

相模川河口沖テラスの地形的特徴とその変形過程

宇多高明*・高橋 晃**・松田英明***

1. まえがき

近年、海岸侵食が全国各地で問題となっているが、海岸への最も重要な土砂供給源は河川であり、河川の流下土砂は河口を経て海岸へ供給される。しかしながら、河口部は波と流れの作用が働くため非常に複雑な現象が生じており、このため流下土砂が海岸へ寄与する過程は十分明らかにされていないのが現状である。また、一般に河口沖にはテラス地形が発達し、海浜を養う上で貯砂源となることが知られているが、この貯砂源からの海浜への土砂供給の機構は少数の研究（例えば、宇多ほか、1992）を除きあまり研究されてきていない。河川からの流下土砂が減少している今日にあっては、河川の流下土砂は貴重であって海浜を養う上で有効利用されねばならないが、こうしたことを考える上では河口部での土砂移動過程について十分理解することが必要とされる。しかし河口は河川と海との境界であるがゆえに河川工学上も、また海岸工学上からも十分な研究が行われていない。このことより、本研究では河口部の地形、特に河口テラス地形に注目し、事例として相模川を選んでその地形的特徴を調べるとともに洪水による河口テラスの変形特性について論ずるものである。相模川の河口地形については、既に藤井ほか（1988）や宇多（1989）が調べているが、本研究ではその後の洪水前後の深淺データをも加えて検討を進めるものである。

2. 相模川河口の概況

相模川は山中湖に源を發し、相模原台地を切つて平塚市において相模湾に注ぐ一級河川であり、その流域面積は1,680 km²である。河口部周辺の海底勾配は約1/100と緩く、また河口は相模湾内に位置するため、他の外洋に直接面した海岸と比較して作用波高は低い。平塚沖での波浪観測によればエネルギー平均有義波高は0.56 m、周期は5.9 sである（宇多、1989）。

最初に1991年8月26日に実施された深淺測量によつ

* 正会員 工博 建設省土木研究所河川研究室長

** 正会員 建設省土木研究所河川研究室主任研究員

*** 建設省土木研究所河川研究室部外研究員（日本建設コンサルタンツ（株））

て得られた河口部の深淺図を図-1に示す。この深淺図は、これより5日前に起こった $Q=3600 \text{ m}^3/\text{s}$ の洪水の影響をかなり強く受けている。中導流堤と右岸導流堤の間には著しい局所洗掘が見られ、また左岸の河口砂州はフラッシュされて大きく開口している。また、河口沖には非常に広い河口テラスが発達している。広い河口テラスの上面の標高は-2~-4 mであつて、-4 m以深では等深線の突出量が深さとともに次第に小さくなり、-12~-13 mでは等深線の突出はほぼなくなる。

他の河川と同様、相模川でも非常に長い期間洪水と波の作用を受けてきている。確かに近年のダム建設や河道での砂利採取に伴う流出土砂量の減少や、図-1に示すような各種河川施設の建設の影響はあると思われるが、数千年という非常に長い時間をかけて形成されてきた河口テラスはそれ自体かなり安定な姿になっていると思われる。そしてこの河口テラスの存在は河口部における波や流れの場を定める上で決定的に重要な役割を果たしている。なぜなら、突出地形であるため波は大きく屈折し、また洪水流はこの平坦面により制約されるからである。このことから、河口テラスの地形的特徴を理解することは十分意義深いことである。勿論、その地形的特性を調べるのみで河口部の複雑な現象が明らかになる訳ではないが、洪水流と波浪をくり返し受けて形成されてきた河口テラスの形状特性を理解することは、河口テラスの將

