

河口における大規模カスパ地形の生成機構

Mechanism of large cusped topography formation at a river mouth

福士 大介*・Subandono Diposaptono・真野 明**・沢本 正樹***

Daisuke Fukushima, Subandono Diposaptono, Akira Mano, Masaki Sawamoto

In spite of the importance of knowing sediment transport near a river mouth, it has not been well studied because of the complexity of exerting forces and topography. This study has developed an analytical model to reproduce large cusped topography which has been often observed at the Abukuma River mouth.

The velocity field of river flow is evaluated by the two dimensional jet model and the longshore current field by Longuet-Higgins's model. Along stream lines for the superimposed field of the two flows, the continuity equation of sediment is solved. Computational results for several river and wave conditions show that high river discharge is especially effective to form large cusped topography.

Keywords : sediment transport, river flow, longshore current, computation

1. はじめに

河口は流域で生産された土砂が海域に排出される所であり、また、海岸線には波浪によって運ばれる沿岸漂砂が存在する。流域の土砂と海域の土砂を結び付ける上で、河口近傍の土砂の輸送機構を知ることは極めて重要であるが、河口周辺においては外力が複雑であったり地形が複雑であったりすることから、その研究はあまり手が着けられていない現状である。このような問題の解析を進めていく上で早期に実現が望まれるのは大きな骨組みを作ること、できるだけ簡単なモデルを用いて河口特有の地形の形成を説明することであろう。

筆者らは宮城県の南部に位置する阿武隈川河口を研究フィールドとして、河口砂州の測量や航空写真の収集と解析を行ってきたが、河口の両岸から沖に向かって大規模なカスパ地形が形成されており、航空写真で観察することができる。これらのカスパ地形の生成発達と外力の関係を解析することにより、河口周辺の土砂移動機構の解明を進めたいというのが本研究のねらいである。

ここで、土砂堆砂と外力の関係をできるだけ鮮明にするために、外力の流速場は解析解を用いることとし、河川流と波浪による沿岸流を考えることにした。

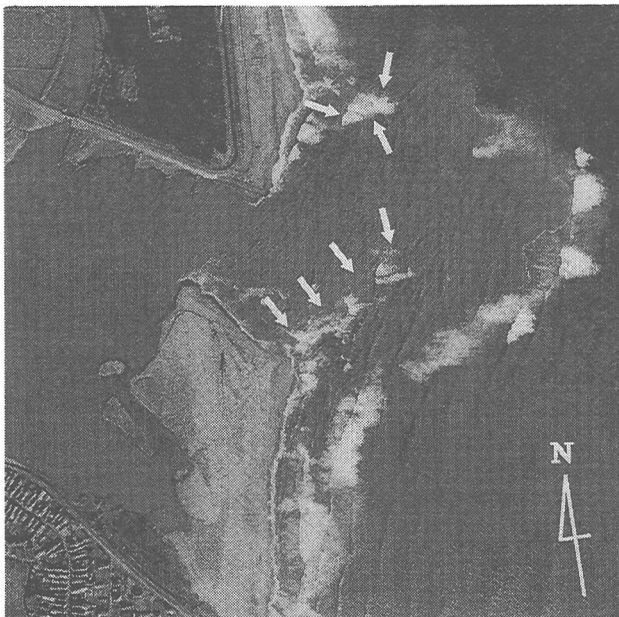


写真-1 阿武隈川河口部の航空写真(1991年12月2日, 建設省東北地方建設局撮影)

