原 著 論 文

堆 積 機 構 の 基 礎 的 研 究 (その 5)

—— 波 狀 堆 積 に つ い て * ——

木 村 春 彦 **

(1954 年 7 月 5 日受理)

A Fundamental Study on Sedimentation (Part 5)

—— Sediments with Wavy Surface ——

Haruhiko KIMURA

(Abstract)

Sediments having wavy surface are typified by sand ripples, sand waves, and sand bars (or sand dunes). For the sake of convenience, such morphological characteristics are included into the name of "wavy sediments". From experimental studies and field observations on the factors producing such features, the writer has obtained the following conclusions.

(1) The production of wavy sediments is mainly determined by the mutual relation between current velocity and size distribution of sediment grains.

(2) Conditions necessary for the construction of current ripple marks are given as follows; a bed is composed of sorted sand, the diameter of which is about 0.08~1.3 mm., and a current velocity near the bottom is larger than the critical velocity required for traction of the bed grains and less than that for saltation of the same (see Parts 3 and 4 of this series of studies). In this case, if the grain size is about 0.12~0.3 mm., the ripples are especially liable to be produced.

(3) When the bed is poorly sorted and the grains comprising it are coarser than those required for ripple marks and the current velocity sufficient for their transportation, sand waves are produced. In this case, if the size of the coarse grains corresponds to "second stable granularity" (see Parts 3 and 4), regressive sand waves (the so-called anti-dune phase) are produced.

(4) Sand bar is a kind of layer composed of well sorted grains. Accordingly, sand ripples liable to be produced on the surface of a sand bar.

(5) The grain size of 0.2~0.3 mm., in diameter is most liable to be transported by traction. Therefore, it is probable that sand grains of such size are transported to considerable distances from the coast to form sand layers there.

Under ordinary conditions sandy sediments which are produced by traction display wavy or lenticular forms. Therefore, if sandy sediments exhibit a flat layered condition, it can be said that either the producing process of the wavy sediments has been interrupted by forced fixation (for example, as by the covering of suspended materials), or the sediments have been dispersed during the progress of sorting.

* この研究は日本地質学会関西支部会において、1954 年 2 月に発表したものに補足を加えてまとめたものである

** 京都学藝大学地学研究室

地質學雜誌 第 60 卷 第 711 號 1954 年 12 月

ま え が き

前論文¹⁾までは主として粒子の運動や堆積を問題としてきたが、つぎに、これらの研究にもとづいてさらに一步を進め、粒子の運動や堆積の結果として集合粒子の堆積形状がどのようなになるかということを取りあげた。

集合粒子の堆積形状は粒子の運動型や粒度によつていちごるしく異り、たとえば浮游粒子による沈澱式堆積・転動粒子による転動式堆積あるいは渦による渦流式堆積等が区別される²⁾が(運動型の異りによつて生ずる堆積形状を区別するため、以下このように仮称する)、ここでは特に転動式堆積に普通に見られるところの波状堆積について砂漣を中心に、その実験および若干の野外観察の結果をまとめて述べる。

1. 波 状 堆 積 相 の 性 状

ここでいう波状堆積とは波状またはそれに近い³⁾(たとえばレンズ状に断続するようなものも含む)断面形を持った堆積形を一応一括して称するものであるが、その規模や形状によつて次のように分けて考察する。

- { 砂 漣 (漣痕)⁴⁾
砂 浪
砂 洲

これらはいずれもその生成機構において異なるが、堆積粒子の転動の結果生ずる局所的平衡状態をあらわす形態であるという点においては本質的な共通性を持つ。すなわち堆積の場においては一般に、ストカスチック過程として、堆積が流れによつて均分化され、その対称度を高めようとする作用が働くが、他方粒子間の相互作用⁵⁾(干渉)によつて、堆積物にわずかでも存在する不均一性が保存拡大されるような作用も同時に働くので、その結果これら(平均化作用と不均一化作用)の間に動的平衡状態として1種の周期的現象が生じ、これが波状形態となつて現われるものであるとみなすことができる。以下このような観点から主として砂漣を中心に波状堆積の生成機構を検討する。

2. 0. 砂 漣 (漣 痕)

砂漣はそれが形成されるとき運動や断面形を規準として通常次のように大別されている。

分類の規準	運 動	形 状
砂漣の種類	振動砂漣	対称砂漣
	流動砂漣	非対称砂漣

左のうち、振動砂漣は波によつて生ずるもので、特に比較的浅所で地形的に小規模な定常波の影響を受け易いところに発達しやすく⁶⁾、形状としては主に対称砂漣である。

流動砂漣は一方向的な流れによつて生ずるゆえ

- 1) 堆積機構の基礎的研究(その3)参照——参考文献(8)
- 2) 沈澱式堆積については、その生成機構が比較的簡単でしばしば研究もなされているので、特に項目を設けてとりあげなかつたが、渦による堆積については次の論文で詳論する
- 3) いわゆる層間異常堆積と呼ばれるきわめて不規則な形状を持ったものについては別に考察する
- 4) 砂漣と漣痕は同義的に使われている言葉(前者は主として水理・河川関係で用いられている)であるが、前者は動的の後者は静的の意味を持つので、以下前者を現在運動しつつある場合に、後者を固定された場合に区別して用いる(したがつて地層中のものは漣痕と呼ぶ)
- 5) (その4)参照——参考文献(9)
- 6) 野瀧・斎藤・田坂によると、定常波の存在する場合は進行波の場合より速かに顕著な砂漣を生ずるという——参考文献(17)参照