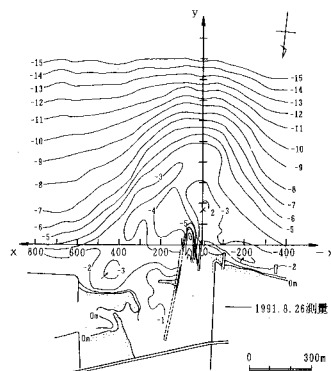


図-1 相模川河口部の海底地形と測線配置図

来における変形を予測する上でも役立つはずである。

3. 河口テラスの地形特性

ここでは図-1に示した深浅図をもとに、河口テラスの地形的特性について分析する。まず、図-2に示すように河口中心軸上、冲向きに y 軸、これと直角・沿岸方向に x 軸を定める。この平面座標系において、各等深線の平面位置に着目する。河口テラスとして顕著な等深線の突出が見られるのは-4 m以深の等深線であるから、これらを選んだ上、それらの相対的位置が $Y(z, x)$ で与えられるとする。ここに相対位置の基準としては、河口テラスの左端部の等深線位置を選ぶ。 Y の独立変数 z は水深(-4 m, -5 m, ……)を表わす。さらに河口中心軸($x=0$)上での等深線の相対的突出長を $Y_0(z)$ とする。また、横軸 x は、通常時の河口幅(導流堤間距離) $B=70$ mで基準化する。

図-3には、河口中心に対して左半平面上の $Y(z, x)$ を $Y_0(z)$ で基準化した $Y(z, x)/Y_0(z)$ の沿岸分布を示す。 z としては代表的に-5 m, -7 m, -9 m, -11 mを選んでいる。図-3によると、いずれの等深線の形状も深さによらずほぼ同一の分布形をもつ。すなわち、 $Y(z, x)/Y_0(z)$ は z によらず x のみの関数として表わされ、

$$Y(z, x)/Y_0(z) = f(x) \dots \dots \dots (1)$$

となる。等深線の突出長は水深方向に減少するが、等深線が最も突出する河口中心線上の値で規準化すると、それは水深によらず、河口中心からの距離にのみ依存する関数で表わされる。そして $f(x)$ は図中実線で示される式(2)で近似される。

$$f(x) = \exp[-0.032(x/B)^2] \dots \dots \dots (2)$$

式(1)、(2)の関係は、等深線形状が変数分離により簡単な関数の組み合わせにより与えられることを意味している。河口からの洪水流の流出が2次元噴流に近いパターンで生ずるとすれば、その場合の流速分布は基本的に図-3に示す分布形とよく似たものとなるが、分布範囲は河口部からの距離とともに沿岸方向へ広がりを示す。ところが図-3の等深線分布は、沿岸方向には同じ幅の範囲内で変化していることが特徴である。

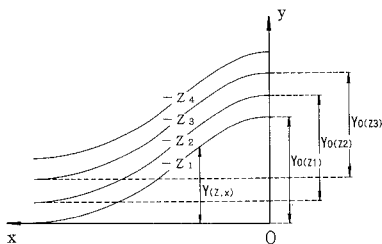


図-2 等深線の突出量 $Y(z, x)$, Y_0 の定義

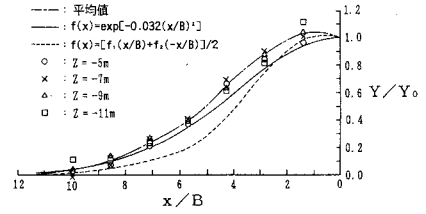


図-3 規準化された等深線の突出量 $Y(z, x)/Y_0(z)$ の沿岸分布

一方、 $Y_0(z)$ の水深方向分布は図-4(a)に示すようである。 $Y_0(z)$ は $z=-4\sim-5$ mでピークを持ち、深さ方向には単調に減少する分布をもつ。図-4(b)には河口中心とここより左右岸にそれぞれ500 m離れた測線上で調べられた底質中央粒径 d_{50} の水深方向分布も示す。図-4(b)に示す d_{50} の水深方向分布によれば、ほぼ-6 mを境としてそれ以浅では0.2 mm以上の粒径であるのに対し、これ以深では約0.15 mmの細粒となる。一般に他の現地海岸での実測資料(例えば、宇多・野口, 1990)によれば、 d_{50} が粗粒より0.15 mm以下になる限界の水深は波による顕著な地形変化が見られる限界の水深(地形変化の限界水深)に対応しているから、当海岸での地形変化の限界水深はほぼ水深6 mにあると考えられる。これを考慮して図-4(a)に示した $Y_0(z)$ の分布を改めて調べると、 $Y_0(z)$ が水深とともに単調に減少する部分と、浅海域で $Y_0(z)$ がほぼ一定となる部分の境界がこの水深に近いことがわかる。波による地形変化は地形変化の限界水深(h_c)以浅で顕著であることから、 h_c 以深では河川流に伴う土砂の拡散・堆積が卓越して海底地形が形成され、それ以浅では河川流により土砂が運ばれても波の作用で容易に移動する条件下にあると考えられる。逆に言えば、例えば河川流下土砂の著しい減少に対応して河口テラスが変形する場合には、ほぼ水深6 m以浅の等深線の突出量が減少することになると推察される。

