏡下で無作為に数100個の、しかも特定の鉱物種の粒子(一般には、0.03mm程度以上の石英粒子を対象とすることが多い)の長径を測定し、その砂岩の粒度組成として代表させる。したがって、この測定では任意の切断面(薄片面)での粒度組成が表現されることになるため、真の組成とは異なる。しかし、同じ方法での組成間の比較には十分有効であり、ひろく用いられている。

第3図は、大竹海岸の砂と成田層の砂の同一地点・同一層準における、篩分け法と薄片法による粒度分析結果である。薄片法による平均粒径や中央粒径は、大きく表現されている。これは篩分け法による分析では“中径”が測定されること、お



第3図 同一未固結砂の篩分け法(○)と薄片法(●)による粒度組成。・は石英粒子のみによる薄片法の結果。a:大竹海岸の現世海浜砂(試料B) b:成田層の海浜砂(試料C)。薄片法によるほうが、平均粒径(Mz)や中央粒径(Md)は大きく、淘汰度(So,  $\sigma_1$ )は悪く表現されている。

よび粒子形状が球よりむしろ柱状で近似できることを意味している。薄片法によるほうが任意の面で切っているため淘汰度は悪くなっている。

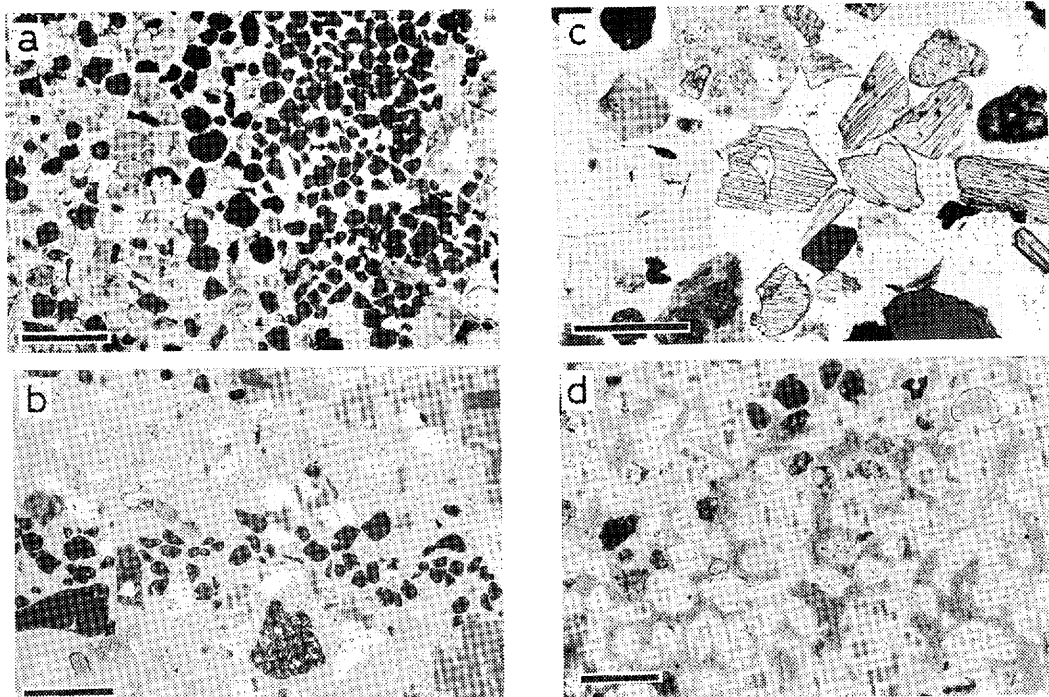
薄片法の粒度分析では、石英粒子のみの測定で十分といえよう。大竹海岸の砂(第3図a)には2.5 $\phi$ より細粒の火山岩片が多いため、石英粒子のみの場合と全体の場合で異なる。

粒度組成の解析では、未固結砂のままの状態のほうが正確な情報を得ることが出来るといえる。

### 2) 粒子形状

砂粒子の形状は、鉱物結晶の自形や運搬過程での破壊や磨耗によって決る。形状は粒子の長径/短径比や円磨度などによって表現される。

第4図eは、大竹海岸の砂の粒子形状である。同一試料の薄片写真(同図d)と比較すると、薄片写真からのイメージとかなり相違がある。こうした現世の海浜砂の中には円磨度の悪い粒子がかなり存在することが判る。とくに石英粒がそうである。ちなみに成田層の海浜砂についても円磨度



第4図 未固結砂の薄片顕微鏡写真。a：試料Aの砂堆上面。磁鉄鉱粒(黒色)と輝石粒(劈開が発達、透明)とがゾーンを形成している。右側の大きい粒子は火山岩片。スケールは1mm。b：試料Aの砂堆断面。磁鉄鉱粒がフォーセット・ラミナに沿って並ぶ。それより上方は石英・長石・輝石粒が、下方には粒径の大きな火山岩片が見られる。スケールは2mm。c：試料Aの砂堆前面。粒子間隙の大きさに注目。スケールは0.5mm。d：大竹海岸の現世海浜砂(試料B)。石英・長石粒(透明)と火山岩片(有色)との円磨度の違いに注目。スケールは0.5mm。

