

拡張された等深線変化モデルによる海底谷周辺 における海浜地形変化予測

宇多高明*・山本幸次**・板橋直樹***

1. ま え が き

現地海岸における海浜変形の予測には、しばしば汀線変化モデルが用いられてきているが、このモデルは実用的にほぼ満足される水準に達している。しかし、海浜断面形の予測を行いたい場合、汀線変化モデルは断面の平行移動を仮定しているために使用できず、したがってこれ以外のモデルを用いざるを得ないのが現状である。この点に関し、宇多ら(1991)は汀線変化モデルを拡張し、各等深線の動きを予測可能なモデルとして、等深線変化モデルを開発した。このモデルは浜崖の形成を含む海浜断面形の変化を予測可能という特徴を有している。しかし、このモデルでは碎波波高と碎波点における入射角を別途の計算か、あるいは実験的に得られた値を与えており、波浪予測より海浜変形計算まで一貫して行うことのできる完結したモデルではなかった。そこで、本研究では新たに波浪変形計算と等深線変化モデルとを組み合わせたモデルを開発した。

ところで、駿河湾の駿河海岸、富山湾の下新川海岸、および相模湾の西湘海岸では汀線近くまで海底谷が発達し、海浜の土砂が海底谷を経由して沖合へと流出している事実が報告されている(宇多・小俣, 1989; 宇多・矢野, 1987)。また、最近いくつかの海岸で海砂利採取のための海底掘削が行われ、そこへの土砂損失が生じて前浜の土砂が減少したり、掘削穴の存在により汀線が大きく後退する事例が見られる(宇多ら, 1985)。このような海底谷や掘削穴がある海岸では、波の屈折変形が沿岸漂砂に影響を与えて海浜変形を引き起こすと考えられる。しかしながら、それらの機構は十分明らかではないのが現状である。そこで、本研究では海底谷(掘削穴)周辺における波の屈折変形と海浜変形の機構を移動床模型実験により検討するとともに、新たに開発された海浜変形モデルを適用し、実験結果との比較においてその機構解明を試みるものである。

2. 等深線変化モデルの拡張

2.1 波浪変形モデル

波浪変形計算には、放物型モデルを用いる。この方式によれば波の浅水変形、屈折、回折の計算が可能である。沿岸方向に x 軸、岸沖方向に y 軸を設定し、速度ポテンシャルを ϕ 、波の波速と群速度を C 、 C_g 、および角周波数を σ 、微分演算子を ∇ ($\nabla = \partial/\partial x, \partial/\partial y$) とすると、基本式は式(1)で与えられる。

$$\nabla(CC_g\nabla\phi) + \sigma^2 \frac{C_g}{C}\phi = 0 \quad \dots\dots\dots(1)$$

ここで、波の進行方向に逆行する波がないと仮定すると、次の放物型方程式を得る(平口・丸山, 1986)。

$$\frac{\partial\phi}{\partial y} = \left\{ i \left(k_y + \frac{k_x^2}{2k_y} \right) - \frac{1}{2k_y C C_g} \frac{\partial}{\partial y} (k_y C C_g) \right\} \phi + \frac{i}{2k_y C C_g} \frac{\partial}{\partial x} \left(C C_g \frac{\partial\phi}{\partial x} \right) - f \phi_B \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここに、 k_x, k_y : x, y 方向の波数成分、 f : 碎波減衰を表す係数、 i : 虚数単位である。また、碎波減衰項 f は次式により与えられる。

$$f = C_1 \frac{s}{h} \left(\frac{a}{C_2 h} - 1 \right)^{1/2} \quad \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 $s = \tan \beta$: 碎波点付近の海底勾配、 $a = H/2$: 波の振幅、 h : 水深、 C_1, C_2 : 係数、である。数値計算では、基礎式(2)を沖側境界に設定した境界値から岸に向け、 ϕ についてクランク・ニコルソンの陰解法(Radder, 1979)を用いて解く。碎波諸元は、波峰での水平流速 u_b と波速(波峰の伝播速度) C_b の比を用いて、合田の碎波指標を表現し直した渡辺ほか(1983)の碎波指標により計算する。

