

波による二次元汀線変化の相似に関する実験的研究

尾 崎 晃*・渡 辺 揺**

1. ま え が き

二次元模型実験による海浜変形あるいは海浜平衡勾配に関する研究は、海岸侵食対策上の基本的課題として、内外の多数の研究者によって取上げられており、次第に本質の解明に接近しつつある。本論文もこれら諸先覚と同じ問題を取扱ったものであるが、ここで提案する一つの新しいパラメーターを用いることにより、次の2点について進展を見たと考えられるので報告する。すなわち汀線の前進、後退に着目した侵食型、堆積型の限界が従来よりも一層明確に設定できるようになったこと、およびこのパラメーターを用いることにより、汀線変化に関する二次元（または二次元的要素の大きい）模型実験を行う際に、汀線前進、後退のパターンが現地と相似になるための条件を単純化し得たことの2点である。

2. いままでの研究経過の概要

二次元海浜断面の波による変形(たて侵食)を扱った研究はすでに諸文献^{1),2),3)}に詳しく述べられているが、いま一度要約する。Johnson, J. W.⁴⁾ ははじめに米襲波の波形勾配と海浜変形パターンとの間に一定の関係が存在することを明らかにし、 $H_0/L_0 > 0.03$ では沿岸砂州の発生する暴風海浜、 $H_0/L_0 < 0.025$ では沿岸砂州が発達せず、前浜付近に堆積する正常海浜が現われることを示した。次いで Rector, R. L.⁵⁾ は、波形勾配の他に、底質の粒径、比重、水の動粘性、海底勾配など、現象に関与するあらゆる要因を取入れ、次元解析を用いて平衡形状に関する実験を行い、海浜形状は H_0/L_0 および d/L_0 の関数として求められ、前浜領域と外浜領域とでそれぞれ別個の形状を示すとした。また Saville, T. Jr.⁶⁾ は実物に匹敵する大型模型によって同様の実験を行い、以上のような関係は単に波形勾配や粒径によるばかりでなく、波高や波長の絶対値も大きな影響を持つ、すなわち波高に対して底質粒径が小さい場合には $H_0/L_0 < 0.025$ であっても暴風海浜が出現することを示した。

Kemp, P. H.⁷⁾ は次元解析を用いて考察し、波による海浜平衡形状の形成に対して大きな影響を及ぼす要因として、砕波波高 H_b 、砕波点から最終遡上点までの距離 l (これは海底勾配に関係する)、および砂粒子の沈降速度 w を挙げている。わが国においても岩垣・樺木⁸⁾ は波の特性と平衡勾配との関係における底質粒径の効果の把握という点を重視しているが、海浜変形の出发点となる砂移動限界水深の無次元表示に、沖波よりも砕波の特性を用いた方がよいとしている。また岩垣・野田⁹⁾ は海浜変形に及ぼす波および底質粒径の縮尺効果を論じ、粒径と波高の比 d_m/H_0 が汀線の移動量や、暴風海浜と正常海浜との限界に及ぼす効果を明らかにした。篠原・椿・斎藤¹⁰⁾ は一定勾配に整形された模型海浜に対し、 H_0/L_0 が 0.03 以上あるいは以下の波を種々異なった組合せの順に送って、海浜断面の前歴の効果を調べる実験を行った。また本間・堀川・鮮干¹¹⁾ は海浜変形に関する実験の相似性に言及して、Saville, Rector, Watts の実験の意義について述べ、実際の現地海岸のように底質粒径の波高に対する比率が非常に小さい場合には、小型の模型実験によるものとは逆の結果が現われて、Johnson の限界波形勾配よりも小さい波形勾配でも暴風海浜となって、侵食を受けることになるといっている。田中・新保¹²⁾ は前記の種類の実験において、砂と石炭粉という比重のそれぞれ異なる底質を用いた場合には、平衡勾配に対して相対粒径の他に比重の違いによる影響が大きいことを指摘した。すなわち砂の場合には堆積性の正常海浜が出現するのに、同一波形勾配の波でも石炭粉の場合には侵食型の暴風海浜になるということである。さらにここで重要なことは「砂の断面においても石炭粉の断面においても比高の大きい明瞭な砂州が形成される場合は少なく、暴風海浜と正常海浜の判定はきわめて困難であるが…」と述べている点である。以上の実験の結果は、砂については岩垣・野田の限界曲線と一致したが、石炭粉に関してはこの曲線では分類し得なかった。そこで沿岸砂州の有無にとらわれずに、前浜の欠壊、堆積のみを暴風海浜、正常海浜の判定の基準とし、Nayak¹³⁾ にならって相対粒径の項に水中比重 s' を補正した値、 $H_0/s'd$ を横