が悪い石英粒が多い(第4図f)。円磨度は鉱物種(起源)によって違っている。

砂粒子の形状の解析は、未固結砂のままのほうがはるかに条件が良いといえる。特に粒子の表面組織の観察は、薄片ではできない。

### 3) 粒子間隙

砂粒子間の間隙は、粒子形状や粒度組成などによって異なる。また、堆積後の続成過程での圧密作用や膠結作用等で変化する。

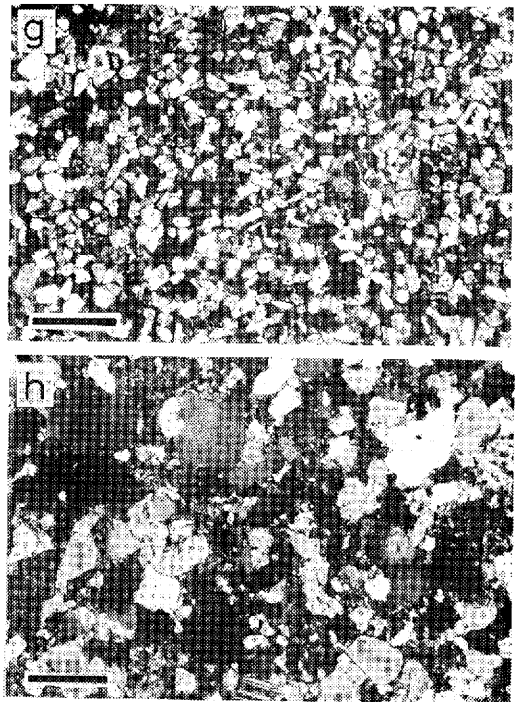
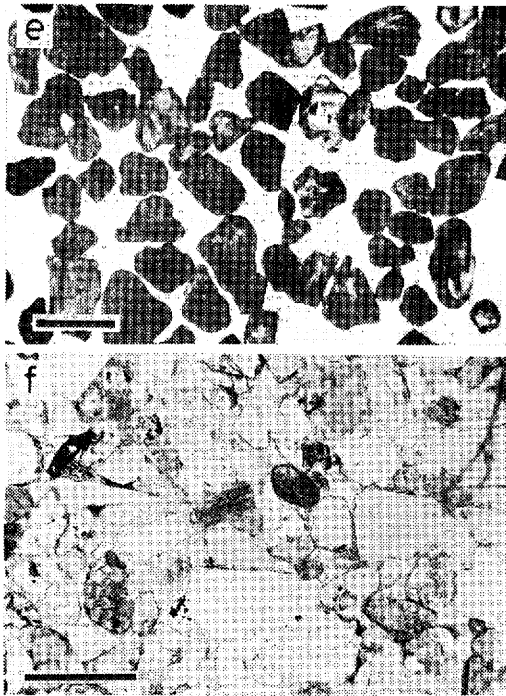
今回、未固結砂の薄片観察をして最も驚いたことは、粒子間隙の大きさであった。第4図a～gの未固結砂では、今まで見慣れている一般的な砂岩(同図hは始新世—4～5千万年前—の四万十帯・室戸半島層群奈半利川層の砂岩の例)より、粒子間隙ははるかに大きい。実験水路の砂層では、薄片面での粒子のコンタクトはほとんどない状態

である(第4図a～c)。こうした砂層は、動的荷重によりパッキング状態が容易に変化し、粒子間隙に存在していた水が移動して、いわゆる液状化現象が起こり脱水構造が形成される。同じ海浜砂でも、成田層(12～10万年前)のもの(同図f)のほうが現世のもの(同図d)より粒子間隙が少ない。これは後世の圧密作用によると考えられる。しかし、これでも古い砂岩(同図h)より、間隙ははるかに大きいことが判る。

変形作用や圧密作用の過程での粒子間隙の変化を調べる研究等にも、未固結砂の薄片は有力なものとなるだろう。

### 4) 鉱物組成

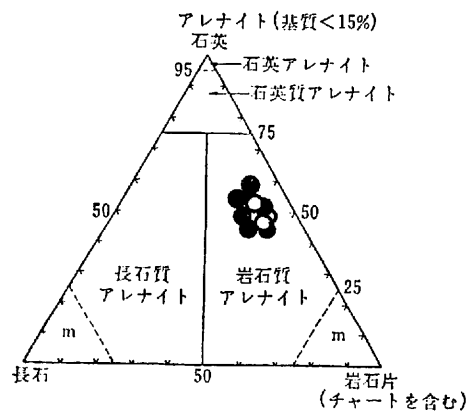
砂岩の分類では、鉱物組成(種類と量比)が重要な要素に成っている。薄片を用いた顕微鏡観察により、未固結砂では従来ほとんど行われなかつ



e : 写真dと同一砂の実体顕微鏡写真。海浜砂にも角ばったものが多い。スケールは0.5mm。  
 f : 実塚における成田層の砂(試料C)。円磨度の良い火山岩片(有色)と円磨度の悪い石英粒(透明)が特徴的である。中央の劈開が発達した長方形の鉱物は雲母である。スケールは0.5mm。g : 成田層の砂。中央の上下に伸びる透明鉱物の多いゾーンは、ヒメスナホリムシの生痕。両側の有色鉱物が多いゾーンと対称的。クロスニコル。スケールは1mm。h : 四万十帯・奈半利川層のタービダイト砂岩。粒子間隙や粒子コンタクトが未固結砂のものと同様に異なることに注目。クロスニコル。スケールは0.5mm。

