

## 砂について

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2018-08-20 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 岡田, 博有 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://doi.org/10.14945/00025687">https://doi.org/10.14945/00025687</a>

# 砂 について

岡田博有\*

砂は地上で最もありふれた物質の一つである。そのためか、古今東西を問わず私たちの生活の中に砂は深くかかわってきた。ここでは砂の地質学的側面を、限られた紙面の中であるが、できるだけ解説的に述べてみたい。

## 砂の定義

阿部公房の作品「砂の女」の冒頭で砂の定義が述べられているように、砂はその化学組成に関係なく、粒子の大きさによって規定されている。すなわち、第1表のように、粒径が $1/16\text{mm}$ から $2\text{mm}$ までの大きさの粒子は砂と定義されている。

## 砂の起源

砂は成因的に 1) 非石灰質、2) 石灰質、3) 火山物質起源に大別される。これらの個々について詳しく述べる余裕はないが、砂の主構成員である非石灰質砂粒は石灰岩以外の各種既成岩石の風化によって作られる。生物源の砂は生物遺骸そのもの(例えば、有孔虫砂)やその破片(例えば、サンゴ砂、貝殻砂などの生砕砂; コキーナ *coquina* と呼ばれる)からなり、団結すれば石灰岩となる。火山源の砂は火山碎屑物で代表され、わが国には各地質時代を通して多産する。

BLATT(1970)の推定によれば、地球上の全堆積物の21%は石英粒子であり、そのうち65%が砂で作られているという。すなわち、砂は石英砂が過半数を占めているといってもよい。そこで、石英砂の供給過程を中心に砂の形成をみてみたい。

石英砂の究極の供給源は主として花コウ岩、花コウ閃緑石、片麻岩などの粗粒完晶質岩である。とくに、深層風化が進んだ花コウ質岩類から供給される碎屑粒子のうち、砂は土壌断面A-Cを通じて約40%(土壌層位A)から80%以上(土壌層位C)を占め(KATO, 1964; KUKAL, 1971, p.20)、その中央粒径値(Md)は0.28から3.70mm、平均1.47mmを示している。このように花コウ岩類は砂の重要な母岩であるが、石英粒子の性質はマグマから結晶が晶出するときの条件によって決められるといってもよい。つまり、マグマから晶出した石英は温度降下とともに常圧下では573℃を臨界点として高温型石英( $\beta$ -石英)から低温型石英( $\alpha$ -石英)に転移することはよく知られている。この転移により、結晶構造の中における酸素からの結合手の角度が高温型石英では $180^\circ$ もあるのに対し、低温型では $105^\circ$ しかなく、容積の縮少が起きることになる。さらに形態的には図1のようにC軸方向に延びた結晶が形成される。こうして転移によって蓄積された結晶内の歪みはまた破壊を促すことにもなる。

ところで碎屑粒子の形成は気候と密接に関係した風化作用によるものである。化学的風化作用が昂進する高温多雨地域では粘土などの泥質物が作られ、機械的風化作用が卓越する寒冷地域や乾燥地域では粗粒物資が供給される。

ここで留意すべきことは、礫、砂、泥の粒子群は初めから礫として、砂として、あるいは泥として供給されることが多く、礫から砂を経て最終的に泥が作られるという順序にはならない。かつて、STERNBERG(1875)はBasel下流の約260kmにわたるライン河で河床礫の大きさと運搬距離との

\* 静岡大学理学部

第1表 ウェントワース粒径尺度

		GRADE NAME	GRADE LIMITS	$\phi$ -UNITS*	
礫 Gravel	巨 礫 Boulder	Very large boulder	4096 <sup>mm</sup>	- 12	
		Large boulder	2048	- 11	
		Medium boulder	1024	- 10	
		Small boulder	512	- 9	
	大 礫 Cobble	Large cobble	256	- 8	
		Small cobble	128	- 7	
	中 礫 Pebble	Very coarse pebble	64	- 6	
		Coarse pebble	32	- 5	
		Medium pebble	16	- 4	
		Fine pebble	8	- 3	
	細 礫 Granule	Granule	4	- 2	
	砂 Sand	極粗粒砂	Very coarse sand	2	- 1
		粗粒砂	Coarse sand	1	0
中粒砂		Medium sand	1/2	+ 1	
細粒砂		Fine sand	1/4	+ 2	
極細粒砂		Very fine sand	1/8	+ 3	
			1/16	+ 4	
泥 Mud	シルト Silt	Coarse silt	1/32	+ 5	
		Medium silt	1/64	+ 6	
		Fine silt	1/128	+ 7	
		Very fine silt	1/256	+ 8	
	粘土 Clay	Coarse clay size	1/512	+ 9	
		Medium clay size	1/1024	+ 10	
		Fine clay size	1/2048	+ 11	
		Very fine size	1/4096	+ 12	

\*  $\phi = -\log_2 d$  (  $d$  : mm の粒径 )

間に一定の関係があることを見出した。これは  $P = P_0 e^{-\alpha x}$  の式で表わされ、Sternbergの法則として知られている。ここで  $P_0$  は起点における礫の重量、 $P$  は距離  $x$  m 地点における礫の重量、 $\alpha$  は磨耗係数である。しかしながら、この関係が成立するのは粒径  $20\text{ mm}$  前後までであり、約  $2\text{ mm}$  以下の粒子とは著しい不連続を示すことが YATSU (1955) によって明らかにされた (図 2)。これは礫と砂の間のギャップであり、砂は初めから砂として供給されることを示唆している。これは深層風化を示す花コウ岩の露頭を見れば明らかであろう。そこには「マサ」と呼ばれる砂質粒子と核石 (corestone) という球状で新鮮な巨礫、大礫が同時に形成されている。