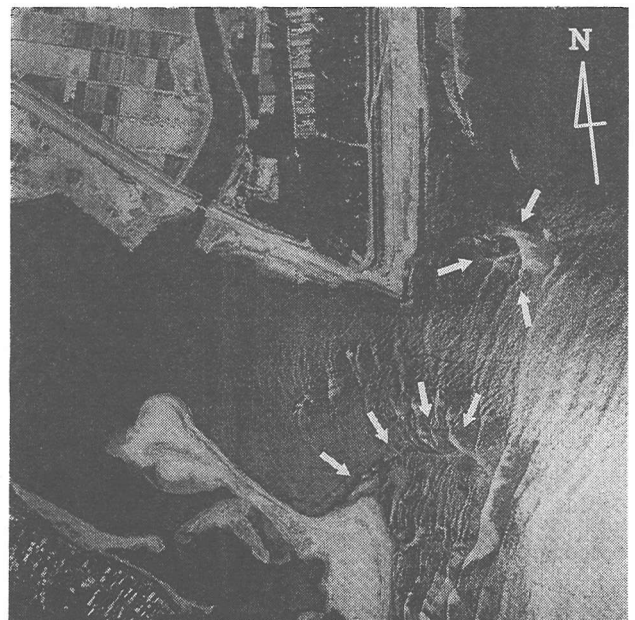


写真-2 阿武隈川河口部の航空写真(1994年4月1日, 建設省東北地方建設局撮影)

代表的なカスパ地形の例として、阿武隈川河口部の航空写真を写真-1, 2に示す。阿武隈川は仙台湾に注ぐ一級河川であり、開口方向はほぼ東である。いずれの写真においても、右岸砂州の先端付近から沖に向かって細長

* 学生会員 東北大学大学院 (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉06)

** 正員 東北大学大学院

*** フェロー 東北大学大学院

くカस्प地形がのびていることが分かる。河口の周りには、河口を取り囲むように円弧状の碎波帯が確認できるが、カस्प地形は常にこの碎波帯の内部に形成されている。また、左岸を見ると写真-1, 2に矢印で示す部分に堆砂し、浅瀬が形成されていることが分かる。左岸の堆砂は右岸に比べて幅が広く、また最も浅くなっている部分は岸から少し離れた沖合に位置しているという特徴がある。図-1は河口周辺の等深浅図であるが、右岸には砂州から沖合に伸びる浅瀬が、また左岸には岸から少し離れたところに浅瀬があり、いずれも航空写真で見られる浅瀬に対応している。一方、河口中央部を見ると、沖に向かって広い窪地が形成されており、更にその沖には縁状の浅瀬が広がっていることが分かる。

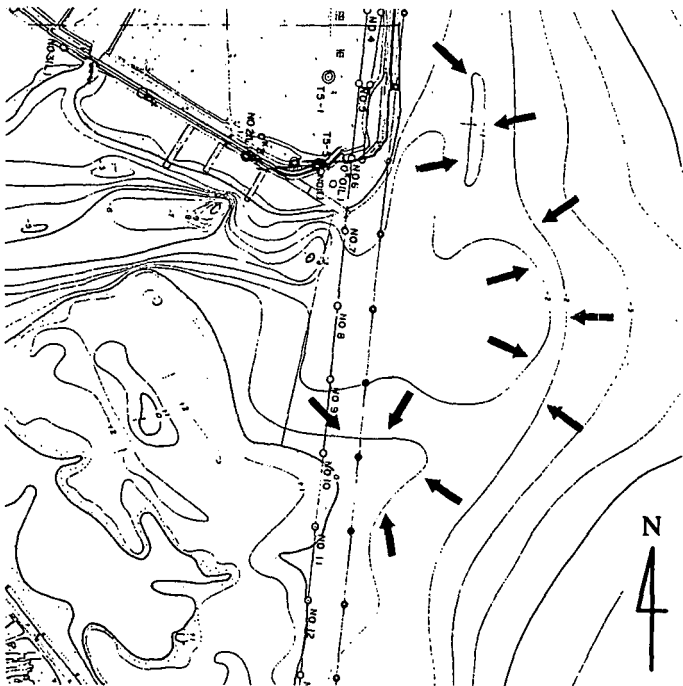


図-1 阿武隈川河口周辺の深浅図(1994年11月、建設省東北地方建設局測量)