た鉱物組成分析が、高い精度でできる。もちろん、組成分析では定方位薄片である必要はなく、未固結砂粒を樹脂に埋め込んだものから作製した薄片でよい。また、実体顕微鏡下で未固結砂のまま区別することも、精度は落ちるができる。今回の未固結砂の定方位薄片では、従来の砂岩薄片と同様に処理できるという事である。

第5図は、岡田(1971)の分類法による試料Bおよび試料Cの解析結果である。基質(粒径20 $\mu$ 以下の“粘土”)量によりアレナイト(基質量15%以下)かワッケ(15%以上)に大区分し、さらに石英・長石・岩片の端成分の三角ダイアグラムにプロットして、砂岩分類を行う。その結果は、両試料とも『岩石質アレナイト』である。これは上部更新統の成田層の砂岩組成が、初めて正式に決定された記念すべきデータである。



第5図 現世海浜砂(試料B:○)と成田層(試料C:●)の砂岩の分類。共に岩石質アレナイト。分類法は岡田(1971)による。

薄片観察による情報は豊富で、特にこうした若い地質時代のしかも古地理の復元がなされた地域

の堆積物では、それぞれの砂粒子の起源（故郷）が読み取れる可能性が十分生れたといえる。

例えば、成田層の砂（試料C）には、少なくとも3種類の石英粒が認められる。それは、明らかに花崗岩由来と考えられる波動消光の著しいものと、火山岩由来と考えられるガラス質包有物の多いものと、さらに円磨度のよい単一結晶性のものがある。量的には前二者が圧倒的に多い。長石粒子にも、少なくとも2種類が区別できる。ひとつは、アルバイト双晶の明瞭な花崗岩由来と推定できるものと、もうひとつは、ガラス質包有物が多く双晶が不規則で累帯構造が著しい、火山岩由来と推定できるものである。石英粒も長石粒も、火山岩由来と考えられるもののほうが、円磨度ははるかに高い（第4図f）。

このほか成田層の砂には、円磨度の良い流紋岩質～デイサイト質の酸性火山岩の岩片がかなり多く含まれる。また、チャート・砂岩・頁岩・ホルンフェルス等の岩片や雲母片のほか、わずかな変成岩・ハンレイ岩・閃緑岩等の岩片もみられる。

こうした事から考えると、筑波台地の一隅に露出する成田層の砂は、筑波山地・八溝山地・日光山地にその起源を求める事ができる。

一方、現在の鹿島灘の海浜砂は、上記の成田層の海浜砂と、第5図に示したような分類法では同じ砂岩組成になるが、鉱物組成を細かく見ると相違がある。鹿島海岸でも大竹海岸でも海浜砂の粒度は異なっても、鉱物組成はほぼ同じである。ここでも、成田層の砂と同じ花崗岩と火山岩由来と考えられる石英粒や長石粒と共に、流紋岩質～デイサイト質の火山岩片が多く認められる（第4図d）。また、砂岩やチャート等の堆積岩片も見られる。しかし決定的に違うのは、現世の海浜砂には円磨度のやや良い安山岩の岩片が特徴的に含まれていて、同一の岩石から由来したと考えられる紫蘇輝石や普通輝石が見られる事である。成田層の砂には、わずかな角閃石は見られるが、輝石類はほとんど認められない。これらは、銚子半島に露出する安山岩か、あるいは、利根川流域の火山群（榛名山・赤城山など）の安山岩か、詳細な顕微

鏡観察と化学組成の検討からその由来が解明できるとおもわれる。

筑波台地の成田層の海浜砂は鬼怒川系に、現在の鹿島灘の海浜砂は鬼怒川系と更に利根川系または那珂川系にその主要な起源を求められるかもしれない。

また鹿島灘の海浜砂には、成田層の砂に見られない貝殻の破片や有孔虫殻等の炭酸塩の粒子片が認められる。それは成田層の海浜砂にも初生的には含まれていたが、陸化後、雨水や地下水によって溶解してしまったと考えている。こうした考えは、成田層の試料採取した層準に、溶解した貝殻の痕跡が見られる事からも支持されよう。

現世と成田層の海浜砂に共通した特徴は、現場で黒色の平行ラミナとして認められる磁鉄鉱の濃集したゾーンが存在することである（第2図）。

成田層の海浜砂には、ヒメスナホリムシ *Excirolana chiltoni japonica* の白斑状の生痕化石（菊地、1972）が見られる事がある。この部分の薄片観察から白斑部には、透明鉱物（主に石英）が多く、有色鉱物が少ない事が解った（第4図g）。これは、菊地（1972）が考えたようにヒメスナホリムシの潜入時の鉱物節別が原因と思われる。その後、それ以外の部分に多い岩片や基質の粘上化により白斑が強調されたものであろう。