2.2 等深線変化モデル

海浜断面を水深方向に分割し、 $k=1 \cdots n$ に対応する水深の漂砂量を q_k 、基準点よりある等深線までの沖向き距離(等深線距離)を y_k とすれば、汀線変化モデルとの類推より近似的に次式が成立する。

$$q_k = F_{0k} \left(\tan \alpha_0 - \frac{\partial y_k}{\partial x} \right) \quad \dots\dots\dots(4)$$

ここに、 α_0 は入射角、 $F_{0k} = F_0 \cdot \mu_k$ 、 $\sum \mu_k = 1$ である。 μ_k

* 正会員 工博 建設省土木研究所河川研究室長(前海岸研究室長)
** 正会員 建設省土木研究所海岸研究室研究員
*** (株)アイ・エヌ・エー(元建設省土木研究所海岸研究室外部研究員) 工修

は各水深ごとの漂砂量を与える比例定数であり、沿岸漂砂量の水深方向分布を与えることにより式(5)を用いて計算される。

$$\mu_k = \int_{Z_k}^{Z_{k+1}} \xi(z) dz / \int_{-h_c}^{h_R} \xi(z) dz \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 z は静水面を基準とした鉛直上方距離、 h_R は陸上部において波による土砂移動が生ずる限界の高さ、 h_c は自然海岸で沿岸漂砂により顕著な地形変化が生ずる限界水深（以下、地形変化の限界水深と呼ぶ）である。一方、漂砂量の連続式より、

$$\frac{\partial q_k}{\partial x} + h_k \frac{\partial y_k}{\partial t} = 0; \quad k=1 \dots n \dots\dots\dots (6)$$

が成立する。ここに、 $h_k (k=1 \dots n)$ は各等深線によって代表される地形変化に関する漂砂の移動高であり、式(7)で与えられる。

$$h_k = z_k - z_{k-1} \dots\dots\dots (7)$$

$\xi(z)$ の関数形を与えれば、 μ_k が式(5)で計算されるから、式(4)、(6)を連立させて解くことにより各水深ごとの等深線の変化量が計算される。

波浪変形モデルによって計算された碎波波高、碎波波向を等深線変化モデルに入力すれば、3次元海浜変形予測を一貫して行うことができる。なお、等深線変化モデルに入力すべきは碎波波高と碎波波向のみであり、碎波帯内の波高分布は必要としない。このことから、他の海浜変形モデルに比べるとここで提案したモデルは計算が非常に容易であるという利点を有する。

3. 水理模型実験

3.1 実験方法

まず、26 m × 26 m × 0.6 m の平面水槽内に中央粒径 0.22 mm の粒度調整砂を用いて海底勾配 1/10 で沿岸方向に様な模型海浜を造った（図-1）。模型海浜は造波板に対し時計回りに 20° 傾け、右向きの沿岸漂砂が卓越する条件とし、模型海浜の中央部に海底勾配 1/3 で沿岸方向の幅 5 m の海底谷を設けた。波浪条件は沖波波高 $H_0' = 4.6$ cm、周期 $T = 1.27$ s に設定した。底質中央粒径とこの波浪条件によれば、地形変化の限界水深は約 15 cm となる。この限界水深と海底谷岸端の水深の大小関係は、沿岸漂砂のトラップの有無という点で決定的に重要である。そこで、海底谷の岸端水深は地形変化の限界水深より浅い条件 ($Z_c = -5$ cm) とし、沿岸漂砂がトラップされる条件とした。実験時間 6 時間とし、海浜地形、汀線形状、碎波波高、および碎波波向を測定した。

