

## 報 文

### 砕波帯内の二次元海浜変形

川 又 良 一

#### I ま え が き

海浜過程に関する研究は、従来より数多くの現地観測や、室内実験によって取り上げられてきた課題である。

海浜地形の変化は、営力としての波浪と地形との相互干渉によるものである。いいかえるならば、波による流体力と地形構成物質—海浜の底質—との関係である。

実際海浜の地形変化は、波の不規則性や、海浜地形の三次元性などの現象の複雑さのために十分な解明がなされていない。したがって、基本的な海浜の変形機構を検討するためには二次元海浜地形に対する波と底質との関係を捉える必要がある。

本研究は、特に、底質移動が活発にみられる砕波帯内に着目し、海浜地形の変化について二次元移動床実験を行ない考察したものである。

#### II 従来の研究

ある断面形状の海浜模型に特性一定の波を長時間入射させると、最終的にはほとんど時間的に変化しない平衡海浜が形成される。従来二次元海浜に関して行なわれてきた研究の多くは、この平衡海浜地形を対象として取り扱われてきた(堀川, 1973)。

海浜形状は、bar の存在に特徴付けられる暴風海浜(bar型海浜), step の存在する正常海浜(step

型海浜)とに大別される。Johnson (1949) は、暴風海浜は侵食型、正常海浜は堆積型であると規定し、その限界が入射波の沖波々高  $H_0$  と沖波々長  $L_0$  との比である波形勾配  $H_0/L_0$  によって与えられ、 $H_0/L_0=0.025\sim 0.030$  以上の場合は暴風海浜が生じるとした。その後 Rector (1954), Saville (1957) などにより数多くの実験が行なわれ、単に波形勾配ばかりでなく底質の粒径や波の特性(波高や波長の絶対値)によっても海浜形状が異なることが示され、Johnson の限界波形勾配の考えに疑問が持たれるようになった。

岩垣・野田(Iwagai・Noda, 1963) は、従来の実験結果に自らの実験を加え、沖波々高  $H_0$  に対する底質の中央粒径  $d_{50}$  の比  $H_0/d_{50}$  と沖波々形勾配  $H_0/L_0$  とによって波と底質粒径による縮尺効果について論じ、暴風海浜の発生限界を示した。さらに底質の比重を考慮して自然砂以外の比重の小さい底質を用いた実験が Nayak (1970) などによって行なわれた。

このような一連の研究過程の中で、はじめに考えられていた暴風海浜・正常海浜といった分類法が必ずしも海浜の侵食・堆積に対応しないこと、又、bar・step の基準にも疑問のあることが指摘されてきた(田中・新保, 1973, 尾崎, 1973)。

堀川・砂村・鬼頭(1973) は、初期の海浜断面と平衡断面とにおける汀線変化に着目し、汀線の後退したものを侵食型、前進したものを堆積型とした。そして海浜変形過程を以下の三つの型に分

類している。

I型：汀線が後退し，沖において砂が堆積する。

II型：汀線が前進し，沖において砂が堆積する。

III型：汀線が前進し，沖において砂が堆積しない。

この分類は波による底質の移動方向を示し，I型では沖方向のみに，II型では沖と岸の両方向に，III型では岸方向のみに底質移動がみられるものである。さらに堀川・砂村ら（1975）は，浜堤を形成しながら汀線の後退する型があることを報告している。これはII型において沖方向への底質の移動量の多いものと考えられる。

