

縮尺効果を考慮した海浜変形実験手法とその現地適用性

清水 隆 夫*

1. はじめに

海浜変形の数値計算法はこの20年ほどで大きく進歩してきたが、まだ数値計算だけで現実の複雑な問題を解析できるまでには至っていない。また、開発にともなう環境への影響を広く一般の人々に正しく理解してもらうためにも相似模型実験の重要性が増している。しかも、沿岸域の開発は年々大規模になってきており、例えば石炭火力発電所の立地などでは数kmスケールの埋立地や港湾が対象となり、その周辺を含めた範囲の実験を行おうとすると大型の平面水槽を用いても模型縮尺を1/150以下などと非常に小さくせざるを得なくなっている。海浜変形の水利模型実験については古くから相似則の検討がなされているが、無次元の支配パラメータを一定に保っても相似性が保たれない縮尺効果があって、実験結果をそのまま拡大して現地に適用することができないとされてきた。最近では、伊藤(1986)、河田ら(1992)の研究もあるが縮尺効果を解明するには至っていない。本研究では、まず岸沖海浜変形の特性を砂移動のメカニズムに基づいて説明し、模型実験においてそのメカニズムがどのように変わるのか、特に海浜変形のパターンと変形限界水深にどのような縮尺効果が現れるかを推論した。さらに、岸沖海浜変形実験によって縮尺効果を定量的に評価し、海浜変形の水利模型実験における底質粒径の決め方を提案した。最後に現地観測データによって手法の適用性を検証した。

2. 岸沖海浜変形のメカニズム

岸沖海浜変形の基本的なパターンは砂が沖へ移動する侵食変形と砂が岸へ移動する堆積変形であって、どちらの変形が生じるかについては次のような経験則が知られている。

- 1) 波形勾配が大きいと侵食
- 2) 海底勾配が大きいと侵食
- 3) 底質粒径が小さいと侵食

これらの経験則を説明するために岸沖方向砂移動のメカニズムとして次の2つを考えることとする。

- ① 波が斜面上を進行するときに発達する波動運動の非線形性によって底面流速波形が岸向きに大きな振幅を持ったものに歪められ、砂が岸向に移動する。
- ② 砕波帯内の冲向平均流(もどり流れ)によって砂が沖向きに移動する。

2.1 波形勾配と海底勾配の効果

まず、波の非線形性と冲向平均流速が波形勾配ならびに海底勾配とどのような関係にあるかを調べ、経験則1)と2)を説明する。

a) 波の非線形性

波の非線形性による底面流速波形の歪みを評価するための指標としては様々なものが考えられるが、ここでは砕波点における有限振幅波の波高 H_{Bf} と微小振幅波の波高 H_{Ba} の比 H_{Bf}/H_{Ba} を用いた。これと沖波波形勾配および海底勾配との関係を合田の新砕波指標ならびに首藤の浅水係数に基づいて調べ、その結果を表-1に示した。表-1によれば、砕波点における波の非線形性は波形勾配が小さくなると強くなり、海底勾配が大きくなると若干強くなることがわかる。

表-1 砕波点における波の非線形性 H_{Bf}/H_{Ba}

海底勾配 冲向波波形勾配	1/10	1/20	1/30	1/50以下
0.04	1.16	1.10	1.08	1.08
0.02	1.35	1.21	1.20	1.18
0.01	1.50	1.37	1.32	1.30
0.005	1.75	1.58	1.49	1.45
0.002	1.98	1.84	1.70	1.64

b) 冲向平均流

丸山ら(1983)の実験的研究によれば、砕波帯における冲向平均流の流速 U は平均水位勾配 $\partial\bar{\eta}/\partial x$ と次式のような関係にある。

$$U/\{g(h_B + \bar{\eta}_B)\}^{0.5} = -17.0(\partial\bar{\eta}/\partial x) \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 $\bar{\eta}$ は平均水位、 x は岸向水平座標、 h_B と $\bar{\eta}_B$ は砕波点における水深と平均水位、 g は重力加速度である。そこで、冲向漂砂の起因力となる冲向平均流速を岸向漂砂の起因力となる底面流速振幅 u と比較して評価するために、砕波点における両者の比 U_B/u_B を考えた。 U_B/u_B は

海底勾配を $\tan \beta$ 、碎波波高を H_b とし、さらに $\bar{\eta}_B$ が h_B に比して無視し得るとすると近似的に次式が成り立つ。

$$U_B/u_B = 34.0(h_B/H_B) \tan \beta / \{1 + (8/3)(h_B/H_B)^{0.5}\} \dots\dots\dots (2)$$

