

河口周辺の海浜流及び地形変動モデルに関する研究

榎 木 亨*・李 宗燮**・出口 一郎***

1. 緒 言

内水排除及び河口閉塞問題に関連した河口処理工の最適設計を行なうためには、まず河川流と波によって生じる河口周辺の海浜流の挙動及びそれにとまう地形変化を定量的に解析する必要がある。一方、河口周辺の波や流れに影響を及ぼす要因としては、河川の流出流量、潮汐や密度差などが考えられる。しかし潮差が小さく、河川規模も小さくて波による海浜流が卓越している波動流形の河口においては、波と流れの相対的な大きさが河口周辺部の流れ及びそれにとまう地形変化に大きな影響を与える。

河口周辺部の地形変化においては、河川の流出土砂の堆積、波による土砂の押込みや沿岸漂砂による砂州の形成などが複合して作用するので極めて複雑なものとなる。特に河川の流出土砂は、海域において拡散及び沈降し、沈降した砂はさらに底部せん断力によって再浮上する。この浮遊砂の沈降や掃流砂層から浮遊砂層への浮上は、浮遊砂の濃度や水深変化に直接影響を与え河口地形変化の大きな原因となる。

Nihoul et al.¹⁾ は、鉛直方向に積分された潮流場における沈降速度 1mm/sec 程度の汚濁物質の濃度変化を、Farmer et al.²⁾ は、密度差を考慮した潮流と河口流の共存場における砂の拡散、沈降や、底面での砂の再浮上率を考慮して、河口流出土砂による河口砂州の形成をモデル化しているが、底面での砂の動きに対してはその力学的な関係は考慮していない。

本研究では波と流れが共存する場合の地形変化をモデル化するために、まず波と流れの干渉を考慮した河口周辺での波浪変形及び海浜流をモデル化し、その結果を 3 次元固定床実験を行なって検証する一方、砂の浮上、沈降、拡散及び底部せん断力による掃流砂の動きを考慮した地形変動の数値計算を行ない、先に大阪大学で行った 3 次元移動床実験結果³⁾と比較、検討を行なう。

2. 海浜流の実験及び計算方法

2.1 実験方法

実験装置及び実験条件は 図-1、表-1 のようである。波高は容量式波高計で 図-1 に示す 60 点で測定し、流れの測定は小型 propeller 流速計で水深 8 cm までの 26 点で測定した。一方、流況及び波向を取るために tracer を投入し 16 mm cine camera によって上方から撮影を行なった。

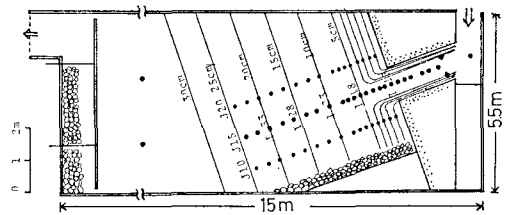


図-1 実験装置

表-1 実験及び計算条件

波高: 5.5 cm 波の入射角: 20° 周期: 1.25 sec
河口断面積: 440 cm²/sec 斜面勾配: 1/20
CASE-1 (RUN-1): 河川流のみの場合
CASE-2 (RUN-2): 波のみの場合
CASE-3 (RUN-3): 河川流と波の共存場

	CASE-1	CASE-2	CASE-3	RUN-1	RUN-2	RUN-3
U (cm/sec)	30.5		25.0	28.3	-0.7	24.1
η (cm)	0.24	0.78	1.42	0.25	0.85	1.43
Q (l/sec)	13.5	0	11.0	12.5	-0.3	10.6

ここに、U: 河川流出流速、η: 河口水位、Q: 河川流量を示し、各 CASE は実験、RUN は計算を表わしている。

2.2 海浜流に関する基本式

波浪場の計算は、波数の保存関係より波が平均流と相互干渉する時、運動学的条件及び波数の非回転性より得られる (1) 式及び (2) 式より波向の計算を行なう。

$$\sqrt{gK \tan Kh} + U \cdot K \cos \theta + V \cdot K \sin \theta = w_0 \dots (1)$$

$$-\partial \{ (c_* + U \cos \theta + V \sin \theta) \cos \theta / \partial y + (c_* + U \cos \theta + V \sin \theta) \sin \theta / \partial x = 0 \dots (2)$$