未固結砂の薄片観察に基づいた鉱物組成の研究は、従来あまり入手できていなかった『もの』についての情報が得られる点で有意義である。

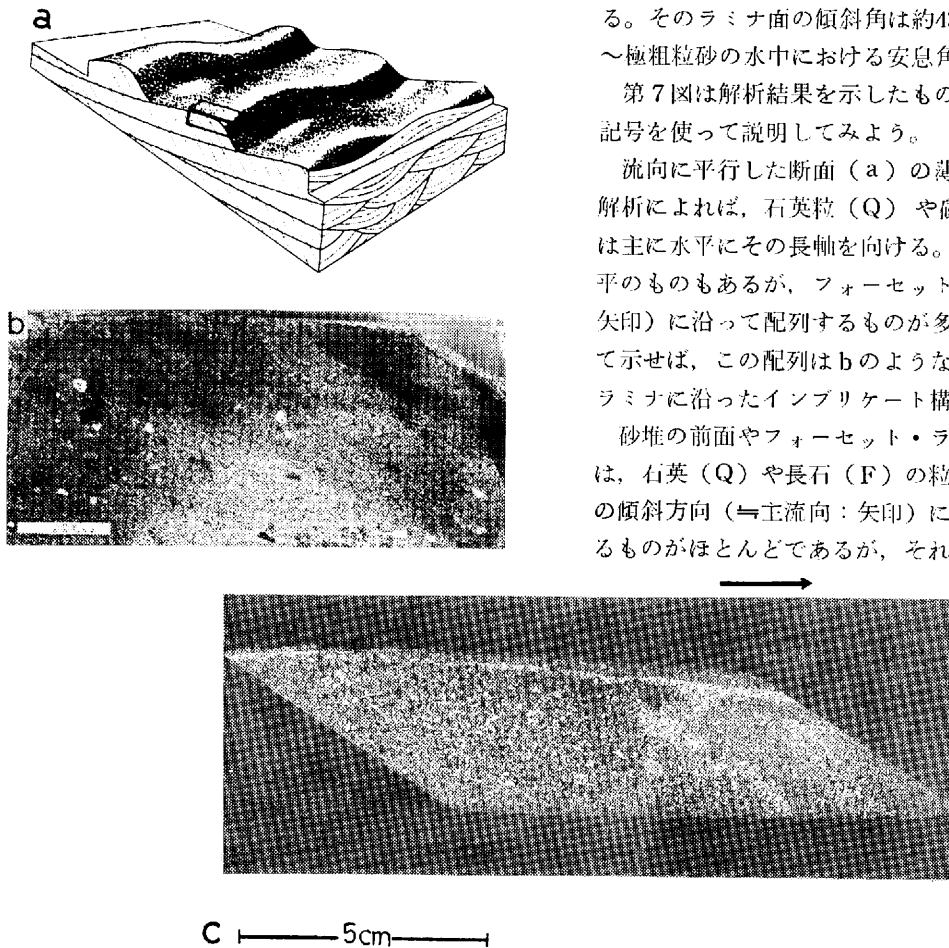
## 5) 配列様式

今回新しく開発した方法の最大の利点は、砂粒子の配列様式が分かる、すなわち、砂層のミクロな組織が解明できる点にある。

自然界の砂粒子は、球形や立方体よりも回転楕円体や直方体で近似できる事が多い。こうした砂粒子が堆積するとき、水理条件によって特定の方向性を示して配列することが普通である。そこで砂岩中の粒子の長軸・短軸の方向性を調べ、配列様式を明らかにし、その結果から堆積時の流れの方向（古流向）を推定する研究が行われるようになってきた。そうした事情は、Pettijohn *et al.*

(1972), Potter and Pettijohn (1977), Collinson and Thompson (1982), Allen (1982) 等の教科書に紹介されている。これらの研究の多くは、薄片作製上の制約から固結砂岩を対象としたものが多い。未固結砂の定方位薄片が作製できる事により、環境を良く再現できる若い地質時代の地層や現世堆積物、さらには条件を自由にコントロールできる水路や水槽実験の堆積物にまで、こうした解析法による新しい見方が導入できる事になったのである。

実験水路の砂堆、現世および第四紀の海浜砂の



第6図 a : 砂堆上での試料Aの採取位置。砂堆の図は、Reineck and Singh(1980)による。b : リゴラック樹脂で固結した試料Aの切断面。フォーセット・ラミナ(左上から右下への粒子配列)が認められる。右隅の一部は崩壊している。スケールは5cm。c : b切断面の一部(右上部)の大型薄片。薄片部は識別し易いように陰面を用いた。白色細粒子は磁鉄鉱。矢印は流向を示す。

粒子配列様式の具体的な解析例を述べてみよう。

解析方法は、定方位薄片面での見かけの長軸／短軸比が2以上の粒子を対象に、その長軸の方位を鉱物種別に100~300個測定した。そして、その結果を10度毎に分割したローズダイアグラムとして表示した。

