

水路における斜め交錯模様と斜行砂州の形成

On the formation of rhomboid bars and diagonal bars in alluvial channels

筑波大学 地球科学系 正員 池田 宏

1. はじめに

河床に生ずる砂れんや砂堆には、二次元的なもののばかりでなく、三日月型や舌状あるいはウロコ状などの平面形をした三次元的なものがある。雲のパターンや砂丘の配列についても同様である。

河床形が二次元的か三次元的かということは、その上の流砂や流れの抵抗に関係するばかりでなく、河床形の移動の結果生ずる堆積物中の初生的堆積構造にも反映される。流れが浅く、速くなるほど砂れんや砂堆は三次元的になることが知られている¹⁾が、その理由はよく判っていない。

本報告は、砂れんや砂堆のもつ三次元性の由来を解く手がかりを得るために、河床に生ずる斜め交錯模様(写真-1)と斜行砂州の成因を水路実験によって調べた結果である。ここで斜め交錯模様と呼んでいるのは、砂れんの場合、菱型砂れん(rhomboid ripples²⁾)と呼ばれる、うっすらとした河床形に類似し、全体として平滑な河床上に生ずるものである。

本研究では、まずはじめに、大型の水路を用いた実験によって斜め交錯模様の実態を調べ、その成因についてのモデルを考え、つぎに小型の水路による実験によってモデルの検証をするという手順をとった。

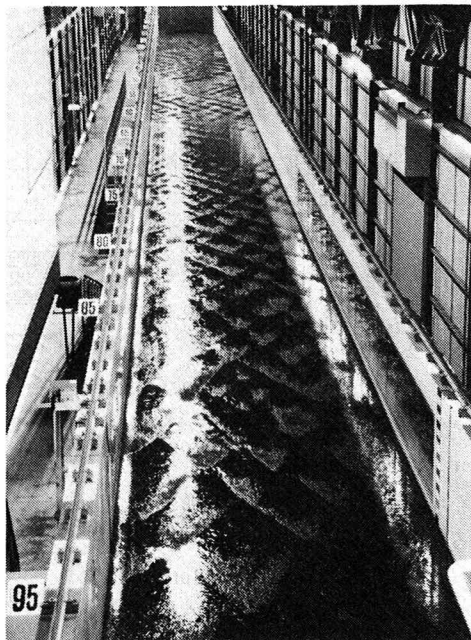


写真-1 大型水路における斜め交錯模様
停水後、下流から上流を見る。

2. 実験装置と実験方法

実験は大小2つの水路を用いて行なった。大型の水路としては、筑波大学水理実験センターの大型水路を用いた。これは幅4m、長さ160m、深さ2mの鋼製水路で、水路下流端から流出した砂礫はベルトコンベヤーによる砂礫循環装置によって上流端へ返送され、水路システム内を循環する。水路からの流出砂礫量はウェイング・コンベヤーによって連続的に計量表示される。

水路床は1/100の固定勾配であるが、移動床とした場合には、水路下流端の砂止堰高を変えることにより、水底面(河床)の勾配を水平から1/50の範囲に調整できる。なお、最大給水量は毎秒1.5m³である。

大型水路における実験用砂礫としては、径5~10mm(中央粒径6.4mm)の細礫を用いた。これは古鬼怒川の河床砂礫を5mmと10mmのメッシュ篩によって篩い分けて得られた亜円礫~亜角礫で、その比重は2.6である。水路側壁のレール上を走行する観測台車に付設されているスクレーパーによって、河床面を1/100の勾配で平滑に敷きならして、初期河床とした。礫の厚さは約40cmである。

実験は次の2通りである。ひとつは、平滑化した初期河床に短時間通水して、斜め交錯模様の実態を調べたもので、限界掃流力をわずかに上まわる水深5cmほどになる給水量から、給水量を段階的に増した。他のひとつは、斜め交錯模様から斜行砂州へ、さらに交互砂礫堆への変化過程を調べたものである。なお、河床形の観察や写真撮影は、主として水路建屋に設けられた懸吊式の天井走行撮像用電車上から行なった。

