

砕波による底質の浮遊と侵食型海浜の形成機構に関する研究

柴 山 知 也*・堀 川 清 司**

1. はじめに

波による砂浜海岸の地形変化は岸沖方向の変化と沿岸方向の変化とに分けて論じられている。本論文では、海浜断面の季節変化に示される岸沖方向の変化（二次元変化）の機構について考察を加える。筆者らはすでに堆積型海浜の形成機構について若干の考察を行っている¹⁾が、ここでは侵食型の海浜について現地海浜での観察と実験室での観測に基づき、考察を加えた。現地海岸における観察により、侵食型海浜の形成には筆者らが従来より研究を進めている砂れん上の砂移動機構²⁾の他に砕波による底質の浮遊も大きな役割を果たすと考え、実験室での詳細な観測を行った。その結果に基づき、砕波によって底質が浮遊を開始する条件を検討し、さらに底質の運動を、1) 波の plunging により形成された組織的渦による底質の巻き上げ、2) 組織的渦が崩壊した後のランダムな外力を受けながらの底質の沈降過程、の2つに分けて考えるべきであるとした。本論文ではさらに現地観察および実験に基づいて、侵食型海浜の形成過程を考察するとともに、砕波により浮遊した底質の地形変化への影響についても定性的な説明を試みた。

2. 砕波による底質の浮遊

(1) 浮遊砂発生条件と浮遊砂の運動

浅水域に進入した進行波はある水深で砕波し、条件によっては底質の浮遊を生じる。樫木・岩田³⁾は、plunging 型の砕波の際に発生する horizontal roller の性質に注目して新たな砕波形式の分類を提案したが、ここでは以下に詳述する実験に基づいて、この horizontal roller に注目した。

実験は長さ 11m、幅 0.2m、深さ 0.3m の造波水路 A と、長さ 25m、幅 0.8m、深さ 1.5m の造波水路 B を用いて行った。底質には粒径 0.2mm、比重 2.65 の豊浦標準砂を用いた。実験条件を表一に示す。実験を通じて底質は一樣勾配斜面を形成するように敷きつめ、地形変化が顕著になる前にすべての観測を行った。水粒

表一1 実験条件（実験A，実験B）

Casa	周 期 <i>T</i> (s)	沖 波 波 高 <i>H</i> ₀ (cm)	沖波波形勾配 <i>H</i> ₀ / <i>L</i> ₀	初 期 勾 配 <i>i</i> ₀	浮遊砂雲濃度 (g/l)
A-1	1.62	3.0	0.0073	0.05	27.0
	2	1.42	3.4	0.011	6.0
	3	1.24	3.8	0.016	5.8
	4	1.00	2.8	0.018	11.2
	5	1.00	4.4	0.028	7.0
	6	0.87	4.0	0.034	4.6
	7	0.78	6.6	0.069	} spilling breaker
	8	0.67	7.6	0.11	
B-1	1.52	8.7	0.024	0.1	
	2	1.51	10.9	0.031	
	3	1.50	12.5	0.036	
	4	1.50	15.7	0.045	

子の移動を追跡するために、粒径 2mm、比重 1.02 のポリスチレン球を投入した。水粒子速度を代表するポリスチレン球の動きおよび浮遊砂雲の動きを 16mm 撮影機で 48 frames/s の速度を用いて撮影することにより観測した。測定地点における表面波形は容量式波高計を用いて求め、タイミングライトの使用により、流速、砂運動の測定と同期させた。

図一1 に観測結果の一例を示す。図の最上部に示されるような砕波後の表面波形の各位相における、浮遊砂雲の形成および運動の過程と各位相での流速場が 図一1 に示されている。図中の矢印は水粒子速度を表わす。図に示されるように、plunging 型砕波によって形成される渦の作用によって底質が巻き上げられている。そこで、この渦 (horizontal roller) の存在が砕波による浮遊砂雲発生のための必要条件であると考え、渦の発生条件を検討した。

図一2 は樫木・岩田にならって渦の発生条件を底面勾配と沖波波形勾配で整理したものである。図中に樫木・岩田の固定床における結果とともに、今回の移動床実験での結果を示してある。今回の実験を通じて、渦が発生した場合には常に浮遊砂雲が発生しており、渦の発生と浮遊砂雲の発生とは密接に結びついていることがわかる。これは Kana⁴⁾ が現地海岸において観測を行い、plunging 型砕波による浮遊砂濃度が、spilling 型砕波によるものの 10 倍程度になると報告していることに符合している。なお実験 Case A-7, A-8 のように spilling 型の砕波条