### 砂の形

石英などの鉱物砂の形は本来火成岩や変成岩中での結晶の形を反映するわけであるが、運搬過程で磨耗や破壊による変形を被り、さらに堆積後の破壊、塑性変形、化学的な溶融、鉱物の二次的成長などによって最終的な形が造り上げられる。  
**伸長度**：石英砂の形態は前に述べたように内的要因に規制される。BOKMAN (1952) によれば、花コウ岩起源の石英は、1.43 の伸長度 (c 軸の長さ / a 軸の長さ) を示すのに対し結晶片岩のそれは 1.75 という値を示す。

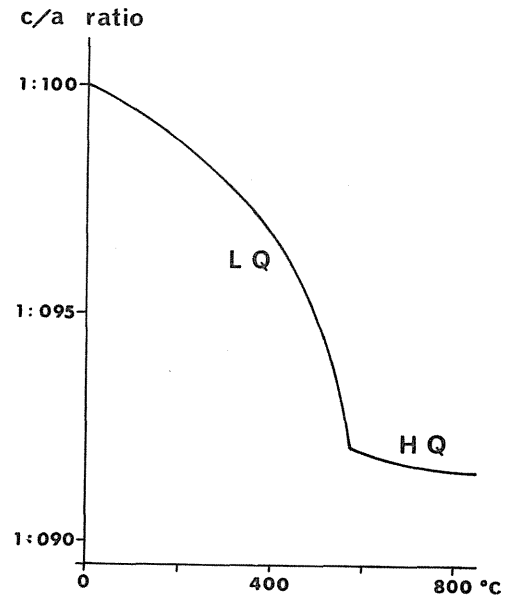


図 1. 高温型石英 (HQ) から低温型石英 (LQ) への転移に伴う結晶伸長度の変化 (krinsley & Smalley 1972 による)。

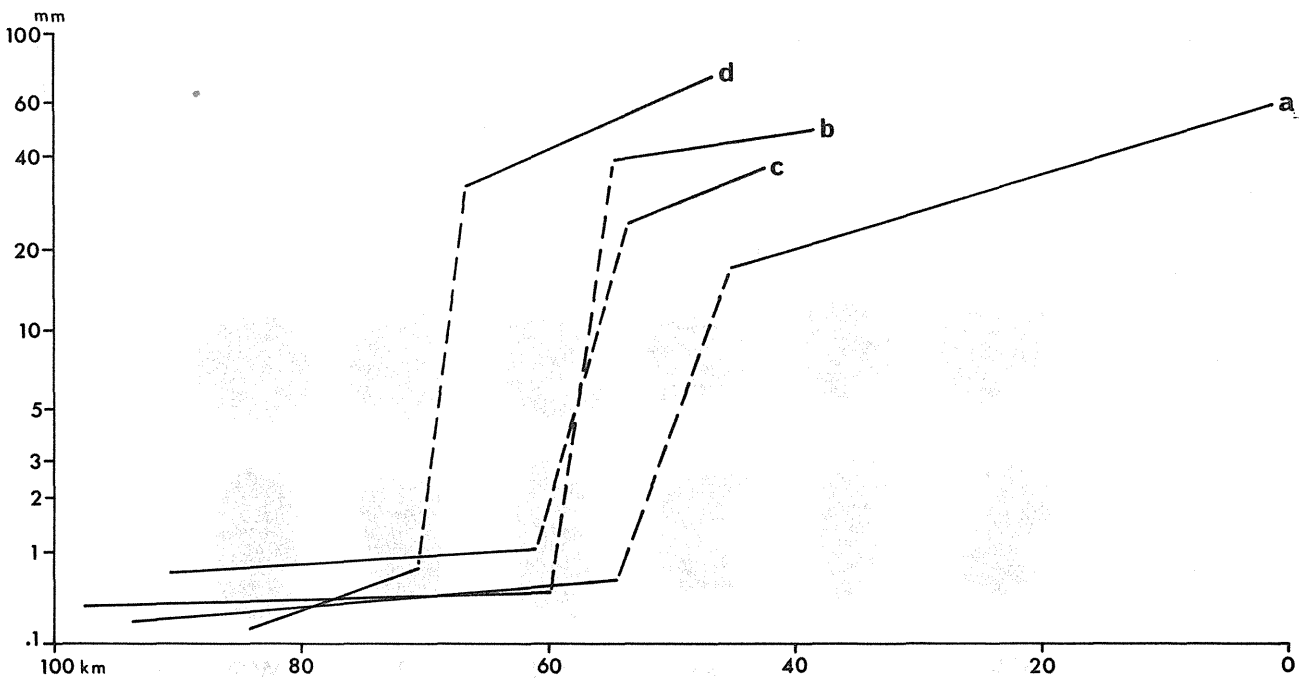


図 2. 河川の運搬距離 (横軸) と礫の大きさ (縦軸) との関係 (YATSU, 1955 より改変)。

a: 鬼怒川、b: 木曾川、c: 長良川、d: 渡良瀬川。

**円磨度：**碎屑粒子の円磨度は古くから粒子の運搬距離を示す指標とみなされてきた。礫のように粗大粒子ほど運搬過程で磨耗しやすいのは確かであるが、円磨度を運搬距離の函数としてしまうのは危険である。前述の花コウ岩風化露頭ではすでに完全球体に近い大礫が造られ、その付近にはそれらの円礫が岩海（Felsenmeer）を呈することが多い。

砂粒については、水中における磨耗作用の影響は無視し得るほど小さい。KUENEN(1959a,b)の砂粒磨耗実験によると、石英砂粒の磨耗損失量は10,000 Kmの運搬距離に対して1%重量比に過ぎず、普通の河川では円磨効果はほとんどないといってもよい。

磯波による砂粒円磨効果はある程度認められるが、何ととっても著しい円磨作用を及ぼすのは風である。それは水中におけるよりも100倍から1000倍も効果的に働く（KUENEN, 1960）。しかし風の作用も0.1 mm以上の砂には有効に働くが、0.05 mm以下では無力であるといわれる。一旦形成された円磨石英砂はその後幾たびも堆積サイクルを経てなおその形状が保存されることが多い。堆積岩中にとときき見いだされる高円磨度の砂粒はその履歴の中に風の影響を読みとることができよう。図3に円磨風成砂の実例を示す。

