

貯砂源としての観点から見た河口部海浜の地形的特性

宇多高明*・山本幸次**・永瀬恭一***

1. ま え が き

河口部の海浜変形に関する従来の研究は、主として河口閉塞の観点から河口砂州の消長や安定河口幅等に焦点が当てられてきた。また、須賀ほか(1987)、田中ほか(1987)は、河口前面テラスの形成過程について論じているが、これらの研究も河口周辺地域の海浜変形と結び付けたものではない。すなわち、河川流出土砂の海岸への寄与度や、流出土砂量の減少と海岸侵食との関連を実態論的かつ定量的に明らかにした研究はほとんどないのが現状である。近年全国各地で問題化しつつある河口周辺部での海岸侵食問題の解決を図るには、河口部の海浜地形特性を各河川の特長とともに十分把握しなければならない。そこで、本研究では全国より14河川を選び、沿岸漂砂に対する貯砂源としての観点から見た河口部海浜の地形特性を調べ、地形分類を試みる。

2. 河口部海浜地形の分類

全国主要河川の河口地形に関しては、既に建設省(1973)によりデータが整理されている。そこでこの資料をもとに、河口部の海浜地形と河道の底質粒径が明瞭に示されている14河川を選んで分析を進めることとした。河口部の地形特性は、図-1 a), b), に示す B , l により表わすこととする。ここに、 B : 河口部等深線の突出区間の沿岸方向の代表長さ、 l : 河口前面の等深線の突出幅である。河口部海浜形状は、図-1 に示すようにほぼ2つのタイプに分けられる。直線的な海岸線に河川が流入する場合には、河口より十分離れた地点での平行等深線の曲率が急に大きくなる地点を沿岸方向の限界点と定め、河口の両側の限界点間の距離を B とする。そしてこの間での等深線の最大突出幅を求める(タイプI: 図-1 a))。一方、河口両側の等深線がある角度をなしており、その頂部に河川が流入する場合には、左右岸ごとに等深線の曲率が急変する地点に限界点を定め、同様