ここに、θ は江線と波の入射方向となす角、c_{*} は波と流れの干渉を考慮した波速、U は流速の岸沖方向成分 (x 方向)、V は流速の江線方向成分 (y 方向)、w₀ は波の

* 正 会 員 工 博 大阪大学教授 工学部土木工学科

** 学生会員 水産修 大阪大学大学院土木工学科

*** 正 会 員 工 修 大阪大学講師 工学部土木工学科

角周波数, K は波数である。

一方, 波高 H の計算においては, 波に関するエネルギー平衡式より, 砕波後のエネルギー逸散量として Battjes の段波モデルに基づく (4) 式を用いて計算した。

$$\begin{aligned} & (\partial/\partial x)\{E(C_g \cos \theta + U)\} + (\partial/\partial y)\{E(C_g \sin \theta + V)\} \\ & + S_{xx}\partial U/\partial x + S_{xy}\partial V/\partial x + S_{yx}\partial U/\partial y \\ & + S_{yy}\partial V/\partial y = D \quad \dots\dots\dots(3) \end{aligned}$$

$$D = \frac{B}{4r^2} \frac{\rho g H^2}{T} \left(\frac{H}{h}\right)^4 \quad \dots\dots\dots(4)$$

ここに, $E=1/8 \rho g H^2$, C_g は群速度, S_{xx} , S_{xy} , S_{yx} 及び S_{yy} は radiation stress である。

海浜流の基礎式は radiation stress S_{ij} と水平混合項 (係数を L' とする) を考慮した x 及び y 方向の運動量方程式と連続方程式で与えられる。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{1}{\rho(h+\eta)} \left\{ \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right\} \\ & = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho(h+\eta)} \left\{ \tau_x + L' \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) \right\} \quad \dots\dots\dots(5) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{1}{\rho(h+\eta)} \left\{ \frac{\partial S_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right\} \\ & = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho(h+\eta)} \left\{ \tau_y + L' \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) \right\} \quad \dots\dots\dots(6) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \{U(h+\eta)\} + \frac{\partial}{\partial y} \{V(h+\eta)\} = 0 \quad \dots\dots\dots(7)$$

なお, L' に対しては Longuet-Higgins の表現を用い, 底面摩擦項はつぎのように表わした。

$$\left. \begin{aligned} \tau_x &= 1/2 \cdot \rho f_w \cdot F_0^2 U / \{(U^2 + V^2)^{1/2}\} \\ \tau_y &= 1/2 \cdot \rho f_w \cdot F_0^2 V / \{(U^2 + V^2)^{1/2}\} \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots(8)$$

ここに, $F_0^2 = \hat{u}_w^2 / 2 + (U^2 + V^2) / 4$ であり, 摩擦係数は $f_w = 0.02$ とし, $\hat{u}_w = \pi H / \{T \cdot \sinh(Kh)\}$ は波による底部での最大水粒子速度である。

2.3 数値計算方法

初期条件としては $U, V=0$ の条件から波浪変形及び海浜流の計算を交互に行なった。一方, 境界条件としては, 汀線では水位上昇にともなって汀線が自由に動くようないわゆる移動境界にし, 河口及び沖側排水口では水位として与えている。差分化において, (2), (3) 式は汀線方向には中央差分, 岸沖方向に前進差分を取って格子点上で緩和法による収束計算を行なった。一方, 海浜流の計算においては (5)~(7) 式を A.D.I. 法で差分化して定常状態に達するまで計算した。

3. 地形変動の計算モデル

3.1 水深変化に関する考え方

本モデルにおける底部境界は図-2 で示すように掃流砂層と浮遊砂層の境界として定義する。したがって全水深変化は砂の浮上する flux と沈降する flux の差及び掃

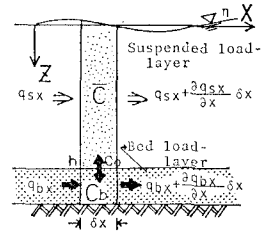


図-2 水深変化の定義

流砂の移動によって生じることになる。

本研究においては, 水深変化に寄与する浮遊砂の評価に対して, つぎの3つの方法によって検討を行った。

方法 1: 浮遊砂濃度に寄与する砂の浮上と沈降 flux の差 Q_s と掃流砂量 q_b によって次式のように表わす。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-\lambda} \left[-Q_s + \left(\frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{by}}{\partial y} \right) \right] \quad \dots\dots\dots(9)$$