初期の汀線を基準として，その前進・後退を論じるには入射波や底質の効果ばかりではなく初期の海浜形状が重要な要素となる。堀川・砂村ら（1974，1975）は，初期の海底勾配の影響を考慮して，汀線の前進・後退の区分を次式により表わした。

$$H_0/L_0 = C(\tan\beta)^{-0.27}(d/L_0)^{0.67} \dots\dots\dots(1)$$

ここに  $\tan\beta$  は初期の海底勾配で，底質の移動限界水深と，移動限界点より汀線までの水平距離との比で与えられる。 $d$  は底質が自然砂の場合の代表粒径， $C$  は定数で式(1)において，

$$10 \leq C \quad : \text{汀線後退}$$

$$10 \geq C \geq 3 \quad : \text{汀線前進又は後退}$$

$$C \leq 3 \quad : \text{汀線前進}$$

という結果を得ている。

又，尾崎ら（1976，1977）は，やはり初期の海底勾配を考慮し，さらに底質の条件として沈降速度を考えに入れた粒径の効果と，砕波々高を用いて次式を示した。

$$(H_0/L_0)^{0.96} = C(\sqrt{gH_b}) \cdot d_{50}^{-1.8} / \tan\beta \dots\dots\dots(2)$$

ここに  $H_b$  は砕波々高， $d_{50}$  は自然砂での中央粒径， $C$  は定数で式(2)において，

$$C > 64 \quad : \text{汀線後退}$$

$$C < 64 \quad : \text{汀線前進}$$

である。なお式(2)は有次元であるが，単位としては cm-secを用いる。

上記のような実験結果より求められたパラメーターとは別に，Dean（1973）は，海浜の底質移動，特に浮遊砂による移動の激しいと考えられる砕波帯内に注目し，砕波によって巻き上げられた底質の浮遊時間を，底質の沈降速度  $w_s$  と入射波の周期  $T$  とによって考察し，次式により暴風海浜と正常海浜とを区分した。

$$H_0/L_0 = C\pi w_s/gT \dots\dots\dots(3)$$

ここに  $g$  は重力加速度である。 $C$  は定数で式(3)において，

$$C > 1.7 \quad : \text{暴風海浜}$$

$$C < 1.7 \quad : \text{正常海浜}$$

である。

### III 汀線の前進・後退に関する考察

著者ら（川又・服部，1977，服部・川又，1977）は，Dean と同様に砕波帯内での底質の浮遊機構に着目し，かつ海底勾配の効果を取り入れ，斜面上で砕波時に巻き上げられた底質粒子と流体力とのなす仕事率より以下の結果を得た。

砕波帯内での流体の運動を線形長波で近似することより，斜面上で一旦浮遊した底質の移動が沈降性であるか，浮遊性であるかの限界は次式で表わせる。

$$(H/L)\tan\beta = Cw_s/gT \dots\dots\dots(4)$$

ここに  $\tan\beta$  は，砕波帯内の海底勾配で，砕波水深  $h_b$  と砕波点より汀線までの距離  $X_b$  より

$$\tan\beta = h_b/X_b \dots\dots\dots(5)$$

で与えられる（図1）。

式(4)での無次元定数  $C$  の値は，砕波帯内の浮遊底質粒子が中立状態となる条件として与えら

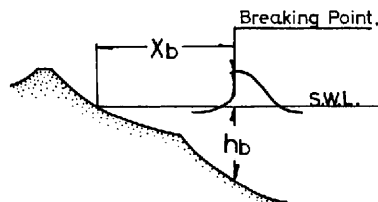


図1 砕波帯内の定義図

$X_b$  : 砕波点より汀線までの距離， $h_b$  : 砕波水深

れ、底質の移動は、

$$\frac{(H/L)\tan\beta}{w_s/gT} \begin{cases} < \dots\dots \text{沈降} \\ = C \dots\dots \text{中立} \\ > \dots\dots \text{浮遊} \end{cases}$$

となる。この  $C$  の値は実験から求められ、海浜が平衡状態にあるとき、浮遊底質は中立状態にあると考えられる。

したがって、ある海浜での  $C$  の値が平衡状態での  $C$  の値に達していない、つまり非平衡状態にあるとき、その海浜は平衡状態に向けて変化する。又、式(4)の波形勾配  $H/L$  は砕波時の波特性として与えられ、特性一定の沖波の下でも海浜地形と共に変化する。

上記の地形変化の具体的な結果として、汀線の前進・後退がある。そこで式(4)を用いて室内実験結果での汀線の前進・後退の区分を試みた。砕波時の波特性  $H/L$  は、従来の実験結果ではほとんど測定されていないことより、次式のように沖波

