

砕波帯内の海浜変形過程

服部昌太郎*・川又良**

1. まえがき

海浜地形を堆積性の正常海浜と侵食性の暴風海浜とに分類することを Johnson¹⁾ が提案して以来、この二種類の海浜地形の発生条件を、波と底質の特性間の関係によって検討することが、多くの研究で行われて来た。しかし、現地観測によると、正常・暴風両海浜地形が共存する場合、あるいは汀線の前進・後退が上記の海浜地形と対応しない場合などが認められる。また、同様の事実が室内実験でも見られる。

海浜地形の変化は、波による岸-沖方向と汀線方向の底質移動に起因する。特に岸-沖方向の底質移動は、荒天時の波浪によって形成された海浜地形が、静穏時の波によって変形する過程に見られるように、地形変化に非常に大きな影響を有している²⁾。しかし、底質移動が激しく、地形変化が汀線の前進・後退に直接的に関係する砕波帯内での岸-沖方向の底質移動機構は、まだ十分には解明されていない。このような海浜の二次元的変形の機構を解明するため、室内実験が従来より行われている。また、解析的に二次元海浜変形を推定する研究^{3),4)} も行われている。これらの研究は、海浜地形がほぼ平衡状態に達した場合を対象としており、波特性の変化に対応して地形がどの様に変形するかを、取扱うまでに至っていない。

堀川・砂村らは、海浜地形をより明確に分類する手段として、汀線の前進・後退に着目した三種類の海浜形状を提案した。そして、これらの海浜地形と底質の卓越移動とに基づいて、堆積性と侵食性の海浜地形の発生条件を検討している⁵⁾⁻⁷⁾。尾崎らも、堀川らの海浜地形の分類を基準として、同様の研究を行った⁸⁾。

これらの研究は、沖浜帯を含む比較的広範囲の海浜を対象としたもので、室内実験での海浜勾配は底質移動限界地点と汀線間の勾配、また現地海浜では水深 20m の地点と汀線間の勾配を使用している。したがって、これらの海浜勾配は砕波帯内の海浜勾配より緩く、砕波帯内の地形の指標とするには適当ではない。

筆者らは、若干表現を変えた Kemp の “phase difference”⁹⁾ と Battjes の “surf similarity parameter”¹⁰⁾ とによって、砕波帯内の海浜地形の発生条件および砕波形態の検討を行った¹¹⁾。しかし、この取扱いでは、底質の特性が条件式にあらわに入取られていない欠点がある。また、筆者らは砕波帯内の地形変化を、砕波による浮遊底質の挙動により表現されたとした Dean¹²⁾ と同様の考えによって、砕波帯内の二次元海浜の変形の検討を行った¹³⁾。

本報では、筆者らの砕波帯内の海浜地形の発生限界の妥当性を、その後行った天然砂と石炭粉を底質とする実験結果などをも使用して検討する。また、この海浜変形の指標を用いることによって、砕波による砂州 (bar) の発生限界とその移動方向をも推定しうることを示す。以上の事柄に加えて、二段砕波、波のふるい分け作用などの、砕波帯の地形変化にもたらす効果について、若干の考察を行う。

2. 砕波帯内の海浜地形の発生条件※)

筆者らは、砕波によって浮遊させられた底質粒子が沈降する際の鉛直方向の力率と、砕波などによって流体が底質粒子を浮遊させるためになす力率との関係より、汀線が前進する堆積性と後退する侵食性の海浜地形変化は、式 (1) に示す底質粒子の無次元沈降速度および海浜勾配と波形勾配との積の、二つのパラメータによって推定しうることを示した。すなわち、

$$\left(\frac{H_0}{L_0} \tan \beta \right) \left/ \frac{w_s}{gT} \right. > C \quad (\text{侵食性海浜}) \\ \left(\frac{H_0}{L_0} \tan \beta \right) \left/ \frac{w_s}{gT} \right. < C \quad (\text{堆積性海浜}) \quad \dots\dots (1)$$