* 正会員 工修 東京大学助手 工学部土木工学科
** 正会員 工博 東京大学教授 工学部土木工学科

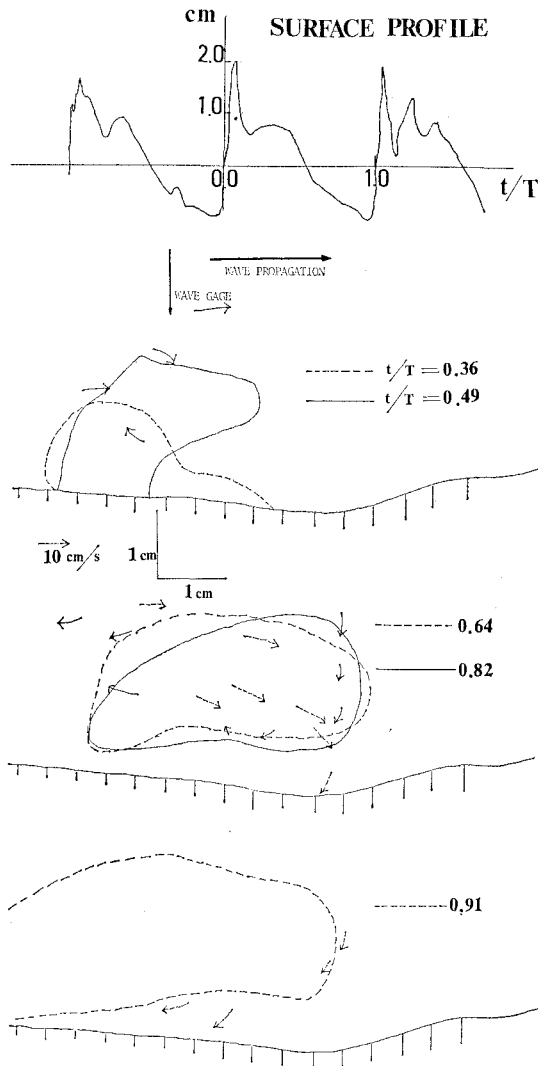


図-1 浮遊砂雲の形成過程と流速場の観察例 (Case A-2)

作の下では, plunging 型の場合と異なり, 砕波点近傍に砂れんが発生し, 砂れん近傍に発生する渦による底質の浮遊が観察された。

図-3 に浮遊砂濃度と表面波形の時間的変化を測定したものを示す。浮遊砂濃度の測定は, フォトダイオードを用いた光学式の浮遊砂濃度計によった。図において地点②は渦の発生によって浮遊砂雲が形成される領域に相当し, 地点①は浮遊砂雲が沖側に運ばれ沈降していく領域である。地点②では表面波形のピークと浮遊砂濃度のピークはほぼ同位相で, 地点①では表面波形の谷の位相で浮遊砂濃度のピークが現われており, 浮遊砂の形成および移動に関する 図-1 に例示したような観察は濃度変化の観測からも裏付けられている。

