

斐伊川河口におけるデルタ地形の発達過程

福成孝三*・宇多高明**・山根武紀*
新高庸介*・酒井佳治***

1. ま え が き

一般に、河口部の諸現象は河川流と波の作用とを受けるために非常に複雑である。中でも河川流出土砂が河口沖に堆積することによって形成される河口デルタの成長の問題は、興味あるテーマであるが、定量的議論が困難な問題である。我が国周辺の外洋に面した海岸域に流入する河川では、河川からの流出土砂は波浪エネルギーにより急速に拡散され、河口部に大量の土砂が堆積することは少ない。しかし、例えば、熱帯に位置するジャワ島北岸のように波浪エネルギーの小さい海岸に大量の流出土砂のある海岸では河口に土砂が堆積し、これによって洪水疎通能力が低下したり、あるいは舟運に害をもたらす例などがある。このような海岸では河口部でのデルタ地形の形成は重要な問題となる。

最近、芦田ほか¹⁾はこの種の問題に関して、掃流砂の卓越する条件で移動床模型実験を行い、砂州上の流路変動と砂州の発達との関係を調べている。本研究も河口デルタの発達過程を同様な見地より調べようとするものである。ただし、実験によるのではなしに、現地河川で実態的に研究を進める。この場合、波浪の作用が著しいと河口デルタは発達しないから、河川流出土砂量のオーダーに比較して、波のエネルギーフラックスによって河口から運び去られる土砂量のオーダーが小さい場所で現地データを収集する必要がある。このような条件を満足する場としては、固有流量のかなり大きな河川がそれほど規模の大きくない湖に流入する場合が考えられる。すなわち、このような湖に面する河口では一般に作用波高が低いために、河口周辺の地形変化は湖側の外力によらず、河川流出土砂の堆積現象として扱うことができる。そこで、本研究では、島根県に位置する宍道湖内の斐伊川河口において、河口前面における流出土砂の堆積特性を検討することとした。

2. 調査地点の自然条件

調査は、宍道湖内に流入する斐伊川の河口周りで行った(図-1)。斐伊川の流入する宍道湖の面積、平均水深はそれぞれ 79.7 km^2 、 4.5 m である。松江气象台における1941年から1975年までの観測データによると当地区の気象条件は次のようである。最多頻度の風向はW方向であり、E方向がそれに続いている。W-E方向は、河口の方向とはほぼ合致する。最多頻度のW方向の風は斐伊川河口地点に対しては陸風となるため、河口へ作用を及ぼす風浪の発達の面からは重要でない。一方、E方向にはフェッチが約 16 km と長いので、風速によっては波高の大きい風浪が発達することになる。月別平均風速によると、その変動は少なく、年平均風速で 2.8 m/s である。そこで、フェッチを 16 km 、風速を 2.8 m/s において、SMB法によって湖内で発達する波の波高($H_{1/3}$)と周期($T_{1/3}$)を求めると、 $H_{1/3}=13 \text{ cm}$ 、 $T_{1/3}=1.1 \text{ sec}$ となった。このような波高は外洋に面した海岸に作用する波高(例えばエネルギー平均波高約 $1\sim 1.5 \text{ m}$)に対して十分低く、これより斐伊川河口に作用する波浪は、河口デルタ地形を大きく変化させるほど有意な外力ではないことが推察される。

斐伊川の流量特性の概要は以下のとおりである。河口より約 13 km 上流に位置する大津流量観測所での1965年より1985年までの20年間の日流量の年最大値($Q_{\max}$)と月平均日流量(Q_{mean})を調べると、 $Q_{\max}$ の最大値は、1972年の $Q_{\max}=1,597 \text{ m}^3/\text{sec}$ である。また、 Q_{mean} は $29\sim 64 \text{ m}^3/\text{sec}$ の間で変化している。