に、当然深さに無関係で⁷⁾、形状としては非対称的砂漣である。しかしながら前者については、その純粹なものは少く、いわゆる振動砂漣も多少流れの影響を受けているのが普通で、したがって両者の中間的な形状を示しているものが多い。たとえば干潮面等にしばしば見られる砂漣はこの種のものである。(なお複合砂漣・干渉砂漣・変態砂漣等といわれるものはいずれも砂漣形成中または形成後に流況が変化したときのもので、成因的には上記のいずれか、またはそれらの複合したものである。ただし BUCHER (1919) の名付けた para-ripple や meta-ripple⁸⁾ は成因的にはむしろ後述の砂浪に近いものである。)

砂漣はしばしば地層面に漣痕として保存され、かつ特徴が顕著であるため、その記載的研究は従来から多くなされている半面、生成環境を決定するような実験的研究は比較的少いようである。たとえば振動砂漣については EVANS と INGRAM (1943)・野満と斉藤と田坂 (1943) 等、流動砂漣については BOUSSINESQ (1897)・GILBERT (1899)・CHANG (1939)・MENARD (1950) 等の研究⁹⁾があるが、これらの多くは浅い開水路における実験で、特に漣痕として比較的多く見られる流動砂漣についてはその生成機構が充分明らかにされていないうらみがある。筆者は特にこの点を明らかにする目的で実験および観察を行つたが、その結果をつぎに示す。

2.1. 流動砂漣に関する実験

実験は、さきに使用したものと同様の資料および装置¹⁰⁾によつて、各種粒度における流動砂漣(以下簡単のために単に砂漣という)の生成過程の観察を行い、砂漣生成の限界流速 V_{R1} ¹¹⁾・砂漣消失の限界流速 V_{R2} ¹²⁾ および砂漣の形成時間 t_R ・波長 λ 等を測定した。この場合流速は平均流速 v_m ¹⁾ によつてあらわし、 t_R は集合粒子に V_{R1} をあたえてから砂漣が形成されるまでの時間を示す。

以上の測定結果をまとめたものが第 18 表で、この表の V_{R1} および V_{R2} と平均粒径 d の関係をグラフで示したのが第 38 図である(第 35 図参照⁵⁾)。なお第 38 図には比較のため第 34 図⁵⁾で示した集合粒子の転動限界流速 V_m (V_{mIT})⁵⁾ と再移動(浸蝕)限界流速 V_c および第 26 図¹⁾ から求めた

18 表 砂漣の生成限界流速・消滅限界流速・生成時間・波長と平均粒径との関係 (10°~11°C)

d : 平均粒径

V_{R1} : 砂漣生成限界流速

V_{R2} : 砂漣消滅限界流速

t_R : 砂漣生成時間

λ : 波長

d (mm)	#	V_{R1} (cm/sec)	V_{R2} (cm/sec)	t_R (分)	λ (cm)
2.2	10	—	—	—	—
1.3	16	不明瞭	不明瞭	不明瞭	11±?
0.75	30	40±	不明瞭	0.2±	25±
0.40	48	36±	47±	0.5±	15~16
0.24	80	30±	49±	1.0~2.5	8~10
0.14	150	25±	47±	3.5~9	6~10
0.09	250	22~24	31±	5~25	4~30
0.075	300	—	—	—	—

7) 従来流動砂漣も浅い所に生ずると考えられていたが、最近海底撮影の発達にともない、MENARD 等によつて数千メートルの深海底にも明瞭な流動砂漣がしばしば観察されている——参考文献 (14) 参照

8) 参考文献 (1) 参照

9) 参考文献 (3)・(17)・(15)・(4)・(13) 参照

10) (その 2) 参照——参考文献 (7)

11), 12) これらはそれぞれいわゆる第 1 および第 2 限界点に相当する

第 38 図 砂漣の生成および消滅限界流速と粒度の関係
(斜線部は砂漣の生じ得る範囲, $10^{\circ}\sim 11^{\circ}\text{C}$)