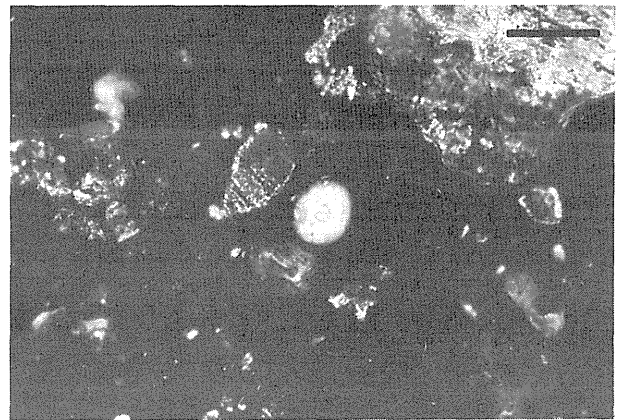


図3. 西アフリカのフリータウン沖大陸棚で採取した海底堆積物中の風成円磨石英粒（中央白色円形部）。右上バーの長さは0.1 mm

ところで、砂の円磨に関与する無視できない今一つの要因として化学的溶融も強調されている。砂漠の砂でも夜間の結露現象によって、蒸発岩の影響でPHの高い水分のため、次第に化学的溶融が進み円磨される（SIEVER, 1962；CROOK, 1968）。

一般に円磨度（roundness）は堆積物の組織成熟度（textural maturity）を示す一つの指標とされ、円磨度が高くなり、堆積物の淘汰が進み、泥質物が除去されるにつれて成熟度が高くなると考えられている（FOLK, 1951）。ところが組織成熟度は低くても、上述のような化学的溶融による高円磨石英砂粒が見られることもある。

砂粒の円磨度を示す方法として一般にPOWERS(1953)の円磨度尺度が使われている（図4）。

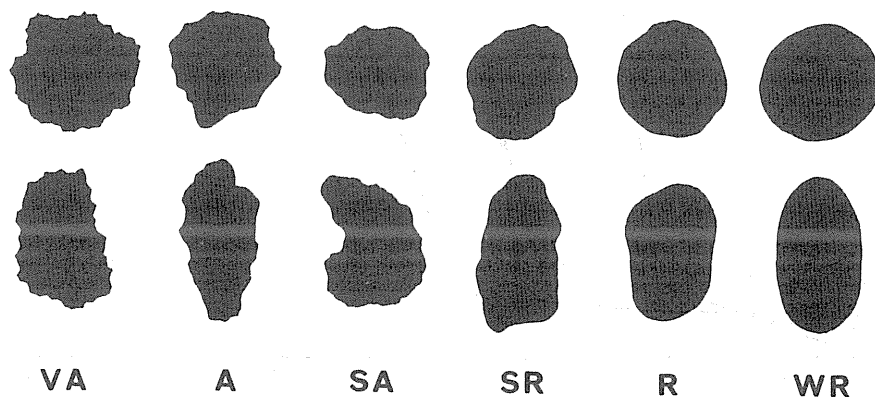


図4. 砂粒の円磨度：POWERS(1953)の円磨度尺度。VA：very angular, A：angular, SA：subangular, SR：subrounded, R：rounded, WA：well-rounded.

**表面組織：**砂漠の砂が風による飛砂の衝突で表面がスリガラス状に曇る現象(スリガラス化、frosting) はよく知られているが、これはそのような機械的原因のみでなく、砂粒表面の結露、蒸発による化学的溶融・沈澱作用によることもある。

近年、電顕技術の導入により、KRINSLEY ら(1969、1972)は各種堆積環境下の石英砂粒表面組織を詳細に観察して、堆積環境・堆積機構と表面組織との間に密接な対応関係があることを明らかにした。それによると、河川、磯浜、海底などで流水の作用を被った石英砂粒は何れもV字形の凹みで特徴づけら

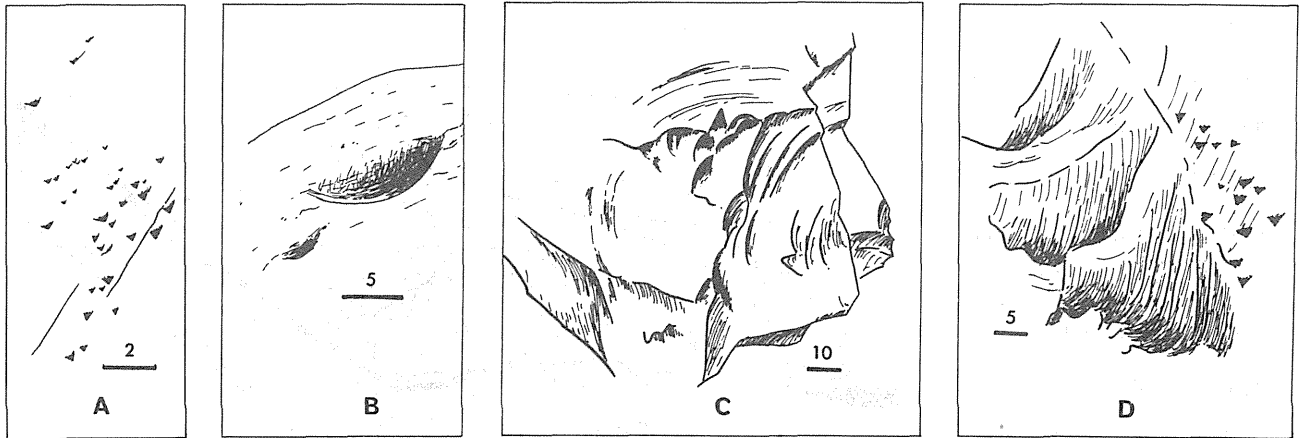


図5. 石英砂粒の表面組織(KRINSLEY et al., 1969, 1972より著者書き直す)。スケールの単位はミクロン。れ(図5 A)、その発達密度、深度、配列などは波浪の強さに関係するといわれる。氷河作用を被った砂粒は鋭利な貝殻断口状の不規則な面で被われている(図5 C)。風的作用を受けた砂は磨耗面にアーチ状の凹み(衝撃破断面)が見られる(図5 B)。これらのパターンの解析による砂粒の運搬過程の解明にKRINSLEY らは見事に成功している。例えば、図5 Dの場合は、氷河で運搬された後、波浪による攪拌作用を受けたことがわかる。