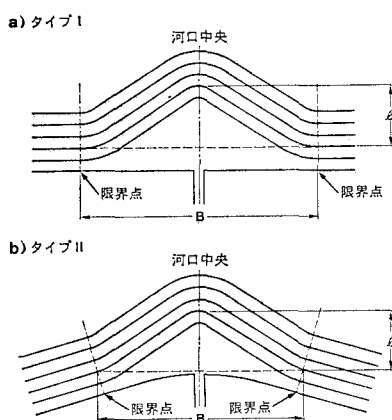


図-1 河口部海浜地形を表わす代表パラメータの定義

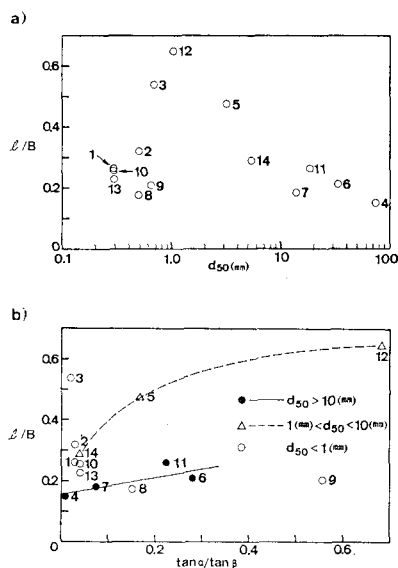
にして等深線の突出幅を求める(タイプII: 図-1 b) 参照)。

これらの地形量に關与するパラメータとしては、河口付近の河床勾配 $\tan \alpha$ 、波によって顕著な地形変化が収束する限界水深(以下、地形変化の限界水深と呼ぶ)よりも沖合の海底勾配 $\tan \beta$ 、河口部河床の代表的な底質中央粒径 d_{50} 、既往最大流量 Q_{max} などである。表-1 には14河川ごとにそれらの値を示す。また、河道内の底質中央粒径に注目したのは、洪水時における土砂移動が河口前面地形の特性を決定する上で重要と考えたからである。また、河道の底質中央粒径と河床勾配は建設省(1973)に記載されている値をそのまま用いた。ところで、田中ほか(1987)は、河口前面テラスは無次元掃流力 τ^* が大きいほど沖に突出し、 l/B が大きくなることを模型実験により示した。14河川での検討によれば、底質粒径や海底勾配がほぼ同じ条件を持つ石狩川、吉野川、千代川では l/B と τ^* に相関関係が見られたものの、他のデータを含めると全体としては明瞭な相関関係は見られなかった。そこで、ここでは l/B と d_{50} および $\tan \alpha / \tan \beta$ の関係について検討した(図-2 a), b) 参照)。図中の数字は表-1 に示した河川番号である。まず、図-2 a) によると、 $d_{50} > 1 \text{ mm}$ の領域においては l/B と

* 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室長
 ** 正会員 建設省土木研究所海岸研究室研究員
 *** 正会員 工修 建設省土木研究所海岸研究室部外研究員
 ((株)フジタ)

表-1 調査河川の諸元一覧

No.	河川名	海 域	タイプ I or II	ℓ (m)	B (m)	ℓ/B	$\tan \alpha$	$\tan \beta$	d_{50} (mm)	$Q_{\max}$ ($\times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$)
1	石狩川	日本海	I	700	2,700	0.26	1/4,000	1/120	0.3	8.7
2	阿武隈川	太平洋	I	380	1,200	0.32	1/3,000	1/90	0.5	5.4
3	相模川	相模湾	I	500	930	0.54	1/2,500	1/50	0.7	3.4
4	富士川	駿河湾	II	190	1,300	0.15	1/400	1/4	75.0	9.8
5	荒 川	日本海	I	190	400	0.48	1/600	1/100	3.2	8.0
6	手取川	日本海	I	200	960	0.21	1/220	1/60	33.3	4.1
7	天竜川	太平洋	II	680	3,800	0.18	1/1,230	1/90	13.9	10.0
8	太田川	太平洋	I	170	1,000	0.17	1/500	1/75	0.5	4.6
9	鈴鹿川	伊勢湾	II	430	2,100	0.20	1/540	1/300	0.7	1.2
10	千代川	日本海	I	330	1,300	0.25	1/1,500	1/60	0.3	2.5
11	日野川	日本海	I	70	270	0.26	1/580	1/130	18.5	3.1
12	斐伊川	穴道湖	I	500	770	0.66	1/1,470	1/1,000	1.1	1.4
13	吉野川	紀伊水道	I	1,300	5,800	0.22	1/4,000	1/160	0.3	14.9
14	大淀川	太平洋	I	570	1,960	0.30	1/5,800	1/230	5.4	6.7

図-2 河口部等深線の突出率 (l/B) と底質中央粒径および河床勾配と海底勾配の比の関係

d_{50} には負の相関が見られ、 d_{50} が大きいほど河口前面における等深線の突出率が小さくなるのがわかる。この領域では等深線の突出率は底質粒径によってほぼ支配され、底質粒径が小さいほど土砂が沖にまで輸送されるため等深線の突出率が大きい。 l/B は $d_{50} \approx 1 \text{ mm}$ で極大値を示すが、No. 12は穴道湖に流入する斐伊川のデータであり、波浪の作用が著しく弱い場合に相当する。一方、 $d_{50} < 1 \text{ mm}$ においては両者の関係は明瞭ではない。

この領域では底質粒径が小さいから浮遊砂が卓越し、したがって河口前面地形は波、海浜流さらには河口流などが複雑に関与し、 d_{50} への依存度が低下したと考えられる。

図-2 a) の独立変数 d_{50} は、河床勾配や海底勾配にも依存する変数と考えられるから、このままでは物理的意味を理解しにくい。そこで、次に河床勾配と海底勾配の比 $\tan \alpha / \tan \beta$ と、 l/B の関係を図-2 b) に示す。 $\tan \alpha / \tan \beta$ は河口部での勾配の変化割合を示すもので、 $\tan \alpha / \tan \beta$ が小さいほど河床・海底勾配