3.2 実験結果

初期地形に波を作用させた場合の碎波波高と碎波波向の分布、および汀線変化を図-2 に示す。x=0~9 m 区間

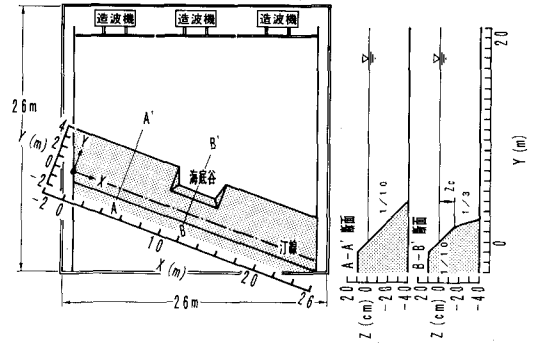


図-1 平面水槽と海底谷の模型

は $\theta_b \approx 12^\circ$ 、 $H_b \approx 7.6$ cm であるが、海底谷の上手側縁辺 ($X=9.5 \sim 11$ m) では $\theta_b \approx -4^\circ$ 、 $H_b \approx 6.0$ cm となり、碎波波高はあまり変わらないものの波の入射方向が逆方向からとなった。また、海底谷の中央部 ($X=11.5 \sim 13$ m) では碎波波高が徐々に増加し、海底谷の下手側縁辺部 ($X=13.5 \sim 15.5$ m) では $\theta_b \approx 26^\circ$ 、 $H_b \approx 7.8$ cm と碎波波向が著しく大きくなった。このように海底谷の上手および下手側端部付近の碎波波向は波の著しい屈折により場所的に大きな変化を示す。

汀線変化に関しては、海底谷を境として、沿岸漂砂の上手側 ($X=0 \sim 10$ m) では後退し、下手側では前進する状況は通常の実験間の変形とほぼ同じである。しかし、海底谷により著しい波の屈折が生じる $X=10 \sim 14.5$ m 区間では、汀線が大きく後退し、海底谷の影響が現れたことがわかる。

初期と 6 時間後の海浜地形を図-3 に示す。等深線形を比較すると、 $Z = -16$ cm 以深には地形変化はほとんど生じておらず、地形変化の限界水深がほぼ 15 cm にあったことがわかる。また、海底谷上手側の $X=0 \sim 8$ m 区間では、 $Z=0 \sim -16$ cm の等深線の間隔が広がり、陸上部に浜崖が、水面下に侵食緩斜面が形成された。海底谷背後の $X=10 \sim 14$ m 区間では、 $Z=-4 \sim 4$ cm の等深線が著しく後退して凹状になり浜崖が形成された。海底谷下手側の $X=14 \sim 26$ m 区間は、 $Z=8 \sim 2$ cm の等深線間隔が広がり、水面下には急勾配斜面が形成された。Z=-

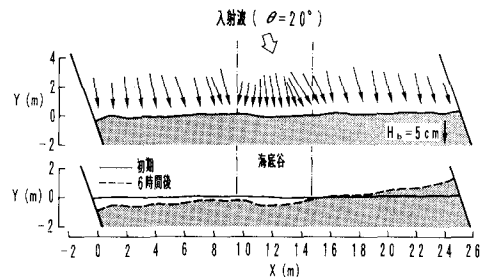


図-2 碎波波高と碎波波向の分布、および汀線変化

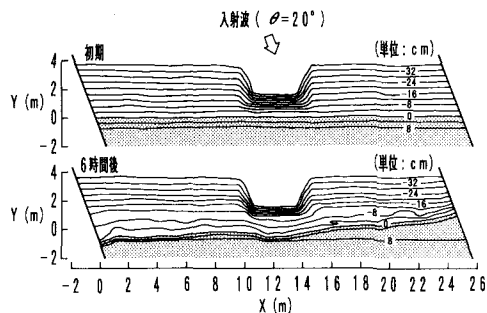


図-3 初期形状と6時間後の海浜形状

16～14 cm の等深線形状を比較すると、 $X=10$ m 付近では等深線の間隔は狭く、海底谷の入り口へ大きく近づいている。また、 $X=14$ m 付近では等深線の間隔が広くなっており、海底谷中央を境に等深線形状が左右非対称となった。これは、沿岸漂砂が海底谷によって一部トラップされ、なおかつ海底谷の下手側斜面の一部が沿岸漂砂により削り取られたことを示す。結局、地形変化の限界水深が浅い海底谷の岸端がある場合、海底谷(掘削穴)が存在することによる海浜変形が著しく生じることがわかる。