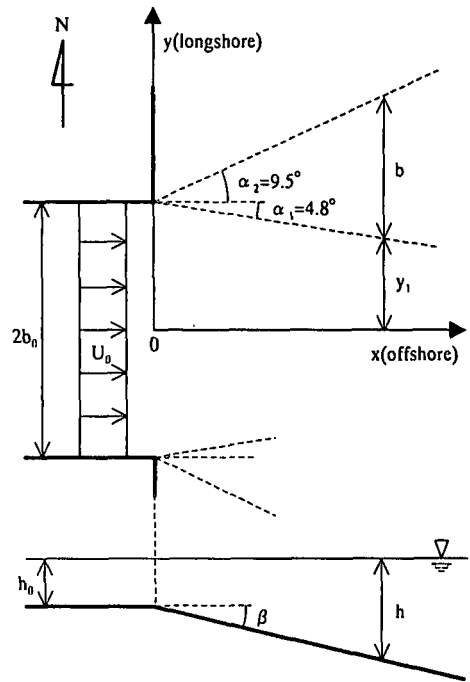


図-2 地形のモデル化

2. モデル化

(1) 地形のモデル化

河口地形を図-2の様にモデル化する。海底は一様勾配 β とし、河口部は水深 h_0 、幅 $2b_0$ の一様矩形断面水路が海岸線に直角に接続しているものとする。また、河口中央から沖に向かって x 軸を、海岸線に沿って y 軸をとる。

(2) 河川流のモデル化

海域における河川流の流速場には、N.Rajaratnam(1976)¹⁾の2次元噴流の式を準用し、potential core外の y 方向流速成分を連続の式から新たに導いた。これに水深変化による効果の補正のため、 h_0/h を掛ける。

i) potential core 内 ($|y| < y_1$)

ii) potential core 外 ($|y| > y_1$)

$$\begin{cases} u = U_0 \cdot h_0/h \\ v = 0 \end{cases} \dots\dots\dots (1)$$

$$\begin{cases} u = U_0 f(\eta) \cdot h_0/h \\ v = \pm m U_0 \left\{ (\eta - n) f(\eta) + n - \int_0^\eta f(\eta) d\eta \right\} \cdot h_0/h \end{cases} \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 u, v はそれぞれ x, y 方向の速度成分であり、

$$f(\eta) = \exp(-0.693\eta^2), \eta = (|y| - y_1)/b$$

$$m = \tan \alpha_1 + \tan \alpha_2, n = \tan \alpha_1/m, y_1 = b_0 - x \tan \alpha_1, b = x \cdot m$$

であり、 α_1, α_2 は図-2に示す広がり角である。

(3) 沿岸流のモデル化

沿岸流の流速場にはLonguet-Higgins(1970)²⁾の式を用いた。

$$V = \begin{cases} B_1 X^{p_1} + AX & (0 < X < 1) \\ B_2 X^{p_2} & (1 < X) \end{cases} \dots\dots\dots (3)$$

$$X = x/x_b, V = v/v_0$$

$$A = A(P), B_1 = B_1(P), B_2 = B_2(P), p_1 = p_1(P), p_2 = p_2(P)$$

$$v_0 = -\frac{5\pi\gamma}{16f} \cdot (gh_b)^{1/2} \cdot \sin \alpha_b \cdot \tan \beta, P = \pi N \tan \beta / (\gamma f)$$

ここで、 α は波の入射角、 H は波高であり、下添え字の b は碎波点での値であることを示す。また、 g は重力加速度、 f は海底摩擦係数、 N は水平拡散係数、 γ は H_b/h_b である。さらに、深海域から碎波点まではSnellの法則と屈折係数、浅水係数を用いて波向きと波高の変化を計算し、碎波点は合田(1970)³⁾の碎波指標を用いて求めた。

(4) 流線の計算

上で述べた河川流と沿岸流の流速場を線形的に重ねあわせて、二つの外力が作用するときの流速場とした。土砂はこの合成流速場の流速ベクトル(u, v)の方向に運ばれるので、流線を求めておき、流線に沿って土砂移動の計算をすると計算が簡単になる。

今、流線上の位置を(x, y)とすると、流線の方程式は

$$dy/dx = v/u$$

で与えられる。これをRunge-Kutta法により積分すると流線が求まることになるが、 u が0になる点では計算できない。そこで、定常問題では流線と流跡線は同一であるため、次に示す流跡線の方程式を用いて計算を行う。