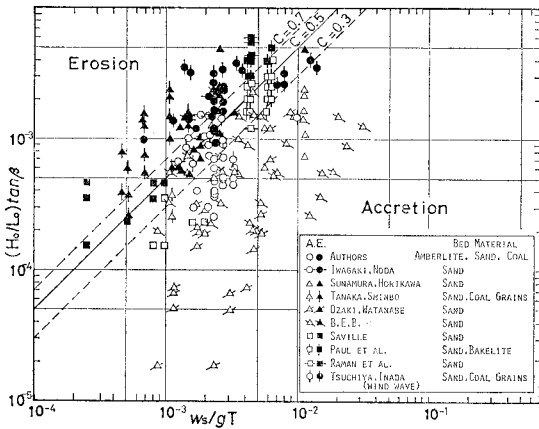
ここに、 H_0 , L_0 : 沖波の波高と波長, $\tan \beta$: 砕波点と汀線間の海浜勾配, w_s : 底質粒子の沈降速度, T : 波の周期, g : 重力の加速度, C : 実験または現地観測の結果より決定される常数。

図-1 は、筆者らの実験結果と共に、従来の実験結果を使用し、式 (1) によって砕波帯内の地形を分類したものである。図中の白抜き印は汀線が前進する堆積性、黒印は汀線後退を生ずる侵食性の海浜をそれぞれ示したも

* 正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科

** 正会員 筑波大学技官 水理実験センター

※) 実験装置および実験方法は文献 11) と 13) に記述されている。



図一1 海浜地形の発生限界 (室内実験)

のである。使用した実験結果は、土屋らの実験結果¹⁴⁾以外は、規則波によるものである。

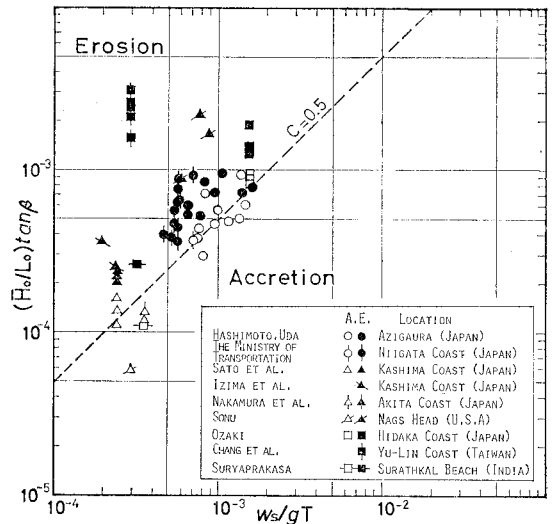
筆者らは堀川らと同様に、汀線の前進・後退によって海浜地形を分類している。したがって、この意味での平衡海浜を与える条件は、図一1の $C=0.5$ の実線で与えられる。

模型底質として軽量砂（プラスチック、ベークライト、石炭粉など）を使用すると、波による底質移動の形態と機構が天然砂を使用した場合と異なる。その結果、海浜地形も異なることが、筆者ら¹⁵⁾、Nayak¹⁶⁾、および Paul ら¹⁷⁾によって認められている。しかし、図一1に見られるように、底質の種類（性質）に関係なく、碎波帯内の地形は式 (1) によって分類しうることが解った。

二次元波動水槽による実験と異なり、現地海浜では波の不規則性に加えて、海浜地形の三次元性もその変形には重要な因子となる。本研究では現地海浜変形を二次元的にどの程度とらえうるかを調べるため、現地の観測資料を用いて式 (1) による検討を行った。

図一2は、現地海浜に関する結果で、白抜き印は堆積性、黒印は侵食性の海浜地形、また図一1によって決定された $C=0.5$ の限界を破線で示してある。現地観測の資料整理に当たって、波高は観測期間での平均波高を使用し、また碎波点位置の不明確な資料では、合田の碎波指標¹⁸⁾より碎波水深を推定し、地形図より碎波帯内の海浜勾配を定めた。

海浜地形は、さまざまな時間スケールの下で変化する。図一2に使用した橋本らの阿字ヶ浦での現地観測以外には、観測間隔が3~6カ月程度のもので、海浜地形への季節的影響がある程度反映している観測資料であると考えられる。このような場合の海浜変形には、観測期間内の波の平均エネルギーレベルが、重要な影響を有する。一方、阿字ヶ浦での現地観測のような比較的短期間内（1週間程度）の海浜変形は、その期間中でエネルギーレベルの最も大きい波によるものが支配的であると考えら



図一2 海浜地形の発生限界 (現地観測)

れる。

以上のような波の不規則性と海浜変形の時間スケールの効果を考慮した資料整理を行うことにより、図一1でえられた室内実験と同一の基準によって、現地での海浜地形の変化を推定しうることが認められた。