(45) 式の躍動限界流速¹³⁾ V_s も同時に示してある。

第 18 表および第 38 図からわかるように砂漣粒度 (砂漣の生じ得る粒度) d_R は $d=0.08\sim 1.3$ mm で、これ以上あるいは以下の d では床流速 V の如何にかかわらず砂漣は生じ難い。また V_{R1} は、 d が一定ならば、 V_{R1} は V_m および V_e よりやや大きくかつ V_s より小さく、これらの間の関係はほぼ、

$$V_{R1} \doteq 1.1 V_e \doteq 1.2 V_m \dots\dots\dots (51)$$

となるが、 $d_R < 0.15$ mm 程度以下では $V_{R1} \cdot V_e \cdot V_m$ の差は減少して、 $d_R \doteq 0.09$ mm あたりになるとほとんど $V_{R1} \doteq V_e \doteq V_m$ となる。一方 V_{R2} は $d_R \doteq 0.2$ mm 前後で最大となり、そのときは $V_{R2} \doteq 1.8 V_m$ となるが、 d_R がこれより大か小であれば $V_{R2} < 1.8 V_m$ となる。

第 38 図において、 V_{R2} が最大である附近は同時に $V_{R2} - V_{R1}$ も最大で、 $d_R \doteq 0.12\sim 0.3$ mm 程度に相当する。この場合は砂漣が存在し得る流速の範囲が広いゆえに、このときの d_R は最も砂漣の生じ易い粒度¹³⁾であるともいえる。第 39 図はこのような粒度、たとえば # 150 の粒子によつて生じた典型的な砂漣の側面を示す。

地層面において或る d の漣痕がよく発達しているということは (必ずしもその d が最も砂漣を生じ易いことを意味するものではなく)、当然、そのような d の砂漣が生じ得る V がそこに存在していたことを意味するわけであるから、化石漣痕の d を知るによつて、第 38 図の平均流速 v_m か

13) 佐藤等 (1951) は千葉県小櫃川の三角洲の砂漣の粒度分析を行つた結果、砂漣の最も生じやすい粒度は $d = 0.25$ mm であると述べているが、これは筆者の実験結果とほぼ一致している——参考文献 (18) 参照

ら堆積当時の V を推定することができる¹⁴⁾。

既に第 35 図⁵⁾ (鎖線部) でも示したごとく, t_R は $d(d_R)$ や v_m が小なるほど大きく¹⁵⁾, このような傾向は堆積粒子の安定化時間⁵⁾ t_s の場合と同様である。

通常よく発達した波形を生じ易い粒度は, $d_R \doteq 0.1 \sim 1 \text{ mm}$ であるが, $d_R > 1.3 \text{ mm}$ になると, このような比較的 d_R の大きい粒子の運動は, 砂漣というよりむしろ, 半ば躍動しながら波動ともいふべき状態で移動する。この場合, 砂漣状の波形は $V_{R1} \sim V_{R2}$ の流速においては明らかに認められるが, V が V_{R1} 以下に減少すると波形は分散して, 漣痕として堆積後まで明瞭に残らないので, このときの砂漣の形状は不明瞭となる。(したがって $d_R = 1.3 \text{ mm}$ における λ の測定値は不正確である。)

λ は, d_R のみならず v_m や砂漣生成後の径過時間によつても異なる¹⁶⁾が, 第 18 表の λ は $v_m = V_{R1}$ において砂漣完成後 2~3 分で測定した結果で, これをグラフにしたものが第 40 図である。

波形のよく発達した砂漣を生ずるような粒度すなわち $d_R \doteq 0.1 \sim 1.0 \text{ mm}$ に近い範囲においては, 第 40 図からわかるように λ は d_R が大なるほど大であるが, d_R がこの範囲以上では λ は小となり, また d_R の範囲がこれ以下であつても砂漣生成後の径過時間が大となると λ はいちぎるしく大となる。後者の場合において, λ がこのように変化するということは(その粒度から考えて)粒子の沈下圧密による表面の安定化作用⁵⁾が関係しているものと思われる。もし d_R が一定で v_m が V_{R2} に近づくなれば, このときも λ は第 40 図の場合よりやゝ大きくなる傾向を持つ。なお砂漣における λ の分布を全体としてみると, 砂漣の進行方向の前端に近い部分および端に近い部分は中央部に比べてその λ が小さい。

漣痕率 λ/H_w (H_w は波高) も d_R や v_m によつて異なるが, 一般的傾向としては, 砂漣を最も生成しやすい粒度すなわち $d \doteq 0.12 \sim 0.3 \text{ mm}$ でかつ v_m が V_{R2} より V_{R1} に近い場合に最大となり, その場合は $\lambda/H_w = 7 \sim 9$ 程度であることが多い。

第 39 図 典型的な流動砂漣の側面
(管水路, # 150, 流向→)

第 40 図 砂漣の波長と粒度の関係 ($10^\circ \sim 11^\circ \text{C}$)

14) (その 3) の脚註 8) 参照——参考文献 (8)