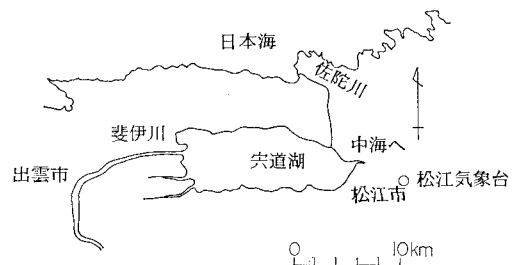


図-1 宍道湖と斐伊川河口の位置図

* 正会員 建設省中国地方建設局出張工事事務所
** 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室長
*** 正会員 (前)建設省土木研究所海岸研究室
(現)建設省中部地方建設局沼津工事事務所

3. 調査方法

本調査区域では、1962年よりほぼ毎年1回深浅測量が行われている。測量は、河口を挟んで南北1km区間でされている。斐伊川河口中心より南1km地点が測線No.1で、北1km地点が測線No.21である。また、測線間隔は100mであり、沖方向にはほぼ水深5m以内の測量が行われている。測量データは、各測線上で基準点から各等深線までの水平沖向き距離（以下、等深線距離 Y_h と呼ぶ）として整理した。等深線距離 Y_h は、沿岸距離を X 、測量年月日を T とすれば、

$$Y_h = f(X, T, h) \quad \dots\dots\dots (1)$$

と表わされる。ここに、 h は H.P. 0.0 m (T.P. -0.105 m) を基準とした地盤高である。また、宍道湖の平均水位は H.P. 0.22 m である。以下、 X 、 T 、 h を種々変えて関数 f の特性を調べた。

4. 地形変化特性の把握

4.1 河口周辺の地形変化

まず河口周りの全体的な地形変化特性を理解するために、調査期間のほぼ最初と最後にあり、なおかつできるだけ多くの測線データがとられている1965年と1984年の深浅データを選び、2枚の深浅図を比較することにより地形変化の実態を明らかにする(図-2, 3参照)。1984年の深浅図には底質の平均粒径を併記した。まず図-2によると、河口の沖側で、H.P. -1m 以深の等深線が測線No.12付近を中心としてほぼ左右対称に大きく沖側に張り出しており、河口デルタ地形が形成されていることがわかる。河口砂州がほぼ左右対称なのは、斐伊川が河口部においてほぼ直線的に湖に注いでおり、河川の掃流力が河道中心に關してほぼ左右対称と考えられること、また、宍道湖は南北の幅が約5kmと狭いため北向きまたは南向きのエネルギーフラックス成分を持った波

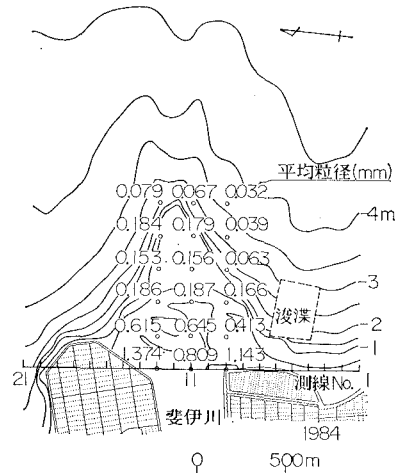


図-3 斐伊川河口部の深浅図(1984年)

が発生しにくく、仮に発生してもエネルギーレベルが低いために波の作用による地形変化が生じにくいと考えられる。

1984年になっても河口砂州は1965年と同様に測線No.12付近を中心としてほぼ左右対称に形成されている(図-3)。河口砂州の大きさに注目すると、1965年より1984年までの各等深線位置の変化量は、測線No.12付近を最大とし、河口から離れるに従い小さくなっている。すなわち、1965年に形成されたH.P. -1m以深の凸形状は、1984年になると測線No.12付近を中心にして更に沖向きに突出した。このとき、底質の平均粒径は、河口付近で1.1mm程度であるが、水深が大きくなるに従い急激に小さくなり、H.P. -3m以深では、0.074mm以下のシルト質により形成されていることがわかる。