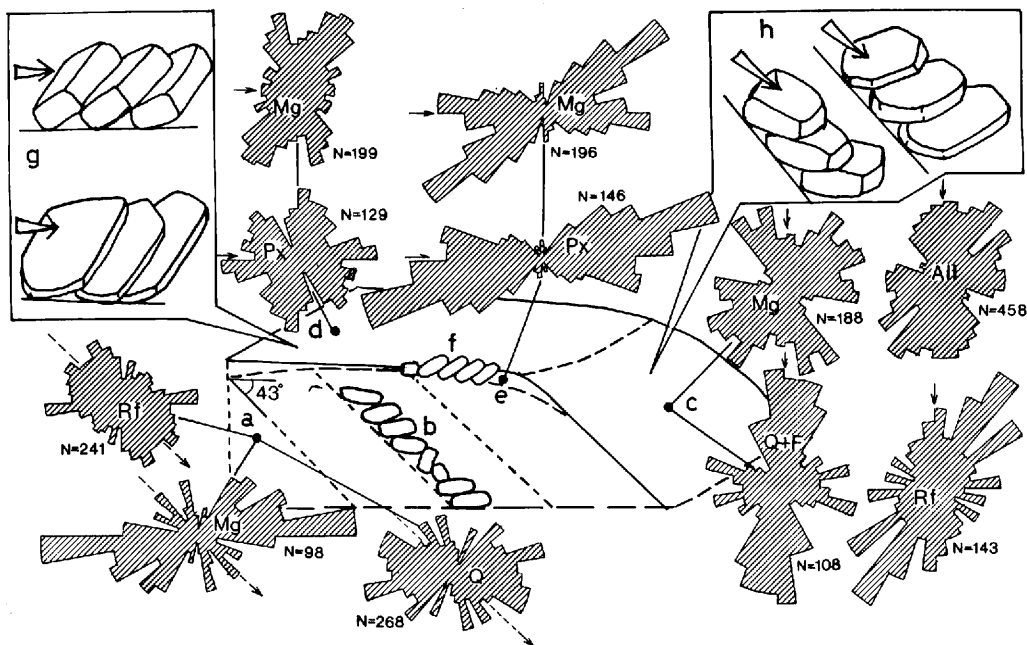
実験水路の砂堆(試料A)

実験水路で形成された、第1図のような砂堆の頂部付近(第6図a)を固定し解析した。第6図bはその固定した試料ブロックの、流向に平行な断面の一部である。砂堆の移動・前進によって形成されたフォーセット・ラミナがよく観察できる。そのラミナ面の傾斜角は約43度で、この粗粒~極粗粒砂の水における安息角にほぼ等しい。

第7図は解析結果を示したものである。図中の記号を使って説明してみよう。

流向に平行した断面(a)の薄片(第6図c)解析によれば、石英(Q)や磁鉄鉱粒(Mg)は主に水平にその長軸を向ける。岩片(Rf)は水平のものもあるが、フォーセット・ラミナ(点線矢印)に沿って配列するものが多い。モデル化して示せば、この配列はbのようなフォーセット・ラミナに沿ったインブリケート構造となる。

砂堆の前面やフォーセット・ラミナ面(c)では、石英(Q)や長石(F)の粒子は、ラミナ面の傾斜方向(≡主流向: 矢印)にその長軸を向けるものがほとんどであるが、それと直交するもの



第7図 砂堆頂部(試料A)の粒子配列。Mg: 磁鉄鉱, Px: 輝石, Q: 石英, F: 長石, Rf: 岩片, All: 全体。N: 計測数。矢印は流向, 点線矢印はフォーセット・ラミナ方向を示す。a~hは本文参照。砂堆の上面(g)や前面(h)では、図のようなインブリケート構造を示す。

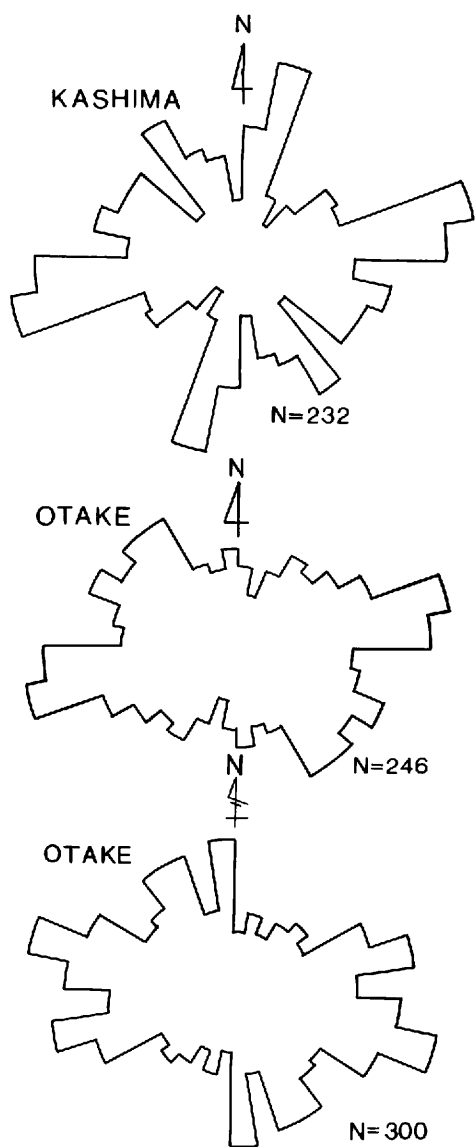
も見られる。岩片(Rf)や磁鉄鉱(Mg)の粒子は、その傾斜方向と30~40度斜交するものが多い。

砂堆の上面(トップセット面: d)には、磁鉄鉱粒からなる薄い層と、その上位の輝石粒を主体とする層が認められる。これは、砂堆活動時の流速から実験終了後に、流れを停止させ離水させる過程で形成された堆積層で、実験時には浮遊状態にあった粒子が多いとおもわれる。しかし、この層の形成時にはしだいに弱くなる水理条件下で、躍動あるいは転動しながら堆積していったと考えられる。この上面の磁鉄鉱粒は、その長軸を流向(矢印)にほぼ直交(20~30度斜交)させて配列している。輝石粒は、その長軸を流向に直交させるものと平行させるものがある。この断面(e)を見ると、磁鉄鉱(Mg)粒も輝石(Px)粒も、その長軸を流向(矢印: = トップセット面)と平行に向けるものと、上流に傾斜する(磁鉄鉱粒で約35度、輝石粒で約15度)主要な配列方位が認められる。この様子はfで示したインブリケート構