小型の水路としては、長さ 9 m、幅 20 cm、深さ 6 cm の木製水路を用いた。水路に中央粒径 0.81 mm の分級のよい粗砂を 3 cm の厚さをもって平滑に敷きならした。勾配は 1/35～1/200 の間で 6 通りに変え、各勾配毎に給水量を毎秒 100～1400 cc の間で段階的に変えて、短時間（1～数分間）通水した（表－1）。河床に生ずる反砂堆は小規模で、停水時に変形・消失してしまうことが多かったので、反砂堆上の跳水の波長を通水中に測定するように努めた。水深は跳水が発達すると測定が難かしくなるので、通水後、間もないうちに測定した。したがって、給水量を水路幅と水深で除して求めた平均流速は、過大に算定されている。

3. 大型水路における斜め交錯模様

模様の観察

大型水路において、斜め交錯模様の発達を調べた結果を図－1 に示した。いずれも、停水後に撮影された平面写真をトレースしたものである。図－1 から、以下のことが読みとれる。

(1) 河床には流れの方向にのびるタテスジ (longitudinal striations, sand ribbons と呼ばれる³⁾) と、流れに直角方向に発生する水面の跳水に対応したヨコスジ (以下これを反砂堆, antidunes と呼ぶ) および斜め交錯模様を呈する斜めの小段の 3 者が共存する。斜めの小段は交錯して菱形の河床形を形成する。以下これを菱形砂州 (rhomboid bars) と呼ぶ。

(2) タテスジと反砂堆が、弱い水流下で最初に発生する。

(3) タテスジと反砂堆とは併存して、格子模様を示すことがある。

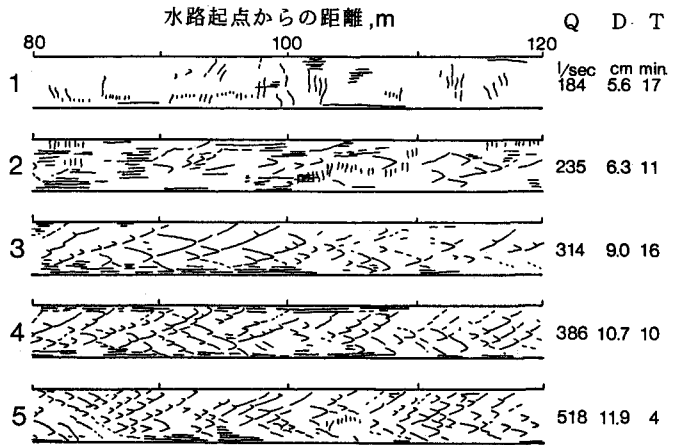
(4) 斜め交錯模様の生じた場所では、反砂堆はみられず、またタテスジも不明瞭のことが多い。ただし、水路側壁に近接しては、1～2 列、ときに数列のタテスジが生ずる。

これらの事実からは、タテスジおよび反砂堆と斜め交錯模様との関係は、次の 2 通りに考えられる。ひとつは、タテスジおよび反砂堆と斜め交錯模様とが互いにその発達を妨げあっている、いいかえれば、両者は成因的にはつながらないという考えである。他のひとつは、タテスジと反砂堆との合成によって斜め交錯模様が生ずるとする考えである。

後者の考えに従えば、タテスジの間隔および反砂堆の波長と斜め交錯模様の形状との間には、何らかの法則性が存在すると考えられる。最も単純な場合として、タテスジと反砂堆を互いに直交する定常波とみなし、それらの合成された対角線波が斜めの小段であると仮定すれば、

$$\tan \beta = \frac{L_1}{L_2} \quad (1)$$

が期待される。ここで、 β : 斜め交錯模様をなす小段が水路側壁となす角、 L_1 : タテスジの間隔、 L_2 : 反砂堆の波長である。以下(1)式の関係を小型水路による実験結果によって検討する。