$$dx/dt = u, dy/dt = v$$

すなわち、時間 t をパラメータとする2元連立常微分方程式を解くことにより流線の位置が求められる。

(5) 土砂輸送量の計算

土砂の輸送形態は掃流砂とし、Meyer Peter-Müller(1948)⁴⁾の流砂量公式を用いる。

$$q_s = 8\sqrt{sgd^3(\tau_* - 0.047)^{3/2}} \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 q_s は単位幅当たり流砂量、 d は砂の粒径、 s は $\sigma/\rho - 1$ 、 σ は砂粒の密度、 ρ は水の密度、 τ_* は $u_*^2/(sgd)$ 、 u_* は $\sqrt{\tau/\rho}$ 、また、 τ は底面せん断力であり、次式で与えられる。

$$\tau = \frac{2}{\pi} \rho f u_{max} q$$

ただし、 u_{max} は $\gamma\sqrt{gh}/2$ 、 q は $\sqrt{\tau/\rho}$ である。

土砂は流線に沿って運ばれると考えられるので、土砂の連続式は次のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial \xi}(rq_s) + r(1 - \lambda) \frac{\partial z}{\partial t} = 0 \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 r は隣り合う流線間の距離、 ξ は流線に沿ってとった距離座標、 λ は土砂の間隙率、 z は土砂の堆砂高さである。今、水の連続式

$$rhq = const \dots\dots\dots (6)$$

を用いて式(5)から r を消去すると、

$$\frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{q_s}{qh} \right) + \frac{1}{qh} (1 - \lambda) \frac{\partial z}{\partial t} = 0 \dots\dots\dots (7)$$

が導かれる。

3. 計算結果と考察

(1) 計算条件

外力として、観測流量データと海域の観測波浪データを収集した。前者は建設省が河口の岩沼で実施している流量観測の1993年10月から1994年9月のデータを収集し、その平均流量を求めた。そして、1年に一度の割合で行われている河口周辺の深浅測量の結果を用いて河口の流水断面積を求め、年平均流速 $\bar{U}_0$ を求めた。

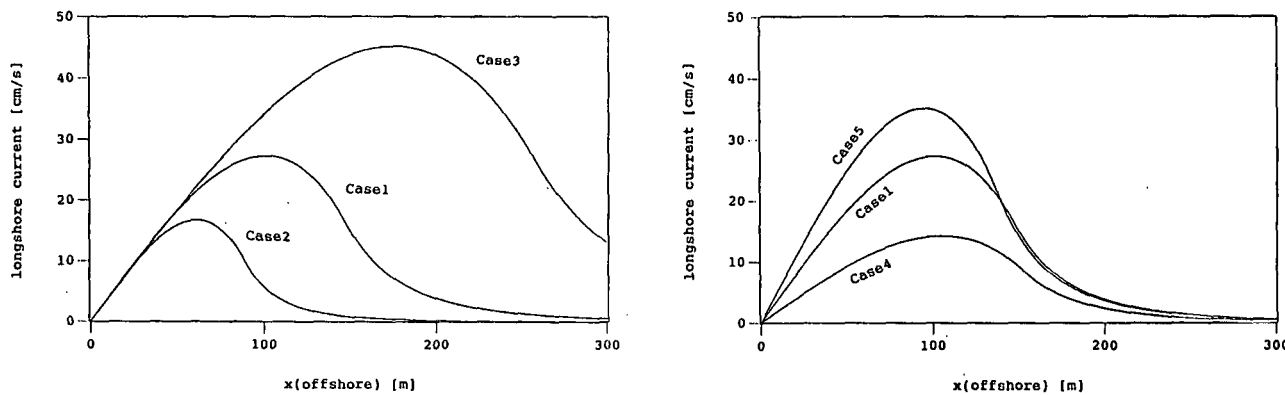
また、波浪に関しては、仙台新港の沖で運輸省が観測している波高、波向き、周期のデータを収集し、同期間の年平均値 $\bar{H}_0$ 、 $\bar{\alpha}_0$ 、 $\bar{T}_0$ を求めた。河川流と波浪のすべてに年平均値を用いたケースをCase1、波高、波向き、