ここに, 添字 x, y は各 x, y 方向の成分を示す。

方法 2: 定常状態の平均濃度 $\bar{c}$ を考えると浮遊砂 flux の保存則が成立するはずであるから, 浮遊砂の flux による水深変化が推定できる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-\lambda} \left[\alpha \left(\frac{\partial q_{sx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{sy}}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{by}}{\partial y} \right) \right] \quad \dots\dots\dots(10)$$

$$q_{sx} = \bar{c} \cdot U \cdot (h+\eta), \quad q_{sy} = \bar{c} \cdot V \cdot (h+\eta) \quad \dots\dots\dots(11)$$

また, α は浮遊砂が地形変化に寄与する割合を示す。

方法 3: 一次元拡散理論に基づいて浮遊砂の flux を推定する方法である。すなわち, (10) 式で q_s を次式のように表わすものとする。

$$q_{sx} = c_0 \cdot (\varepsilon_z / w_f) \cdot U, \quad q_{sy} = c_0 \cdot (\varepsilon_z / w_f) \cdot V \quad \dots\dots\dots(12)$$

ここに, c_0 は浮上する時の基準点濃度であり, ε_z / w_f については2次元移動床実験より得られた次式⁴⁾を用いた。

$$\varepsilon_z / w_f = 0.347 \{0.0073 \exp(0.5 \cdot u_*)\} \quad \dots\dots\dots(13)$$

ここに, ε_z は鉛直方向の拡散係数, w_f は砂の沈降速度を示す。一方, 摩擦速度 u_* に対しては, 砂漣の高さを相当粗度とする底部せん断力から求まる摩擦速度 u_* を用いた。

3.2 浮遊砂濃度に関する基本式

浮遊物質の輸送が, 移流, 濃度の勾配に比例する拡散及び浮遊砂自体の運動による輸送であると仮定して, 漂砂に関する連続式及び水粒子運動に対する連続式を用いて鉛直方向に積分すると, 運動学的水面条件及び底面条件を用いることによって次式が得られる。

$$\begin{aligned} & (h+\eta) \frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + U(h+\eta) \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + V(h+\eta) \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} \\ & = S + Q_s + T \quad \dots\dots\dots(14) \end{aligned}$$

ここに, $\bar{c} = \frac{1}{h+\eta} \int_{-h}^{\eta} c dz$ (c : 時間平均濃度)

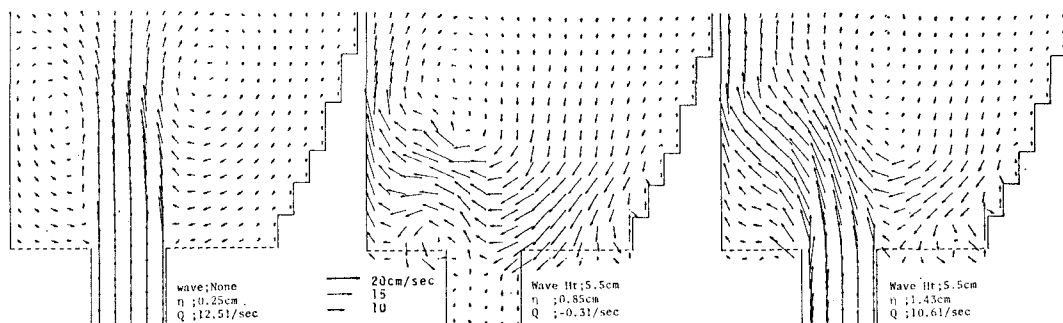


図-3 河口水位が海浜流の流況に及ぼす影響 (RUN-1, 2 及び 3)

$$S = - \left[\frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} \hat{e} \hat{U} dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} \hat{e} \hat{V} dz \right] \dots \dots \dots (15)$$

$$(\hat{e} = c - \bar{c}, \hat{U} = U - \bar{U})$$

$$Q_s = \left(k_x \frac{\partial c}{\partial z} - w_f c \right)_{z=-h}^{\eta} \dots \dots \dots (16)$$

$$T = \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) dz + \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) dz \dots \dots \dots (17)$$