の波形勾配を用いた。

$$(H_0/L_0)\tan\beta = Cw_s/gT \dots\dots\dots(6)$$

図2は著者らの室内実験結果(服部・川又, 1977)に従来の実験結果を加えて式(6)で整理したものである。

図中黒印は汀線の後退したもの、白印は前進したものである。実線は式(6)で汀線の前進・後退をほぼ区分する  $C=0.5$  の直線である。しかし、この実線の前後に、前進・後退の重複する部分が認められる。破線はその範囲を示す直線で、 $C=0.3$ 、 $C=0.7$  である。これは式(6)において砕波時の波特性が除かれていることや、砕波点より沖側での海浜地形を考慮していないこと、実験水槽の特性などの影響と考えられる。

以上のことから式(6)において以下の関係を得る。

- $0.7 < C$  : 汀線後退
- $0.7 > C > 0.3$  : 汀線後退, 又は前進

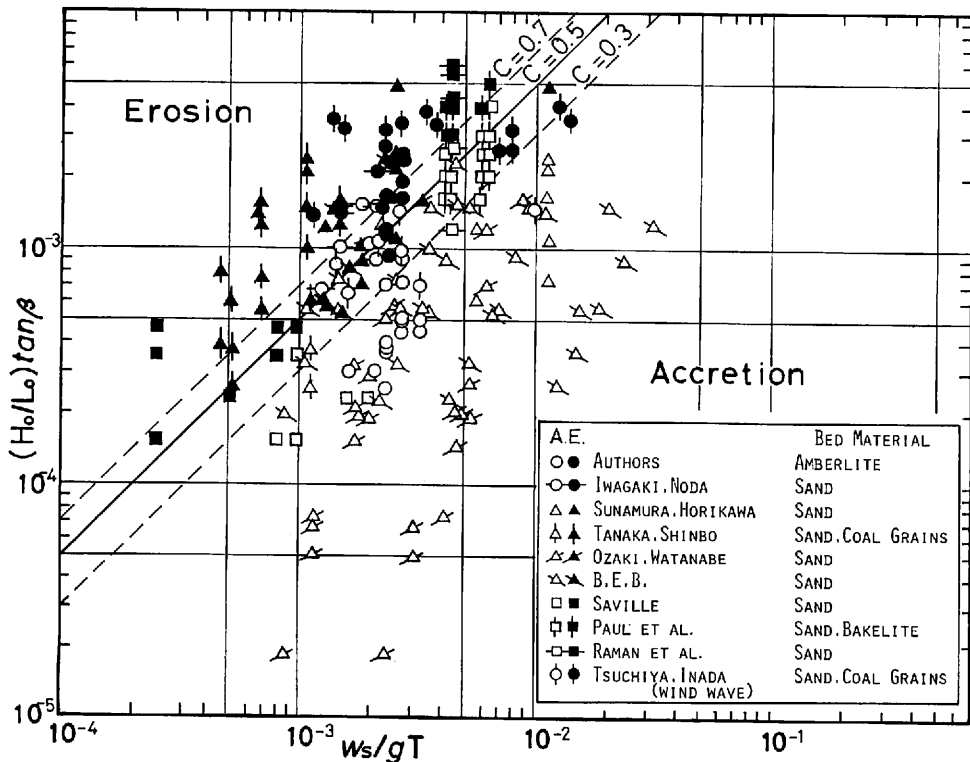


図2 実験資料による汀線の前進・後退

$C < 0.3$  : 汀線前進

#### Ⅳ 碎波帯内での平衡海浜形状

図3は底質として比重の小さい Amberlite (比重: 1.33,  $d_{50} = 0.55\text{mm}$ ,  $w_s = 3.2\text{cm/sec}$ ) による室内実験結果の例である。(実験の方法および資料は、服部・川又 (1977) に詳しく報告されているので参考にされたい。) 図には各実験の初期断面 (実線) から最終断面 (点線) までを途中経過を含めて示してある。矢印は、各測定断面ごとの碎波点である。