15) 第 35 図の t_R と v_m の関係を示す曲線 (鎖線部) は, 中間測点をそれぞれ 1 ケ所しかとらなかつたので, 大体的見当を示すにとどまる

16) かつて BOUSSINESQ (1897) の示した λ に関する実験式——参考文献 (15) 参照——

$$\lambda = 2\pi h \sqrt{Cv^2 I / 2g} = \varphi v_u \sqrt{h}$$

(h = 水深 $\cdot$ Cv = 流速係数 $\cdot$ I = 勾配 $\cdot$ $\varphi = 0.142 \cdot v_u$ = 表面流速) は, λ が d_R に無関係にあたえられているが, 前記のように, λ は d_R によつてもいちぎるしく異なる。したがってこの式は一般的に適用され得ないことは明らかである

第 41 図 浅所の砂漣（水面漣との関係） しかしながら砂漣の断面形においては、水深が H_w にくらべて特に小さければ、第 41 図のように砂漣の伴流の影響でこれに対応する水面漣を生じる¹⁷⁾ので、砂漣の山が角ばってくる。（この様に水面漣は砂漣の形状に影響をあたえるが、その直接的な成因をなすものではない。）

2.2. 砂漣の生成機構

砂漣の発生状態を観察すると第 42 図 A のごとくまず集合粒子の各所に転動の停滞部（砂漣の芽？）を生じ、次第にその高さを増大しながら波形となる。波形の生成と同時にその下流部は伴流に押えられて急斜面となり、ついに同図 B のような断面形が完成されるのが見られる。以後 H_w がある程度に達すると漣痕率はほぼ一定となり、砂漣はその形状をほとんど変えずに前進する¹⁸⁾。この場合砂漣の前進は、第 43 図のように緩斜部の表面粒子（縦線部）が逐次剥離して転動しながら急斜部の前方で伴流に巻き込まれて堆積し（斜線部）、これを繰り返すことによつて行われる。

(A) 形成初期の砂漣

(B) 完成後の砂漣

第 42 図 砂漣波形の発達状態

第 43 図 砂漣の前進における粒子の移動

以上は分級度の高い場合について示したのであるが、比較的分級不完全で最大 d_R 程度の粗粒子を混在している場合は、第 44 図のように、粗粒子は小粒子に埋没されて停止し、その上を小粒子が（前図に示したようにして）前進する。したがって粗粒子は小粒子の進行にともなつて波形の山の後端部に露出するが、露出した粗粒子は波形の緩斜面を速かに転動して登り、山を越え急斜面下に落ち込む。粗粒子はこのような運動をくり返ししながら、小粒子に対して丁度無限軌道のようなかたちで前進するが、一部の粗粒子はこの運動から脱落分離して後方の山へ送りこまれる。このようにして、粗粒

第 44 図 砂漣における粗粒子の無限軌道式運動例
(# 80 + # 16)

子の量は次第に減少し同時に砂漣構成粒子の分級も進行する。（砂漣粒子のこのような運動は、第 27 図¹⁾に示したところの d による転動速度 v_t の相違¹⁾および第 32 図⁵⁾で示したところの集合粒子

の転動状態から説明することができるものである。）

第 44 図のような粒子の配列を上方から見ると外見は山の部分に小粒子が、谷の部分に粗粒子が存在する（この点は、振動砂漣においては定常波の節および腹の部分山となり、節の部分粗く腹の部分細かいのとおもむきを異にする¹⁹⁾）。しかしながら粗粒子混在の場合粗粒子の量が多ければ（たとえそれが小粒子によつて埋没されない程度で、かつ d_R 以上の d の粒子であれば）、 V の如何にかかわらずもはや砂漣生成は困難となり、この場合はしばしば砂浪（後述）となる。

17) 参考文献 (15) 参照

18) CHANG (1939) は砂漣の前進速度 R_p を $R_p = 1.32 \times 10^{-10} v_m^5$ であたえているが——参考文献 (2) 参照——、これも浅い開水路の実験で、かつ d_R による異りが考慮されていない。

19) 参考文献 (17) 参照

つぎに以上述べたような砂漣に関する観察にもとづいて、その生成機構を考察する。

分級の良好な集合粒子においても、実際には個々の粒子の間に(たとえその差がごく僅かであつても)転動の個有限界流速²⁰⁾ V_p および転動速度 v_t の差が存在する。したがつてより大きな V_p を持つか、またはより小さな v_t を持つ粒子があれば、このような粒子が存在するところには後続粒子の転動を多少せきとめようとする傾向を生じ、そこが転動の停滯部となる。同時にこの停滯部自身の伴流が粒子の転動をますます制限する。このような相互作用(干渉)によつて停滯部が次第に大きくなるとともにその高さも増加する。停滯部の高さが増加するにしたがつて、その頂部は上方のより大きな流速に露出し(このことは第1図²⁰⁾のように上方ほど流速が大きいという縦流速分布の一般的な形から必然的に招来する)、ついに粒子の停滯と上方で増大する掃流力とが平衡に達すれば停滯部の高さの増加は停止する。以後の後続粒子は停滯部を乗り越えて、その伴流部に進出し、伴流から逸脱した一部の粒子は停滯部の下流側に(上記と同様の機構によつて)さらに新たな停滯部を生ずる。このようにして各所に生じた停滯部は前進しながら左右に(前進方向と直角に)波形を延長し、延長された波形は互に干渉して連続する。このようにして、終に平行的に発達した典型的な砂漣を形成するに到る。