表-1 計算ケース、外力、碎波点での諸量

Case	H_0 (m)	$\alpha_0(^{\circ})$	U_0 (m/s)	H_b (m)	$\alpha_b(^{\circ})$	x_b (m)
1(平均値)	0.82	-31	0.22	1.24	-8.5	145
2($H_0 = \frac{1}{2}\bar{H}_0$)	0.41	-31	0.22	0.75	-6.7	89
3($H_0 = 2\bar{H}_0$)	1.64	-31	0.22	2.09	-11.2	257
4($\alpha_0 = 15^{\circ}$)	0.82	-15	0.22	1.28	-4.4	153
5($\alpha_0 = 45^{\circ}$)	0.82	-45	0.22	1.16	-11.4	139
6($U_0 = \frac{1}{2}\bar{U}_0$)	0.82	-31	0.11	1.24	-8.5	145
7($U_0 = 2\bar{U}_0$)	0.82	-31	0.43	1.24	-8.5	145

河川流速をそれぞれ変化させたケースを Case2 ～ Case7 として、全 7 ケースの計算を行った。各ケースにおける外力と碎波点での諸量を表-1 に示す。

また、計算に用いた諸定数は次のとおりである。河川開口幅 $2b_0$ 、海底勾配 $\tan \beta$ は深浅測量図から読みとり、320m、0.0108 とした。土砂の粒径 d は佐藤 (1996) ⁵⁾ より得られた、阿武隈川河口砂州の海に面した砂浜の中央粒径を用い、0.25mm とした。底面摩擦係数 f は Longuet-Higgins (1970) ²⁾ に従い 0.01 とし、水平拡散係数 N は Subandono (1998) ⁶⁾ に従い 0.015 とした。また、 h_0 は 0.5m、 λ は 0.4、 ρ は 1030kg/m³、 σ は 2560kg/m³ を用いた。



(a) 入射波高の影響 (b) 入射波向きの影響

図-3 沿岸流速分布

(2) 流速場

最初に沿岸流速分布を図-3に示す。最大流速と碎波点位置は入射波高の影響を大きく受けるが、カスプ地形の形成されている海岸線付近の流速は、入射波高の影響を大きく受けることが分かる。

次に河川流だけが作る海域の流速場を調べてみよう。図-4に年平均河川流速に対する計算結果を示す。河口部の Potential core 領域では、冲向流速は沿岸方向には一様であるが、水深の増加に伴い、沖方向へ向かうに従って減少している。また、Potential core の両側には沿岸方向へ向かうに従って冲向流速の変化する遷移領域があり、沖方向に広がっている。遷移領域の外側には連行領域があり、両岸から河口に向かって流れ込んでいる様子が分かる。

河川流による流れ場は軸対象であるのに対して、沿岸流は一定方向を向くので、この二つの流れを重ねあわせたときに、左岸側と右岸側では流れの様子が大きく異なってくる。

図-5に Case1 の河川流と沿岸流を合成した流速場を示す。このケースでは $x = 100\text{m}$ 付近に沿岸流の最大値が生じている。右岸側から左岸側へと向かう沿岸流は、Potential core の外側で幾分減速した後、Potential core 境界で加速する。Potential core 内では河川流と沿岸流が重なるが、このケースでは沿岸流の成分の方が強いので、流速ベクトルの向きは沿岸方向寄りとなる。Potential core を抜けると遷移領域で大きく減速する。この減速には河川流による流れの向きと沿岸流の向きが逆となっていることが大きく影響している。流速の減速域、加速域は底面せん断力が減少、増大する位置に対応するので、水深が一定の場合にはそれぞれ土砂の堆積、侵食に直接関係する。

一方、海岸線の近くでは、沿岸流は汀線に向かって漸減するので、汀線付近では連行流速の方が沿岸流速よりも大きくなる。これによって汀線付近では、右岸側のみでなく左岸側でも河口に向かう流れが生じている。また、最大流速位置に隣接する沖側の領域を見ると、流れに沿って沖側へ向かうに従い減速していることが分かる。