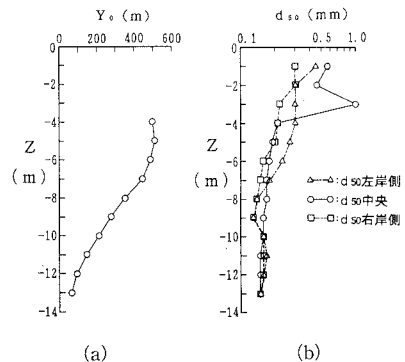


図-4 $Y_0(z)$ の水深方向分布と底質中央粒径の水深方向分布

先に図-1に示した深淺図によると、河口テラス周辺の等深線形状は厳密には左右対称形ではなく、河口より800 mも沖合で、導流堤形状や河口形状の影響がほぼないと考えられる地点においても全体に等深線が歪んでいる。宇多ほか(1989)によれば、相模川河口への卓越入射波の方向は河口中心線方向からではなく、これに対し時計回りの方向に傾いている。したがって図-1に示す等深線形状の歪みは波の斜め入射に起因すると考えられる。この推定が正しいとすれば、河口中心線を境に互いに逆の性質をもった地形変化が生じているはずである。

図-5には図-3の作成時と同様に河口中心線より右側の区域においても各水深ごとの等深線形状を求めた上で、それらを平均化して求めた分布形を河口中心線で折り返し、河口より左側の等深線の無次元分布(実線)と重ね合わせた結果を示す。平均化された無次元等深線分布の曲率は河口の左岸側で小さく、右岸側(破線)で大きい。図-5の実線($f_1(x/B)$)と破線($f_2(-x/B)$)の差は河口中心線に関する左右の等深線の無次元形状の差を表わしている。また両者の和の1/2は波の斜め入射効果を取り除いた、波が直角入射する条件下での河口テラスの無次元等深線形状を近似することになる。前出の図-3にはこのようにして得られた $1/2[f_1(x/B)+f_2(-x/B)]$ の分布(破線)も示した。この分布形は等深線の沿岸方向の勾配が大きな場所で小さ目の値を与える。

一方、図-6には、 $f_1(x/B)$ と $f_2(-x/B)$ の差の1/2を計算した上で、 $f_2(-x/B)$ の与えられていない $x/B \geq 5.7$ の範囲では $f(x)$ を2分割して外挿することによって算出した、河口中心線に対する等深線分布の変動分($g(x)$)を示

す。波の非対称性に起因する等深線形状の変動分を表わすと考えられる $g(x)$ の分布と図-1の深淺図とを比較すると、等深線の沿岸方向の勾配が最も大きい $x=300$ m付近($x/B=4.29$)で $g(x)$ は極値を有している。そして波の入射方向に対して裏側(河口の左岸側)では等深線が沖へ突出するような作用が、そして表側(河口の左岸側)では凹状になるような作用が働いていることがわかる。

4. 洪水による河口テラスの変形

前節では河口テラスの形態的特性について論じた。しかし、洪水流の作用により河口地形は短期的に見てかなりの変動を有してもよいから、1時期のみの深淺データより得られた河口テラスの地形特性にはあいまいさが残る。そこで、洪水前後の海底地形の変化を測ることによってこの点について検討することとした。以下では1986年8月4日の $Q=1028 \text{ m}^3/\text{s}$ の洪水、1989年8月27日の $Q=1842 \text{ m}^3/\text{s}$ の洪水、そして1991年8月21日の $Q=3600 \text{ m}^3/\text{s}$ の洪水を選んで検討する。以下ではこれらの洪水時を挟む2時期の深淺図を重ね合わせて比較する。