図－1 大型水路におけるタテスジと反砂堆と斜め交錯模様

水路幅 4 m、勾配 1/100、径 5～10 mm 礫

Q : 給水量, D : 水深, T : 通水時間

4. タテスジの間隔と反砂堆の波長

河床のタテスジは水流中の縦渦によって形成されることは広く認められている。水流表面にアルミ粉やパンチ屑などの表面浮子を散布してみると、それらはタテスジをなして流され、しかも、その間隔は河床のタテスジの間隔と一致する。

したがって、河床のタテスジの間隔は水流中の縦渦の間隔によって決定され、ほぼ水深の2倍になることが従来明らかにされている⁴⁾。今回の実験の結果、細礫を用いた大型水路においても、また水深がきわめて小さい小型水路においても、この関係が認められた(図-2)。すなわち、タテスジの間隔 (L_t) は実験条件の範囲内では、勾配や底質によらず、水深のみによって決定され、

$$L_t = 2D \quad (2)$$

である。ここで、 D : 水深である。

なお、水流表面の浮子は、河床のタテスジとタテスジの中間(溝の部分)の直上に集中して流されることから、縦渦の下降流は溝の部分にあり、逆に上昇流が存在しているところで砂は掃き寄せられて、タテスジの高まりをつくっているものとみられる。今回の実験では、水路側壁は常に河床の高まりにあたっていた。

一方、反砂堆の波長は、実験条件の範囲内では水深の4~15倍で、水面勾配や流速によって異なるが、反砂堆の波長と平均流速との間には、

$$L_t = \frac{2\pi}{g} \cdot V^2 \quad (3)$$

の関係が近似的に成り立つという⁸⁾。ここで、 L_t : 反砂堆の波長、 V : 平均流速、 g : 重力の加速度である。(3)式は、微小振幅深水波の波速を与える式において、波速を平均流速に置き換えたものである。

図-3に示したように、反砂堆の波長は(3)式でかなり良く表わされるといえよう。しかしながら、小型水路による小水深の実験によれば、反砂堆の波長は、とくに勾配の大きい条件下では(3)式で与えられる大きさより、実際には半分近く小さいことが多く、(3)式の適合度は水深の測定誤差を考慮しても、必ずしも良いとはいえない。