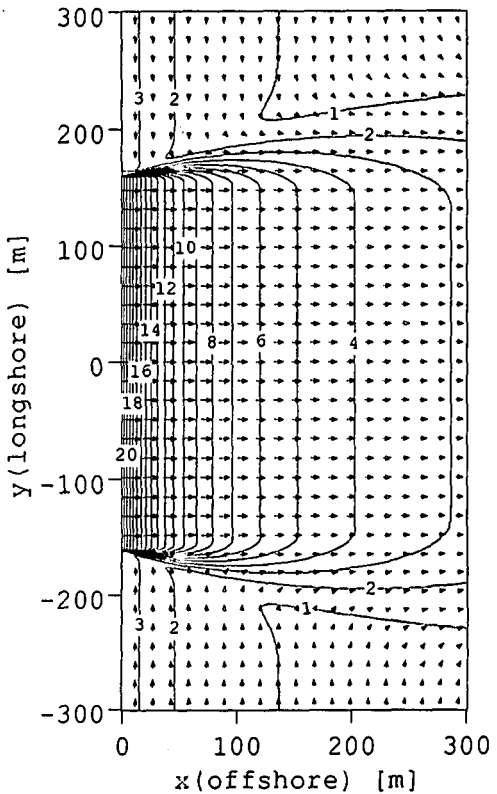


図-4 河川流の流速場 (Case1)

流速の減速域、加速域は底面せん断力が減少、増大する位置に対応するので、水深が一定の場合にはそれぞれ土砂の堆積、侵食に直接関係する。

(3) 堆砂量分布

前節で述べた流速場を用いて、7日間堆砂量の計算を行った。図-6はCase1の計算結果である。右岸と左岸の河岸付近から沖側へのびる堆砂域と、河口中央部の沖合に堆砂域が生じている。兩岸の堆砂域は沿岸流がPotential coreの外側の遷移領域と交わる領域で生じており、沿岸流が河川流により減速されるために生じる堆砂域であると考えられる。また兩岸を比べると、前節で説明したように右岸側では減速の規模が小さく、それに応じて堆積域の幅が狭く細長いものとなっている。一方、左岸側では比較的広い範囲で減速が生じておりその程度も大きいので、堆砂域は幅広く高さも大きなものとなっている。これらは写真-1, 2に現れている右岸、左岸の浅瀬の形状と良く整合していると言える。すなわち、右岸の浅瀬は岸から伸びる形態になっており、岸近くに最大の堆砂域が存在する。浅瀬の幅は狭く砕波点まで伸びており、大規模カスプ地形となっている。一方、左岸の浅瀬は岸から少し離れたところに堆砂の中心があり、面的に広がった分布をしている。

次に、河口中央から沖方向に向かう断面における堆砂分布を見てゆく。河川流速は沖へ向かうに従って減少しているが、これに沿岸流が加わることで河口周辺では流れが加速しており、これによりこの部分で侵食が起こる。Case1の合成流速の最大値は $x = 100\text{m}$ 付近に存在しており、ここが侵食と堆砂を分けるおおよその境界となる。また、沖側の堆砂域の最大堆砂位置は砕波点に近くなっていることが分かった。

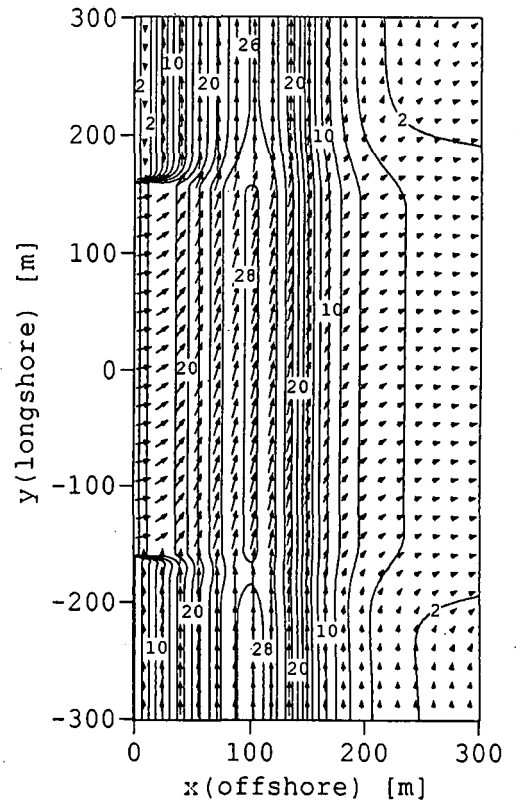


図-5 合成流速場 (Case1)