図3(a)は堀川・砂村らの分類に従うならⅠ型であり、(b)は浜堤を伴ないつつ汀線の後退する型、(c)はⅡ型、(d)はⅢ型である。これらの海浜変形過程の概要は以下の通りである。

(1). (a)は波の入射直後に bar が発生するもののその後 bar は消滅し、浜崖を生じながら汀線は後退する。碎波点は汀線の後退と共に沖側に移動している。最終断面形状は、bar 型・step 型の区別はできない。

(2). (b)は(a)に比べて汀線の後退量は少なく、bar の発生は見られない。碎波点は一旦沖側に移動した後、岸側に戻っている。

(3). (c)は波の入射直後に発生した bar が碎波点と共に岸側に移動し汀線は前進する。最終的に bar は汀線付近まで移動し、消滅して step を形成している。

(4). (d)の場合は bar の移動はなく、碎波点が岸側に移動すると共に bar が静水面上にまで発達して step 型となる。その後碎波点は沖側に移って汀線は前進する。

以上のように、海浜の変形過程は bar の発生と移動、碎波点の移動方向などに特徴付けられる。又、(a)以外の海浜は、最終的に汀線および、碎波点の位置が一定となり、ほぼ平衡に達している。(a)の場合は汀線は後退し続けており海浜全体を見ると平衡状態とは言えないが、碎波帯内の勾配  $\tan\beta$  の変化は時間と共に小さくなる。各実験の最終断面形状は、(b), (c), (d)は step 型となっているが、暴風海浜、正常海浜といった分類方法では侵食・堆積の区分をすることはできない。

前にも述べたように、汀線が前進、又は後退するような海浜は非平衡状態にあり、その海浜は特性一定の入射波の下で平衡状態に向けて変化する。そこで、室内実験での最終結果を一応の平衡状態であるとして次式により平衡海浜について考

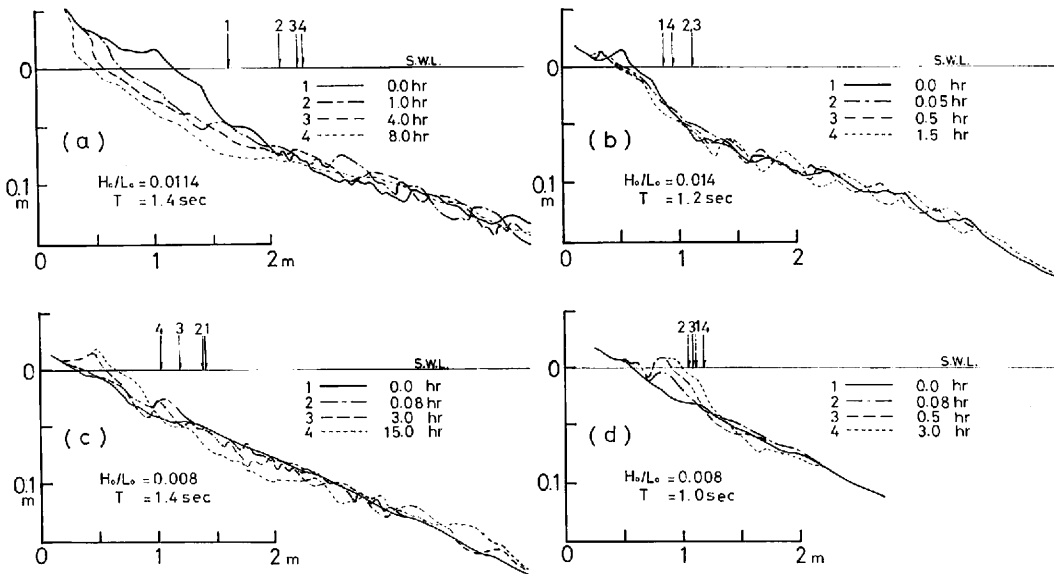


図3 Amberlite による実験結果例 (時間は波の入射継続時間、矢印は碎波点を示す。)