5. 合成波としての斜め交錯模様

河床の縦の要素であるタテスジと、横の要素である反砂堆との組み合わせで斜め交錯模様が生ずるとすれば、前述したように、(1)式の成立が期待される。

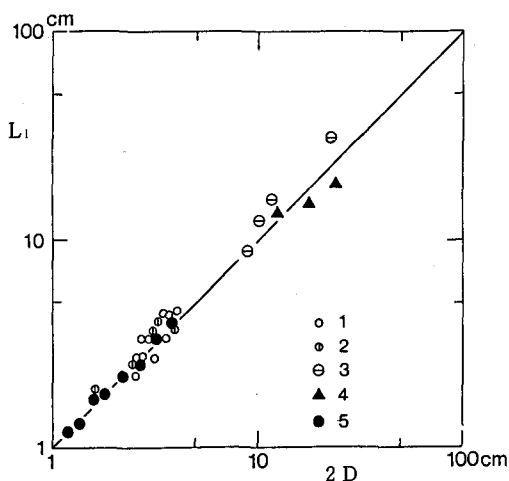


図-2 水深 (D) とタテスジの間隔 (L_t) の関係

1 : 木下⁵⁾, 2 : Wolman and Brush⁶⁾,
3 : Vincent⁷⁾, 4 : 大型水路, 5 : 小型水路

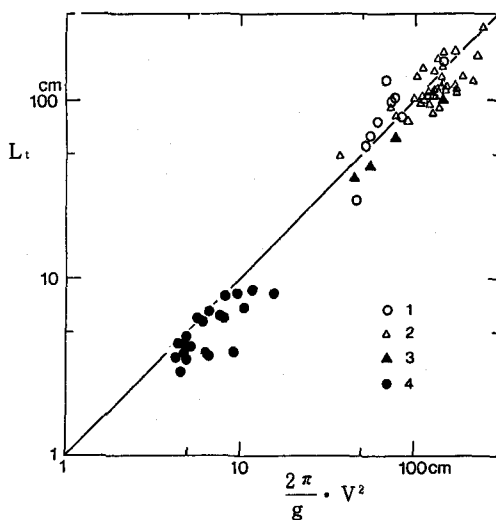


図-3 平均流速 (V) と反砂堆の波長 (L_t) の関係

1 : 田中⁹⁾, 2 : Guy et al.¹⁰⁾, 3 : 大型水路,
4 : 小型水路

図-4には、タテスジの間隔 (L_1) と反砂堆の波長 (L_t) および斜め小段が水路側壁となす角 (β) の3者の値が一揃いで得られた Run について、 β と $\tan^{-1}(L_1/L_t)$ の関係を示した。両者の間にはきわめて良い対応関係が認められる。

L_1 の測定ができなかった Run については、(2)式より、

$$\beta = \tan^{-1} \frac{2D}{L_t} \quad (4)$$

として、 β と $\tan^{-1}(2D/L_t)$ の関係を示した (図-5)。両者の間にも、きわめて良い対応関係が認められる。

反砂堆の波長を(3)式で表わせるものとする、次式が導かれる。

$$\begin{aligned} \beta &= \tan^{-1} \frac{L_1}{L_t} = \tan^{-1} \frac{2D}{\frac{2\pi}{g} \cdot V^2} \\ &= \tan^{-1} \frac{1}{\pi F^2} \end{aligned} \quad (5)$$

ここで、 F ：フルード数である。

図-6に、 β の実測値とフルード数の関係を示した。小型水路による実験では、平均流速を過大に、したがってフルード数を過大に算定していることを考慮すれば、 β とフルード数との間には良い対応関係があるといえよう。 β はフルード数が大きいほど小さくなる。

(1)式および(4)式が成り立っていることから、タテスジと反砂堆をつくるプロセスの合成によって斜め交錯模様が形成されるとした考えは妥当なものと思われる。この考えによれば、河床に生ずる縦の要素が強ければタテスジとなり、横の要素が強ければ反砂堆となるのに対し、縦と横の要素が拮抗している時に、斜め交錯模様が生ずると考えられる。

Wilson¹¹⁾は、風成砂床形の平面パターンの差異を、砂床に生ずる縦と横の要素の組み合わせによって説明した。すなわち、横の要素が強くと、しかもそれが同位相で配列すれば格子模様となって、実際には横列砂丘

を形成する。また、横の要素の配列が逆位相の場合には、ウロコ模様 (斜め交錯模様) となる。さらに、縦の要素が逆位相で組み合わせられて組みひも (braid) のパターンとなったものが縦列砂丘であるという。しかしながら、この説明では、横の要素の配列が、なぜ同位相になるのか、また逆位相になるのかが不明である。

河床の斜め交錯模様は、水路側壁から発生する衝撃波によるものではない。常流状態下の実験でも斜め交錯模様は発生する¹²⁾し、また、水路側壁から発する衝撃波面が水路側壁となす角は、今回の小型水路実験の測定例では $30^\circ \sim 50^\circ$ の範囲にあって、斜め小段のなす角とは一致しなかった。