表-2 に合田の新碎波指標と上式から求めた U_B/u_B と海底勾配および沖波波形勾配の関係を示した。この表から、底面流速振幅と比較した冲向平均流速は海底勾配が大きいほど大きく、沖波波形勾配によってはほとんど変わらないことがわかる。

表-2 碎波点における冲向平均流の強さ U_B/u_B

海底勾配 沖波波形勾配				
	1/10	1/20	1/30	1/50以下
0.04	0.92	0.42	0.27	0.15
0.02	0.97	0.44	0.28	0.16
0.01	0.99	0.45	0.29	0.16
0.005	1.01	0.47	0.29	0.16
0.002	1.01	0.47	0.29	0.16

c) 波形勾配と海底勾配の効果

以上を整理すると次のようになる。

- a. 碎波点での非線形性は沖波波形勾配が小さいと強く、海底勾配が大きいと若干強い。
- b. 冲向流速は海底勾配が大きいと非常に大きくなるが、波形勾配にはあまり影響されない。

この結果と前述の砂移動のメカニズムを用いて先の経験則 1) と 2) を次のように説明することができる。

- 1) 沖波波形勾配が小さいと碎波帯における波の非線形性が強く砂は岸向に移動して堆積傾向となる。
- 2) 海底勾配が大きいと碎波帯における波の非線形性が若干強く、その点では冲向漂砂が生じることになるが、冲向平均流速が大きくなる効果の方が卓越するので砂は冲向に移動して侵食傾向となる。

2.2 底質粒径の効果

次に、底質粒径に関する経験則 3) について検討する。

a) 冲向平均流

海底面の砂粒子が流れから受ける抗力は流れに対する粒子の投影面積に比例し、これに対する抵抗力は自重に比例する。つまり、抗力は粒径の 2 乗に比例し、抵抗力は粒径の 3 乗に比例する。従って、粒径が大きくなると抗力よりも抵抗力の方が大きくなって砂は移動しにくくなる。

冲向平均流によって砂が冲向に移動するメカニズム②について言えば、砂の粒径が大きいほど砂は移動しにくく、当然平均流によって冲向に移動する量は少ない。

b) 波の非線形性

波の非線形性によって砂が岸向きに移動するメカニズム①については、これをさらに次の 2 つのメカニズムに

分けて考える必要がある。

i) 底面流速が砂の移動限界よりも十分に大きければ、砂移動量は流速の 3 乗～6 乗に比例することが知られている。従って、流速そのものの一周積分が零であっても、その 3 乗～6 乗の一周積分は波の非線形性が強いほど、流速波形の振幅の大きい方向、即ち岸向きに大きくなる。

ii) 砂の移動限界流速が大きい場合、即ち底質粒径が大きい場合には、岸向よりも小さな冲向流速による砂の移動が起きにくくなる。そのため、岸向に移動した砂が沖へ戻らずに堆積する傾向が強まる。

c) 底質粒径の効果

以上の内容を総合して、経験則 3) を説明すると、砂の粒径が大きいほど、移動限界流速は大きいから、上述 ii) によって岸向砂移動が卓越し、かつ冲向平均流によって運ばれる量が小さいことと合いまって堆積傾向が強まるということになる。

3. 岸沖海浜変形の縮尺効果

砂移動の直接の外力である底面剪断応力の振幅 τ を次式のように底面流速振幅 $\bar{u}$ の 2 乗に比例する形で表現すると、式中の底面摩擦係数 f は乱流域で相対粗度 a_m/k_s (a_m は底面における水粒子軌道半径、 k_s は粗度) に依存し、層流域でレイノルズ数 $\bar{u}a_m/\nu$ (ν は水の動粘性係数) に依存する。

$$\tau = 0.5\rho f \bar{u}^2 \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 ρ は水の密度である。模型縮尺を小さくしていくとき、乱流域では粒径を波の縮尺で縮めておけば底面摩擦係数 f は一定であるが、層流域になると底面摩擦係数 f が増加し、相対的に底面剪断応力が大きくなる。つまり、原型に比べて模型では砂が動きやすいことになる。従って、前章の最後で述べた砂移動のメカニズム ii) の移動限界の効果は働きにくくなり、かつ冲向平均流の効果はより強く働き、地形変化が侵食傾向となるような縮尺効果が予想される。