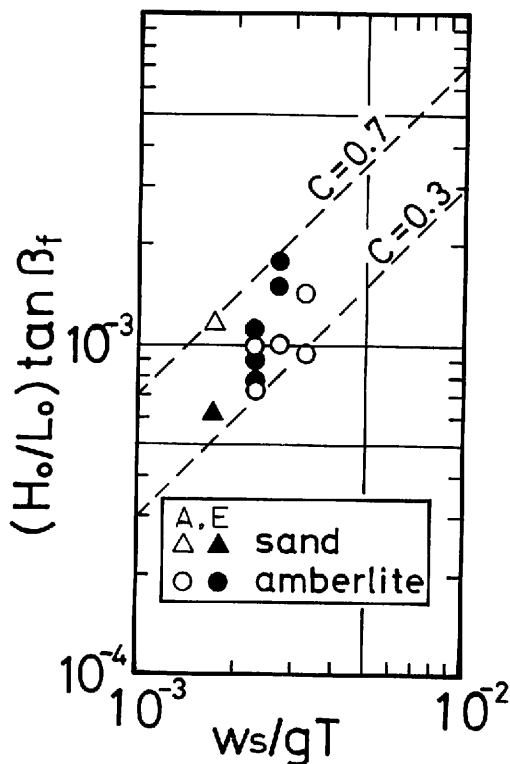


図4 室内実験での最終海浜断面の整理

察した。

$$(H_0/L_0) \tan \beta_f = C w_s / gT \quad \dots\dots\dots(7)$$

ここに  $\tan \beta_f$  は各実験で最終的に形成された砕波帯内の海底勾配である。

図4は、Amberlite と自然砂(比重: 2.70,  $d_{50} = 0.22\text{mm}$ ,  $w_s = 2.7\text{cm/sec}$ ) による室内実験結果を式(7)により整理したものである。黒印は最終的に汀線の後退したもの、白印は前進したものである。破線はそれぞれ  $C=0.3$ ,  $0.7$  で汀線の前進・後退を区分する領域を示してある。各実験値はいずれも式(7)において  $C=0.3 \sim 0.7$  の範囲に入っており、この範囲が沖波の波浪特性を用いた場合の砕波帯内における平衡状態を表わすものと考えられる。しかし、図3(a)の例にも示したように砕波点より沖側までを含めた海浜全体の平衡状態を表わすには無理がある。

## V 実際海浜への適用

上記のように、式(6), (7)によって室内実験での汀線の前進・後退の区分と砕波帯内における海浜の平衡状態を表わすことができた。しかし、実際海浜への適用に関してはつぎのような問題がある。

一つは実際海浜での波浪の不規則性であり、海浜地形の三次元性である。二次元造波水槽を用いた移動床実験は、そのほとんどが規則波によるものである。本研究において、このような室内実験と実際海浜での波浪条件との対応をどのようにすればよいか、又、三次元的海浜の広がり、沿岸流等の砕波帯を中心とする流れを発生させる。さらに室内実験と実際海浜とを対応させるには縮尺効果を考慮しなければならない。本研究においては、底質の特性を表わす代表的な量として沈降速度を用いたこと、式(6), (7)による整理を軽量の底質と、自然砂との両者により行ない良好な結果を得たことなど、ある程度の縮尺効果は満足されているものと思われるが、その検証するには到っていない。

又、実際に不規則な波浪条件の下にある海浜では有義波による一定条件での波浪を考えたとしても平衡状態の海浜が存在するか疑問である。したがって室内実験において単に平衡海浜を論じるばかりでなく、そこに到るまでの時間的変動の定量的把握が必要である。