図-2, 3に示した河口デルタの沖合部の等深線形状に注意すると、H.P. -4mの等深線形にみられるように、河口中心線より離れる2方向に等深線が沖向きに突出している。この特徴は1965年(図-2)、1984年(図-3)のみではなくほぼ5年おきに深浅図を調べると、1970年、1975年、1980年においても同様な特徴が見られ、等深線の突出位置は変動するものの、この特徴は良く保存されていた。H.P. -4m付近の底質粒径は微細であるから(図-3参照)、このような地形変化は主として浮遊砂が堆積したためと考えられる。洪水流観測を行っていないので正確な原因を推定することは困難であるが、次のような推論が可能である。まず、洪水流が河口から流出する条件を考える。湖内へ噴流状に流出したとき、噴流に沿って強い連行が生ずる。その補償流として河口デルタの両側沖合には一対の循環流が生じ、河口中心線を境にその右側では時計回りの、また左側では反時計回りの流れが生ずる。この条件の下で、河口中心線上で噴

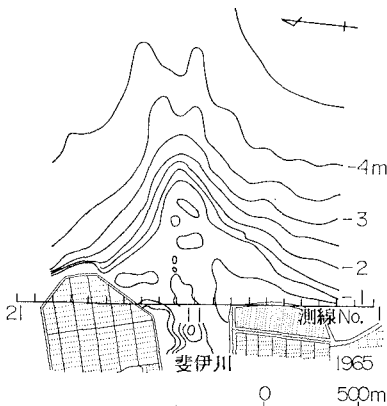


図-2 斐伊川河口部の深浅図(1965年)

流状に流出している部分では乱れが大きいために浮遊砂は堆積しにくく、河口中心線を左右に分かれ堆積が生ずるという推定である。

4.2 等深線距離の時空間変化

河口デルタの発達過程を理解し、ひいては河口デルタ地形の将来予測を行うことができるようにするためには経時変化過程の理解が重要である。深浅測量データは経年的にも詳しくとられているので、河口デルタ地形の経時変化に重点をおいた解析も可能である。そこで、河口中心部に位置する測線 No. 10, 12 を選択し、各等深線距離の経年変化を調べた。測線 No. 12 は、河口デルタが最も沖側に張り出した位置にあり、測線 No. 10 は、測線 No. 12 から南に 200 m 離れた位置にある。測線 No. 10 における等深線距離の経年変化を図-4 に示す。図の縦軸は基準点より各等深線までの沖向き距離、横軸は測量年を示す。図によると、全ての等深線距離が時間の経過とともに前進し、その変化量は水深が大きい所ほど大きい傾向にある。H. P. -1 から -3 m では急勾配を保ったまま等深線が前進している。一方、H. P. -3 m 以深は緩勾配である。

測線 No. 10 と同様にして測線 No. 12 における等深線距離の経年変化を図-5 に示す。全ての等深線が時間の経過とともに前進しているが、その特性は測線 No. 10 とかなり異なっている。すなわち、測線 No. 10 では H. P. -3 m 以浅の変化よりも H. P. -4 から -5 m の位置での等深線変化が著しいのに対し、測線 No. 12 では地盤高によらず、同一の割合で等深線が前進している。また、H. P. -1 から -3 m では比較的急勾配である。図-4, 5 より河口デルタの堆積特性が明らかである。すなわち、砂州の中央部では、地盤高によらずほぼ同一の割合で堆積するのに対して、端部では H. P. -3 m 以深での堆積が顕著である。これらの特性は、河口中央部付近では、河川流砂が掃流状態で堆積するのに対し、端部の測線の H. P. -3 m 以深は、浮遊状態のシルト質などが沈降し、堆積し易いことに対応していると考えられる。

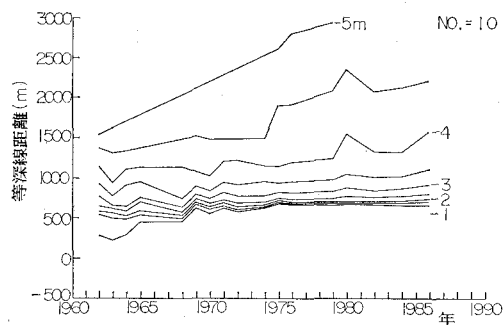


図-4 等深線距離の経年変化 (測線 No. 10)