また、砂が動きやすくなるということは直接には地形変化の限界が深い方へ即ち沖側へ移行することを意味している。

以上の検討によって模型縮尺を小さくすると侵食傾向になると同時に砂の移動限界水深、地形の変形限界水深が大きくなるという効果を定性的に導くことができた。以下の章では実験によってこれを定量的に評価していく。

4. 中規模海浜変形実験

岸沖海浜変形の縮尺効果を定量的に評価するため中規模スケールの実験を行ない、大小スケールの既往の実験

結果と比較検討した。

実験には幅 90 cm, 深さ 120 cm, 長さ 76.5 m の中型造波水路を用いた。水路に仕切板を立てて幅 45 cm, 勾配 1/20 の砂斜面を製作した。実験水深は 80 cm とした。この砂斜面に波を作用させて地形変化を測定した。実験ケースと実験条件を表-3 に示す。図-1~3 に各ケースの地形変化を示す。

表-3 実験条件

ケース	砂の中央粒径 (mm)	砂の沈降速度 (cm/s)	波の周期 (s)	沖波波高 (cm)
A1	0.16	1.6		15.5
A2	0.21	2.5	4.02	17.5
A3	0.92	9.2		13.5
N1	0.11	0.9		19.5
N2	0.16	1.6		19.0
N3	0.47	5.8	4.07	15.0
N4	0.60	7.0		14.5
E1	0.16	1.6		24.0
E2	0.24	3.0	1.39	23.5
E3	0.41	5.2		23.0
E4	0.60	7.0		23.0

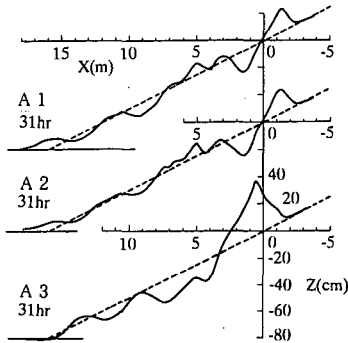


図-1 地形変化 (ケース A1~A3)

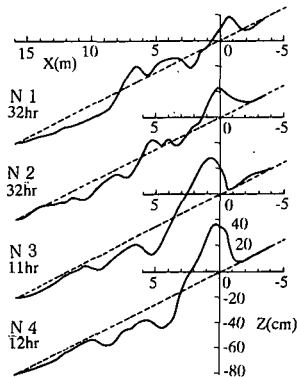


図-2 地形変化 (ケース N1~N4)

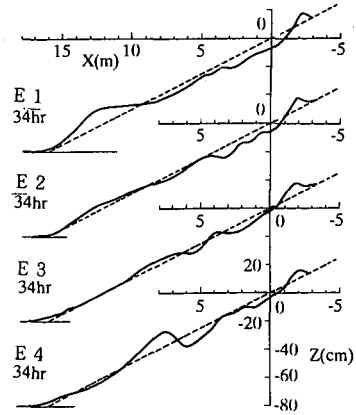


図-3 地形変化 (ケース E1~E4)

ケース A では堆積, ケース E では侵食されており, 波形状勾配が大きいと侵食される傾向がはっきりと現れている。また, ケース A1 と A3, N1 と N4, E1 と E4 を比べると底質粒径が小さいと侵食傾向になることも認められる。

5. 侵食・堆積限界の縮尺効果

波の作用によって海浜が侵食されるか堆積するかを支配するパラメータとして Sunamura & Horikawa の C , 服部・川又の C' などがある。

$$C = (H_0/L_0)(\tan \beta)^{0.27}(d/L_0)^{-0.67} \dots\dots\dots (4)$$

$$C' = (H_0/L_0) \tan \beta / \{w/(gT)\} \dots\dots\dots (5)$$

ここで, H_0 と L_0 は沖波の波高と波長, $\tan \beta$ は海底勾配, d と w は底質の粒径と沈降速度, g は重力加速度, T は波の周期である。図-4 と 5 には本実験結果に堀川ら (1974) の小縮尺実験結果, Saville (1957), Caldwell (1959), Hallermeier (1985) ならびに清水ら (1985) の大縮尺実験結果, 砂村 (1980) の現地データを合わせて実験スケールが変化する条件下での地形変化とパラメータ C, C' との関係を示した。両図では実験スケールを沖波波高で代表させて縮尺効果を見た。両図から明らかに, 無次元のこれらのパラメータを一定に保ちながら実験スケールを小さくしていくと 3. で推論したように侵食傾向になることがわかる。 C について見ると, 侵食・堆積の限界値は沖波波高が 0.5 m~1 m よりも小さくなると沖波波高の 0.67 乗に比例して減少する。