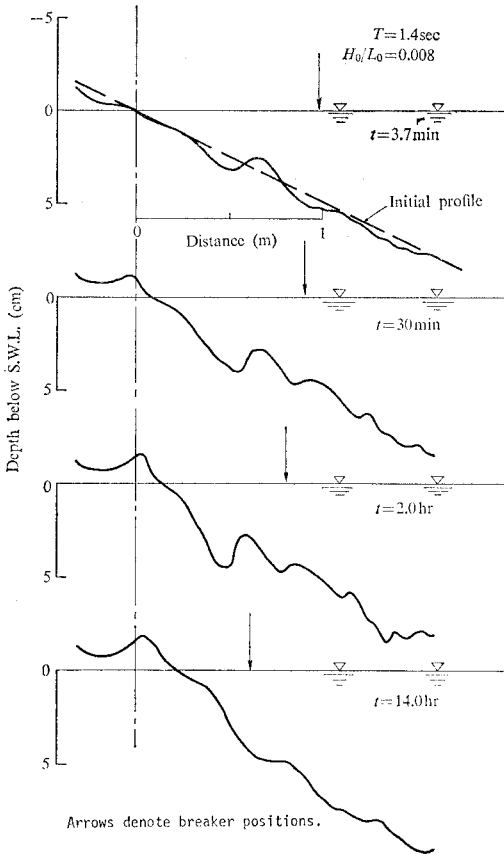
3. Bar と Step の発生

海浜が堆積傾向を示す実験では、初期海浜上の碎波点岸側に砂州が発生する。この砂州は図一3の実験結果例に見られるように、時間経過と共に汀線方向に移動し、汀線が前進すると共に海浜形状は bar 型より step 型に移行する。このような砂州の移動は、Davis らの Michigan 湖での観測結果¹⁹⁾などにも認められる。図一4は、侵食性海浜での砂州の発生とその移動消滅を示す実験結果である。この場合の砂州移動は冲向で、汀線付近よりの底質移動によって平坦な nearshore が発達する。碎波点は時間経過と共に冲向に移動し、碎波形態はくずれ碎波となる。

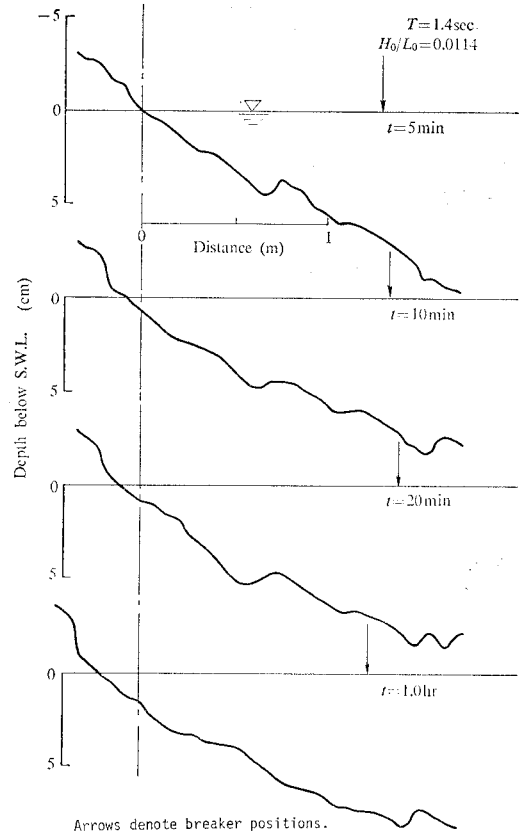
以上のように、堆積・侵食性の海浜上の碎波点岸側に砂州が発生する。そこで図一5に示すような、bar 型、step 型および平坦な nearshore 帯を有する storm 型の三種に碎波帯内の地形を分類し、それらの地形の発生域を示したものが図一6である。図中の実線は $C=0.5$ の平衡海浜限界、また破線は bar 型海浜の発生限界を示している。

図一6に見られるように、汀線の前進・後退によって分類される、堆積・侵食の両海浜地形に砂州が存在することと、侵食性海浜にも step が存在する場合がある。

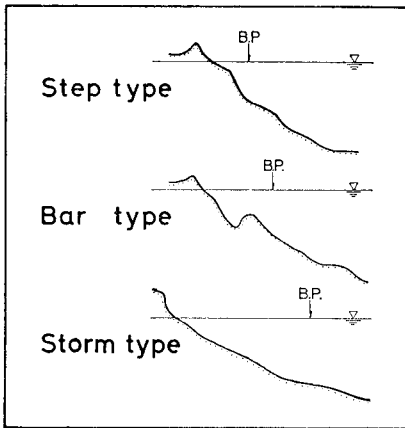
図一7は、 $H_0=3.2$ cm, $T=1.2$ sec の波によって形成された海浜に、侵食性の波 ($H_0=10.8$ cm, $T=1.2$ sec, H_0/L_0