**砂粒の成長：**石英、長石砂粒はもちろんのこと、ある種の重鉱物(例えばジルコン、電気石など)は堆積後の続成過程で二次的な成長を示すことがある。石英砂の二次成長が典型的にみられるのはオルソコーツァイトであろう。固結した砂岩では、このような二次成長のために本来の砂粒の形を認別することが困難なことが多く、薄片による鏡下での粒度分析や円磨度の測定には注意が必要である。この問題

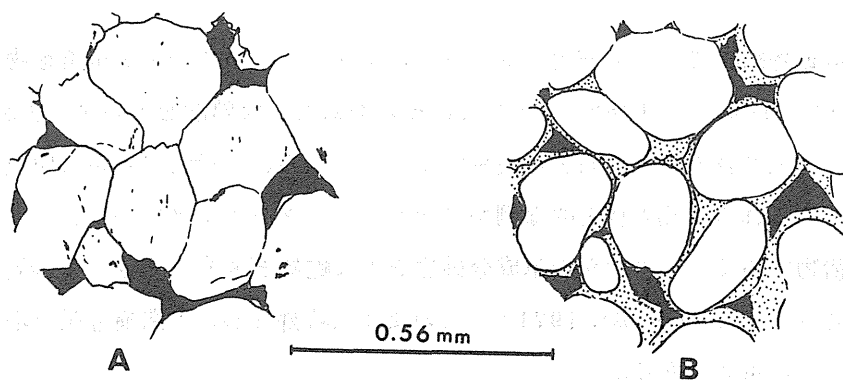


図6. A: 石英砂岩(オルソコーツァイト)薄片の偏光顕微鏡写真(直交ニコル)。B: 同一砂岩薄片をカソードルミネセンス光で観察したもの。点部は二次成長部分。黒色部は空隙部分を示す。いずれもSIPPEL(1968)の写真より著者書き直す。

の一つの解決として、SIPPEL(1968)はカソード・ルミネセンス(cathode luminescence)法による薄片観察で、二次的成長を示す砂粒の鮮明な原形を識別することに成功している(図6)。

### 砂の構成物質

砂がどういう鉱物、岩石片で出来ているかということはその供給源の地質構成を知るうえに重要であるのみでなく、堆積当時の気候その他の堆積環境復元の基礎資料となる。一般に堆積物中の陸源碎屑物の量は次の3要因に規制される。

1) 供給地の地質、2) 碎屑粒子の機械的安定度、3) 碎屑粒子の化学的安定度。とくに鉱物の化学的安定度はBOWENの反応系列の逆の順序に配列される。すなわち、安定度の大きい鉱物から低い順に配列すると次のとおりである。

石英、ジルコン、電気石、ルチル

チャート

白雲母

微斜長石

正長石

角閃石、黒雲母

輝石

カンラン石

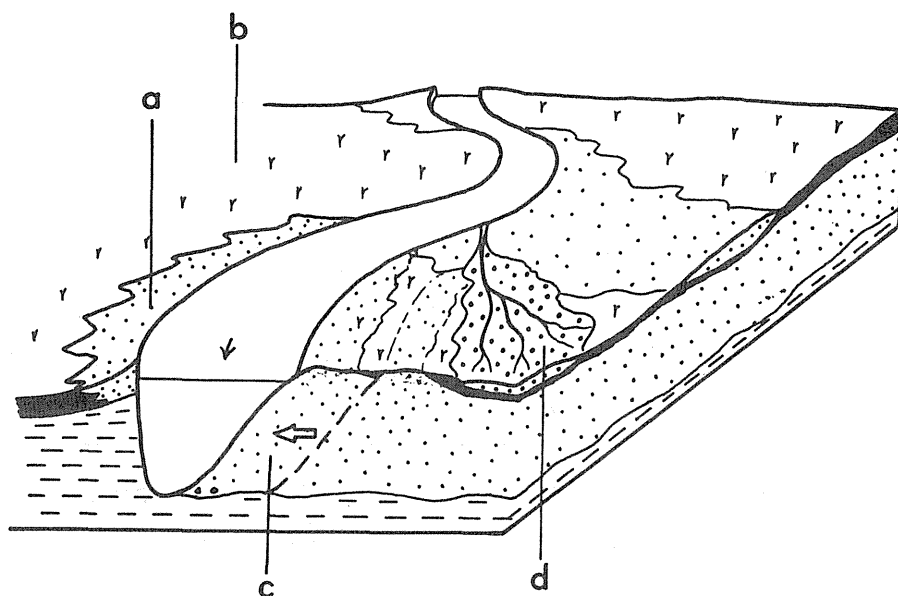


図7. 河川堆積物の基本的構成(ALLEN, 1964より改変)。a: 自然堤防堆積物、b: 後背湿地堆積物、c: 突州堆積物、d: 堤防決壊堆積物。白抜き矢印は突州の成長方向を、黒矢印は河川の下流方向を示す。

砂質堆積岩中の重鉱物組成で、最も安定なジルコン、電気石、ルチルの量が全重鉱物量に対して占める比率をZTR index (HUBERT, 1962)と呼んで、その堆積物の成熟度を表わす方法がある。

主成分砂粒としては上の表のように石英が最も安定であるから、造構的に安定な環境ではよく円磨された石英砂堆積物がみられる。その代表的な例が「オルソコーツァイト」であり、ほとんど石英粒だけからなる単成分堆積物である。そのほかの単成分砂岩として蛇紋石砂岩、チャート砂岩、安山岩砂岩などがわが国でも知られている(OKADA, 1971)。このような特殊な砂岩も造構運動と堆積作用の間の関係を明らかにするうえに重要である。