* 正会員 工博 北海道大学教授 工学部土木工学科

** 正会員 通産省技官

軸に取って H_0/L_0 に対してプロットしたところ, Nayak の限界線と傾向の一致する限界曲線が得られたと述べている。

著者の一人¹⁴⁾は 1973 年に現地観測の結果から田中・新保と同じ見解に到達した。すなわち 1972 年 9 月に北海道太平洋岸の沖を通過した台風 26 号, および翌年 8 月にはほぼ同じコースを通った台風 13 号の波によって, 前者の際には日高東部の三石海岸, 後者の場合には中央部の静内海岸において, 海岸護岸が広範囲にわたって倒壊し, 人家が流失するほどの被害が生じたのに対し, 苫小牧付近の海岸ではいずれの場合にも汀線変化はいうまでもなく, 背後の浜崖にも草が茂ったままで異常は全く認められなかった。それら各海岸に襲った波は沖を通過した台風によるうねりであったため, ほとんど一直線で太平洋に面している日高海岸では各地とも波の特性にそれほど大きな差はなく, 苫小牧の観測によれば $T_{1/3}=14.0$ 秒, $H_{1/3}=2.7$ m ($H_{\max}=3.8$ m) であった。海岸地形は上記の各地とも緩勾配の砂浜で, 水深 -10m 以深では勾配 1/100~1/140 である。なお上記台風時の波向きは苫小牧では 170° (ほぼ正面からに近い), 日高中部以東ではやや左からの入射であった。底質の砂は比重 2.6 前後, 粒径は水深 -10m の海底では d_{50} が 0.14~0.2 mm, 前浜で 0.6~1.5 mm 程度である。したがって沖波波形勾配と相対粒径 (H_0/d_{50}) による岩垣・野田の限界曲線では暴風海浜の領域に入る。被害の出た三石や静内の海岸は, 局所的な地形, 波の入射角などの関係でよこ侵食の影響が考慮されなくてはならず, 断面形には一様な緩勾配の海底が碎波線付近を境に, 急勾配へ遷移して勾配 1/8~1/10 の前浜へ接続するという興味ある特色が見られるが, 完全なたて侵食型であるとは判定し兼ねるので, 本論文での検討対象からは除く。

苫小牧海岸については波向の関係より, この台風時の海浜過程はほぼ二次元的と考えてよいであろう。前記 13 号台風の際に苫小牧海岸で観測した碎波高は $H_b \approx 5.5$ m にも達し, 波が継続していた短期間にはおそらく沿岸砂州が発生していたであろうと想像されるが, 後で静穏になってからの深浅測量では認められなかった。潮汐 (1.5 m) があり, 波向が一定していないことによるものと思われるが, 日高海岸全域にわたってバー地形は見当らない。ともかく苫小牧海岸では以上のような状況下において汀線は変化しなかった。

以上の事実より暴風海浜, 正常海浜の分類または前浜の侵食, 堆積に着目した分類のいずれにおいても, 海底勾配 (現実的には水深 -20m 以浅の) が意外に重要な要素であることに気付く。前記の諸研究においても, 次元解析に際して必ず海底勾配 i_0 は取入れてある。しかし実際に行われた模型実験を見ると, 文献 1), 8), 10)

の場合がいずれも勾配 1/10, 文献 12) の場合が 1/10 と 1/20, 文献 6) が 1/15, 5) では 1/15, 1/20, 1/30 で, いずれも苫小牧や日高の海岸に比べるとかなり急勾配である。