が河口で急変することを示す。また、 $\tan \alpha / \tan \beta$ が小さいことは、海底勾配が相対的に大きいことを意味するので、流出土砂が深海へと流出し、河口部付近の等深線は突出しにくくなるはずである。 $d_{50} > 10 \text{ mm}$ の場合、 $\tan \alpha / \tan \beta$ が大きいとは l/B 緩やかに増大する。すなわち、河口での勾配の変化割合が小さいほど河口部付近の等深線の突出率が大きくなる。この領域では底質粒径が非常に大きいから、河川からの流入土砂は河口前面に掃流状態で堆積し、したがって海底が平坦なもの ($\tan \alpha / \tan \beta$: 大) ほど等深線の突出量が大きくなったと考えられる。一方、 $1.0 \text{ mm} < d_{50} < 10 \text{ mm}$ の場合にも、 $\tan \alpha / \tan \beta$ と l/B の間には比例関係が見られる。この領域では粒径がかなり細くなるので浮遊砂、掃流砂がともに卓越し、この結果としてより沖合にまで土砂が運ばれ、 l/B 値が大きくなったと考えられる。一方、 $d_{50} < 1 \text{ mm}$ の場合には l/B と $\tan \alpha / \tan \beta$ の間には明瞭な関係は見られない。

以上のことから、河口前面の海浜形状は、流出土砂の移動形態の違いから、①掃流砂の卓越する場合、②浮遊砂の卓越する場合、そして③掃流・浮遊砂両者が卓越する場合に分類できそうである。そこで、以下では①、②に属する代表河川の河口部海浜形状について詳しく調べることとした。

3. 河口部海浜形状の特性

(1) $d_{50} > 10.0 \text{ mm}$ で l/B が小さい場合

この場合の例として、富士川 (No. 4)、天竜川 (No. 7) の2河川を選ぶ。図-2 a) によれば、これらの河川は

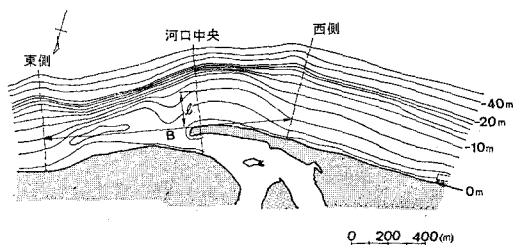


図-3 富士川河口部の海浜地形 (1989年)

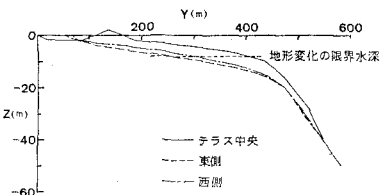


図-4 富士川河口部の海浜断面形状 (1989年)

河口部等深線の突出率が小さく、共に図-1のタイプIIに属する河川である。富士川は駿河湾の湾奥にある富士海岸に流入し、河口部の底質中央粒径は約75mm(建設省, 1973)と、調査対象の14河川中で最も大きい。富士川河口周辺の海浜変形に関する既往の研究(宇多ほか1991a)によれば、この付近における地形変化の限界水深は約8mにある。市川ほか(1991)によれば、入射波の卓越方向はS~S15°Wに限定され、この条件では平均的な海岸線の法線に対して時計回りの方向からの入射となる。富士川の1989年における河口部地形を図-3に示す。汀線から-20mの間の等深線の形に注目すると、河口の西側では汀線から-12mの等深線の間隔が広いのに対し、-12m以深では急に狭くなる。逆に、河口の東側では-4m以浅に平坦面があるが、その沖は急勾配である。そして、河口中心を境に等深線形状が東西で著しい相違を示す。また、河口砂州は大きく東側へ延びている。このように、富士川河口では卓越波が斜め入射するために左右非対称な河口部地形が存在することが分かる。

図-3に破線で示す測線に沿う海浜断面形について、地形変化の限界水深よりも沖合の断面形がほぼ重なるようにして重ね合わせると図-4となる。これによると、河口西側と東側の断面形はほぼ同じ形である。これに対して、河口中央を切る断面は両側の断面より海底地盤高が高く、上方に凸な形を有しており、あたかも河口前面に土砂が過剰に堆積したかのようである。