時間的変動の例として図5に、周期  $T=1.2$

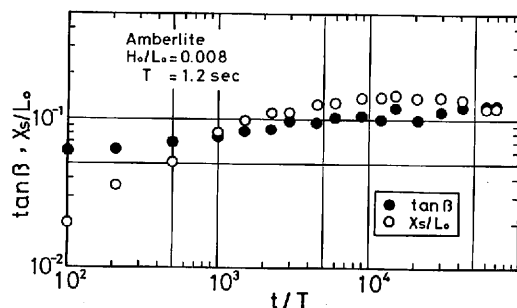


図5 実験による砕波帯内海底勾配  $\tan \beta$  と汀線の変化量  $X_s$  の時間変化

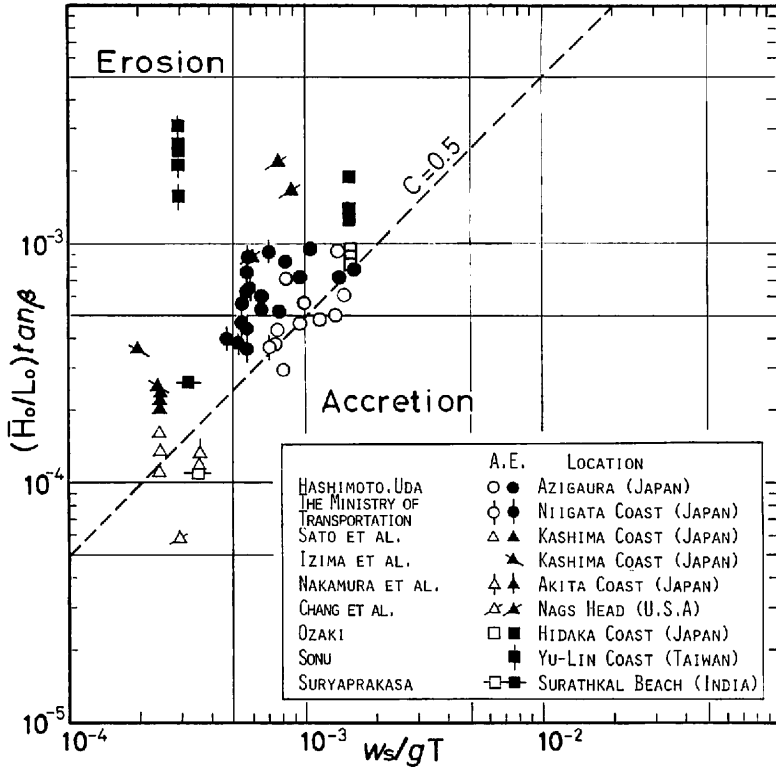


図6 実測資料による汀線の前進・後退

sec, 沖波々形勾配  $H_0/L_0=0.008$ で, 底質として Amberlite を用いた室内実験での砕波帯内海底勾配  $\tan\beta$  と, 汀線の変化量  $X_s$  と沖波々長  $L_0$  との比  $X_s/L_0$  の時間変化を示しておく。又, 特性一定の沖波の下で, 地形の変化と共に砕波の特性が変化することはすでに報告した(服部・川又, 1976)。

上記のように実際海浜への室内実験結果の適用に関してはいくつかの問題点はあるが, 一つの試みとしてすでに報告されている実測資料をもとに式(6)を用いて汀線の前進・後退について整理したのが図6である。実測資料は, 同一地点での海浜の縦断形状を一定期間ごとに測定し, 同時にその期間内の波浪を観測したものである(たとえば, 橋本・宇多, 1977)。整理方法としては特に, 各縦断形状の測定期間内での平均波高  $\bar{H}_0$  を用いた。ただし, 測定期間の長・短に応じて, 期間が3~6ヶ月程度のもは全体の平均波高, 1週間

程度のもは期間内での最大の有義波を示したときの平均波高としてそれぞれ使用した。

このように実際海浜での時間スケールを考慮した平均波高を用いることで図6に示したように, 室内実験での汀線の前進・後退の判定基準を実際海浜へ適用することが可能であると認められる。

なお, 同様の試みを堀川・砂村ら(1975)は式(1)を用いて行なっている。波浪条件として最大波を用いて式(1)において  $C=9\sim 18$ が実際海浜での汀線の前進・後退を区分する領域であり, これは実験結果での  $C$  の値(3~10)とは対応していない。