砂岩の種類は上述のように、砂粒の組成によって細分されるが、大区分には基質の量が重視される。すなわち、基質が15%以下の、泥質物を含まない「きれいな」砂岩はアレナイトと呼ばれ、基質量が

15%以上の泥質砂岩はワッケとして大分類されている。これらの各々を砂粒組成によって細分類するのである。一般に、この細分類は石英(Q)、長石(F)、岩石片(R)を端成分とする三角図上で行なわれ、特定の砂岩の組成は三成分の百分比で表わすと便利である。例えば、基質量5%、砂粒組成のうち石英30%、長石10%、岩石片(チャート)60%の砂岩はチャート質アレナイトで、 $Q_{30} F_{10} R_{60}$ のように表わすことができる。砂岩分類の詳細については、岡田(1968a, b; 1971)、OKADA(1971)を参照されたい。

### 砂の堆積形式

他の碎屑粒子とともに、砂は主として水や風の作用によって運搬され、淘汰され、最終的にまとまった堆積体を形成する。ここでは砂質堆積物の基本的な堆積形式について簡単に述べ、古環境復元のためのモデルを示したい。

**河川堆積：**砂質物堆積に果す河川の重要性はここで論ずるまでもないであろう。

河川堆積物の基本は図7のように、突州堆積物、自然堤防堆積物、堤防決壊堆積物、後背湿地堆積物によって構成されている。これらのうち、最も重要なのは砂質堆積物で特徴づけられる突州堆積物と泥質物で代表される後背湿地堆積物である。突州堆積物は蛇行河川の屈曲部における凹側攻撃面の浸食物質が対岸突州側に堆積するため、前面へ成長していく。突州堆積物は主としてよく淘汰され、斜交層理の発達した砂からなる。この堆積体はレンズ状の断面を呈し、河川に沿ってリボン状に発達するが、河道の変遷によりかなりよく連続した砂質堆積体が形成される。これに対し、後背湿地堆積物は河川の氾濫時に自然堤防を越した水で長期間冠水する低平湿原地帯の堆積物で、主に泥からなるが、薄い砂質混濁流堆積物を挟在することもある。また湿地堆積物であるため草や灌木類の根や泥炭層を含むことが多い。

垂直的に河川堆積物の累重関係をみると、下位の基盤に対して明瞭な浸食面を充填する形(水路充填構造)で先ず粗粒の突州堆積物が発達し、粒度は上に向かって細粒になる。突州堆積物の上位に整合的に氾濫水起源の泥質堆積物が累重して、河川堆積物の基本的な堆積型を作りあげている(図8)。このような堆積形式は全体として上に向かって細粒になっているので、上方細粒化堆積(fining-upward sedimentation)と呼ばれ、河川堆積物を特徴づけている。この単位岩相組合せが垂直的にくり返されると、いわゆるサイクロセム(cyclothem)を作ることになる。この種のサイクロセムは地質時代を問わず狭炭層堆積物中によく発達している。

**デルタ堆積：**デルタの主要環境区分として、陸側より1)頂置部(topset)、2)前置部(foreset)、3)底置部(bottomset)が識別されてきた。現在は図9に示されるような環境区分が行なわれている。デルタの主要堆積物は砂、シルト、粘土であるが、河口に近い場所ほど粗粒碎屑物が、沖合の海底には泥質堆積物が卓越する。すなわち、よく淘汰されたきれいな砂はデルタ上部から前面部を特徴づけ、デルタ先端斜面部はシルトを主とし、デルタ先端底部は粘土相で代表される(図9)。このような堆積体の

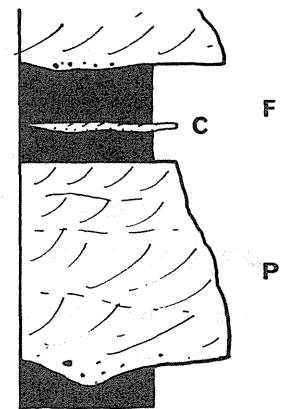


図8. 上方細粒化堆積の基本型式。  
P：突州堆積物  
F：氾濫水起源の泥質堆積物  
C：堤防決壊堆積物



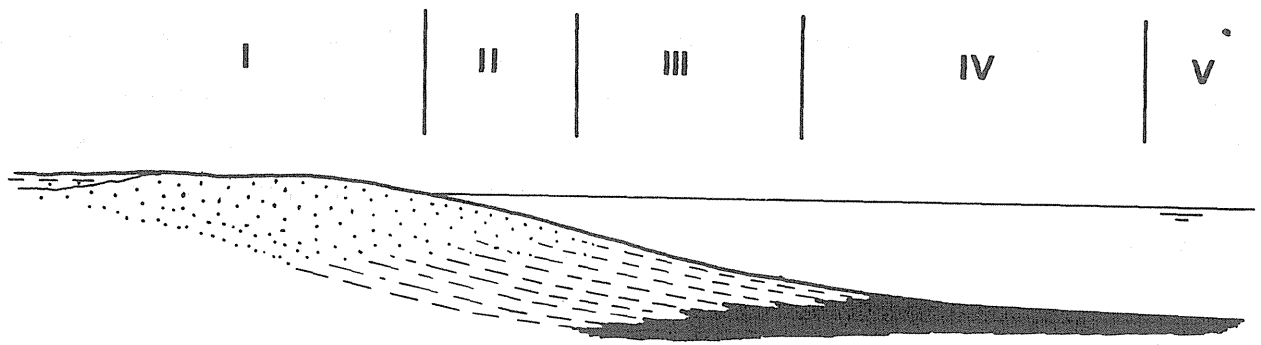


図9. デルタの環境区分。I：デルタ上部（on-delta）、II：デルタ前面部（delta-front）、III：デルタ先端斜面部（prodeltaic slope）、IV：デルタ先端底部（prodeltaic shelf）、V：遠海域（open shelf）。I、IIはいわゆる頂置部、IIIは前置部、IVは底置部に相当する。