図-4 は現地海岸における浮遊砂濃度の測定例である。図の例は昭和55年8月28日に茨城県阿字ヶ浦海岸

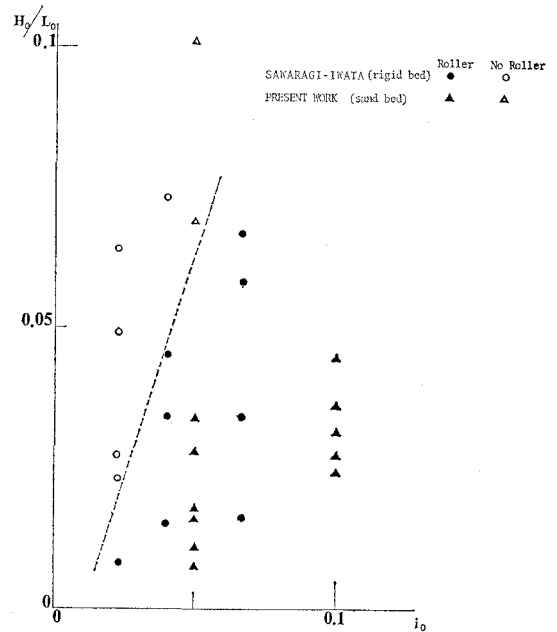


図-2 波の plunging による底質浮遊発生条件

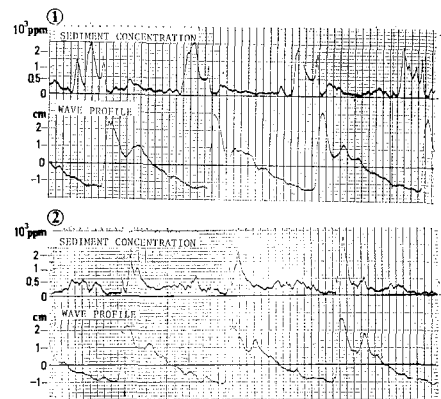


図-3 浮遊砂濃度計測の例 (Case A-2)

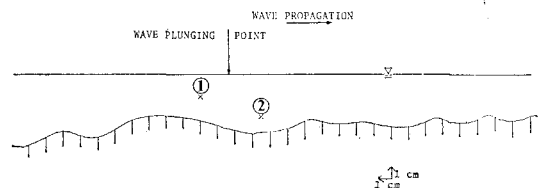


図-4 現地海岸における浮遊砂濃度測定例

において観測したもので、砕波点における有義波高は約 2.0m、有義周期は 13s であった。浮遊砂濃度の測定には、ハイロート型の採水器を改良して水の流入口を広くしたものを用いた。採水器の構造から、一周を平均した浮遊砂濃度が求められている。観測項目は、建設省土木研究所の観測用栈橋からの浮遊砂量の測定と深淺測量である。図より第 2 次砕波点より少し沖側の部分で濃度の最大値が検出されており、この地点で plunging による底質の浮遊をとらえたものと思われる。

以上より、砕波点付近の底質の浮遊に関しては、spilling 型砕波よりも plunging 型砕波の方が大きな影響力をもっており、その意味では波形勾配の比較的小さな波も地形変化に大きな影響を及ぼすといえる。

(2) 渦領域での底質の運動

波の plunging による底質の浮遊は、イ) 波の plunging によって生じる局地的な渦 (horizontal roller) の作用による底質の巻き上げ過程、ロ) 渦が崩壊した後の乱れを伴う流速場での底質の沈降過程、の 2 つに分けて取扱うのが適当と考え、以下にそれぞれについて若干の考察を加える。まず、発生する渦の循環の強さを、ポリスチレン球の動きから求めた流速場から波の各位相について計算した例が図-5 に示してある。一般に沖波として規則波を与えても、砕波後の波の挙動は不規則であり、循環の強さの実験結果も表面波形と対応させて調べてある。図より渦の成長と崩壊過程の波の位相との対応が読みとれる。渦は岸向き流速時に急速に成長し、流速反転後、急速に崩壊している。よって底質の浮遊過程と沈降過程は流速の反転時で分けられる。形成される渦の強さ

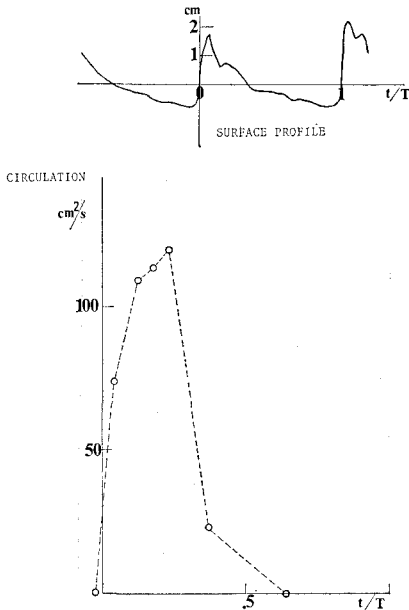


図-5 循環の時間的变化 (Case A-3)

については今後ともより詳細な流速場の測定と理論的考察を行う必要がある。

(3) 底質沈降過程

ここでは流速の乱れ成分から乱雑力を求めることとし、さらに最初の試みとして、粘性力が慣性力に比して卓越するような場合について、以下の式 (1), (2) を用いて準定常の仮定のもとに砂粒子の軌跡を計算することを試みた。(Tchen⁵⁾ 初期条件としては流速反転時の浮遊砂雲の位置を与え、砂の初速度を 0 とした。図-6 に座標系を示す。