造で代表できよう。

以上の結果から、この砂堆の頂部付近の砂粒子の配列様式を模式的に図示すれば第7図中のgやhのようになる。斜交層理内での粒子配列の解析例はあまり多くない。ここで明らかにしたフォーセットでの粒子の定向配列は、そうした少ない例である、Yagishita (1980)による長野県の中新統・小川層の固結中粒砂岩層の粒子配列や、Yagishita and Jopling (1983)による、カナダ・オンタリオ州の1万3千年前の氷河の融氷流水堆積物(アウトウォッシュ)の末固結(冬期凍結時に採取)中~極粗粒砂層の粒子配列に基本的には一致している。また、すでに述べた砂堆前面での傾斜に対する粒子配列の斜交性(第7図c)はその面上での流れの乱れや反流(バックフロー)の各鉱物種の形・粒度・比重などに対する効果と考えられる。一方、砂堆の上面(d, g)では、流向に直交する粒子配列が卓越する、Yagishita(1980)が主張するような、従来多くの報告例と異なる





第8図 現世海浜（鹿島海岸・大竹海岸）の前浜面の粒子配列。海岸線はほぼ南北。長軸が海岸線に直交するものが卓越し、平行するものも認められる。数字は測定数。

る、すなわち、流向に粒子配列が直交するという例は、今回の例でも認められたように、比較的一般的な現象といえるかもしれない。

今後、Hamilton *et al.* (1968) や中嶋 (1977) をはじめとする粒子配列に関する実験的研究に、

この未固結砂の定方位薄片を応用することによりこうした粒子配列と水理条件との関係が、さらに明らかになるだろう。

#### 現世の海浜砂層（試料B）

第8図の3つのダイアグラムは、鹿島海岸と大竹海岸における前浜面上での砂粒子の長軸の配列方位を示したものである。どれも東北東-西南西と東南東-西北西の方向に、顕著な集中ピークが認められる。これは、海岸線の伸び（ほぼ南北）と直交し、波の入射と反射の方位に対応していると考えている。一方、鹿島海岸の例で認められるように、それらと直交する方位も存在している。それは大竹海岸の例でもわずかながら見られる。すなわち、海岸の波うち際では、砂の粒子は波の流れに平行して、近似的には海岸線の伸びの方向と直交するものが多いが、海岸線の伸びと一致する粒子配列も認められるといえよう。

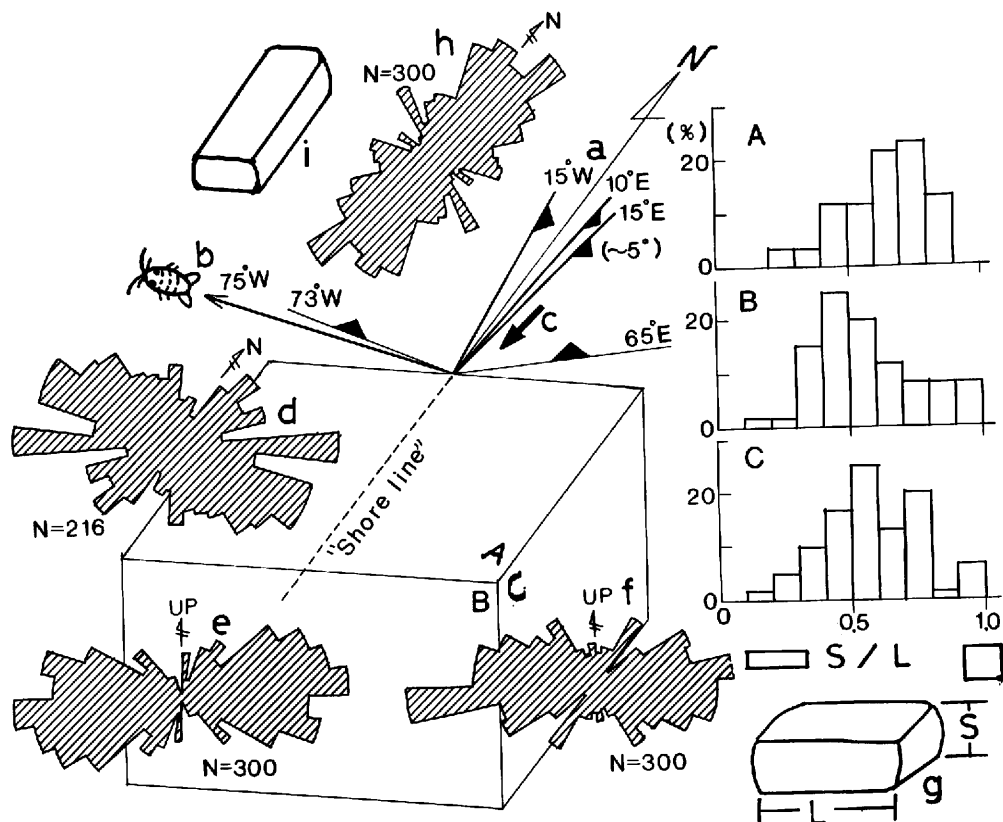
今後、こうした現象を説明するために、この未固結砂の定方位薄片による解析を用いた、造波水槽による実験が必要であろう。