次に波の作用による変形後の海浜断面形の分類に関しては, 堀川・砂村・鬼頭¹⁵⁾は I 型 (汀線後退, 沖側に堆積が発生), II 型 (汀線前進, 沖側に堆積発生), III 型 (汀線前進, 沖側に堆積しない) の 3 形式を提案した。1974 年に同じく堀川ら¹⁶⁾は海底勾配 $\tan \beta=1/10, 1/20, 1/30$ の範囲内で 17 case の実験を行い, 平衡形状に達するまでの実験継続時間の影響を調べると共に, 初期海底勾配の影響をも考慮して初期勾配の項を含むパラメーターを横軸に取り, 新たにタイプ分けをした。翌年の発表¹⁷⁾には海浜平衡形状を汀線の変化によってとらえるという立場で, 汀線変化に関与する波の特性, 底質粒径, 海底勾配の 3 要素間にいかなる関係がある場合に汀線が前進あるいは後退するかをマクロ的に考察した。その結果, 汀線の前進と後退の限界は次の式で表わされるとした。

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

ここに, H_0 : 沖波波高, L_0 : 沖波波長, $\tan \beta$: 初期勾配, d : 底質粒径, C : 定数。

多数の実験データから, $C \geq 10$ ならば汀線後退, $3 \leq C \leq 10$ ならば前進または後退, $C \leq 3$ ならば前進という結果を得た。

3. 緩勾配の海岸における平衡断面形

上記のようにいままでの海浜平衡形状に関する模型実験は, そのほとんどが $\tan \beta=1/30$ よりも急勾配の模型海浜によって行われている。前述のように海底勾配の影響がもし重要であるとするならば, 実験に用いる海底勾配の範囲を拡げることによって, 従来見られなかったような変化を見つけられないかと考えて行ったのが, 以下の 28 case の実験である。

実験設備としては長さ 24.0 m, 幅 0.8 m, 高さ 1.0 m の両面ガラス張り, 鋼製造波水路を中央で仕切り, 幅 0.4 m の 2 本として同一の波に対して用い, 底質には比重 2.65, 粒径はそれぞれ $d_{50}=0.022$ cm, $d_{50}=0.049$ cm の 2 種の実砂を使用した。波は規則波を用いた。実験方法としては最初 $\tan \beta=1/90$ の一様勾配を作り, これに種々の波高, 波形勾配を持った波を普通で 60~80 時間, 長いものでは 135 時間連続して送り, 途中経過および最終段階での地形を測定した。これを 11 case 行った。次に $\tan \beta=1/70$ に対する実験を 8 case, $\tan \beta=1/50$ に対する実験を 9 case 行った。送波継続時間は最大 180 時間, 次いで 135 時間であったが, 多くの実験ではこれら長時間の結果と比較してほとんど変わらないと認められ

た 80 時間を採用した。これら多数の測定結果の中から代表的な形状数例を図-1に示す。図より明らかなように $\tan \beta$ が $1/50$ より小さい緩勾配の模型実験においては、初期の汀線が後退する侵食型の出現がきわめて少なく、後で考察の項でふれるが、模型縮尺と底質縮尺との関係によって、28 case 中わずか 2 case だけが汀線後退を示し(図-1(a)はその1つ、 $H_0/L_0=0.06$)、case-13 の場合のように $H_0/L_0=0.08$ で、岩垣・野田の限界曲線では完全に暴風海浜領域にあるにもかかわらず、沖側には沿岸砂州が発生し、なおかつ前浜に堆積して汀線が前進している(図-1(b))。また case 19 のように $H_0/L_0=0.006$ でも沖側に沿岸砂州が発生する(図-1(e))。もちろんこの場合も前浜に堆積して汀線は前進している。

以上の数例からも明らかなように、沿岸砂州発生の有無によって暴風海浜と正常海浜に分け、前者は汀線後退

で侵食型、後者は汀線前進で堆積型という従来の分類は全くあてはまらない。したがって田中ら¹⁸⁾、堀川・砂村ら¹⁹⁾が提唱したように沿岸砂州と汀線の前進、後退とを切り離し、単に侵食型、堆積型として汀線の前進、後退のみに着目して分類するか、またはⅠ型、Ⅱ型、Ⅲ型による分類²⁰⁾が適当であると考える。

4. 実験結果に関する考察

前記 28 case の緩勾配海底断面における実験例では汀線が後退する侵食型はわずかに 2 例より現われなかったので全般的な検討を行うに当っては、前出の文献^{5), 6), 15), 16), 17)}に記載されているデータをも併せて使用した。これらのほとんどが波による断面変化後のプロファイルの時間的経過および最終の形を示しているので、各型の判定は比較的容易である。また Saville²¹⁾ のように沖波波高 168 cm、周期 11.3 秒のように実物大のもの