まず、図-7には、1986年8月洪水前の3月と10月の深淺図を示す。破線が洪水前、実線が洪水後の等深線である。この洪水時には河口中心線上の沖合の-8 m~-14 mでごくわずかな等深線の前進が見られる。これと対照的に河口中心線より離れた河口テラスの両翼では浅海部を中心として等深線が全体に後退傾向にある。河口テラスの沖合の海底勾配は約1/40と緩いから、図-7における例えば-10 m以深のように十分深い所での等深線の変動にはかなりの誤差が含まれていると考えられるが、洪水により中心部ではわずかな土砂堆積が生ずるものの河口テラスの両翼では侵食が起こることはまちがいないようである。

図-8は同じく1989年8月洪水前後の深淺図の比較を行ったものである。洪水の流量が増加したためか、河口中心付近の-4 m~-6 mの範囲の等深線は明らかに前進している。しかし-8 m以深では顕著な地形変化は見られない。この場合も河口テラスの両翼では浅海部に侵食域が見られる。

図-9は1991年8月21日の洪水前後の深淺図の比較である。このときは流量規模が大きかったため、河口砂州の一部もフラッシュされている。再び河口中心線上の河口テラス外縁では土砂の堆積が見られ、河口テラスの両翼では侵食域が存在する。

以上、流量規模の異なる3洪水に共通して、河口中心線上の沖合の浅海域では土砂が堆積するが、1洪水での等深線の変動はわずかであり、河口テラス地形はかなり安定的に存在することがわかる。また、洪水前後では河

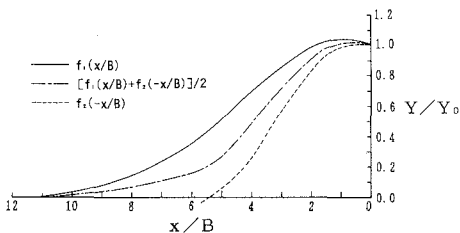


図-5 $Y(z, x)/Y_0(z)$ の歪度の検討

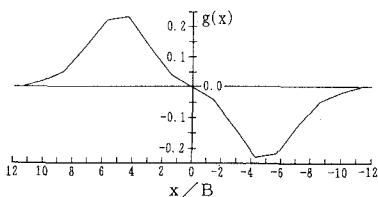


図-6 $Y(z, x)/Y_0(z)$ に及ぼす波の斜め入射の効果

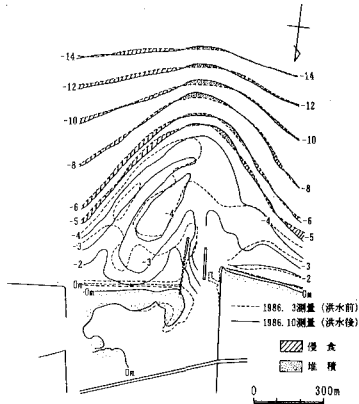


図-7 深浅図の比較 (1986年)

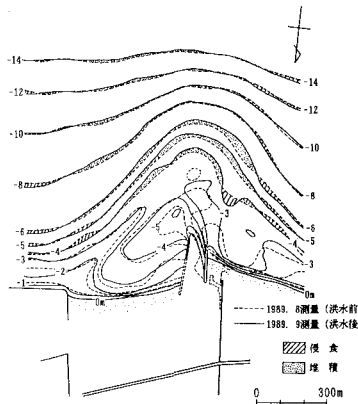


図-8 深浅図の比較 (1989年)

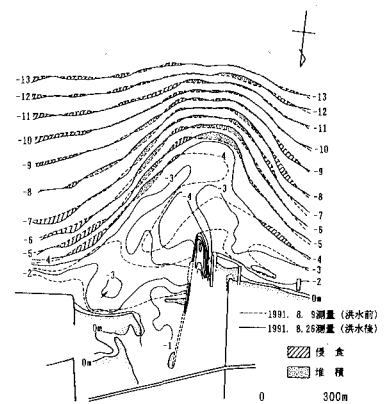


図-9 深浅図の比較 (1991年)