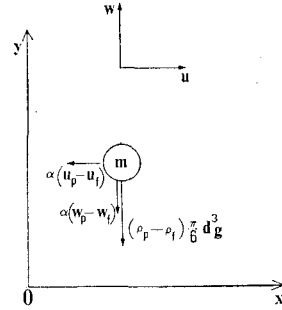


図-6 座標の定義

$$m \frac{d}{dt} u_p(t, \omega) = -\alpha [u_p(t, \omega) - \{U(t) + G_1(t, \omega)\}] \dots \dots \dots (1)$$

$$m \frac{d}{dt} w_p(t, \omega) = -(\rho_p - \rho_f) \frac{\pi}{6} d^3 g - \alpha [w_p(t, \omega) - G_2(t, \omega)] \dots \dots \dots (2)$$

ここで、 m : 砂粒子質量、 μ : 粘性係数、 d : 砂粒子直径、 f : 流体を表わす添字、 p : 砂粒子を表わす添字、 ω : 砂粒子見本番号、 ρ : 密度、 $\alpha = 3\pi\mu d$ 、 U : 主流の流速、 G_1, G_2 : 流速の乱れ成分である。この式で底面に砂粒子が到達する時刻を t_1 とし、

$$t_1 = \min \{t: z=0\} \dots \dots \dots (3)$$

に対して x を考え、結合分布を求めれば、浮遊砂の沈降地点の分布を求めることができる。

図-7 に示してあるのは Case A-2 の場合の計算例である。計算に当っては等方性乱流を仮定し、流速の乱れ成分の分布は正規分布であり、平均が 0、標準偏差が主流の流速の 0.1 倍と仮定した。 α の値は静水時の底質沈降速度の値から逆算して定めた。図-7 は計算の時間間隔を周期の 1/500 にとった例である。

図-7 において上部の図は、砂粒子沈降の軌跡の例を示し、下部の図は浮遊砂雲中に含まれていた砂の底面到達地点の確率分布を示している。今後はより詳細な流速場の測定を行い、流速の乱れ成分の情報を式 (1), (2) に与えることによってこのモデルを改良し、より正確な落下点分布の予測を行うことが、砕波点付近の Net の移

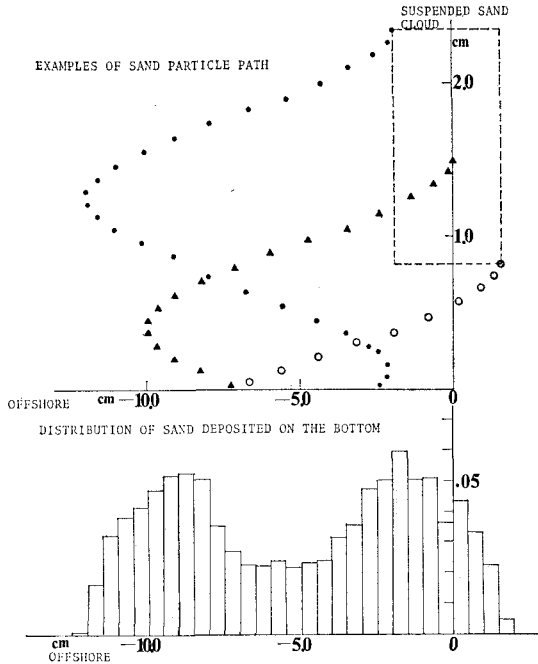


図-7 底質沈降の計算例 (Case A-2)

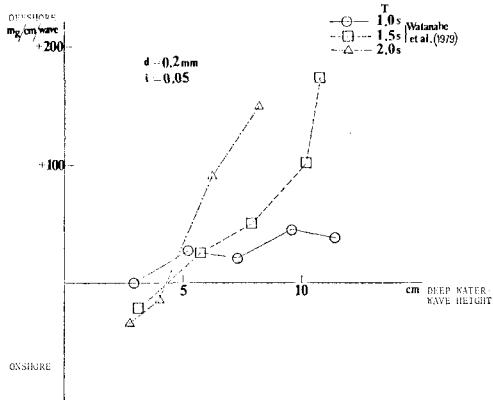


図-8(a) Plunging point における底質移動量 (底質粒径 0.2 mm, 底面初期勾配 1/20)