但し、 k_x, k_y, k_z は x, y, z 方向の乱流拡散係数。
いま、鉛直方向にほぼ一様な濃度分布を仮定すると
shear effect に関する項 (15) 式は無視できる。一方、
浮遊砂の平均鉛直 flux に寄与する項 Q_s に対して砂の
浮上限界として u_* / w_f という表現を用いて書きなおす
と次式のようになる。

$$Q_s = \left[(1-r) c_0 w_f \left(1 - \frac{u_*}{w_f} \right) + \bar{e} w_f \right] \dots \dots \dots (18)$$

ここに、 $u_* > w_f$ で $r=0$, $u_* < w_f$ で $r=1$ である。
一方、乱流拡散項 T において k_x, k_y に関しては、
一般的な表現である流速と水深の関数として表現し、
Murray⁵⁾ の実験結果を参照して $\bar{k} = 0.15 \bar{U} \cdot h$ とした。

また、(18) 式中の摩擦速度 u_* は $\sqrt{\tau / \rho}$ であり、 τ は
次式のように表わした。

$$\tau = 1/2 \cdot \rho f_w \cdot F_b^2, \quad (f_w = 0.02) \dots \dots \dots (19)$$

$$\text{ここに、} F_b^2 = \frac{1}{2} \hat{u}_w^2 + \frac{2}{\pi} \hat{u}_w \{ |U \cos \theta| + |V \sin \theta| \} \\ + \frac{(U^2 + V^2)}{4}$$

一方、浮上する時の基準点濃度 c_0 に対しては別途 2
次元移動床実験によって測定された時間平均濃度 c の鉛
直分布より得られた次式より求めた⁴⁾。

$$c_0 = 0.347 N_0^{1.77} \dots \dots \dots (20)$$

ここに、 $N_0 = 0.688 \hat{u}_w^2 / [1.13 (\rho_s / \rho - 1) g w_f T]$ である。

3.3 掃流砂に関する表現

掃流状態における漂砂量に対しては、Walton et al.⁶⁾
によって提案されている次式を用いた。

$$\left. \begin{aligned} q_{bx} &= e_b \cdot \bar{\tau}_x \cdot U / [\tan \phi \cdot (\rho_s - \rho) g] \\ q_{by} &= e_b \cdot \bar{\tau}_y \cdot V / [\tan \phi \cdot (\rho_s - \rho) g] \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (21)$$

ここで、 e_b は掃流砂の移動に関する効率で 0.12 という
定数、 $\tan \phi$ は底面における接線応力と法線応力の比
で 0.63 である。 $\bar{\tau}_x, \bar{\tau}_y$ は次式のように表わした。

$$\bar{\tau}_x = \rho f_w / \pi \cdot F_b \cdot U, \quad \bar{\tau}_y = \rho f_w / \pi \cdot F_b \cdot V \dots \dots \dots (22)$$

4. 河口水位が海浜流に及ぼす影響

図-3 は 表-1 に示すそれぞれのケースにおける河口
水位 η と海浜流の流況を示したものである。図からわか
るように、河口水位と波は河口周辺部の流れのパターン
に大きな影響を与えていることがわかる。

図-4 は、図-1 に示す測線での流速分布及び波高の
実験と計算結果との比較を示したものである。一方、図-

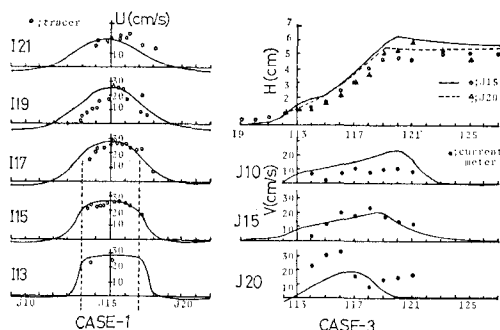


図-4 実験及び計算結果の比較

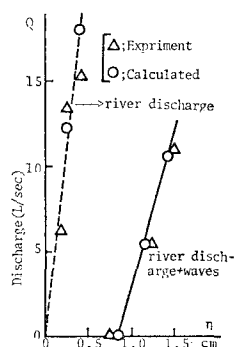


図-5 河口水位と流量との関係

5 は河口水位と河口流出流量との関係を実測及び計算結果の両者について示したものである。この図より実験結果と計算結果は良い一致を示していることがわかる。

波のある場合河口部の水位上昇は砕波後の河道内への侵入波による水位上昇に起因するものであり、樁木⁷⁾の研究結果と定量的にもほぼ一致する傾向を見せている。

すなわち、河口前面で砕波が生ずるような場合は砕波にとまう平均水位上昇によって河川流量(水位)が大きな影響を受ける。一方、河川流量は河口周辺部の海浜流のパターンに支配的な影響を与えることから、波と流れの相対的な大きさは河口周辺の海浜流パターン及び河口閉塞問題に重要な要因となることがわかる。