6. 変形限界水深の縮尺効果

岸沖海浜断面の変形限界水深 h は波による砂の移動限界水深と同様に次式のように表わせる。

$$H_0/L_0 = \alpha(d/L_0)^n \times \sinh(2\pi h/L)(H_0/H) \dots\dots\dots (6)$$

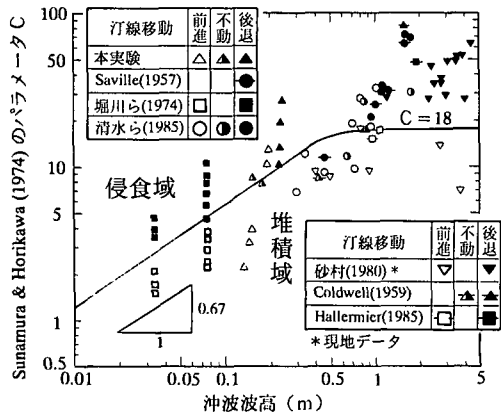


図-4 Sunamura & Horikawa のパラメータCで整理した
海浜変形パターンの縮尺効果

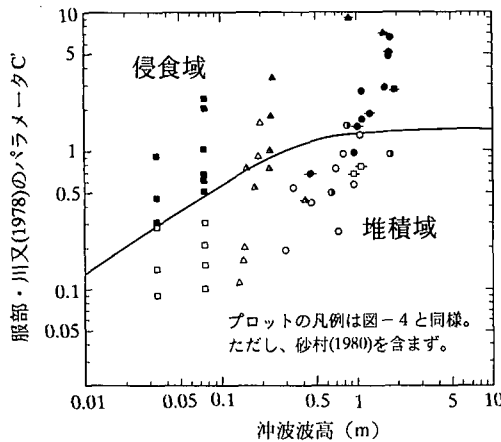


図-5 服部・川又のパラメータC'で整理した海浜変形パ
ターンの縮尺効果

7. 底質粒径の縮尺決定法

式 (4) と (6) は次のように変形できるから、沖波
波高が0.5 m～1 m よりも小さくなるとCの侵食・堆積
限界値と砂の移動限界値 α が沖波波高のそれぞれ0.67
乗と1/2 乗に比例して減少するため、海浜変形パターン

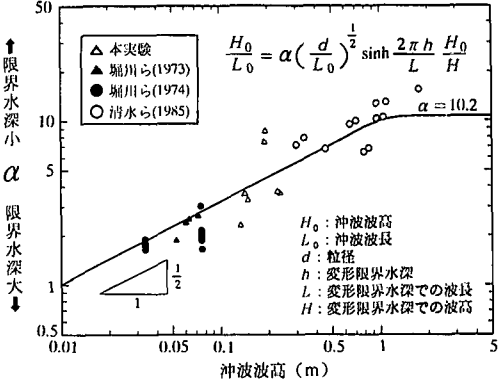


図-6 変形限界水深の縮尺効果

と変形限界水深を同時に相似とする粒径縮尺を図-7 の
ようにまとめることができる。

$$C=(H_0/L_0)^{0.33} \tan \beta^{0.27} (H_0/d)^{0.67} \dots\dots\dots (7)$$

$$\alpha=(H_0/L_0)^{0.5} (H_0/d)^{0.5} \times (H/H_0) / \sinh (2 \pi h / L) \dots\dots\dots (8)$$

つまり、模型の沖波波高が0.5 m～1 m よりも大きい場
合は模型縮尺に応じて粒径縮尺を縮じていくが、模型
の沖波波高を0.5 m～1 m よりも小さくする場合はそれ
以上粒径縮尺を縮めない方がよいということである。

8. 粒径縮尺決定法の検証

粒径縮尺決定法の適用性を検証するために、幅 30 cm,
深さ 55 cm, 長さ 20 m の小型造波水路を用いて現地海岸
の1年間の地形変化を再現する縮尺 1/150 の模型実験を
行った。現地海岸は前浜が粒径 2 mm 程度の砂浜で年間