斜め交錯模様は不安定な河床形で、通水初期にのみ、平滑な河床に生ずる。すなわち、安定形状が砂礫堆

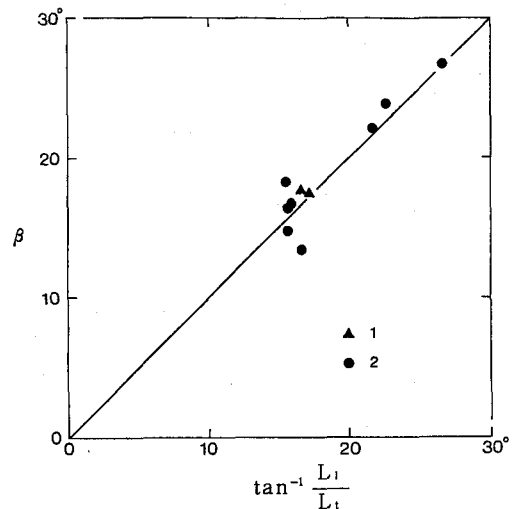


図-4 $\tan^{-1}(L_1/L_t)$ と β の関係
1：大型水路，2：小型水路

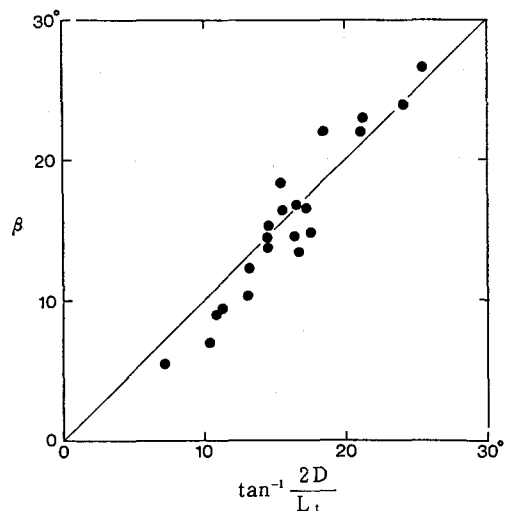


図-5 $\tan^{-1}(2D/L_t)$ と β の関係
小型水路

平坦床、反砂堆を問わず、平滑床上に通水した、そのごく初期には、最初に斜め交錯模様が生じた。細砂を用いた実験では、安定形状としては砂れんが形成される条件下でさえも、通水初期には、やはり斜め交錯模様が生じた。

したがって、斜め交錯模様の形成条件は、平滑床上で、跳水を生ずるような浅い水流がごく短時間生ずることであるといえよう。野外では、斜め交錯模様が、砂浜海岸の前浜で戻り流れ（backwash）によって生じ、また干潟や砂床河川の平坦な砂州上に生ずるのはそのためである。

6. 斜行砂州について

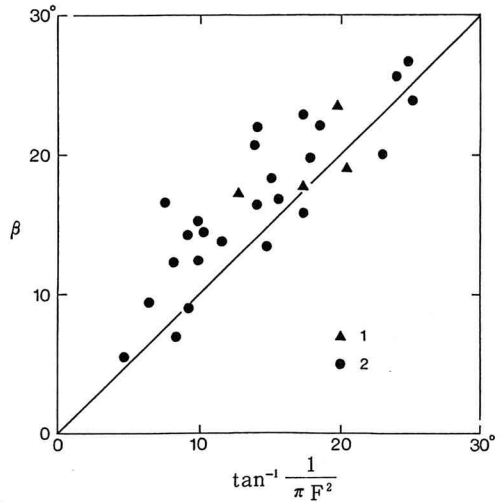
上述したように、斜め交錯模様は通水初期にのみみられる不安定な河床形である。通水を継続すると、斜めの小段には追いつき・合体が生ずる。斜めの小段は、追いつき・合体によって高さを増す。高い小段ほど、流砂量が一定なら移動速度は小さい。そのため、高くなった小段に、後続の低い小段が追いつき、合体するのである。合体によって菱形砂州は大型化し、短時間のうちに斜行砂州に変化する（写真－2）。