砂漣は第18表および第38図でも示したように、 V および d のある限界内において、はじめて生成し得るが、このような限界の存在理由は次のように説明される。砂漣は前述のごとく粒子の転動によつて生ずるものであるから、当然その粒子が充分転動し得る程度の V を必要とするが、一方 V が大きくなりすぎると粒子の運動速度¹⁾ V_t が増大するので、その運動も連続的となり²⁾、効果的な滞留部を生じ得なくなる。したがつて砂漣の生じ得る V が停滯部を生じ得るような V の範囲に限定される。また d が d_R より大きい場合すなわち $d > 1.3 \text{ mm}$ (ほぼ #16) ならば、(第26図からわかるように) V がその粒子の転動限界流速¹⁾ V_m を越すと急激に V_t が大きくなるので、やはり停滯を生じ難く(V が大きい場合でも前述のように粒子は急速な波動状進行を行うが、 V が減少して堆積するときは運動量が大きいので、その波形は分散して漣痕として残らない)、他方、 d_R 以下すなわち $d < 0.1 \text{ mm}$ (ほぼ #250) の細粒子が砂漣を生じ難いのは、先に述べたように²⁾このような粒子は V を増すと直ちに浮游に移行してほとんど転動を経過しないからであると考えられる。

砂漣生成の条件は上記のように主として V と d によつてあたえられるが、分級度もまた重要な条件となる。もしあたえられた分級度がある程度より低ければ、粗粒子と細粒子の間の、 V_p や v_t の差も大きくなるから、停滯部が生ずるより以前にそれらの分級分離が進行してしまう。したがつて砂漣は未分級の状態のままでは生ずるに到らず、分級がある程度完了された粒子に多いのはこのためである。(ただし分級度が比較的低い場合といえども d が d_R の範囲内にあり、しかも細粒子の割合が多ければ、細粒子が粗粒子をカバーすることによつて第44図のような砂漣は生じ得る。)

3. 砂 浪

砂浪は、砂の押寄せによつて生ずる比較的大形の波状堆積であるが、その運動形式によつて次のように分けられる。

- { 前進砂浪 (または進行砂浪)
- { 後退砂浪 (または逆行砂浪)

砂浪は砂漣とは異つた条件(環境)のもとに生ずるが、形状においても砂漣とは区別される。以下

20) (その1) 参照——参考文献(6)

砂浪の生成過程を明らかにするために、主として巾 5 cm および 40 cm の開水路を使用して行つた実験、および河川等の自然水路において行つた観察の結果を示す。(実験においては数種の d について各種の組合せを作り、それぞれの場合²¹⁾の生成過程をしらべた。)

砂浪の生成条件は通常集合粒子の分級度が低くそれらが充分転動し得る程度の V が存在しかつ d が d_R より大なるものが多い場合、すなわち V がこのような粗粒子の V_c に近い場合である。(このような条件は自然界にあつては主として河川に相当し、特に洪水時等において分級が充分行われなような場合に一時的に生じ易い。したがつて砂浪は減水時の河原等に存在し易いが漣痕のようにしばしば化石として残ることは少いことになる。)

砂浪の生成を観察すると、まず、砂漣より λ の長い押寄せが形成され、これが前進しながら発達するが、このとき粒子の供給量が多ければ、押寄せは逐次その量および数を増していわれる砂浪となる。

第 45 図 砂浪の縦断面例

第 45 図はこのようにして生じた砂浪の実験例で、この図でわかるようにその断面形は λ/H_w が小さく、全体として階段的波状を示し、粒子の配列状態は第 44 図で示したような砂漣の

場合とはほぼ逆で、細粒は底面に、粗粒は背面に集中する傾向を持つ。

第 46 図は木津川の出水直後に生じた砂浪の実例で、 $H_w = 15 \sim 20$ cm, $\lambda = 2 \sim 3$ m を示し、その粒度分析の結果は、背面の表層では $d = 5 \sim 15$ mm²⁾ で分級度が特に低い、下層は $d = 0.5 \sim 1.6$ mm が比較的多くて分級度は表層より高く、実験の場合とほぼ同様の粒度分布を示す。

(A) 上流側より下流を望む

(B) 下流側より上流を望む

第 46 図 砂浪の発達状態 (木津川新田北方左岸)

第 47 図は第 46 図 (B) の一断面を示したもので、砂浪の先端附近を被覆する小粒部は砂浪堆積後の減水時にその伴流によつて捕獲された二次的堆積と考えられるが、このような小粒の被覆をともなつた複合形の砂浪は形態的には BUCHER (1919) のいう meta-ripple⁸⁾ に相当する。第 46 図 (B) の小粒部は $d = 0.5 \sim 1.0$ mm で、このように $d = d_R$ の場合は写真でもわかるようにその小粒部の表面に局部的な砂漣を生ずることがある。