口テラスの両翼部分では侵食傾向となることも指摘される。

洪水に起因する河口テラス周辺での土砂堆積は拡散型の現象として生ずると考えられるので、河口テラス周辺では堆積量が減少することは起こり得ても局部的な侵食が起こることは非常に考えにくい。図-7~9の洪水後の深浅図は洪水より数日~数カ月後の測量によって得られたものであるから、波の作用を無視することはできない。

そこで波の作用について空中写真より検討を加えてみる。図-10には1986年8月5日の洪水時の空中写真より読み取った波峰線の状況を概略の深浅図とともに示す。これによると入射波は河口テラス上で屈折しつつ斜めに碎波しており、河口テラスの両翼部分では強いエネルギーフラックスが生じうる条件にある。このことより、河口テラスの両翼の侵食は、洪水中、および洪水後における波の作用によるものと推定される。しかも河口テラスの形状は河口中心から離れると沿岸方向になだらかな形状になるため、エネルギーフラックスの沿岸方向成分は河口両岸付近で急速に減衰するはずである。そしてこのことは洪水流により河口テラス上へ流出した河口砂州の土砂を再び河口砂州へと戻す復元力として働くことになり、洪水流による河口砂州の沖への流出と、波による砂州の再形成の上でこのような河口テラス上での波の斜め入射および碎波が重要な役割を果たすと考えられる。河口砂州の端部まで土砂が斜め岸向きに運ばれば、その土砂は沿岸漂砂により砂州の先端まで運ばれて細長い河口砂州が急速に伸びることは既に藤井ほか(1988)や宇多(1989)が示しているとおりである。

また、図-7~9でいずれも共通する点として、河口左岸側より河口テラスの外縁を形づくる-4mの等深線に沿って細長く沿岸砂州が伸び、その岸側にトラフを抱えていることである。このような沿岸砂州の発達には河口テ

ラス上での碎波を促進し、またその内側のトラフは斜め岸向きの海浜流を助長させる働きをもつ。また、図-7~9に示した侵食域は、この沿岸砂州の発達と非常によく対応を示しており、顕著な沿岸砂州の発達した所ほど侵食が著しい。一方、このような沿岸砂州の発達は河口の左岸側で顕著であるのに対し、右岸側では右岸導流堤の直近より沖向きに砂州が伸びているものの、相対的に規模が小さい。このような砂州形状の非対称性は、波の斜め入射によるものと考え、等深線形状の非対称性とよく符号する。以上のことから、洪水流によって流出した土砂が堆積してできた河口テラス上では、短期的に見ると洪水流による沖への土砂輸送と、波によって沿岸砂州に沿う斜め岸向きの移動がサイクリックに生じていると推察される。

5. 河口導流堤周辺の局所洗掘

河口導流堤等の河川構造物の設計においては、洪水流による局所洗掘の状況を十分理解しておくことが必要である。以下では1991年8月21日の $Q=3600\text{ m}^3/\text{s}$ の洪水前後の深浅図の比較より局所洗掘について調べてみ

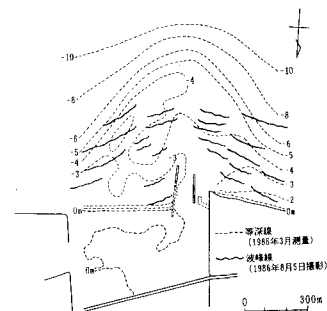


図-10 空中写真より判読した波峰線形状

る。図-11には洪水前後の中導流堤周辺の深淺図を示す。洪水前では右岸導流堤の上流端を中心に局所洗掘が起きており、最深河床は-9mであった。局所洗掘は河川のおみ筋の発達とともに右岸側に沿う区域より右岸導流堤の上流端を経由して中導流堤へと伸びている。また中導流堤の先端部沖の水深はほぼ-3mと一定であった。この状態で洪水が作用したため、局所洗掘の範囲が大きく拡がるとともに、最大洗掘深の増大も見られた。もともと-9mと大きく洗掘されていた右岸導流堤の上流端では洗掘深の増大は1mに止まったが、右岸に沿う急縮部において洗掘が進み、-8mの等深線が右岸の湾曲部に沿って伸びた。また中導流堤の先端でも著しい洗掘が起こり、水深が3.4mより最大8.4mと5mも増大するとともに、導流堤の先端沖まで洗掘が生じた。これと対照的に、河口沖では土砂が堆積し水深が約2mも浅くなった。