第2の例の天竜川は、河床勾配が1/1,000~1/500と急で、河口まで粗礫を運搬している河川である。河道内の底質中央粒径は13.9mmと大きい(建設省, 1973)。

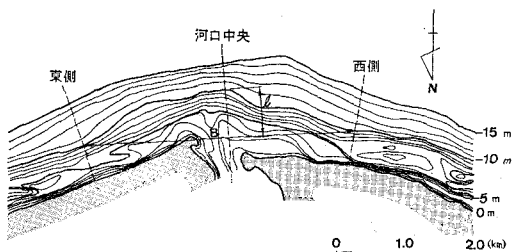


図-5 天竜川河口部の海浜地形 (1984年)

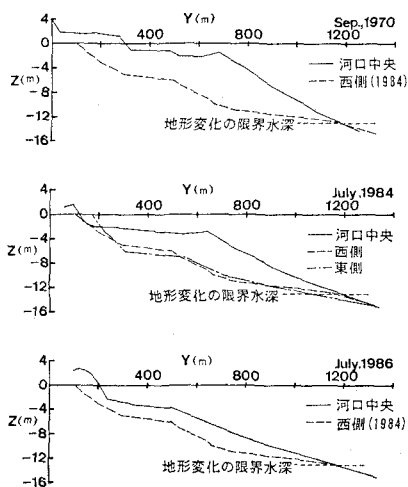


図-6 天竜川河口部の海浜断面形の経年変化

この河川では過去において広範に行われた砂利採取や中流域でのダム建設により流出土砂量が減少し、そのため遠州海岸で侵食が激化する傾向にある(宇多ほか, 1991b)。また、遠州海岸における地形変化の限界水深は約13mにあり、入射波浪のうち高波浪の卓越方向はSSWと推定されている(宇多ほか, 1991b)。

天竜川の1984年における河口部地形を図-5に示す。河口の西側の-2m付近には広い平坦面が存在する。沖合の等深線は-10m以深ではほぼ平行に走っているが-8m以浅では変動が大きい。また、-10mの等深線の形状に典型的なように、河口中心に対し西側は凹状に、東側は凸状を示しており、等深線形状が東西で非対称である。これは、富士川河口沖でも見られた特長と良く一致しており、卓越波の入射方向が河口中心に対しやや時計回りの方向からであることを示していると考えられる。

図-6には、1970年9月、1984年7月、1986年7月の海浜断面形状を示す。これらのうち、1984年の断面形は図-5に示した3測線のデータであり、一方、1970年と1986年には1984年における西側測線の断面形を重ねて示した。1970年9月では、河口前面テラスの水深は約2m

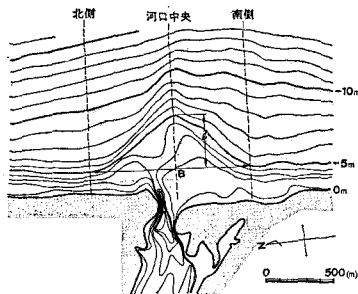


図-7 阿武隈川河口部の海浜地形 (1988年)

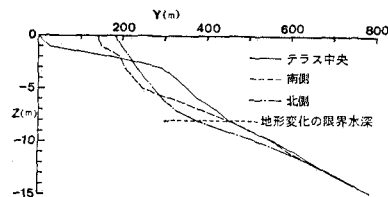


図-8 阿武隈川河口部の海浜断面形状 (1988年)

であり、テラスは汀線から約400mと非常に広がった。そして河口前面テラスの先端部で最も厚く、それよりも岸側、沖側で単調に厚さが減少する堆積状況を示している。1984年7月には、1970年9月と比較して平坦面の沖側斜面がかなり大きく後退した。東西の断面形はよく似ており、汀線から水深約4mまでは急でそれより沖合では一様な緩勾配が続いている。1986年7月になると、河口前面テラスは大きく縮小し、河口部付近に蓄えられていた土砂量が大きく減少したことが明らかである。以上の点は、天竜川河口では河川からの土砂供給が少なくなったため沿岸漂砂量との均衡が失われ、河口前面テラス先端と前置斜面より次第に侵食されつつあると言える。