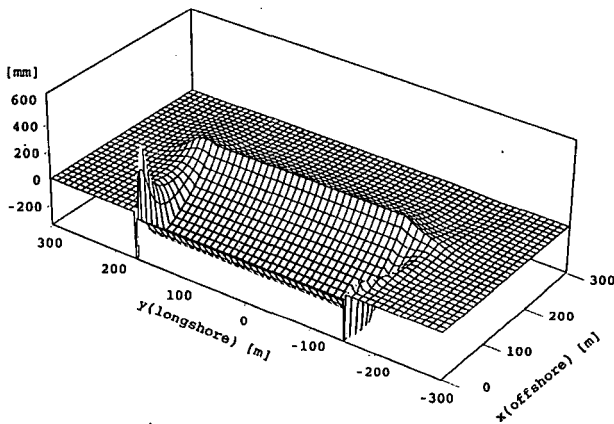


図-6 堆砂分布 (Case1)

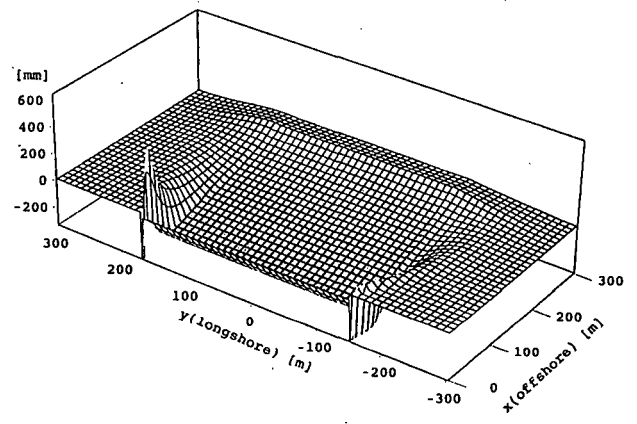


図-7 堆砂分布 (Case3)

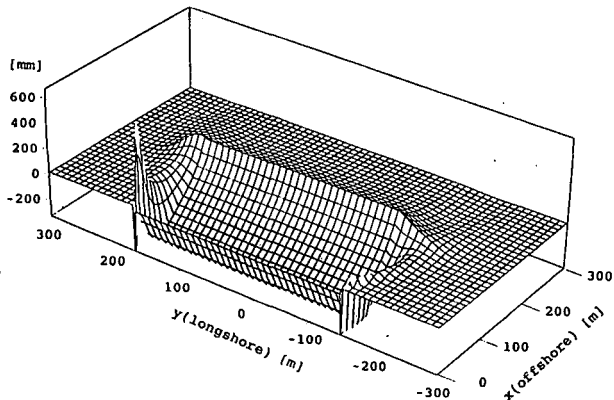


図-8 堆砂分布 (Case5)

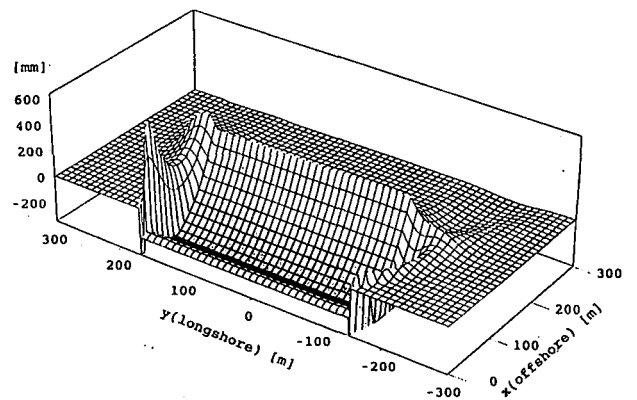


図-9 堆砂分布 (Case7)

各ケースの分布形を比較すると、波高が大きくなると沖で波が砕けるため、沿岸流の幅が大きくなり、図-7に示すように、河口沖合の最大堆砂位置は沖側へ移動して堆砂や侵食の分布はなだらかなものになり、河口沖合の堆砂高さは小さくなる。波向きが大きくなると、河口付近の沿岸流が強くなり、図-8に示すように、河口前面の侵食量は大きくなり、また、左岸の最大堆砂高さは大きくなる。河川流速が大きくなると、図-9に示すように、河口前面の侵食量は更に大きくなり、右岸、左岸ならびに河口沖合の堆砂高さも大きくなることが分かった。また、図-10には河川流速が1/2倍(Case6)と2倍(Case7)の場合の右岸の堆砂分布を示すが、右岸の堆砂高さは、特に河川流速の影響を受け易く、河川流速にほぼ比例する形で増減しており、河川流速が右岸にできる大規模カスプ地形の主要な制御要因であることが分かった。