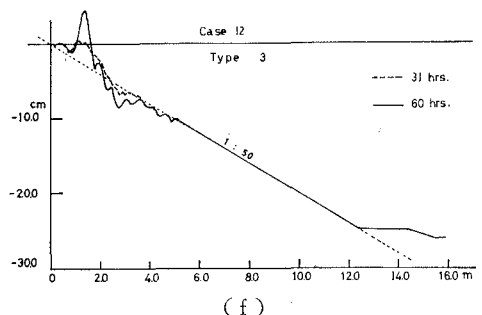
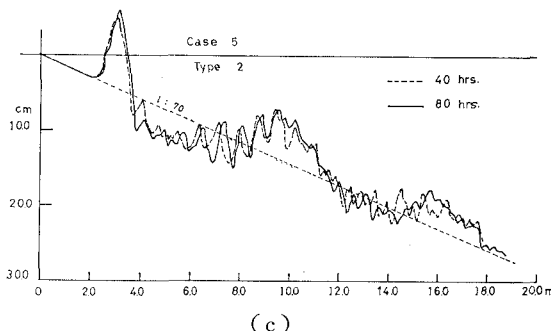
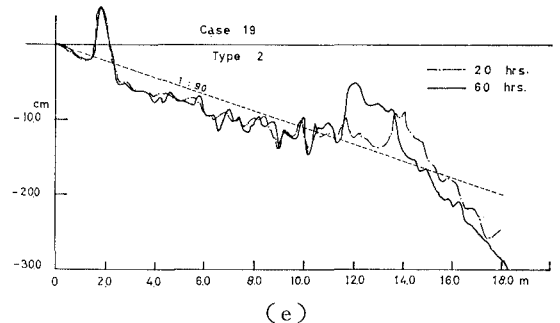
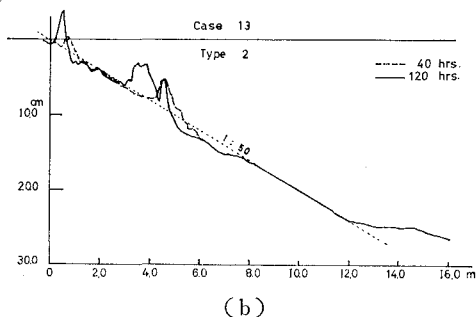
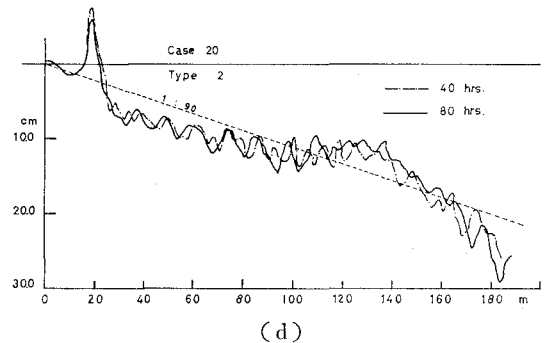
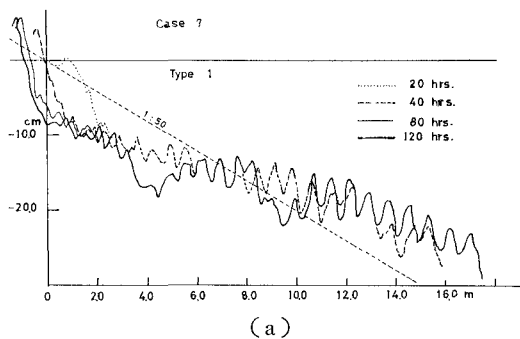