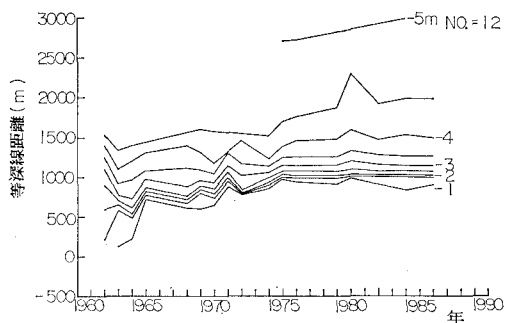


図-5 等深線距離の経年変化 (測線 No. 12)

4.3 堆積土砂量

斐伊川河口においては、湖内で発生した風波による作用はあまり大きくないために、河川流出土砂により形成された河口デルタは、波浪・海浜流等によって変形されることなくほぼ保存されていると考えられる。そこで、深浅測量結果より堆積土砂量を計算し、種々の検討を試みた。図-6 は、測線 No. 7~18 まで、高さ方向には、H. P. -1 m から -4.5 m までの範囲で計算した 1965 年を基準とする堆積土砂量の経時変化を示す。図によれば、経年的に多少のばらつきはあるが、変化量は 21 年間の平均で約 $76,000 \text{ m}^3/\text{yr}$ となった。南北方向の計算領域である測線 No. 7~18 のうち、測線 No. 7 は河口デルタの南側を十分包含する位置よりわずかに北側に位置する。ここを計算区域の南限としたのは、図-3 に示したようにその南側には 1975 年以降浚渫の行われた区域があり、土砂量の計算が困難であったためである。また、沖測の限界を H. P. -4.5 m と定めたが、実際には図-4 に示したように H. P. -4.5 m 以深でもわずかながら地形変化がみられる。これらのことより、斐伊川の 1965 年~1986 年間の流出土砂量は図-6 より得られた土砂量の変化率より多少大きい可能性は残されている。しかし、図-2, 3 の比較によると南北の計算区域外の地形変化は小さいこと、また宍道湖の平均水深は 4.5 m と浅く、沖合は平坦なために、等深線距離の変化が見かけ上大きく表われ易いことを考慮すると、上述の 2 つの理

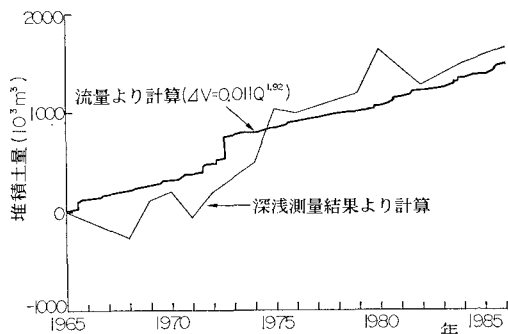


図-6 堆積土砂量の経年変化

由から生ずる土砂量の変化はかなり小さいと考えられる。また、土砂量計算自体にも図-6 に示したようなかなりのばらつきがあるので、結局、平均的に約 $76,000 \text{ m}^3/\text{yr}$ なる流出土砂量はほぼ妥当な推定値と考えられる。

吉川²⁾は、斐伊川で浮遊砂観測を行い、流量 $Q \approx 30 \sim 90 \text{ m}^3/\text{s}$ の条件のもとで次の流砂量式を求めた。

$$q_s = 0.011Q^{1.92} \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 q_s : 流砂量($\text{kg}/\text{m}^3/\text{sec}$), Q : 河川流量(m^3/sec)である。この式は浮遊状態での流砂量を与える。河口デルタでは当然のことながら掃流砂も堆積する。したがって、厳密には河道特性と流量より c^* を求め、これより流砂量を計算し、さらにそれらを積分すれば河口からの流出土砂が計算される。しかしながらこの計算を行うには河床形状や底質粒径などに関して不明量が多すぎるので、本研究では厳密さを犠牲にして日流量のみを用いて式(2)により流砂量を計算し、オーダーの比較を試みた。河口から約 13 km 上流に位置する大津流量観測所における日流量を用いて、式(2)により計算した累加流砂量を図-6 に示す。式(2)の流砂量の単位は($\text{kg}/\text{m}^3/\text{sec}$)なので、図-6 に結果を表示する際には、土砂の空隙率を考慮した単位体積重量 $1,500 \text{ kg}/\text{m}^3$ で除した値を示した。式(2)により計算した堆積土砂量と深淺測量結果より計算した堆積土砂量を比較すると、細かい変動は対応していないがオーダー的には良く一致することがわかる。