次に、地形変化量の平面分布を図-4に示す。海底谷の岸側が著しく侵食されるとともに、海底谷の沿岸漂砂上手側縁辺部に土砂の落ち込みが見られる。そして海底谷背後の侵食量は海底谷内での堆積量と比較してはるかに多く、また著しい堆積、侵食の生じている場所は沿岸方向に大きくずれている。これは、海底谷付近の地形変化が沖向き漂砂によるものではなく、沿岸漂砂によるものであることを示している。

以上の点を海浜断面形の変化より詳細に調べてみる(図-5)。 $X=9.5$ m 断面では、沖合にわずかな堆砂が見られるものの、汀線近くの $Z=7\sim 10$ cm でかなりの侵食が起きている。この断面のすぐ下手側では波向が正から負へ変化し、沿岸漂砂の場所的不均衡が生じて堆積傾向になるはずであるが、侵食が生じた。この原因を海底谷の上手側縁辺の斜面にあたる $X=10$ m 断面の変化から推察する。 $X=10$ m 断面では汀線付近が侵食され、 $Z=-10\sim -25$ cm では大量の土砂堆積が見られ、侵食量より堆積量が多い。堆積傾向となるはずの $X=9.5$ m 断面で侵食が生じたのは、そこに堆積すべき土砂の大

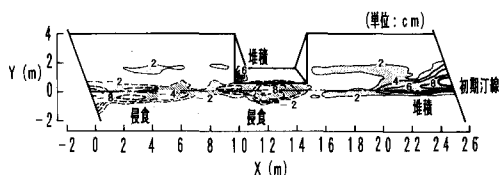


図-4 地形変化量の平面分布

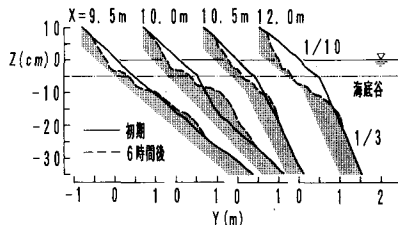


図-5 海浜断面形の変化

部分が隣接する海底谷へと流出し、 $X=10$ m 断面に見られるように、海底谷内にはのみ大量の土砂堆積が生じたためと考えられる。

$X=10$ m 断面では、汀線付近が侵食され、沖側に堆積する断面変化パターンを示すが、これが沖向き漂砂によるものでないことは、海底谷中央部の $X=10.5$, 12 m 断面の変化より理解できよう。これらの断面では汀線付近は侵食されているが、沖合に堆積は見られず、海底谷内では断面変化がほとんど生じていない。 $X=10$ m 断面で見られた沖合部の堆積が沖向き漂砂によるものならば、これらの断面においても同様の堆積が見られるはずであるが、そのような変化は生じていない。このことから、 $X=10$ m 断面での海底谷内への堆積は、沿岸漂砂の一部がトラップされたことによると言える。

結局、海底谷の岸端水深が地形変化の限界水深より浅い場合、海底谷への土砂流出と、波の屈折に伴う沿岸漂砂の場所的不均衡によって海浜変形が生じることがわかった。

4. 等深線変化モデルによる実験結果の再現

上述の実験結果に対し、第2章で述べた等深線変化モデルによる再現計算を行った。まず、初期地形(図-6参照)に対して沖側境界($y=6$ m)より波高 $H_i=6.0$ cm、周期 $T=1.27$ s の波を入射させ、沿岸方向には $\Delta x=25$ cm 間隔で、岸沖方向には各地点の波長の $1/30$ となる格子間隔で、波浪変形計算を行った。この結果得られた碎波波高と碎波点における入射角の沿岸分布を実験値とともに図-7に示す。ここに、碎波波高と碎波波向の計算値では極端な場所的変動を除くために前後3点の値による平滑化を行った。また、入射波の波高は実験値($H_i=4.7$ cm)をそのまま用いると碎波波高が低過ぎたため、実験値との対応がよくなるようこれより大きな値を用いた。碎波波高の実験値は、沿岸方向にかなり大きな変動を有するが、海底谷部分で2つの極小値が現われる点は計算でも再現されている。一方、碎波点における入射角も実験値はかなり大きな変動を含むものの、海底谷周辺での碎波角の変化傾向は計算によりかなりよく再現されている。以上の波浪を図-6に示した初期地形に6時間