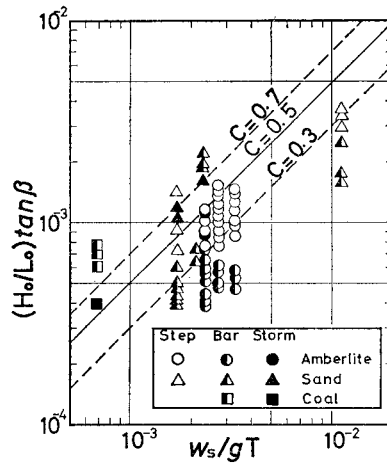
図—3 堆積性海浜での沿岸砂州の移動 (初期海浜: 勾配 1/20, $H_0=2.45$ cm, 底質: アンバーライト)



図—4 侵食性海浜での沿岸砂州の移動 (初期海浜: $H_0=2.57$ cm, $T=1.4$ sec の波による平衡海浜, $H_0=3.50$ cm, 底質: アンバーライト)



図—5 砕波帯内の海浜地形の分類

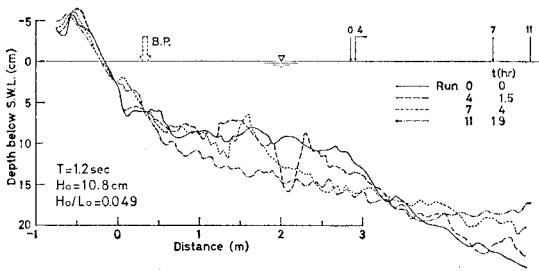


図—6 砕波帯内の海浜地形の発生域

$=0.049$) を入射させた場合の海浜地形の時間的変化を示したものである。実験初期では入射波は巻き砕波し、砕波点付近に砂州が形成される。冲向きの底質移動によって平坦な nearshore 帯が形成されるにつれて、砕波点は沖に移動し、砕波はくずれ砕波となる。そして、沖で一

旦砕波した波が再び砕波する、いわゆる二段砕波が発生すると汀線付近の海浜地形は step 型となる。砕波帯内の全体的な地形は 図—5 の storm 型であるが、汀線後退は停止してほぼ平衡な海浜地形となる。このような二段砕波の海浜地形に及ぼす効果は、実際の海浜地形を検討する上で非常に重要であるので、今後十分な検討を行う必要がある。

以上の実験結果より、汀線が前進・後退する堆積性と侵食性の海浜地形のいずれにも、bar と step が存在しうることが明らかとなった。したがって、従来より行われているように、bar と step の存在に着目して海浜変形の傾向を推定することは、必ずしも適当であるとは云えない。



図—7 二段砕波による海浜地形の変化（底質：天然砂）

4. 砕波帯の海浜地形の経時変化

一様勾配の初期海浜に波が入射する場合、また既存の海浜へ特性の異なる波が入射する場合のいずれについても、式 (1) によって海浜がどの様に変形するかを推定することは出来る。しかし、海浜変形によって生ずる汀線の前進または後退量を推定することは、現時点では不可能である。

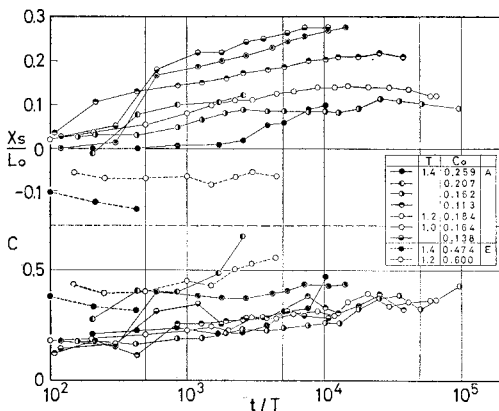
汀線の前進・後退量と海浜変形量の関係を検討するため汀線変化量 X_s/L_0 (X_s : 汀線変化量, 沖向きを正, L_0 : 沖波波長) と式 (1) の常数 C の時間的変化を示したものが、図—8 と 9 である。