(2) $d_{50} < 1.0 \text{ mm}$ で L/B がやや大きい場合

この場合の例としては、阿武隈川 (No. 2)、相模川 (No. 3) を選ぶことができる。図-1のタイプ分類では共にタイプIに属する。

阿武隈川の河口部河床の底質中央粒径の代表値は $d_{50} = 0.51 \text{ mm}$ である (建設省, 1973)。竹内ほか (1989) によると、この海岸での地形変化の限界水深は約8mにあり、また、卓越波の入射方向は海岸線の法線に対して時計回りの方向にやや傾いている。1988年における河口部海浜地形の平面図を図-7に、断面図を図-8に示す。河口砂州は北向きに伸びており、また等深線は三角形形状に突出している。河口中央では汀線から-4mまでには緩斜面が発達するが、その沖は急勾配となる。河口の南側と北側では、-10mより沖の海浜形状はほぼ同一である。

第2の例である相模川の河口部河床の底質中央粒径は $d_{50} = 0.7 \text{ mm}$ である (建設省, 1973)。藤井ほか (1988) によると、地形変化の限界水深は約7.5mにあり、入射波浪の卓越方向はやや西側からと推定されている。1986年における相模川の河口部海浜地形を図-9に示す。河口前面テラスは舌状で、汀線から約700m張り出している。テラス上の水深は約3mで、西側は平坦であるが、東側にはテラス上に複雑なパー・トラフ地形が見られる。

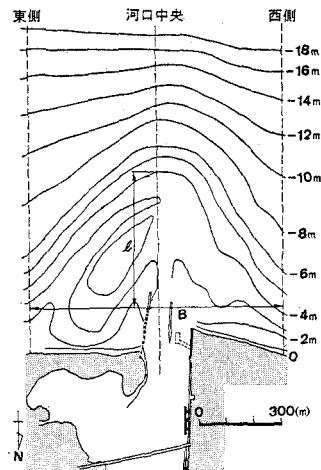


図-9 相模川河口部の海浜地形 (1986年)

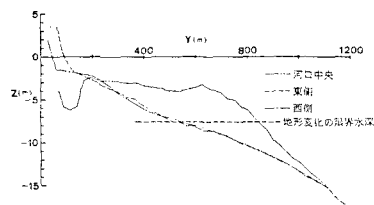


図-10 相模川河口部の海浜断面形状

また、沖合では-12mまでの等深線が湾曲している。図-10には断面形状を示す。河口中心を通る断面を見ると約3mの頂部水深を持ち、幅400mのテラスと

して発達している。その沖は約1/40の急勾配が-15mまで続いている。河口部の突出した等深線の両側の断面形状はほとんど同一で、全体に約1/70の緩勾配が続く。河口中央と両側の断面形状を重ね合わせると、河口中心部分ではあたかも三角形に土砂堆積が進んだように見える。

4. 貯砂量の検討

河口付近の海浜に貯えられた土砂は沿岸漂砂の供給源として大きな意味を持つ。しかし、波による地形変化の限界水深より深い部分への堆積土砂は周辺海浜へは供給されないで、この水深よりも浅い部分に堆積した土砂のみが重要となる。そこで、河口付近に堆積した土砂のうち周辺海岸へ寄与する量を算定した。これまで河口部地形を示した4河川の断面形状から、土砂量を概算してみる。まず、図-4に示す富士川河口の場合を例にとる。河口中心を切る断面と、両側の2断面より定めた平均断面との比較より、河口前面部に土砂が堆積していると考えられる部分の断面積が計算される。次に、この断面積を地形変化の限界水深で浅と以深とに2分し、それぞれ ΔA_1 , ΔA_2 とする。さらに、これらの断面積 ΔA_1 , ΔA_2 と河口部での等深線の突出幅 B より、三角錐状に土砂が堆積しているとして、河口部に堆積している土砂