斜行砂州は、砂礫堆や砂れんなどに移行しない平坦上では、安定形状として存続することがある。斜行砂州上の水流表面でも、表面浮子はタテスジ模様を呈する。斜行砂州は短波長であり、前縁は直線的で高さもきわめて低く、またその上の水流や流砂は蛇行しない、などの点で砂礫堆と異なる。木下¹³⁾が、砂礫堆まで発達する以前の状態で止ってしまったものとみなして、準砂礫堆と呼んだものが、ここでいう斜行砂州にあたると思われる。また藤田¹⁴⁾が準砂州としたものは、ここでいう斜め交錯模様と斜行砂州にあたるものと思われる。

斜行砂州のもつ左右岸交互の配列は、水路側壁なしでは生じえない。したがって、斜行砂州の安定配列を保持させる原因が、水路側壁の存在によって、斜め交錯模様の成因とは別に生じている可能性がある。藤田¹⁵⁾が短対角州と呼んだ短波長の比較的起伏の大きな河床形の成因とともに、今後の検討課題と思われる。

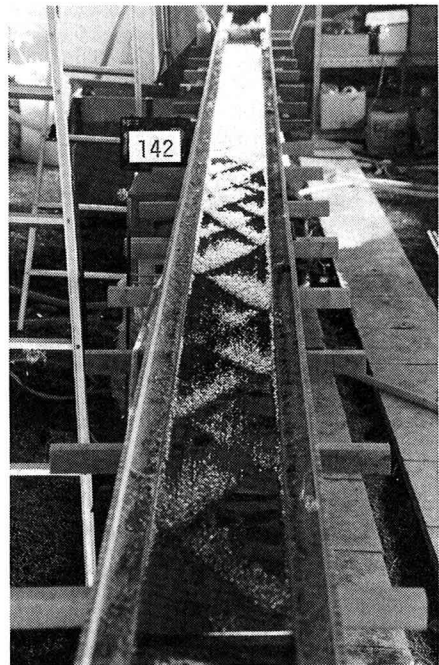
交互砂礫堆が形成される条件下では、通水を継続すると、斜め交錯模様から斜行砂州へ、そして交互砂礫堆への移行が生ずる¹⁶⁾。直線的だった斜行砂州の前縁が前方に弧を描いて張り出し、波長は長くなり、前進速度が遅くなり、水流は集中と発散をくりかえして明瞭に蛇行するようになる。

斜行砂州は、この例では、交互砂礫堆発達の間段階を示しているように見える。しかし、交互砂礫堆は



図－6 フルード数と β の関係

1：大型水路，2：小型水路



写真－2 小型水路における斜行砂州（Run 142）
停水後、下流から上流を見る。

必ずしも斜行砂州から発達するわけではない¹⁷⁾。しかも斜行砂州は前述のように、安定形状として、交互砂礫堆とは別に存在する。交互砂礫堆の成因を斜行砂州のそれと同一とみなすことは、以上述べたことから疑問に思う。