5. 地形変化の数値シミュレーション

5.1 実験及び計算条件

実験は長さ 20m, 幅 15m の循環水槽を用い、河口幅 1m, 河道内水深 40cm, 河川流量 10l/sec, 河口流出流速は約 20cm/sec, 一樣斜面勾配 1/25 はである。一方、用いられた砂の中央粒径 d_{50} は 0.25mm, 砂の比重 ρ_s は 2.65, 沖波波高 6cm, 波の周期は 1.25sec であった。

計算において格子の間隔は 12.5cm とし、浮遊砂濃度の計算においては Δt 1sec で定常状態に達するまで計算した。一方、地形変化の計算においては計算時間間隔を 1800sec としている。

図-6(B) は波と流れの干渉による流れ場の計算結果である。河口の左岸での渦及び流況は実験時の流況をよく再現している。一方、図-7 は地形変化の計算におけるそれぞれの漂砂量 flux 及び基準点濃度、平均濃度の沖方向の分布を示したものである。ここで(11)式より計算された浮遊砂の flux は、(12)式による浮遊砂の flux より約 10~50 倍大きな値を示していることから、今回の計算では(11)式より得られる q_s の勾配がそのまま地形変化に寄与しないと考えて q_s の水深変化への寄与率 α は 0.1 にして計算した。

5.2 実験結果

実験は造波時間 30 分ごとに、3 時間の地形変化を測定しているが、図-6(A) は 30 分後の結果である。ここでは計算との対応を調べるために重要な地形変動の特徴だけを項目別に説明しておく。図からわかるように 30 分後にはつぎのような変化が見られる。

- 1) 河口前面で形成される顕著な沿岸砂州の発生
- 2) J35 (中央線) への 7cm 等深線の接近及び堆積現象
- 3) 河口両側で形成される河口砂州
- 4) J35 line に沿う河道内での侵食現象

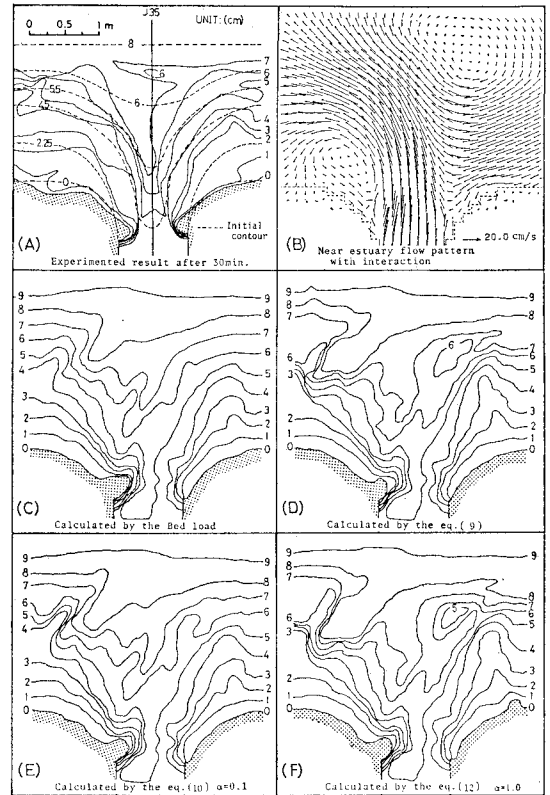


図-6 地形変動の実験及び計算結果

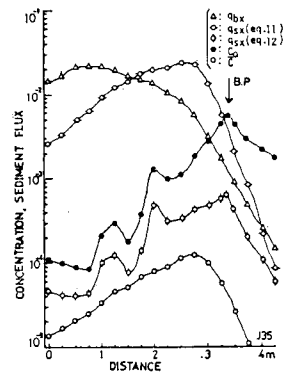


図-7 各漂砂量 flux, 濃度の距離的分布

5) 左側の 4~6cm 等深線の侵食現象

しかし、造波時間が経過することによって上記の 1) の沿岸砂州は見られなくなるし、2) の現象はそのまま維持される。一方、3) に対しては左側の河口砂州は右側の河口砂州の約 2 倍ぐらい大きく発達する。4) の河道での等深線の変化はある時間間隔で前進、後退しながらある一定な安定断面に近づくように見られる。一方、5) の現象は時間の経過とともに激しくなる傾向が見られた。