作用させ、 $\Delta x = 25 \text{ cm}$ として、 $\Delta t = 10 \text{ s}$ で地形変化を計算した結果が図-8である。地形変化と波浪計算は本来繰り返して行うことが必要であるが、地形変化に伴う波浪の変化は小さいとし、初期地形に対し計算された値をそのまま6時間作用させた。実験結果(図-3)と比較すると、海底谷以外の部分での等深線の変化は勿論のこと、海底谷背後で等深線が凹状となる点など、実験値と計算値とは非常に良好な対応を示している。

図-9には、図-5と同様な意味において代表断面形の変化を示した。 $X = 9.5 \text{ m}$ 断面では汀線付近の地形変化は実測値と比較して小さいが、一部 $Z = -10 \text{ cm}$ 付近での侵食は顕著に表れている。 $X = 10 \text{ m}$ 断面でも汀線付近の侵食は小さいが、海底谷への土砂堆積は実験とよく一致を示す。 $X = 10.5 \text{ m}$ 断面ではほぼ -10 cm 以浅で侵食を受けている点について、実験と計算結果はよく一致する。また、 $X = 12.0 \text{ m}$ 断面では $Z = -10 \sim -7 \text{ cm}$ の間で浜崖が形成されつつ侵食が進んだが、この場合も対応はよい。結局、等深線変化モデルにより海底谷への土砂流出など非常に高い精度で予測が可能になったことがわかった。

5. 考 察

海底谷(掘削穴)の岸端水深が地形変化の限界水深より浅い場合、その岸側で侵食が生じる理由は2つ考えられる。1つは海底谷周辺での波の屈折、もう1つは海底谷による沿岸漂砂のトラップである。海底谷の岸端水深が地形変化の限界水深とほぼ同じ場合、砕波波高、砕波波向、および沿岸漂砂とも局所的な変化はなく、顕著な浜形変形は生じない(図-10(a))。しかし、海底谷の岸

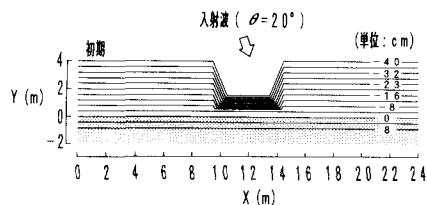


図-6 計算に用いた初期形状

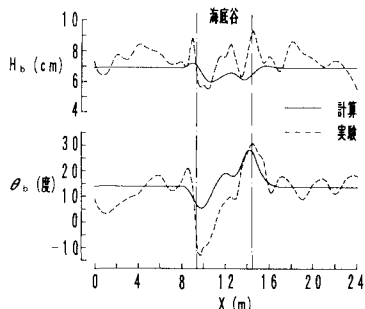


図-7 砕波波高と砕波波向の計算値と測定値の比較

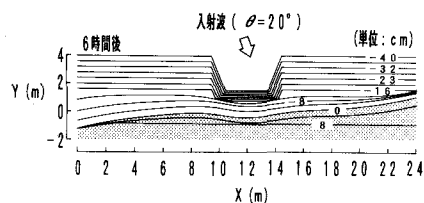


図-8 6時間後の浜形形状(計算)

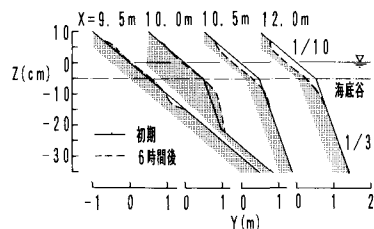


図-9 浜形断面形の変化(計算)