## VI あとがき

砕波帯内での底質移動に着目し, 式(6), (7)により, 室内実験での汀線の前進・後退の区分および砕波帯内での海浜の平衡状態について一応の結果

を得ることができた。又、実際海浜への適用に関しても、一つの試みではあるが、実測資料の整理方法を示すことができた。しかし、その三次元性や、時間スケールなどの多くの問題は未解決であり、今後、より精密な実測資料を数多く蓄積しなければならぬことは言うまでもない。

なお、本研究は、著者が中央大学理工学部土木工学科に在職中に行なったものである。

最後に、本報告に発表の機会を与えて下さった井口正男教授をはじめ、筑波大学水理実験センターの諸氏に感謝いたします。

本研究にあたり、終始御指導・御激励を賜った中央大学の服部昌太郎教授をはじめ、種々と御教示いただいた中央大学の鈴木隆介教授、高橋健一博士、東京大学の砂村継夫博士、ならびに室内実験に協力された中央大学土木工学科水理学卒研究生（当時）の諸氏に、心から感謝いたします。

## 文 献

- 尾崎 晃 (1973) : 海浜平衡勾配における初期勾配の影響について。土木学会第28回年次学術講演会概要集 (II), 88-89.
- 尾崎 晃・渡辺 播 (1976) : 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回海岸工学講演会論文集, 200-205.
- 尾崎 晃・曳田信一 (1977) : 波による二次元汀線変化の相似に関する実験的研究 (続)。第24回海岸工学講演会論文集, 167-169.
- 川又良一・服部昌太郎 (1977) : 砕波帯内の海浜変形。土木学会第32回年次学術講演会概要集 (II), 7-8.
- 田中則男・新保 修 (1973) : 移動床模型実験の材料としての石炭粉の特性について。運輸省港湾技研報告, Vol. 12, No. 4, 3-57.
- 橋本 宏・宇多高明 (1977) : 阿字ヶ浦における海浜過程 (第2報)。第24回海岸工学講演会論文集, 216-220.
- 服部昌太郎・川又良一 (1976) : 海岸堤防による二次元海浜の地形変化。第23回海岸工学講演会論文集, 234-239.
- 服部昌太郎・川又良一 (1977) : 砕波帯内の海浜地形変化。中央大学理工学部紀要, 第20巻, 95-117.
- 堀川清司 (1973) : 海岸工学。東大出版, 191-199.
- 堀川清司・砂村継夫・鬼頭平三 (1973) : 波による海浜変形に関する一考察。第20回海岸工学講演会論文集, 357-363.
- 堀川清司・砂村継夫・近藤浩右 (1974) : 波による二次元海浜変形に関する実験的研究。第21回海岸工学講演会論文集, 183-189.
- 堀川清司・砂村継夫・近藤浩右・岡田 滋 (1975) : 波による二次元汀線変化に関する一考察。第22回海岸工学講演会論文集, 329-334.
- Dean, R. G. (1973) : Heuristic models of sand transport in the surf zone. Proc. of Conf. on Engineering Dynamics in the Surf Zone., 208-214.
- Iwagaki, Y. and Noda, H. (1963) : Laboratory study of scale effects in two-dimensional beach process. Proc. of 8th Conf. on Coastal Eng., 194-210.
- Johnson, J. W. (1949) : Scale effect in hydraulic model involving wave motion. Trans. A. G. U. Vol. 30, 517-525.
- Nayak, I. V. (1970) : Equilibrium profiles of model beaches. Proc. 12th Conf. Coastal Eng., 1321-1340.
- Rector, R. L. (1954) : Laboratory study of equilibrium profiles of beaches. B. E. B. Tech. Memo. No. 41, 1-38.
- Saville, T. Jr. (1957) : Scale effects in two-dimensional beach studies. Proc. 7th General Meeting. I. A. H. R. Vol. 1A, 1-10.