図-1 (a), (b), (c), (d), (e), (f) 緩勾配海浜におけるプロファイルの変化

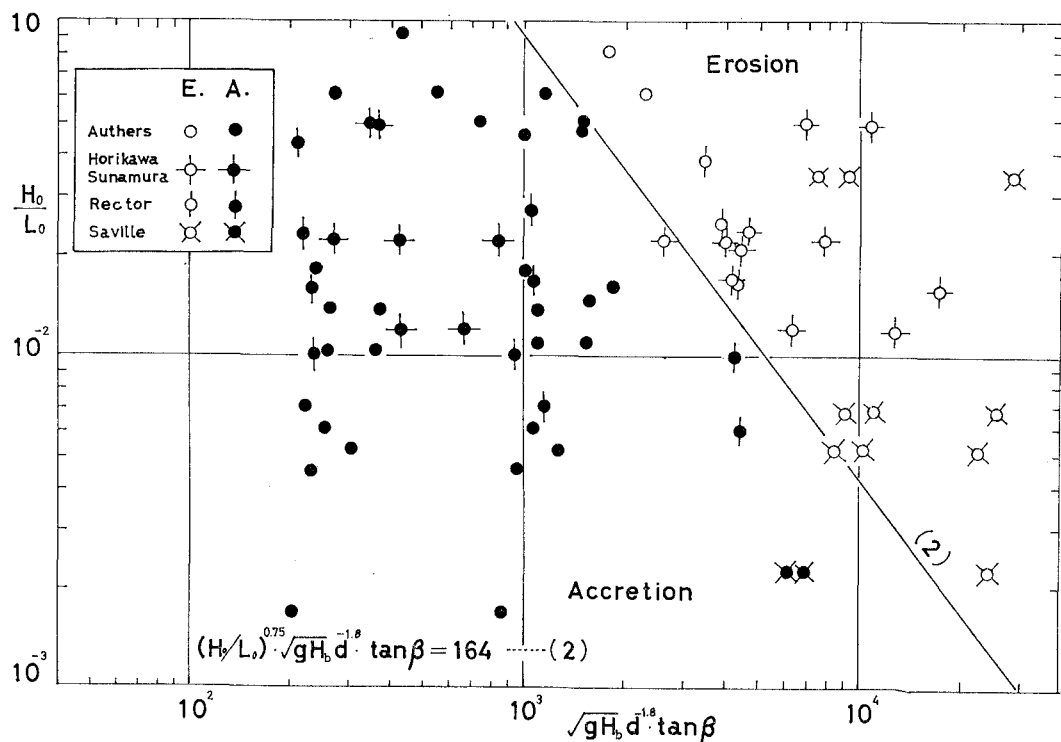


図-2 実験資料による汀線の前進，後退

表-1 緩勾配の実験資料

case	継続時間 hr	海底勾配 $\tan\beta$	周期 $T_0(\text{sec})$	沖波波長 $L_0(\text{cm})$	沖波波高 $H_0(\text{cm})$	砕波波高 $H_b(\text{cm})$	中央粒径 $d_{50}(\text{cm})$	波形勾配 H_0/L_0	$(gH_b)^{0.5} d_{50}^{-1.8} \tan\beta$	タイプ
1	126	1/70	1.44	323.5	4.4	6.38	0.022	0.0136	1087.8	II
2	60	1/50	1.44	323.5	4.8	6.72	0.022	0.0148	1562.9	II
3	120	1/50	0.86	115.4	9.3	8.8	0.022	0.08	1788.7	I
4	80	1/50	1.655	427.3	4.4	6.3	0.022	0.0108	1513.5	II
5	80	1/70	1.650	424.7	4.4	6.3	0.022	0.0108	1081.0	II
6	80	1/70	2.492	968.8	5.0	8.7	0.022	0.0052	1270.3	II
7	128	1/50	1.24	239.9	14.4	14.4	0.022	0.06	2288.1	I
8	180	1/70	1.23	236.0	11.6	11.9	0.022	0.049	1485.7	II
9		1/50	1.69	445.0	7.1	9.2	0.022	0.016	1828.7	II
10		1/90	1.24	240.0	11.0	11.55	0.022	0.046	1460.5	II
11	80	1/70	1.44	323.5	4.4	6.38	0.049	0.0136	257.4	III
12	60	1/50	1.44	323.5	4.4	6.72	0.049	0.0136	369.8	III
13	120	1/50	0.86	115.4	9.3	8.8	0.049	0.08	423.2	II
14	80	1/50	1.655	427.3	4.2	6.3	0.049	0.0103	358.1	III
15	80	1/70	1.650	424.7	4.2	6.3	0.049	0.0103	255.8	III
16	80	1/70	2.492	968.3	5.4	8.7	0.049	0.0052	300.5	III
17	128	1/50	1.24	239.9	14.4	14.4	0.049	0.06	541.3	II
18	180	1/70	1.23	236.0	11.3	11.9	0.049	0.049	351.5	II
19	60	1/90	2.52	1022.4	6.2	10.23	0.022	0.006	1071.5	II
20	80	1/90	2.52	322.4	4.7	8.2	0.022	0.0046	958.2	II
21	135	1/90	1.60	399.4	7.2	8.86	0.022	0.018	997.1	II
22	112	1/90	1.10	188.8	11.4	11.4	0.022	0.06	1130.9	II
23	60	1/90	3.3	1698.8	2.9	6.6	0.022	0.0017	860.8	II
24	60	1/90	2.52	1022.4	6.2	10.23	0.049	0.006	253.5	III
25	80	1/90	2.52	1022.4	4.7	8.2	0.049	0.0045	226.9	III
26	80	1/90	1.60	399.4	7.2	8.86	0.049	0.018	235.9	II
27	112	1/90	1.10	188.8	11.4	11.4	0.049	0.06	267.6	II
28	80	1/90	3.30	1698.8	2.9	6.6	0.049	0.0017	201.1	III