表-1 小型水路による実験結果

Run No.	S	Q cc/sec	T _w °C	V _s cm/sec	D cm	V cm/sec	F	L ₁ cm	L _t cm	β °
201	0.0482	628	14.0	32.3	1.10	28.5	0.869	-	-	20.0
202	do.	800	14.0	36.3	1.34	29.9	0.824	2.5	6.0	23.9
203	do.	975	14.5	38.7	1.50	32.5	0.848	-	-	25.6
204	do.	1371	14.5	41.5	1.91	35.9	0.830	4.0	8.0	26.7
141	0.0731	700	16.7	38.0	1.08	32.4	0.996	2.2	-	19.8
142	do.	1245	16.7	46.5	1.60	38.9	0.983	3.3	8.3	22.0
101	0.0103	493	-	36.6	0.80	30.8	1.10	1.7	5.7	13.4
102	do.	830	16.0	45.1	1.20	34.6	1.01	-	6.2	22.9
103	do.	1238	16.0	49.6	1.45	42.7	1.13	-	8.7	22.0
71	0.0131	302	13.0	34.5	0.53	28.5	1.25	-	4.1	13.8
72	do.	338	13.0	35.9	0.60	27.3	1.13	1.2	4.3	16.4
73	do.	356	10.0	35.3	0.68	26.2	1.01	1.3	4.3	14.8
74	do.	377	10.0	-	0.68	27.7	1.07	1.3	4.6	16.8
75	do.	582	-	42.3	0.90	32.3	1.09	1.8	6.5	18.3
76	do.	712	-	44.1	1.00	35.6	1.14	-	-	20.7
51	0.0197	192	12.0	30.3	0.35	27.4	1.48	-	3.8	7.0
52	do.	283	16.0	35.3	0.45	31.4	1.50	-	3.8	12.3
53	do.	498	15.0	43.3	0.70	35.6	1.36	-	6.0	12.5
54	do.	727	15.0	43.5	0.90	40.4	1.36	-	6.9	15.3
55	do.	1223	15.0	62.5	1.24	49.3	1.41	-	8.3	14.3
31	0.0285	102	-	35.3	0.19	26.8	1.97	-	3.0	5.5
32	0.0288	181	14.5	-	0.34	25.8	1.40	-	3.6	9.0
33	do.	238	-	38.5	0.37	32.2	1.69	-	3.7	9.4
34	0.0285	251	-	43.2	0.45	27.9	1.33	-	3.5	14.5
35	do.	455	12.0	44.8	0.60	37.9	1.56	-	3.9	16.6

水路幅20cm, 底質の中央粒径0.81mm, S:水面勾配, Q:流量, T_w:水温,
V_s:表面流速, D:水深, V:平均流速, F:フルード数, L₁:タテスジの間隔,
L_t:反砂堆の波長, β :斜めの小段が水路側壁となす角

参考文献

- 1) Allen, J. R. L. 1968. Current ripples: their relations to patterns of water and sediment motion. Amsterdam: North Holland, 93.
- 2) Reineck, H. E. and Singh, I. B. 1980. Depositional sedimentary environments, 2nd edn. Berlin: Springer-Verlag, 32-34; 37-39.
- 3) 前掲1), 38.
- 4) 木下良作 1962. 石狩川河道変遷調査・参考篇. 科学技術庁資源局資料36号, 99-100.
- 5) 前掲4), 99-100.
- 6) Wolman, M. G. and Brush, L. M., Jr. 1961. Factors controlling the size and shape of stream channels in coarse non-cohesive sands. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 282-G, 183-209.
- 7) Vincent, J. 1967. Effect of bed-load movement on the roughness coefficient value. Proc. I. A. H. R. A20, 162-171.
- 8) Kennedy, J. F. 1963. The mechanics of dunes and antidunes on erodible-bed channels. J. Fluid Mech. 16, 521-44.
- 9) 田中祐一朗 1970. Anti-dunesに関する実験的研究. 京都大学防災研究所年報No13-B, 271-284.
- 10) Guy, H. P., Simons, D. B. and Richardson, E. V. 1966. Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-61. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 462-J.
- 11) Wilson, I. G. 1972. Aeolian bedforms - their development and origins. Sedimentology 19, 173-210.
- 12) 木下良作 1961. 石狩川河道変遷調査. 科学技術庁資源局資料36号, 90-91.
- 13) 前掲4), 97.
- 14) 藤田裕一郎 1980. 沖積河川の流路変動に関する基礎的研究. 京都大学学位論文, 89-90.
- 15) 前掲14), 89-90.
- 16) 池田宏 1982. 砂礫堆の相似条件に関する実験的研究. 筑波大学水理実験センター報告6号, 3-14.
- 17) 池田宏 1973. 実験水路における砂礫堆とその形成条件. 地理学評論 46, 435-51.