5.3 計算結果及び考察

まず、3.1 で述べた 3 つの異なる方法による結果を比較し、その手法の検討を行う。それぞれの結果を示したのが 図-6 の (D), (E), (F) で、(D) は方法 1, (E) は方法 2, (F) は方法 3 による結果を表わしている。また 図-6 の (C) は浮遊砂を考慮せずに (21) 式に基づく掃流砂のみによる地形変化の計算結果である。計算結果のパターンを見ると、(C) と (E) ではあまり変化がなく、また (D) と (F) はほぼ同様の結果を示している。

一方、実験結果の 図-6 の (A) とこれらの計算結果を比較した場合、まず (D) は 5.2 で述べた地形変動の特徴 2), 3) 及び 5) に対して実験結果を十分再現しているが、3) の河口の両側で形成される河口砂州については、計算結果では右側の河口砂州はできていない。しかし水深が浅くなって堆積し、河口砂州らしいものを見せている。(E) においては特徴 2) を表わしていない。これらのことから (D), (F) が比較的良好に実験地形を再現しているといえるが、さらに方法 2 及び 2 の計算手法においては浮遊砂の flux が地形変化に寄与する割合によって結果もちがってくると予想されることから、水深変化の計算方法においては浮遊砂濃度に寄与する砂の浮上と沈降との flux の差 Q_s 及び掃流砂 q_b によって表現される方法 1 によるのが一番良いと判断できる。また掃流砂のみによる結果 (C) は (A) の実験結果において、2), 4) の特徴を十分表わしていない。なお、地形変動特徴 5) において、いずれの計算手法においても計算結果は実験結果を十分再現していないが、これは波と流れの共存場における砂の浮上限界が問題であると考えられる。

今回の計算では初期地形の変化のみを調べる意味で時間間隔 1800 sec にして計算結果を出しているが、実際には変化された地形によって波と流れの計算及び地形変化の計算をくりかえす必要がある。

6. 結 語

以上、新しい地形変動モデルの適用性について検討を行なった結果、河口周辺部の波浪場及び流れ場の計算モデルは良い精度で実験結果と一致することが検証された。

一方、地形変化のモデルにおいては 3 つの方法をあげ、その適用可能性に対して検討した結果、浮遊砂に寄与する砂の flux, すなわち (18) 式と (21) 式を用いることによって河口部 3 次元地形変動の予測がある程度定量的及び定性的に可能となった。

しかし、今後本モデルの精度を高めるためには、波と流れの共存場における砂の浮上限界や岸沖漂砂の移動方向などを的確に表現する必要がある。

最後に、本研究に際し熱心にご協力いただいた大阪大学大学院生松山章君に感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 1) Nihoul, J. C. J. and Y. Adam: Dispersion and settling around a waste disposal point in a shallow sea, J. Hyd. Res., 13, pp. 171~186, 1975.
- 2) Farmer, R. C. and W. R. Waldrop: A model for sediment transport and delta formation, A.S.C.E., Coastal Sediment '77, pp. 107~115, 1977.
- 3) 野口恵司: 河口閉塞にともなう最小流水断面積の変化に関する研究, 大阪大学工学部卒業論文, p. 26, 1971.
- 4) Deguchi, I. and T. Sawaragi: Calculation of the rate of net on-offshore sediment transport on the basis of flux concept, Proc. 17th Conf. Coastal Eng., 1984. (投稿中)
- 5) Murray, S. P.: Simulation of horizontal turbulent diffusion of particle under waves, Proc. 10th Conf. Coastal Eng., pp. 446~466, 1968.
- 6) Walton JR, T. L. and T. Y. Chiu: Littoral sand transport on beaches, Coastal and Oceanogr. Eng., Dept. Univ. Florida, TR-041, 1979.
- 7) 榎木 亨・小舟浩治: 河口閉塞にともなう河道内水位の解析的研究, 第 17 回海岸工学講演会論文集, pp. 335~341, 1970.