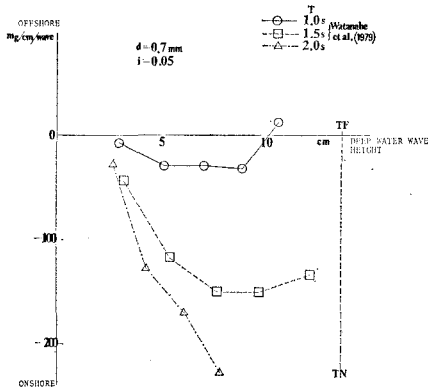


図-8(c) (底質粒径 0.7 mm, 底面初期勾配 1/20)

動量の算定のために必要である。

(4) 地形変化への寄与

図-8(a)~(d) の図は、渡辺⁹⁾が二次元造波水路を用いて移動床実験を行い、一時間後の地形変化から底質の移動量を逆算したデータを用いて、波の plunging 点における移動量を、底質粒径、波の周期別に沖波波高を用いて整理したものである。図より周期が短いほど、底質沈降速度が遅いほど、また沖波波高が大きいほど (すなわち底質浮遊高が高いほど)、沖向きの移動量が大き

表-2 碎波による浮遊底質移動方向を決める条件

移動方向 条件	岸 方 向 移 動 (N)	沖 方 向 移 動 (F)
周 期 (T)	長 (TN) い	短 (TF) い
底質沈降速度 (W)	速 (WN) い	遅 (WF) い
底質浮遊高さ (H)	低 (HN) い	高 (HF) い

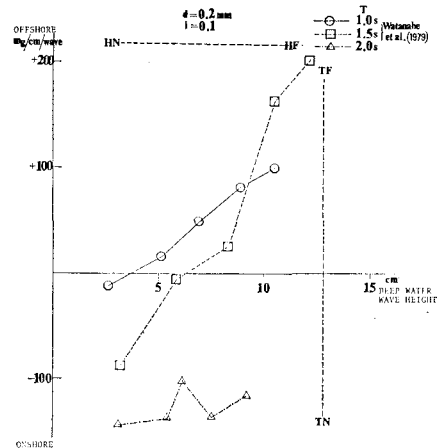


図-8(b) (底質粒径 0.2 mm, 底面初期勾配 1/10)

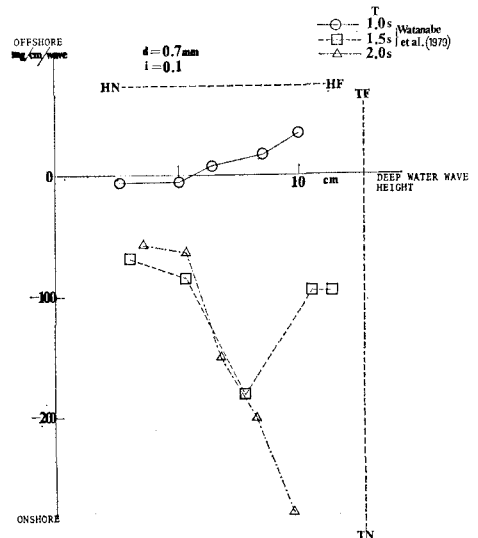


図-8(d) (底質粒径 0.7 mm, 底面初期勾配 1/10)

くなることが読みとれる。表—2 はこれらの傾向をまとめたものであり、図—8 には 表—2 に示した傾向を略号で示してある。

3. 侵食型海浜での底質移動および侵食型海浜の形成

(1) 侵食型海浜における底質移動機構の分類

今回の実験結果および 表—3 に実験条件を付した筆者

表—3 実験条件 (実験 C)

Case	沖波波高 H_0 (cm)	周期 T (s)	初期勾配 i_0	底質粒径 d (mm)
C-1	10.0	1.5	0.1	0.2
C-2	7.6	1.5	0.1	0.2
C-3	5.8	1.8	0.05	0.2

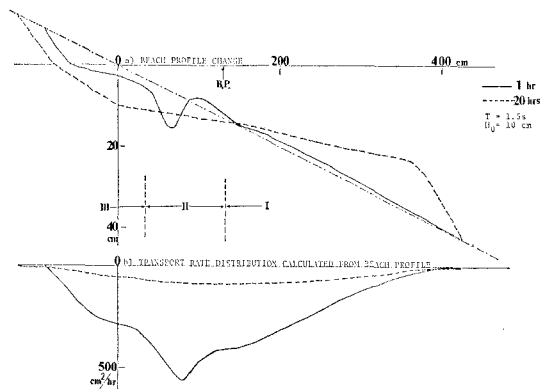
らの過去の二次元移動床実験の結果、さらに現地海浜での観察に基づき、侵食型海浜の移動機構は以下の 3 つの領域に分けて取扱う必要があると考える。