21) これらの個々の場合について一々記載することは冗長であり、かつそれらの間に質的な大差はないから、総括的な結論のみを示す

第47図 複合形砂浪の粒度分布——第46図(B)の断面

砂浪は、その λ が 1~数 m 程度の場合が多いが、粒度分布によつて一定せず、実際にはさらに巾があり²²⁾、また波形の配列も砂漣に比して不規則な場合が多い。

水深が浅くなり、集合粒子中の粗粒子の粒径が第二安定粒度²¹⁾ d_{c2} に相当するようになれば、砂浪は前進し難くなる。この場合 V が増大すると、強力な伴流が発生するので、砂浪は頭部浸蝕を受けて後退砂浪—GILBERT (1914) のいわゆる anti-dune phase²³⁾—となる。(後退砂浪の生ずるときにおける V は GILBERT のいう第三限界点²⁴⁾であるが、これは上のような条件においてはじめて存在し得るものであつて、 d_{c2} が存在しなければたとえ V が増大しても第三限界点は存在し得ない。)

以上のように砂浪の生成条件および生成過程は砂漣のそれと異なるが、上方程増大する掃流力と、粒子の停滞が、局所的に平衡することによつて波状形態を生ずるという生成機構の本質については、砂漣の場合と同様に考えられる。

しかしながら砂浪において運動する各粒度の粒子も、所々に偽層を形成しながら、終局的には v_c の差によつて分離分級される。このように分級が一応完了して、分級が良好となつた粒子が集積されると、しばしば砂洲または礫洲を形成することがある。

4. 砂 洲

砂洲は λ が大きくかつ不規則な独立的な波状堆積で、平面形は底流の方向に延長した長隋円状を示す。これは主に河口堆積物(三角洲)や海岸浸蝕物が、沿岸流により運搬分級されて生じた(したがつて分級度の高い)押寄せの発達したものとみなすことができるが、その発達を観察すると、形成の初期においてはしばしば流れに抵抗する障害物によつてその発達が助長されるのがみられる。普通の砂洲は扁平で λ/H_w が大きい、浅所のものは比較的 λ/H_w が小さいものが多い。砂洲はまた河川にも生ずるが、浅くて V が大きな場合(たとえば上流や若い河川または洪水時の over flow 等)では d_{c2} が存在するのでそこに生ずる押寄せは比較的粗粒となり²⁵⁾、細粒子は洗掘されて第31図⁵⁾に示したような礫洲として発達することが多い。礫洲はその発達とともにますます浅部に露出して d_{c2} も増大し、表面が安定するが、下流側は伴流による頭部浸蝕を受けて後退する(この点は後退砂浪の運動と似ている)とともに、側面の d の小さな部分も浸蝕を受けてえぐられるので、通常砂洲よりも H_w が大きい。(河川等で流向に平行して浅部と深部が急激に d を異にす

第48図 礫洲表面の分断面形

22) たとえば水山の観察(未発表)によると、1953年の南山城の洪水における宇治川の決潰口附近に生じた砂浪の例では $\lambda \approx 2 \sim 7$ m であるという

23) 参考文献(5)参照

24) GILBERT は、 V が V_{R2} から次第に増加してある程度に達すると後退砂浪が生じることを観察し、このときの V を第三限界点と名付けている。しかしながらこのことも流速と粒度の関係においてはじめて理解し得る問題であつて、このように流速のみによつて一義的に示そうとするのは無理である

25) これらの粒度分析例は別に示す

場合が見られるのはこのような現象によるものと思われる)。礫洲はまた、出水時の over flow によつて長軸に斜行して分断されその表面はしばしば偽波状を示す。第 48 図はこのような状態について所々の河川で観察した結果を模式的にあらわしたものである。

ところで砂洲(や礫洲)と他の波状堆積は、前述のような、粒子の連鎖的な集積作用と、集積を分散させようとする流れとの相互関係によつて、その形態が規定される点は似ているが、その生成の規模や次元において異なっている。すなわち砂漣や砂浪は単層の表面形態の 1 種であるが、砂洲はそれ自体が 1 種の単層である。したがつて砂洲が常に分級度が高くなる場合に形成され易いという条件はまた、 d が大きくない場合 ($d=d_R$) においては、適当な V (すなわち $V_{R1} \sim V_{R2}$) が存在しさえすれば砂洲の表面は砂漣発生の好適の場となることになる。(事実干潮等に際して砂洲上に砂漣が観察されることはしばしば経験するところであるが、筆者の行つた兵庫県南海岸各地での粒度分析例²⁶⁾においても、砂洲の分級度が高く、構成粒子の d は大部分 $0.1 \sim 0.5 \text{ mm}$ で²⁶⁾、第 38 図で示したような砂漣の最も生じ易い粒度に相当している。)