次に、堆積土砂量の平面的分布を調べるために各測線ごとに断面積変化量を求め、それらに測線間隔 100 m を乗じて堆積土砂量($\Delta v_7 \sim \Delta v_{18}$)を計算した(図-7)。 $\Delta v_7 \sim \Delta v_{18}$ の値を加算すると図-6 に示す ΔV になる。1965 年から 1975 年の間ではデータにばらつきがあるが、1975 年以降では堆積土砂量全体 ΔV に対する各測線間の堆積土砂量の寄与率はおおむね同様に変化していることがわかる。そこで、各測線間毎に 1965 年から 1986 年までの値を用いて 1 年当りの堆積土砂量を計算し、堆積土砂量全体に対する比を求め、結果を図-8 に示した。堆積土

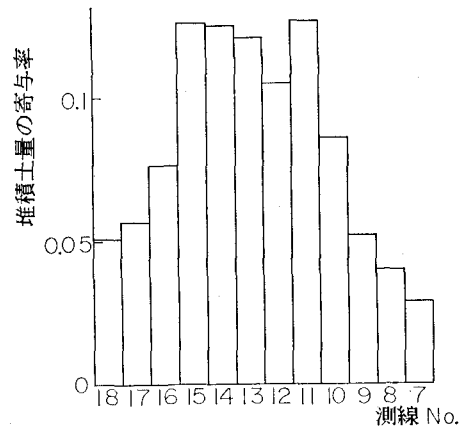


図-8 堆積土砂量の寄与率の沿岸方向分布

砂量の平面分布は、河口中心部の測線 No. 11~15 の間で寄与率が高いが、測線 No. 13 付近を中心にしてやや北側に偏っている。また、図-8 の分布は図-3 に示した河口デルタ形状ともかなりよく似ていることが特徴といえる。図に示す分布型は、河川からの流出土砂が河口沖に堆積する場合、その場所的配分比を表わしている。したがってこれを用いれば、河川流量から計算された流砂量の平面的な堆積状況を推定することが可能となる。

4.4 地形変化予測

前節では河口周辺の堆積土砂量は式(2)によりほぼ表わされることを示した。さらに、その平面的分布は図-8 に示す分布形を用いれば計算することができるため、河口周りの地形変化をある程度予測できることになる。そこで、堆積土砂の平面分布より、地形変化の推定を試みる。最初に、流出土砂量と河口デルタ形状を代表するパラメータとの関係について考える。図-2, 3 によると、H.P. -1 m の等深線の移動は河口デルタの成長をよく表わしている。そこで H.P. -1 m の等深線距離の変化量(ΔL_{-1})を代表パラメータとして選び、1965 年を基準としてこれと各測線の断面積変化量 ΔA との相関を調べた。この結果、相関係数 $R=0.634$ で次の回帰式が得られた。

$$\Delta A = 4.3 \Delta L_{-1} + 348 \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 ΔA : 断面積変化量(m^2), ΔL_{-1} : H.P. -1 m の等深線距離の変化量(m)である。

式(3)は、河口デルタ断面が平均的に高さ 4.3 m で平行移動することを示している。先に図-4, 5 で示したように測線 No. 12 はここに示すような特性を有するが、測線 No. 10 では特性が異なることから、このような方法ではやや問題が残るが、平均的な平面形状はある程度表現できると考えられる。

次に、測線 No. 12 において断面形の推定を試みる。そこで、H.P. -2, -3, -4 m の等深線距離と H.P.