また、地層における海浜（前浜）堆積物の認定は、比較的容易である（増田・岡崎, 1983）から堆積構造の解析と共にこの粒子配列の解析を加味すれば、地質時代の海岸線を推定する強力な手法となろう。次にその1例を示そう。

#### 第四系成田層の砂層（試料C）

この試料採取した層準は、典型的な海浜の前浜相（増田・岡崎, 1983）を示す。すなわち、分級の良い砂層中に、磁鉄鉱粒がよく連続する平行ラミナを形成している。一部にカット・アンド・フイル構造や高角（20~30度）の平板型斜交層理、あるいはリップラミナ等が認められる。またすでに述べた、ヒメスナホリムシの生痕化石が密集して見られる部分がある。

この磁鉄鉱粒の濃縮した平行ラミナは5度程度の傾きを持つ。この傾きは、前浜面の初生的な海側への傾きを記録していると考えられる。また、ヒメスナホリムシの生痕の平面での伸びの方向は、海岸にほぼ直交する事が知られている（小山, 1983）。そこで、試料採取地点でこうした方向を測

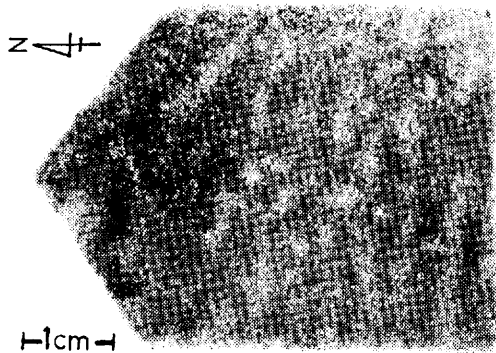


第9図 成田層の海浜砂層(穴塚)の粒子配列。a:堆積構造から推定される前浜面の傾斜方位(海の方)と海岸線の伸び。b:ヒメスナホリムシの生痕の伸び方向(海岸線に直交)。c:砂州間低地での流向(クロスラミナから推定)。d, e, f: A, B, C面(同一単層内)での長軸配列。g: A, B, C面でのみかけの短軸(S)/長軸(L)比(ヒストグラム)から推定される粒子形状。h: 違う層準(A面)での長軸配列。i: その粒子形状。

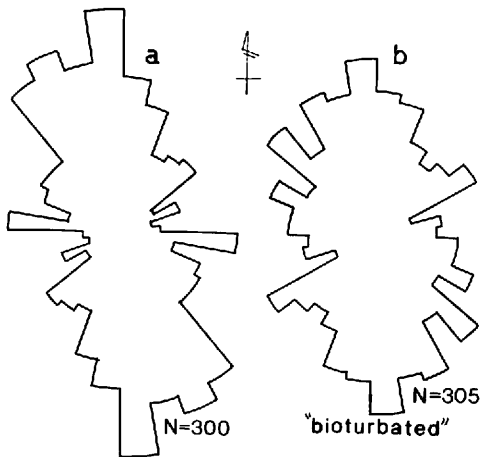
定した。第9図中のaは平行ラミナの傾きで、bはヒメスナホリムシの生痕の伸びの方向である。これから南北性の海岸線と東方に海が推定できる。図中のcの矢印は、この堆積相のすぐ下にみられる大型の斜交層理(前浜前面の海岸に平行したトラフ内で形成されたと考えられる)から求めた流向で、この海岸線の推定と矛盾しない。

ここでの粒子配列は第9図のローズダイヤグラムのようにになっている。同一単層内で、ラミナ面(前浜表面:A)と、推定される海岸線に直交(B)および平行(C)する断面で調べた結果、ラミナ面では現世海浜の例(第8図)と同様に海岸線と直交する粒子が多く(d)、断面ではほぼ水平に長軸

を向ける粒子が多い(e, f)事がわかる。よく見ると、海岸線に直交する断面でのデータでは、10度程度陸側に傾斜するものが認められる。これは、引き波によって形成されたインブリケート構造と理解できるかもしれない。ここで示したのとまるで同じ粒子配列様式を, McBride and Yeakel (1963), Potter and Mast (1963) や Allen (1964) 等がパーティング線構造を持つ平行ラミナ砂岩の解析から報告している。この配列様式は、パーティング線構造を作るような水理条件、すなわち平滑床を形成する時の連続した砂粒子の移動でできると考えられる。ちなみに増田・岡崎(1983)は成田層の同じ堆積相からパーティング線構造を発



第10図 現地瞬間固定法で成田層から採取した薄片用チップの研磨面写真。ヒメスナホリムシの生痕が見られる(上下一東西一に伸びた白色部)。平行ラミナ面。チップは作製過程で方位の間違いが無いように五角形にしてある。第5図gはこのチップから作った薄片の顕微鏡写真である。



第11図 成田層の海浜砂層(試料C)のラミナ面の粒子長軸配列。a: 平行ラミナが発達する層準。b: ヒメスナホリムシによる著しい生物擾乱作用で平行ラミナが認めにくい層準。数字は測定数。aのような初生配列が生物擾乱によりbのように変化した?