次に、河床の変化状況を図-11に示す縦断測線A-A'およびB-B'において調べてみる。図-12に示すように、測線A-A'では主として中導流堤の先端部を中心として下流方向に、またB-B'では右岸導流堤を中心として洗掘範囲が上流方向へと拡がっている。以上のように $Q=3600\text{ m}^3/\text{s}$ の洪水により導流堤は水衝部となる上流・下流端で10mに達する洗掘が生じたことがわかる。このことは、導流堤の設計において、洗掘深を5~6m見込む必要があることを示している。

6. 結 論

①相模川の河口沖には上面の水深が約4mの河口テラスが発達しているが、この河口テラスの形態を定める等深線の形状は、河口中心部での等深線の突出量で無次元化したとき、水深によらない一つの関数系で与えられる。この関数は沿岸方向の距離を x 、河口幅を B とすると $f(x)=\exp[-0.032(x/B)^2]$ で表わされる。

②河口テラスの上面水深はほぼ4mにある。一方、河口部での底質調査によると d_{50} は-5m付近よりほぼ0.15mmと細粒となってそれ以深ではほぼ一定値を保つ。他の多くの現地海岸のデータによれば d_{50} が0.2mm以下の細粒となる限界の水深は波による地形変化の限界水深に対応していることから、この海岸での地形変化の限界水深はほぼ6mとなり、これは河口テラスの平坦面を区切る水深とごく近い値である。また、河口中心部での等深線の突出量の水深方向分布は上記の水深で折れ、一定値から深さとともに単調に減少する分布となる。

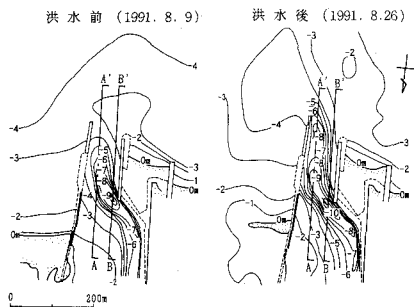


図-11 導流堤近傍の局所洗掘の比較

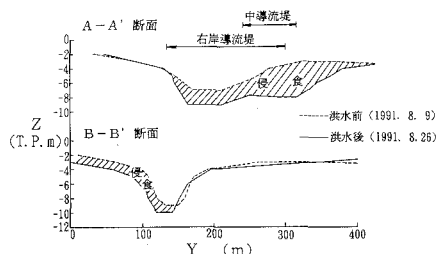


図-12 河口部縦断形の比較

③3回の洪水時における河口テラスの変形を調べたところ、洪水によって運ばれた土砂は河口中心上の浅海部に堆積すること、これに対し河口テラスの両翼部分では逆に侵食が起こることがわかった。また河口テラスの外縁に沿う侵食域の分布と内側にトラフを抱く沿岸砂州の発達とは非常によい対応を示す。以上よりこの河口テラスは全般的にはかなり安定しているが、河口テラス両翼での侵食は河口テラスに沿って斜め岸向きに沿岸漂砂が発達するためであり、それがまた洪水時に河口砂州がフラッシュされて沖へ流出した砂が砂州へと再び戻る過程において重要な役割を有していることが推察された。

参 考 文 献

- 宇多高明 (1989): 洪水流と波による相模川河口デルタの変形実態の調査, 第33回水理講演会論文集, pp. 307-312.
- 宇多高明・野口賢二 (1990): 富山県東部宮崎・境海岸における海浜変形の実態, 地形, Vol. 11, No. 4, pp. 337-347.
- 宇多高明・山本幸次・永瀬恭一 (1992): 貯砂源としての観点から見た河口部海浜の地形特性, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 391-395.
- 藤井友竝・宇多高明・綿貫布征・鴨下由男・木村慎二 (1988): 相模川河口部の地形変化実態, 第35回海岸工学講演会論文集, pp. 447-451.