まで含まれているので、縮尺効果を比較する上に有力なデータであった。

波による海浜変形において現象を支配する要因として、次元解析の結果 $\sqrt{gH_0}/w_0$ (w_0 は底質粒子の沈降速度 cm/sec) の役割の重要性が山本・野積³⁾ によって指摘され、多数の実験データの整理の結果 $\sqrt{gH_0}/w_0$ の大小によって、碎波点を中心とする波による質量輸送パターンが変化し、この無次元量をパラメーターとすることによって I 型、II 型、III 型の分類ができることを文献 3) (p. 100~109) に発表している。

著者らもこの考え方に従って実験の際の底質粒子の運動を観察した結果、山本らの方法における沖波波高 H_0 の代りに碎波波高 H_b を用い、沈降速度 w_0 は比重が一定ならば粒径 d との間に $w_0 \propto d^x$ の関係²²⁾ にあることから d_{50}^x に置き換え、さらに勾配 $\tan \beta$ の影響を取り入れて $\sqrt{gH_b} \cdot d^{-1.8} \cdot \tan \beta$ なるパラメーターを導いた。図—2 はいままで同様に沖波波形勾配 H_0/L_0 を縦軸に、いまの新しいパラメーターを横軸にとって著者らの実験データ、堀川・砂村らの 21 例、Rector の 20 例、Saville の 12 例をこの方法に従って整理プロットしたものである。これによれば汀線後退の I 型と、汀線前進の II 型、III 型は式 (2) によって明瞭に区別され紛らわしい点がなくなる。

$$\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{0.75} (\sqrt{gH_b} \cdot d_{50}^{-1.8} \tan \beta) = 164 \quad \cdots \cdots (2)$$

$$\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{0.75} (\sqrt{gH_b} \cdot d_{50}^{-1.8} \tan \beta) > 164$$

汀線後退 (I 型)

$$\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{0.75} (\sqrt{gH_b} \cdot d_{50}^{-1.8} \tan \beta) < 164$$

汀線前進 (II 型, III 型)

によって全部の実験データがそれぞれの領域に表示できた。なお単位は cm を用いる。

5. む す び

以上に二次元海浜変形問題に関するこれまでの研究を概括し、その進展のあとを見てきた。模型実験によって海浜変形問題を研究する場合、最も重要な点は現象の本質が保たれるか否かであって、現地では侵食なのに模型では堆積ということでは全く無意味である。しかし長さを縮尺し、底質には自然の海砂を使用せざるを得ないので、ことに平面模型の場合には堆積型が発生し易いことはしばしば経験するところである。そのような場合、式 (2) を満足させるように、粒径 d_{50} と海底勾配 $\tan \beta$ を選定することにより、沖波波形勾配を変えらることなく、現地と相似のパターンを出現させ得る規準がいままでより一層明確に与えられる。たとえば現地の海底勾配が