端水深が地形変化の限界水深より浅い場合、そこから沿岸漂砂が流出して海底谷縁辺で土砂堆積が生じる。この場合、地形変化の限界水深で深まで土砂は移動するため、沿岸漂砂の連続性という点では、同量の土砂損失が起こることになる。また、波が斜めから入射すると、屈折により海底谷下手側縁辺で砕波波向が局所的に大きくなり、沿岸漂砂量が周辺に比べて大きくなる。逆に海底谷の上手側縁辺では砕波波向が小さく沿岸漂砂量も小さい。したがって、初期浜形の汀線が直線状の場合、海底谷前面では供給される沿岸漂砂量より流出する沿岸漂砂量が多くなり、侵食が生じて凹形の汀線形となる(図-10(b))。このような海底谷の沿岸漂砂上手側縁辺への土砂の堆積は、駿河海岸の和田鼻沖で観測されている(宇多・小俣, 1989)。また、海底谷以外にも海底掘削により掘削穴周辺に同様な機構で生じる沿岸漂砂の落ち込みや、掘削穴前面の汀線の後退が報告されている(宇多ら, 1985)。実験および計算結果は、このような現地データをかなりよく説明していると言える。

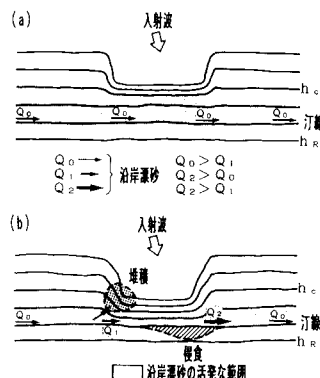


図-10 海底谷周辺の海底地形変化の模式図

6. 結 論

本研究の主要な成果は以下に要約される。

① 放物型モデルと宇多ら (1991) の等深線変化モデルとを合体させ、波の計算から地形変化の計算までを一貫して行うことのできるモデルを作成した。そして、海底谷周辺での海浜変形をとり上げ、水理実験との比較を行ったところ、両者はよい一致を示すことが明らかになった。

② 海底谷への土砂損失の可能性は、海底谷の岸端水深と地形変化の限界水深との大小関係により区分される。岸端水深が地形変化の限界水深より深い場合、土砂損失は起こらず沿岸漂砂は連続的に流れる。岸端水深が地形変化の限界水深より浅い場合、海底谷への土砂流出が生じ、沿岸漂砂量の欠損が起るため、汀線の後退が生じる。

③ 本研究の結果は、海底谷のみではなく海岸線近くでの掘削が海浜へ及ぼす影響を調べる上でも有効利用で

きる。現地海岸で掘削等を行う場合、このモデルを用いることにより、周辺海岸への影響を予測することができる。

参 考 文 献

- 宇多高明・上森千秋・中修徳翁 (1985): 海底掘削にともなう海浜変形, 第 32 回海岸工学講演会論文集, pp. 410-414.
- 宇多高明・矢野 滋 (1987): 相模湾西湘海岸の侵食実態について, 地形, Vol. 8, pp. 1-19.
- 宇多高明・小俣 篤 (1989): 海岸から深海への土砂損失機構調査報告書, 土木研究所資料, 第 2730 号, 80 p.
- 宇多高明・山本幸次・河野茂樹 (1991): 沿岸漂砂よる 3 次元海浜地形変化の予測手法, 海岸工学論文集, 第 38 巻, pp. 386-390.
- 平口博丸・丸山康樹 (1986): 斜め入射に対する放物型方程式の適用性の拡張, 第 32 回海岸工学講演会論文集, pp. 114-118.
- 渡辺 晃・原 哲・堀川清司 (1983): 重合した波浪場における碎波について, 第 30 回海岸工学講演会論文集, pp. 5-9.
- Radder, A. C. (1979): On the parabolic equation method for water-wave propagation, J.Fluid Mech., Vol. 72, pp. 373-384.