垂直断面をみると、最下部は粘土相（デルタ先端底部層）、中部はシルト相（デルタ先端斜面部層）、最上部は砂相（デルタ前面～上部層）からなる3層を基本組合せとする単位層を作っていることがわかる（図10）。この堆積形式は上に向かって粗粒になっているので上方粗粒化堆積（coarsening-upward sedimentation）と呼ばれる。これはデルタ環境を特徴づける堆積形式である。ただ砂相部の厚さが数mの厚さで、その堆積体の幅があまりなく、代りに横の連続性がよい場合は barrier sand の可能性がある。そのため詳細な立体的検討が必要である。

デルタの成長は陸源碎屑物の供給量に規制される。デルタという言葉の発祥地であり、古典的なデルタ地形として有名なナイル河口は上流に建設されたアスワン・ダムのために碎屑物の供給が止まり、デルタ地形は破壊の危機に瀕しているといわれる。

デルタの研究は近年非常な進歩を遂げ、いろいろな形でその成果が発表されている（例えば、SHIRLEY, 1966；BROUSSARD, 1975）。ここでは詳しくデルタ堆積作用を論じる余裕がないが、ミシシッピ・デルタについて、上方粗粒化堆積サイクルの実例を図11で紹介するに留めたい。

**深海底の砂：**大洋底における砂の存在はKuenenによって提唱された混濁流説（KUENEN & MIGLIORINI, 1951）の発展に伴い、にわかに注目されるようになった。近年、大陸縁辺の海洋底の砂質堆積物は炭化水素の賦存という観点からも関心が高まっている。これらの砂はほとんど陸源で、主として河川などで大陸棚上に一旦堆積した後、崩落などによって陸棚斜面に沿って深い海底へ流れくだる、いわゆる「重力流堆積物」（gravity-flow deposits）とみなされる。この種の堆積物は過去の「地向斜」堆積物の堆積作用解明にも極めて重要である。次に幾つか重力流の代表的形式を述べておく。

**碎屑流（debris flow）：**碎屑物（礫、砂、泥）と水の混合相である。礫や砂は粘土と水の混合物（基質）に支えられて強大な浮力を得て運搬され

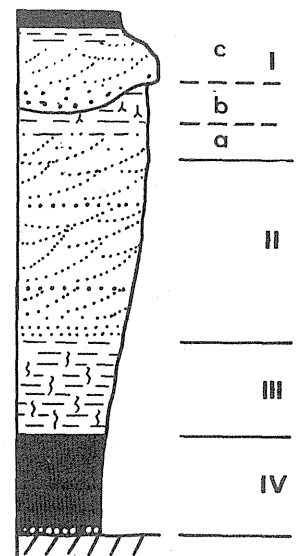


図10. 上方粗粒化堆積の基本形式

I～IVは図9の環境区分に対応する。

- a：海浜部
- b：ラグーン
- c：河川堆積

IIIの縦波状線は生物乱作用の発達を示す。IVの基底部の白点は海侵に伴う残留砂を示す。

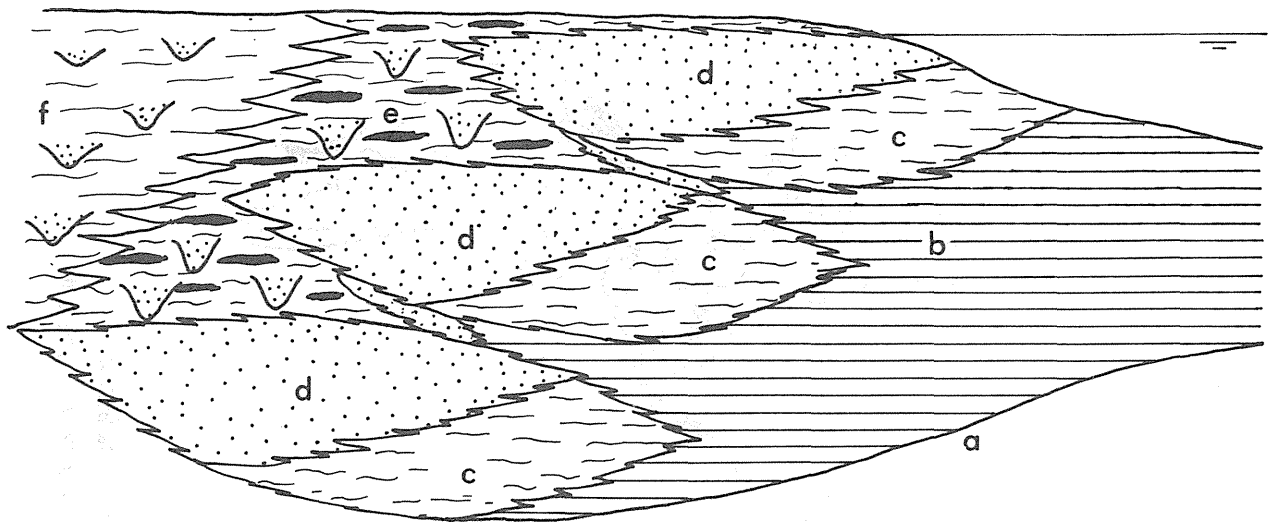


図11 ミシシッピー・デルタにみられる上方粗粒化サイクル (COLEMAN et al., 1964より改変)。  
 a : 古期堆積物、b : デルタ先端底部相、c : デルタ先端斜面部相、d : デルタ前面部相、  
 e~f : デルタ上部相 (低平湿地と河川系、黒色部は泥炭層)。