1/50 で侵食型というような場合の模型実験で沖波波形勾配を現地と相以にし、実物と模型の間で式 (2) の関係を調べる場合の一例を挙げると以下ようになる。

現地海底勾配 $\tan \beta = 1/50$, $H_0 = 3.0$ m, $T = 8.0$ s, $L_0 = 99.82$ m, $H_0/L_0 = 0.03$, 底質中央粒径 $d_{50} = 0.03$ cm という海岸では式 (2) の左辺の値は 455.9 となり 164 より大で、汀線後退の侵食型である。これを縦横とも 1/50 に縮尺して模型実験を行う場合には、海底勾配は同一で 1/50, $H_{cm0} = 6.0$ cm, $T_m = 1.13$ sec, $L_0 = 199$ cm, $H_0/L_0 = 0.03$, 模型底質として $d_{50} = 0.022$ cm の自然砂を用いるとすると、式 (2) 左辺の計算結果は 112.6 という数値となり、164 よりも小なので汀線前進の堆積型となり、現地と逆の結果を与えることになる。

この場合に、粒径も含めて縮尺は上と同一とし、海底勾配のみ $\tan \beta = 1/10$ に歪めたとする。この場合には碎波波高が前の例に比べて大、 $\tan \beta$ が大になった結果、左辺の計算結果は 613.8 となり、右辺の 164 よりも大であるから汀線後退の侵食型になり、現象のパターンが一致する。しかし以上は二次元の現象に限られ、現地といっても年平均で汀線に直角方向変形型²³⁾ の海岸にどうやら適用可能かどうかという所である。全般的な相似の問題にはまだはるかに遠いといわなくてはならない。

なおこの研究は文部省科学研究費—自然災害科学特別研究 (代表者 榎木 亨 阪大教授) によるものであることを付記する。

参 考 文 献

- 1) 岩垣雄一・野田英明: 海岸変形の試験における縮尺効果の研究, 第 8 回海講講演集, pp. 139-143, 1961.
- 2) 尾崎 晃: 海浜平衡勾配における初期勾配の影響について, 第 28 回年講概要集 (II), pp. 88-89, 1973.
- 3) 山本晃一・野積 尚: 海浜変形の相似性に関する研究—海浜移動床模型実験の相似律—, 土木研究所資料第 975 号, 131 p. 1975.
- 4) Johnson, J.W.: Scale effect in hydraulic model involving wave motion, Trans. A.G.U. Vol. 30, p. 517-525, 1949.
- 5) Rector, R.L.: Laboratory study of equilibrium profiles of beaches, B.E.B. Tech. Memo. No. 41 p. 1-38, 1954.
- 6) Saville, T.Jr.: Scale effects in two dimensional beach studies, Proc. 7th General Meeting, I.A. H.R. Vol. IA P. 1-10, 1957.
- 7) Kemp, P.H.: The relationship between wave action and beach profile characteristics, Proc. 7th Conf. Coastal Eng. p. 262-277, 1960.
- 8) 岩垣雄一・榎木 亨: 海浜の平衡勾配と碎波による砂移動に関する実験, 海講講演集, 1955, p. 99-105.
- 9) 前出 1)

- 10) 篠原謹爾・椿東一郎・斎藤 隆: 砂浜の平衡形状に関する研究, 九大応力研報告第17号別刷, 1961.
 - 11) 本間 仁・堀川清司・鮮干澈: 碎波および海浜地形の変動について, 第7回海講講演集, p. 91-99, 1960.
 - 12) 田中則男・新保 修: 移動床模型実験の材料としての石炭粉の特性について, 港湾技研報告, Vol. 12, No.4 p. 4-57, 1973
 - 13) Nayak, I.V.: Equilibrium profiles of model beaches, Proc. 12th Conf. Coastal Eng. p. 1321-1340, 1970.
 - 14) 前出 2)
 - 15) 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回海講講演集 p. 357-363, 1973.
 - 16) 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回海講講演集, p. 183-189, 1974.
 - 17) 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回海講講演集, p. 329-334, 1975.
 - 18) 前出 12)
 - 19) 前出 15), 16), 17)
 - 20) 前出 15)
 - 21) 前出 6)
 - 22) 土木学会: 水理公式集, p. 199. 図5.2, 1974.
 - 23) 尾崎 晃: 海浜変形パターンと海岸施設維持対策, 第20回海講講演集, p. 501-505, 1973.
-