見、報告している。

次に、同一単層内のA・B・C面での薄片面における、見かけの単軸/長軸比(S/L)を測定した(第9図中のヒストグラム)。その結果、およそ図中のgのような形である事がわかる。

一方、このやや下位層準のラミナ面(A)での

解析結果hは、すでに述べたdの結果と異なっている。そこでは推定される海岸線と平行した長軸配列(i)をとる。現世の鹿島海岸の海浜砂で認められた、海岸線と平行した配列が強調されていると考えられる。この層準の砂の粒度はdのものよりわずかに粗い。こうした2つの前浜面での粒子配列様式の違いが、どのような水理条件あるいは粒子形態の違いに由来するかは、今後の問題である。

## VI おわりに

本固結砂の定方位薄片の作製法とそれがもたらす堆積学的意義について述べてきた。この際『本固結砂層の構造や組織を攪乱しないで固定し、薄片として観察できたかどうか』という事を、チェックする方法は無い。採取時の体積と固定後の体積がノギスによる測定では変化がないこと、固定後の試料にきれいな堆積構造が認められること、今回扱った薄片試料には脱水構造や変形構造が見られないこと、後生的な割れ目(断層)や崩壊は容易に識別できること、本固結砂では採取したブロックの一部に崩壊が起こると瞬時に全体に伝播すること等から、本固結砂層を元のままの状態を観察できたと考えている。

この点についてももう少し積極的なデータをだしてみる事にする(しかしこれも確証とはならないのは明白であるが)。

成田層の海浜砂層には、すでに述べたようにヒメスナホリムシという生物が初生堆積構造を破壊(生物擾乱)している層準がある。そこで、この層準とその直ぐ上位の生物擾乱の認められない層準との、粒子配列の比較を試みた。第11図aは生物擾乱のないところのもの(第9図hに同じ)でbはヒメスナホリムシによる生物擾乱が激しいところのもの(第10図)である。第11図の2つのダイアグラムから、初生的にはaで示された粒子配列が、生物擾乱によってbのようなややバラツキの多い粒子配列になった、というように読み取ることができないだろうか?

## 謝 辞

筑波大学水理実験センターの大型水路での砂堆砂層の採取の際、同センターの池田宏氏と地球科学系の宮本誠氏に、測定に関して関山聡氏・桂雄三氏に、写真撮影に関して西田憲正氏・菊池芳文氏に、製図では小崎四郎氏にお世話になった。また、地球科学系の井口正男教授には粒度組成に関して、荒井章司氏・中野孝教授氏には鉱物鑑定に関して、伊藤慎氏・布施谷正人氏には粒子間隙・配列に関して有意義な御教示を頂いた。以上の方々に深く感謝致します。

尚、この研究の一部は、文部省科学研究費（一般研究C，研究代表者増田富士雄，課題番号58540502）によるものであり、関係当局に対し謝意を表する。

## 文 献

- 菊地隆男（1972）：成田層産白斑状化石生痕とその古生物学的意義。地質学雑誌，78，137-144。
- 小山修司（1983）：ヒメスナホリムシ（*Excirologa chiltoni japonica* (Thielmann)）の生痕化石の方向性による古地理復元の新方法。地質学雑誌，89，117-123。
- 増田富士雄・岡崎浩子（1983）：筑波台地およびその周辺台地の第四系中にみられる方向を示す構造。筑波の環境研究，7号C，99-110。
- 中嶋輝允（1977）：タービダイト砂粒子の定向配列。地質学雑誌，83，617-629。
- 岡田博有（1971）：再び砂岩の分類と命名について。地質学雑誌，77，395-396。
- 須崎和俊（1984）：未固結砂層からの不攪乱試料の定方位薄片作製。筑波大学技術報告，4，125-131。
- Allen, J. R. L. (1964) : Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, 3, 89-108.
- Allen, J. R. L. (1982) : *Sedimentary structures*. I, Developments in sedimentology, 30A, Elsevier, Amsterdam, 593 p.
- Collinson, J. D. and Thompson, D. B. (1982) : *Sedimentary structures*. George Allen & Unwin, London, 194 p.
- Folk, R. L. and Ward, W. (1957) : Brazos River bar : A study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, 27, 3-26.
- Hamilton, N., Owens, W. H. and Ress, A. I. (1968) : Laboratory experiments on the production of grain orientation in shearing sand. *J. Geol.*, 76, 465-472.
- McBride, E. F. and Ycakel, L. S. (1963) : Relationship between parting lineation and rock fabric. *J. Sediment. Petrol.*, 33, 779-782.
- Muller, G. (1967) : *Methods in sedimentary petrology*. Hafner Pub. Co., New York, 283 p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R. (1972) : *Sand and sandstone*. Springer Verlag, Berlin, 618 p.
- Potter, P. E. and Mast, R. F. (1963) : Sedimentary structures, sand shape fabrics, and permeability. *J. Geol.*, 71, 441-471.
- Potter, P. E. and Pettijohn, F. J. (1977) : *Paleocurrents and basin analysis*. Springer-Verlag, Berlin 420 p.
- Reineck, H. E. and Singh, I. B. (1980) : *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlin, 549 p.
- Trask, P. D. (1932) : *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Houston Gulf Publ. Co., 67 p. after, Reineck and Singh (1980).
- Yagishita, K. (1980) : A note on sand grain orientation in cross-bedding. *J. Geol. Soc. Japan*, 86, 189-194.
- Yagishita, K. and Jopling, A. V. (1983) : Grain fabric of planar cross-bedding formed by lateral accretion, Caledon outwash, Ontario, Canada. *J. Geol.*, 91, 599-606.