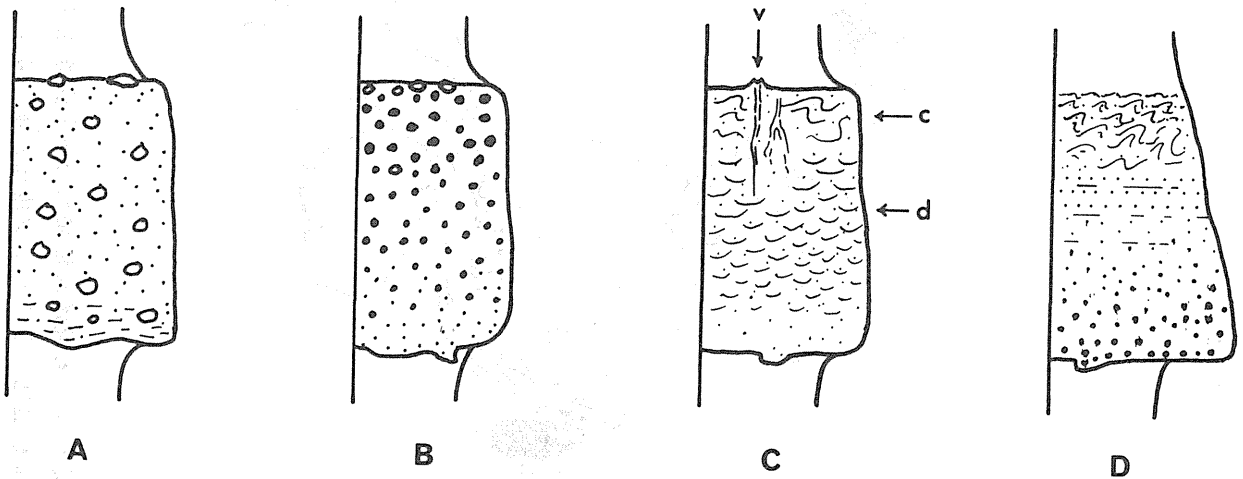


図12 重力流堆積物 (MIDDLETON & HAMTON, 1973より著者書き直す)。説明は本文参照。

る。この流れによる堆積物として含礫泥岩 (pebbly mudstone) を挙げることができる (図12A)。  
 粒子流 (grain flow) : 流水中に発生する渦の上向きベクトルに粒子が支えられて流される一般の運搬形式とは違って、粒子と粒子の相互剪断による上向きの拡散力によって支えられて粒子が運搬される形式が粒子流である。泥のような細粒のものは含まれない。ところで、粒子間の剪断によって得られる拡散力は粒子の半径の2乗に比例するといわれ、大きい粒子ほど粒子流の表面に躍り上がってくる (バグノルド効果) (岡田, 1969参照)。例えば篩いかけの時、粗い粒子ほど表面にせり上がってくる現象がそれである。このため、粒子流堆積物は逆グレイディングを示すことが多い (図12B)。

液化堆積物流 (fluidized sediment flow) : これは堆積物中の空隙に水が注入され、粒子が持ち上げられて液体とともに流動する現象である。この注入水の起源は、急速な堆積のために砂泥中に封じ込



図 13. 現在の海洋底における混濁流堆積物の主要発達場所（黒色部）。1：ベンガル堆積盆地、  
2：インダス堆積盆地、3：タフツ堆積盆地、4：ハツテラス堆積盆地、5：アマゾン堆積盆地、  
6：アリュージャン堆積盆地。（岡田，1976より改変）

められた過剰の水である。この水は堆積物の荷重により上方に向かって移動していく。このため皿を重ねたような皿型構造 (dish structure) という堆積構造が作られる (図 12 C, d)。一種の脱水構造である。堆積体の上部に逸脱水が集まってくるため、上部ほど皿型構造も大きくなるとともに、流動が著しくなって渦状褶曲葉理 (convolute lamina) が発達する (図 12 C, c)、さらに堆積層の上面には脱水孔が開孔し、火山状微地形 (砂火山 = sand-volcano) が作られたり (図 12 C, v)、碎屑岩脈に発展することもある。このような現象は四万十帯砂岩層にしばしば観察される。

急激な外力が加えられて砂が流動する流砂 (あるいは噴砂) (quick sand) も液化流動の一つである。混濁流 (turbidity current) : 大陸周縁の海洋底にみられる碎屑性堆積物の最も重要な堆積作用である。現在の海洋底における混濁流堆積物の発達状態をみると、陸からの碎屑物の運搬路である河川とそれに続く海底峡谷が密接に関わっていることがわかる (図 13)。地球上で現在最もよく発達している例として、ベンガル湾のガンジス河口沖の混濁流堆積物がある。また北米バンクーバー沖の混濁流堆積物は海岸から実に 1800 km も沖合に運ばれている。なお、現在の海洋底の混濁流堆積物の詳細については岡田 (1976) を参照されたい。図 12 D に混濁流堆積物単層の基本的内部堆積構造を示す。

底層流 (bottom current) : 海洋底の表面を定常的に流れている底層流の存在は深海砂の発達に重要な意義をもっている。なぜなら、底層流は大陸周辺の深海底で、流速 15~40 cm/sec という砂を動かすのに十分な流れを示すからである。このような流れはグリーンランドの南と南極大陸周辺における海水塊の大規模な沈降によって起こされる深層~底層の世界的規模の大循環と見られている。その流れは海域によって、南極周極流 (Antarctic Circular Current = ACC)、南極底層水 (Antarctic Bottom Water = AABW)、太平洋の西縁沿いに北向きに流れる南太平洋深層西端境界流 (South Pacific Western Boundary Deep Current = SPWBPC)、大西洋西縁を北から南下する北大西洋深層水 (North Atlantic Deep Water = NADW) と南米東岸沖を北上する深層西端境界流 (Western Boundary Under Current = WBUC) などと呼ばれる。

これらの流れは主としてコンチネンタル・ライズ上の等深線に平行に流れているためコンター・カレント (contour current) と呼ばれ、この流れによって運搬、堆積した砂・シルトの堆積物をコンターライト (contourite) という (HEEZEN et al., 1966)。近年底層流の実態が次第に解明されつつあり、前述の混濁流起源の砂質堆積物の再散布に著しく寄与していることがわかってきた。コンターライトの特徴を混濁流堆積物と対照させて次に示しておく。