海成砂洲においては構成粒子が転動によつて充分に分級を受けるので、その d は第 23 図で示したような下限安定粒度¹⁾ ($d \doteq 1.3 \text{ mm}$) より小さく、また安定化し易くかつ浮游し易い限界粒度⁵⁾ ($d \doteq 0.1 \text{ mm}$) より大きいのは当然である。このような d の範囲は d_R に相当し、そのうちで d の小さい部分すなわち $d=0.2 \sim 0.3 \text{ mm}$ 前後では V_p も小さく、最も転動し易いはずであるから、砂洲の構成粒子も特にこのような d が多く、これはまた最も砂漣を生じ易い d にも近い²⁷⁾。以下上記のような最も転動し易い粒度を頻転動粒度 d_T と仮称する。(風による転動の場合は空気の粘性が小さいので²⁸⁾、 d_T はさらに小さな値を示すと考えられるが、事実砂丘の構成粒子が 0.1 mm 前後の d を持つことはよく知られている通りである²⁶⁾。)

d_T の粒子は V_p が小さいから、比較的ゆるやかな海流によつても長距離を転動し、砂洲を形成しながら長波長(沿岸における観察では通常数 $10 \sim$ 数 100 m 程度)の堆積層となる。したがつて d_T のような転動し易い粒子から構成されている堆積層²⁹⁾は転動堆積の最終的段階に存在し、きわめて高い分級度を得て、しばしば沿岸から相当離れたところまで分布し得るもので、陸棚底に見出されるような砂層にはこの種のものが多いのではないかと想像される。

大阪湾各地・播州海岸・淡路海岸等での観察によると、海成砂洲は流れの方向に延長した³⁰⁾いわゆる sand bar 型の砂洲(長周期の往復流すなわち潮汐流によつて生じるような砂洲も含む)のほかに、波砕線に沿つて生じる sand ridge 型の砂洲が区別される(いままで述べてきたのは前者の型であるが、勿論これらの混成型と思われる砂洲も多く見られる)。いずれにしても砂洲は汀線にはほぼ平行に発達することが多いが、吹送流の影響で季節的な消長および長周期の消長があることが知られている³¹⁾。

後者の型においては、底質粒子が波浪と流水の複合作用によつて、汀線に斜交する短周期の非対称的往復運動をくりかえしながら運搬されるので、この型の砂洲の形態的特徴は、第 49 図の如く汀線

26) 鳥取県漂砂対策委員会 (1950) の行つた鳥取県各地の海岸での分析値や、奈須 (1951) の相模河口の分析値においても、これと似た結果が得られている——参考文献 (20) および (16) 参照

27) このことから逆に砂漣はこのような最も転動し易い d において最も生じ易いということが推定できる

28) (その 3) の脚註 11) 参照

29) たとえば八木 (1932) の和歌山県の和泉砂岩の研究によると、その d は $0.25 \sim 0.5 \text{ mm}$ に集中しているというが、これは d_T に近いものであらう——参考文献 (21) 参照

30) 海流は流向がしばしば表層と下層で異なり、また流速も下層程小さいとは限らないということは注意を要する。これは主として吹送流の影響で、特に風向が海流と逆行するときはそれらの異なりは著しくなる

31) 参考文献 (12) 参照

に直角の方向の断面が非対称的となつて凸出し、またその粒度分析を行つた結果によると³⁵⁾粒度は前者の型より大きくかつ分級度も低い。

第 49 図 砂洲の横断面形

以上のように砂洲は2つの型に大別され得るが、浅所に発達する沿岸砂洲にはこれらの混成型と思われるものも多く、潜水観察によると、汀線に近いところでは波浪の揺動作用が底質粒子の安定化を妨げて、その移動を容易にする³²⁾のが見られる。(この場合もし静振が強ければ³³⁾砂洲の成長はさらに促進されるものと考えられる。)

結 論

直接沈澱によつて生ずるような微粒堆積の単層は平滑でその水平的連続性が大きいのが通常であるが、転動によつて生ずるような比較的粗粒の単層は、堆積時において波状またはレンズ状等で、水平的に平行に連続をしない様相を示すのが常態であるといえよう。したがつて転動堆積粒子よりなる単層がこのような状態を示さないときは、このような状態に到る過程が強制的な定着³⁴⁾(たとえば浮游粒子の沈澱による被覆)によつて中断された場合であるか、または分級が充分に進行して薄層となつて分散した場合であるかのいずれかであると考えられる³⁵⁾。