I) 沖浜帯

II) 碎波による底質の移動が顕著な碎波帯

III) 寄せ波帯 (swash zone)

図—9 は Case C-1 について地形変化から漂砂量を逆



図—9 侵食型海浜の断面形状と岸沖漂砂量分布の例 (Case C-1, 1 時間後および 20 時間後)

算した結果である。図中の領域分けは、0~1 時間の変化について記してある。I の領域では既に筆者らが詳細な観察について発表²⁾しているような砂れん上での渦による底質の浮遊と沖方向への輸送が顕著に起こっていた。II の領域では 2. において詳述した碎波による底質の浮遊が観察された。III の領域では砂れんが形成される場合と、底面が平坦でいわゆる sheet flow 状態で砂が移動する場合とが観察された。

(2) 侵食型海浜の形成

一様勾配斜面から侵食型海浜が形成される条件を与えて移動床実験を行なった場合には、沖浜帯では砂れんが形成され、沖向きの浮遊砂による砂移動が観察される。一方碎波点付近では碎波による底質の浮遊と沖向きへの

移動が顕著に起こり、渦の作用によって trough が掘られる。寄せ波帯ではしだいに汀線付近で侵食がおり、汀線が後退する。時間の経過に伴ない、沖方向への底質移動によって沖浜帯での水深がしだいに浅くなる。このため、波の浅水変形が影響を受け plunging による底質の浮遊がめだたなくなり、沖浜帯・碎波帯を通じて砂れん近傍での砂移動が主要な現象となる。長時間経過した後にも、汀線の後退と沖への砂移動は継続し、沖に形成される bar はしだいに沖側に移動する。堆積型海浜で定義したようなり、平衡地形はこの場合には存在しないと考えられる。今後は、地形の形成過程において、地形変化にともない、波の浅水変形がどのような影響をうけ、さらに底面付近の水粒子速度がどのように変化して、地形との相互作用をおこすかという点についてもさらに検討を加える必要がある。

4. 結 論

以上に述べてきたように、二次元海浜変形に関する研究は、全体としては現象論的な段階にとどまっているが、一部に実体論的な整理が行なわれつつあるといえる。本論文の結論は以下である。

イ) 碎波点付近の底質の浮遊に関しては spilling 型碎波よりも plunging 型碎波が大きな影響をもっており、波形勾配の小さな波も地形変化に大きな影響を及ぼす。

ロ) 碎波の plunging により底質の浮遊が発生するための必要条件を渦 (horizontal roller) の発生条件から示した。

ハ) 碎波による浮遊砂の運動機構は、plunging によって生じた渦による底質の浮遊段階と、碎波による乱れの乱雑力を受けつつ底質が沈降する段階に分けて説明できる。

ニ) 侵食型海浜の形成機構を定性的に考察し、造波水路における実験結果を説明した。

現地海浜観察を行なうにあたって、東京大学海洋調査探検部の、難波修一、河本憲一郎両君の協力を受けたことを記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 柴山知也・堀川清司：波による掃流砂量と堆積型海浜の形成機構に関する研究，第 27 回海岸工学講演会論文集，pp. 192~196, 1980.
- 2) Shibayama, T. and K. Horikawa: Laboratory study on sediment transport mechanism due to wave action, Proc. JSCE, No. 296, pp. 131~142, 1980.
- 3) 榎木 亨・岩田好一郎：周波数特性からみた碎波後の波の変形に関する一考察，第 22 回海岸工学講演会論文集，pp. 81~86, 1975.
- 4) Kana, T. W.: Surf zone measurement of suspended sediment, Proc. 16th International Conf. on Coastal Engineering, pp. 1725~1741, 1978.
- 5) Hinze, J. O.: Turbulence, McGraw-Hill, pp. 460~471, 1975.
- 6) 渡辺 晃・利穂吉彦・堀川清司：二次元海浜変形と岸沖漂砂量分布，第 26 回海岸工学講演会論文集，pp. 172~176, 1980.