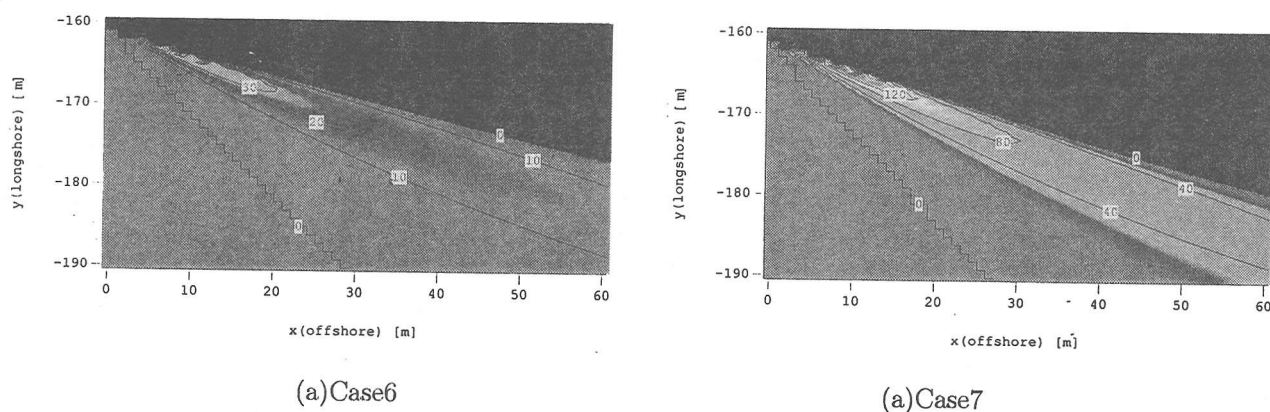


図-10 右岸堆砂域の分布

4. 結論

本研究により得られた結論を列挙すると次の通りである。

1. 河川流と沿岸流を線形的に重ねあわせ、河口周辺の流速場を得た。流線を求め、これに沿って土砂輸送を評価するモデルを提案した。
2. 阿武隈川の河口を対象として観測河川流量、観測波浪データを集め、計算を行った。計算結果は、右岸に細長くできるカスプ地形、左岸に幅広くできる堆砂域、河口沖合の碎波点付近にできる堆砂域を示しており、航空写真等で見られる現地地形と調和することが分かった。
3. 各地形を作る外力条件を検討した。右岸のカスプ地形を成長させる支配的要因は河川流速であることが分かった。

謝辞

本研究を行うにあたり建設省東北地方建設局仙台工事事務所より貴重な資料をいただいた。また、本研究の費用の一部は文部省科学研究費から補助を受けた。ここに記して感謝の意を表する。

参考文献

- 1) Rajaratnam N. 著, 野村安正訳: 噴流, 森北出版株式会社, 309p., 1981.
- 2) Longuet-Higgins M.S.: Longshore currents generated by obliquely incident sea waves, 1, 2, Jour. Geophys. Res., 75, pp. 6778-6801, 1970.
- 3) 合田良実: 碎波指標の整理について, 土木学会論文報告集, No. 180, pp. 39-49, 1970.
- 4) Meyer Peter E., and R. Müller: Formulas for bed-load transport, Proc. 2nd IAHR Meeting, Stockholm, pp. 39-64, 1948.
- 5) 佐藤芳信: 阿武隈川河口の流送土砂, 東北大学工学部卒業論文, 103p., 1996.
- 6) Subandono D., and A. Mano: The effect of floodway construction on the development of sand spit around Krueng Aceh river mouth, IAHR, APD, 1998 (in press)
- 7) 河村三郎: 土砂水理学 1, 森北出版株式会社, p. 339, 1982.