	タービダイト単層	コンターライト単層
層 厚 :	5 ~ 400 cm	5 cm 以下
層 面 :	下面はシャープ ; 上位の泥質層とは漸移的	上・下面ともシャープ
級 化 :	上部に向かって粒度が漸次細粒化	一般に不明瞭、逆級化が見られることもある
平行葉理 :	特定の層位 (第 2、4 区分位) に発達	一般的

斜交葉理：	特定の層位（第3区分位）に発達	一般的
内部構造の 垂直的変化：	BOUMAのモデルに従う	一定の順序なし
粒 径：	砂～粘土	細粒砂～シルト
淘 汰：	中庸～不良	良 好

底層流はまた深海浸食や深海不整合の形成に重要な役割を演じていることがわかってきた（岡田・小林、1974、P.220 参照）。

### 砂 と 資 源

現在の文明を支えている資源として砂はどのような意義を有しているだろうか。砂全体からみると量的にはわずかであるが、漂砂鉱床 (placer sands) として経済価値の高いものが少なくない。わが国でもなじみの深い砂鉄、砂金はもとより、白金砂、ルチル砂、ジルコン砂、ダイヤモンド砂などはその著例である。ハワイではカンラン石砂（オリビン・サンド）がよく知られているが、わが国でも鹿児島県薩摩半島南端の長崎鼻西側の砂浜もカンラン石砂の産出で名高い。また純粋な石英砂はガラス原料として重要である。その他、建築・土木用途上の価値はいうまでもない。

以上の例は砂そのものに経済的価値がある場合であるが、砂質堆積物は石油・天然ガス・タールなどの炭化水素系鉱床の貯留層としてきわめて重要であることは論をまたない。

### 引 用 文 献

- ALLEN, J. R. L. (1964): Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, **3**, 168 - 198.
- BLATT, H. (1970): Determination of sediment thickness in the crust: a sedimentologic model. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 255 - 262.
- BOKMAN, J. (1952): Clastic quartz particles as indices of provenance *Jour. Geol.*, **22**, 17 - 24
- BROUSSARD, M. L. (ed.) (1975): *Deltas for exploration*. Houston Geol. Soc., 555p.
- COLEMAN, J. M. & GAGLIANO, S. M. (1964): Cyclic sedimentation in the Mississippi River deltaic plain. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, **14**, 67 - 80.
- CROOK, K. A. W. (1968): Weathering and roundness of quartz sand grains. *Sedimentology*, **11**, 171 - 182.
- FOIK, R. L. (1951): Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Jour. Sediment. Petrology*, **21**, 127 - 130.
- HEEZEN, B. C., HOLLISTER, C. & RUDDIMAN, W. F. (1966): Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science*, **152**, 502 - 508.
- HURERT, J. F. (1962): A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the independence of the composition of heavy mineral assemblage with the gross

- composition and texture of sandstones. *Jour. Sediment. Petrology*, **32**, 440 - 450.
- KATO, Yoshiro (1964): Mineralogical study of weathering products of granodiorite at Shishiro City (I). *Soil Sci. & Plant Nutrition*, **10**, 258 - 263.
- KRINSLEY, D. H. & MARGOLIS, Stanley (1969): A study of quartz sand grain surface textures with the scanning electron microscope. *Trans. New York Acad. Sci., Ser. II* **31**, 457 - 477
- & SMALLEY, I. J. (1972): Sand. *Amer. Sci.*, **60**, 286 - 291
- KUENEN, Ph. H. (1959a): Experimental abrasion. 3. Fluvial action on sand. *Amer. Jour. Sci.*, 257, 172 - 190.
- (1959b): Sand — its origin, transportation, abrasion and accumulation. *Trans. Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 62.
- (1960): Experimental abrasion. 4. Eolian action. *Jour. Geol.*, **68**, 427 - 449
- & MIGLIORINI, C. I. (1951): Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Ibid.*, **58**, 91 - 127.
- KUKAL, Zdenek (1970): *Geology of recent sediments*. Academic Press, 490p.
- MIDDLETON, G. V. & Hampton, M. A. (1973): Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition, p. 1 - 38, in MIDDLETON, G. V. & BOUMA, A. H. (eds.): *Turbidites and deep-water sedimentation*: Short Course Syllabus of Pacific Section, Soc. Econ. Paleont. Mineral., 157p.
- MOSS, A. J. (1966): Origin, shaping and significance of quartz sand grains. *Jour. Geol. Soc. Aust.*, **13**, 97 - 136.
- 岡田博有 (1968a): 礫質堆積物にみられる逆グレイディング. *地質雑*, **74**, 589 - 594.
- (1968b): 砂岩の分類と命名. *地質雑*, **74**, 371 - 384.
- (1971): 再び砂岩の分類と命名について. *地質雑*, **77**, 395 - 396.
- (1976): 海洋底の碎屑性堆積物. とくに現在のタービダイト堆積盆地. *科学*, **46**, 145 - 154.
- 小林和男 (1974): 堆積物からみた海洋底の古環境. *科学*, **44**, 212 - 221.
- OKADA, Hakuyu (1971): Classification of sandstones: Analysis and proposal *Jour. Geol.*, **79**, 509 - 525.
- POWERS, M. C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sediment. Petrology*, **23**, 117 - 119.
- SHIRLEY, M. L. (ed.) (1966): *Deltas in their geologic framework*. Houston Geol. Soc., 251p
- SIEVER, Raymond (1962): Silica solubility, 0-200°C and diagenesis of siliceous sediments. *Jour. Geol.*, **61**, 127 - 150.
- SIPPEL, R. F. (1968): Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography. *Jour. Sediment. Petrology*, **38**, 530 - 554.
- STERNBERG, H. (1875): Untersuchungen über Längen- und Querprofil geschiebeführende Flüsse. *Zeitschr. Bauwesen*, **25**, 488 - 506.
- YATSU, Eiju (1955): On the Longitudinal profile of the graded river. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **36**, 655 - 663.