図—8 は、底質としてアンバーライト ($d_{50}=0.55$ mm, $w_s=3.20$ cm/sec) を用いた場合、また 図—9 は、底質として天然砂 ($d_{50}=0.22$ mm, $w_s=2.70$ cm/sec) と石炭粉 ($d_{50}=0.22$ mm, $w_s=0.93$ cm/sec) を用いた場合の実験結果である。これらの図中には、海浜地形の初期条件としての C_0 値が示してある。

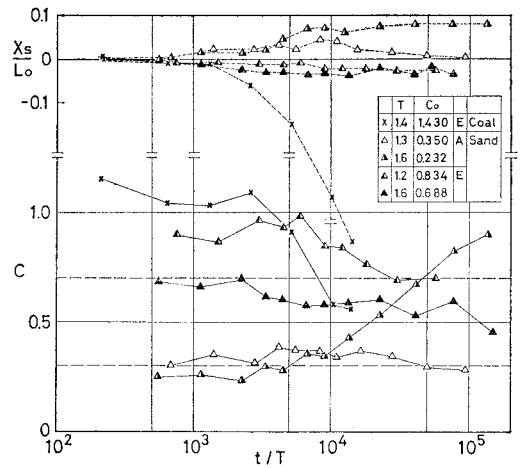
図—8 と 9 より、以下の事柄が認められる。

1) 堆積性の海浜 ($C_0 < 0.5$) は、経過時間に関して指数関数的に平衡地形に変形する傾向を示す。 C 値と汀線変化量の急激な変化は、砕波点岸側に発生した砂州が汀線まで移動したことを示している。

2) 侵食性の海浜 ($C_0 > 0.5$) は、変形初期または途中



図—8 C 値と汀線変化量 X_s/L_0 の時間的変化（底質：アンバーライト）



図—9 C 値と汀線変化量 X_s/L_0 の時間的変化（底質：天然砂と石炭粉）

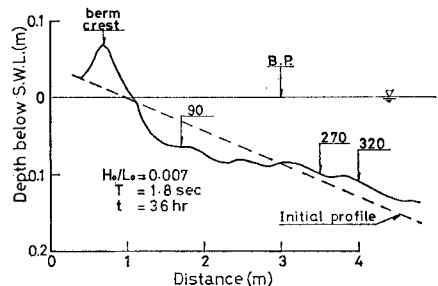
で C 値が急激に変化する。しかし、この C 値の変化と汀線変化との間には、堆積性海浜に見られるような良好な相関は認められない。沖向きの底質移動によって、平坦な nearshore 帯が発達するにつれて砕波位置が沖側に移動し、砕波形式も巻き砕波よりくずれ砕波に移行する。この砕波点の移動と砕波形式の変化の効果が、 C 値の上記のような変化をもたらすものと考えられる。

C 値の時間的変化によって、砕波帯内地形の空間的・時間的変化をある程度表現しようと考えているが、現時点では十分な検討を行うに足る資料が不足しているため、この問題に関しては結論をうるに到っていない。

今後、この種の実験的研究を進めるに当り考慮すべき事柄として、以下のものがあげられる。

1) 実験中での造波中断を出来るだけ避ける。図—8 と 9 の C 値の時間的変化のバラツキを生ずる一原因は、海浜地形が平衡に近づくにつれて、造波停止による影響であることが認められた。

2) 砕波帯内底質の波によるふるい分け効果を、考慮する必要がある。図—10 は、粒径分布がほぼ一様な d_{50} 0.215 mm の天然砂を底質とした、ほぼ平衡の海浜形状を示したものである。図中に示される汀線より砕波点沖側までの 4 カ地点での底質を採取し、平均粒径と沈降速度



図—10 海浜上の底質採取地点（底質：天然砂）

表—1 海浜面上の平均粒径と沈降速度

地 点	粒 径 d_{50} (mm)	沈 降 速 度 w_s (cm/sec)
初 期 底 質	0.215	2.79
berm crest	0.265	3.57
No. 90	0.240	3.22
No. 270	0.230	2.90
No. 320	0.210	2.60

を測定した結果が、表—1 に示される。表—1 に見られるように、砕波帯内の底質粒径と沈降速度が、初期海浜のそれらより増大しており、この効果を考慮して式 (1) によって、海浜変形の傾向を推定する必要がある。