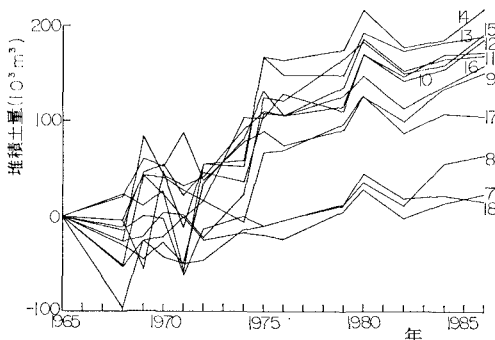


図-7 各測線間の堆積土砂量の経年変化

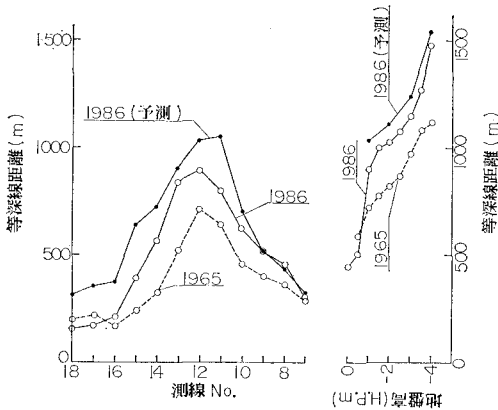


図-9 H.P. -1 m の等深線距離の変化と
No. 12 における断面形状の予測

-1 m の等深線距離の相関を調べると、相関係数が順に $R=0.90, 0.95, 0.64$ で次の回帰式が得られた。

$$\Delta L_2 = 0.79 \Delta L_1 + 34 \quad \cdots \cdots (4)$$

$$\Delta L_3 = 0.74 \Delta L_1 + 26 \quad \cdots \cdots (5)$$

$$\Delta L_4 = 0.60 \Delta L_1 + 31 \quad \cdots \cdots (6)$$

ここに、 $\Delta L_1 \sim \Delta L_4$ (m) : 1965 年を基準にした 1986 年における H.P. -1, -2, -3, -4 m の等深線距離変化量である。

H.P. -4 m においては相関はやや劣るが、H.P. -2, -3 m では強い相関を示している。式(4)~(6)を用いれば、測線 No. 12 における断面形を推定することができる。

図-9 は、1965 年における H.P. -1 m の等深線を基準にして、式(2), (3)を用いて推定した 1986 年の H.P. -1 m の等深線形状、および式(4)~(6)を用いて計算した測線 No. 12 における断面形状である。H.P. -1 m の等深線距離の平面形状は、測線 No. 7, 8, 9 付近でよく一致している。他の位置でもかなり良く対応している。測線 No. 12 における断面形状も同様にかなり

よく再現されている。

5. 結 論

- ① 1965 年と 1986 年の間、河口デルタは、最も沖向きに突出する位置を変えずに大きく発達した。H.P. -1 m の等深線はこの 21 年間に約 200 m も沖向きに移動した。
- ② 河口中心線上の断面形では、H.P. -1~5 m の等深線が土砂堆積とともにほぼ平行移動している。また、H.P. -1~-3 m の間に急勾配斜面があり、この部分では土砂が堆積してもその勾配はほとんど変わらなかった。一方、河口中心より両側に 200 m 離れた測線では、H.P. -3.5 m 以深の等深線に著しい前進がみられ、全体として緩勾配化していることがわかった。
- ③ 1965 年から 1986 年の間の斐伊川の年平均流出土砂量は約 $76,000 \text{ m}^3/\text{yr}$ であった。また、流出土砂量の経年変化は、吉川の与えた浮遊砂量式を用いて日流量より計算した値とかなり良い対応を示した。
- ④ 河口周りの各測線間の土砂増加割合の沿岸方向分布を深淺データより求めた。この分布形は、河口デルタ形状自体とよく似た形状であった。このことは、河口流出土砂量の沿岸方向の配分比が、河口デルタ形状自体と密接に関連していることを示す。
- ⑤ 河口流出土砂量と土砂量の沿岸方向の配分比をもとに簡単な予測モデルを作成した。検証計算ではほぼ妥当な結果が得られた。

参 考 文 献

- 1) 芦田和男・澤井健二・謝正倫：二次元水域への掃流砂の流出に伴う砂州の発達・変動過程に関する研究，第 31 回水理講演会論文集，pp.731~736, 1987。
- 2) 吉川秀夫：浮遊流砂量に関する二、三の考察，土木研究所報告，第 83 号，pp.25~37, 1952。