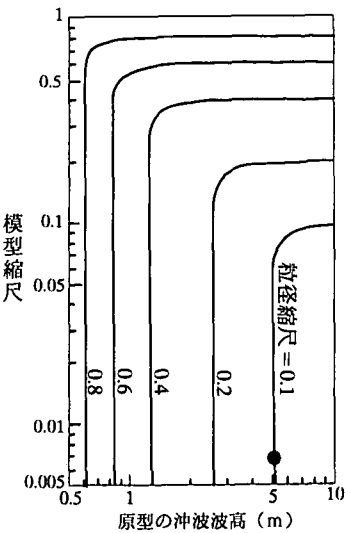


図-7 縮尺効果を考慮した粒径縮尺

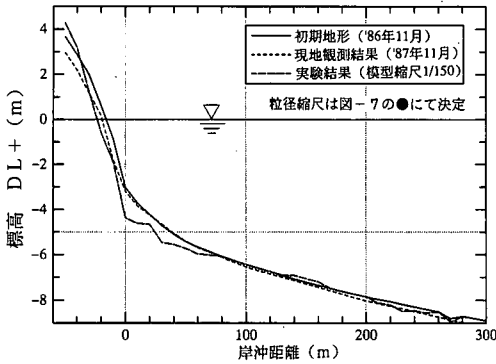


図-8 模型実験結果と現地観測結果の比較

の最大波高は5 m程度である。模型実験では図-7の●で示したように粒径縮尺を0.1として0.2 mmの砂を用いた。その結果を図-8に示す。汀線を中心とした水深3 m以浅の侵食がほぼ再現されている。

9. おわりに

以上のような検討の結果、以下の結論を得た。

(1) 岸沖海浜変形の特性をつぎのように説明することができる。

a) 沖波波高勾配が小さいと碎波点で極大となる波の非線形性が強くなり海岸に砂が堆積する。

b) 海底勾配が大きいと wave set-up による平均水位勾配、ひいてはもどり流れが強くなり海岸が侵食される。

c) 底質粒径が大きいと非対称振動流の冲向の位相で砂が動かなくなり波の非線形性による岸向漂砂が卓越して海岸に砂が堆積する。

(2) 砂の粒径も含めた模型縮尺を小さくしていくと底面摩擦係数が大きくなり、砂が動きやすくなって、つぎのような縮尺効果が現われる。

a) 波の非線形性による岸向漂砂が減り、もどり流れによる冲向漂砂が増えて海浜変形が侵食傾向になる。

b) 底面流速が小さいところでも砂が動くようになり、地形の変形限界水深が大きくなる。

(3) 実験スケールを沖波波高で代表させると海浜変形パターンと変形限界水深の縮尺効果を定量的に評価で

きる。即ち、沖波波高が0.5 m~1 m よりも小さくなると Sunamura & Horikawa のパラメータ C の侵食・堆積限界値が沖波波高の0.67乗に比例して減少し、変形限界水深のパラメータ a が沖波波高の1/2乗に比例して減少する。

(4) 以上のことから、海浜変形パターンと変形限界水深が同時に相似となる粒径縮尺を原型の沖波波高から求めることができる。特に小縮尺の実験では粒径縮尺が一定となる。

(5) ここで提案した粒径縮尺の決め方に従えば縮尺1/150程度までは現地海岸とほぼ相似な海浜変形実験を行うことができる。

最後に、実験にご協力頂いた株式会社土木技術開発の下田隆男氏と関根満氏に謝意を表します。

参考文献

- 伊藤政博 (1986): 二次元海浜変形の特性とその相似則に関する研究, 京都大学学位論文。
- 河田恵昭, 西根秀平, 内海泰幸, 井上雅夫 (1992): 海浜断面の領域区分と相似則, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 326-330。
- 清水隆夫, 斎藤昭三, 丸山康樹, 長谷川寛, 鹿島遼一 (1985): 大型造波水路実験による岸沖漂砂量分布形のモデル化, 電力中央研究所研究報告, No. 384028。
- 砂村継夫 (1980): 自然海浜における汀線位置の時間的变化に関する予測モデル, 第27回海岸工学講演会論文集, pp. 255-259。
- 堀川清司, 砂村継夫, 鬼頭平三 (1973): 波による二次元海浜変形に関する実験的研究, 第20回海岸工学講演会論文集, pp. 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, pp. 193-199。
- 丸山康樹・榊山勉・鹿島遼一・斎藤昭三・清水隆夫 (1983): 実規模波浪を用いた碎波帯近傍の波高・水粒子速度に関する実験的検討, 電力中央研究所研究報告, No. 382034。
- Coldwell, J. (1959): Shore erosion by storm waves, Misc. Pap. of B. E. B., No. 1-59。
- Hallemier, R. J. (1985): Unified modeling guidance based on a sedimentation parameter for beach changes, Coastal Eng., Vol. 9, No. 1, pp. 37-70。
- Saville, T. Jr. (1957): Scale effects in two dimensional beach studies, Proc. 7th Meeting Int. Assoc. Hydraulic Res., pp. (A3) 1-8。