5. あとがき

砕波帯内の二次元海浜地形を、汀線が前進する堆積性海浜と後退する侵食性海浜とに大別すると、これらの海浜地形と平衡海浜地形の発生条件は、

$$\frac{(H_0/L_0) \tan \beta}{w_s/gT} \begin{cases} > & (\text{侵食性海浜}) \\ = 0.5 & (\text{平衡海浜}) \\ < & (\text{堆積性海浜}) \end{cases}$$

で与えられる。そして、図—1 および 2 に見られるように、海浜地形の発生条件は、室内実験および現地観測とも同一の条件によって与えられることが認められた。

筆者らの模型実験結果によると、平衡地形への過渡段階で、砕波点岸側付近に砂州が発生し、砂州の移動と発達・消滅が汀線の前進・後退に大きな影響をもつことが認められた。また、侵食性海浜地形では、いわゆる二段砕波が発生する場合がある。この条件下での海浜地形の特徴は、砕波帯内全体としては平坦な nearshore 帯をもつ侵食性の地形であるが、汀線付近ではいわゆる step 型の地形となっている。

以上の事柄より、bar および step の存在のみによって海浜地形を堆積性または侵食性のものとする判定は、適切でないことが明らかになった。

本研究の一部は、昭和 52 年度トヨタ財団研究助成金 (77-1-133 研究代表者 東京大学 堀川清司教授) で行った事を記して、謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) Johnson, J. W.: Scale effects in hydraulic model involving wave action, Trans. A.G.U., Vol. 30, pp. 517~525, 1949.
- 2) Komar, P. D.: Beach Processes and Sedimentation,

Prentice-Hall, Englewood Cliffs, pp. 303~321, 1976.

- 3) Eagleson, P. S. and R. G. Dean: Wave induced motion of bottom sediment particles, Proc. ASCE., HY 10, pp. 53~80, 1959.
- 4) Swart, P. H.: Schematization of onshore-offshore transport, Proc. 14th Conf. on Coastal Engineering, pp. 884~900, 1974.
- 5) 堀川清司・砂村継夫・鬼頭平三: 波による海浜変形に関する一考察, 第 20 回海講論文集, pp. 357~363, 1973.
- 6) 堀川清司・砂村継夫・近藤浩右: 波による二次元海浜変形に関する実験的研究, 第 21 回海講論文集, pp. 193~199, 1974.
- 7) 堀川清司・砂村継夫・近藤浩右・岡田 滋: 波による二次元汀線変化に関する一考察, 第 22 回海講論文集, pp. 329~334, 1975.
- 8) 尾崎 晃・渡辺 攝: 波による二次元汀線変化の相似に関する実験的研究, 第 23 回海講論文集, pp. 200~205, 1976.
- 9) Kemp, P. H.: The relation between wave action and beach profile characteristics, Proc. 7th Conf. on Coastal Eng., pp. 262~276, 1960.
- 10) Battjes, J. A.: Surf similarity, Proc. 14th Conf. on Coastal Eng., pp. 466~480, 1974.
- 11) 服部昌太郎・川又良一: 海岸堤防による二次元海浜の地形変化, 第 23 回海講論文集, pp. 234~239, 1976.
- 12) Dean, R. G.: Heuristic models of sand transport in the surf zone, Proc. Conf. on Engineering Dynamics in the Surf Zone, pp. 208~214, 1973.
- 13) 川又良一・服部昌太郎: 砕波帯内の海浜変形, 土木学会第 32 回年講概要集 (II), 7~8, 1977.
- 14) 土屋義人・稲田和則: 風波による海浜変形に関する実験——特に沿岸砂州の発生限界について——, 第 21 回海講論文集, pp. 219~224, 1974.
- 15) 服部・川又: 前出 11) と同じ.
- 16) Nayak, I. V.: Equilibrium profiles of model beaches, Tech. Rept. HEL-2-25, Univ. of California, Berkeley, 1970.
- 17) Paul, M. J., J. W. Kamphuis and A. Brebner: Similarity of equilibrium beach profiles, Proc. 13th Conf. on Coastal Eng., pp. 1217~1234, 1972.
- 18) 合田良実: 砕波指標の整理について, 土木学会論文報告集, No. 180, pp. 39~49, 1970.
- 19) Davis, R. A. Jr., W. T. Fox, M. O. Hays and J. C. Boothroyd: Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments, Jour. of Sedimentary Petrology, Vol. 42, No. 2, pp. 413~421, 1972.