摘 要

- (1) 波状堆積の生成条件は主として床流速・粒度・分級度等の相互関係によつて決定される。
- (2) 流動砂漣(以下単に砂漣という)の生じ得る条件は、底面の分級度が高く粒径がほぼ 0.08~1.3 mm で、かつ床流速が砂漣粒度の転動限界流速よりも大きく躍動限界流速よりも小さい場合である。このうち特に砂漣の生じ易い粒径は 0.12~0.3 mm で、漣痕率はこの粒度において最大となる。
- (3) 砂漣の波長は粒径ほぼ 0.1~1.0 mm の範囲では粒度が大きいほど大であるが、砂漣粒度がこの範囲以上あるいは以下ならばこの傾向は保たれない。
- (4) 砂漣の分級が完全でないときは外見上その山の部分に小粒子が、谷の部分に粗粒子が分布する。
- (5) 砂浪の生成条件は、粒子の分級度が低く、それらが充分転動し得る程度の床流速が存在し、かつ粒径が砂漣の場合にくらべて大きなものが多い場合である。この場合粗粒子の粒径が第二安定粒度に相当するときは後退砂浪となる。
- (6) 砂洲は常に分級度が高く、それ自体が1種の単層であるから、その表面には砂漣が発生し易

32) SHEPARD (1948) は波の波長の約 1/4 以深では、堆積粒子の運搬に対する波の影響は少いというが——参考文献(19)参照——、筆者が兵庫県須磨海岸で潜水観察したところによると、浪の揺動作用による間接的な影響はこれより深くまで及ぶようである

33) 速水(1950)は静振によつて砂洲が生じ得る可能性を理論的に示しているが——参考文献(20)参照、砂洲が常に流れによつて移動する状態から見て、これはむしろ特殊な場合であると考えられる

34) 定着機構については別に述べる

35) 単層の粒度・分級度・連続性等の相互関係に関する具体的な粒度分析例については別に示す

い。

(7) 最も転動し易い粒子の粒度すなわち頻転動粒度は粒径 0.2~0.3 mm で、このような粒子は沿岸から相当離れたところまで砂層として分布し得るものと考えられる。

あ と が き

この研究に関して、砂漣の実験に協力してもらった山本安信氏、砂浪の実例に関する貴重な資料を御教示いただいた水山高幸氏、および種々御批判、御注意をいただいた大内正夫氏・中沢圭二氏の方に深く感謝します。

なお研究には文部省科学研究費の一部を使用した。

主 な 参 考 文 献

- 1) BUCHER, W. H. (1919): On Ripples and Related Sedimentary Forms and their Paleogeographic Interpretation, Am. Jour. Sci., (4) 47, 149~210, 241~269.
- 2) CHANG, Y. L. (1939): Laboratory Investigation of Flume Traction and Transportation, Am. Soc. Civil Eng. Trans., 104, 1246~1313.
- 3) EVANS, O. F. and INGRAM, R. L. (1943): An Experimental Study of the Influence of Grain Size on the Size of Oscillation Ripple Marks. Jour. Sed. Petrol. 13, 117~120.
- 4) GILBERT, G. K. (1899): Ripple-marks and Cross-bedding. Bull. Geol. Soc. Am., 10, 135~140.
- 5) " (1914): The Transportation of Debris by Running Water. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 86, 30~34.
- 6) 木村 春彦 (1953): 堆積機構の基礎的研究 (その 1) — 堆積粒子移動の限界流速 —, 地質雑, 59, 699, 533~543.
- 7) " (1954): 同上 (その 2) — 堆積粒子移動の限界流速 (続) —, 地質雑, 60, 701, 81~93.
- 8) " (1954): 同上 (その 3) — 粒子の堆積と運動 —, 地質雑, 60, 705, 228~240.
- 9) " (1954): 同上 (その 4) — 粒子の堆積と運動 (続) —, 地質雑, 60, 707, 337~348.
- 10) KIMURA, H. and ŌUCHI, M. (1954): A Note on the Traction of Sediment Particles along the Bed of Running Water. Bull. Kyōto Gakugei Univ., Ser. B, 4, 1~3.
- 11) 木村春彦・山本安信 (1954): 漣痕の生成機構について (要旨), 日本地質学会関西支部報, 22・23, 5.
- 12) 松尾 春雄 (1937): 利根川河口の砂州の消長に就て, 土木学会誌, 23, 29.
- 13) MENARD, H. W. (1950): Sediment Movement in Relation to Current Velocity. Jour. Sed. Petrol., 20, 3, 148~160.
- 14) " (1952): Deep Ripple Marks in the Sea. Jour. Sed. Petrol., 22, 1, 3~9.
- 15) 物部 長穂 (1951): 水理学, 247~248.
- 16) 奈須 紀幸 (1951): 浜砂並に砂丘の砂の生成に関する一考察 (要旨), 地質雑, 57, 670, 321.
- 17) 野満隆治・斎藤泰一・田坂 浩 (1943): 定常波による砂堆と砂漣, 地球物理, 7, 1, 61~79.
- 18) 佐藤良昭・村井 勇・奈須紀幸 (1951): 三角州堆積物の一例 (要旨), 地質雑, 57, 670, 320.
- 19) SHEPARD, F. P. (1948): Submarine Geology. 161.
- 20) 鳥取県漂砂対策委員会 (1950): 漂砂対策報告書
- 21) 八木 次男 (1932): 和泉砂岩の岩石学的研究, 岩石鉱物鉱床雑, 7, 5, 220~228, 6, 267~274