表-2 河口部の堆積土砂量の推算

河川名	幅(m) ($\times 10^3$ m)	V_1		V_2		V_2/V_1
		断面積 ($\times 10^3$ m ²)	土量 ($\times 10^3$ m ³)	断面積 ($\times 10^3$ m ²)	土量 ($\times 10^3$ m ³)	
富士川	1.4	1.1	51	0.9	42	0.82
天	1970年	4.3	4.5	645	0	0
竜	1984年	4.3	3.2	459	0	0
川	1986年	4.3	2.1	315	0	0
阿武隈川	1.2	0.4	16	0	0	0
相模川	1.0	1.6	53	0.9	30	0.57

量 (V_1, V_2) を $1/3B \Delta A_{1,2}$ で近似し、結果を表-2に示す。 V_1 は、今後河川からの流出土砂量が沿岸漂砂量よりも少なくなった場合に運ばれうる余剰の土砂量である。一方、 V_2 は通常の波の作用では周辺の海岸を養うのに役立たない土砂量である。

富士川では $V_1=51$ 万 m^3 、 $V_2=42$ 万 m^3 であって、河川から供給された土砂のうち多くの部分が限界水深より沖側に運ばれ、周辺の海浜形成には役立たない。これは富士川の場合海底勾配が非常に急なことによる。

天竜川に関しては、海浜断面の時間変化が得られたので河口部に蓄えられている土砂量の経年変化を求めることができる。この河川では、地形変化の限界水深より沖へ流出する土砂量はほとんど0である。天竜川の流入する遠州海岸では高波浪の来襲頻度が高く、また海底勾配が富士海岸の場合ほど急ではないために、土砂は地形変化の限界水深で浅に堆積し、その土砂は周辺海浜の形成に役立つことになる。1970年9月には、 $V_1=645$ 万 m^3 であったが、1984年には459万 m^3 に、そして1986年には315万 m^3 へと V_1 は急激に減少した。16年間の平均減少率は約20万 m^3/yr に達した。以上の点は、沿岸漂砂によって河口部より運び去られる土砂量と比較して河川からの供給土砂量が大きく減少していることを示している。

阿武隈川では、 $V_1=16$ 万 m^3 、 $V_2=0$ である。河川から供給された土砂は河口付近にほとんど堆積しており、地形変化の限界水深よりも沖への土砂堆積は見られない。この条件は天竜川河口の場合と同じである。天竜川と阿武隈川では底質粒径がかなり異なるため、河口部の等深線の突出率は異なるが、共に海底勾配が緩く、しかも太平洋に面しているので作用波浪が高いため地形変化の限界水深で浅に土砂が堆積したと考えられる。そして阿武隈川の場合も、海岸への流入土砂は周辺海岸を養う上で有効であることが分かる。

相模川では、 $V_1=53$ 万 m^3 、 $V_2=30$ 万 m^3 であり、河川から供給された土砂の多くが河口付近に残されているが、地形変化の限界水深より沖への堆砂量もかなり多い。このように地形変化の限界水深よりも沖へかなり多くの

土砂が流出する状況は富士川の場合と良く似ている。

表-2には V_2/V_1 も示したが、これによると、 V_2/V_1 が大きい富士川と相模川では海底勾配が各々 $1/4$ 、 $1/50$ であって、天竜川 ($1/90$) や阿武隈川 ($1/90$) と比較してはるかに急である。このように、波による地形変化の限界水深より沖へと流出土砂が運ばれるかどうかについては、海底勾配が重要な因子となることが分かる。

5. 結 論

① 河口部等深線の突出率 l/B は、河口部河道の底質中央粒径 d_{50} と関係し、 $d_{50} \approx 1$ mm で l/B は最大値約0.6を取ることで、また d_{50} の増大とともに l/B は減少し、 $d_{50} > 10$ mm では約0.15となることがわかった。

② d_{50} の範囲ごとに l/B と $\tan \alpha / \tan \beta$ の関係を調べた。ここに $\tan \alpha$ は河口部の河床勾配、 $\tan \beta$ は波による地形変化の限界水深で深の海底勾配である。これによると、 $d_{50} > 10$ mm と粗粒の場合、 l/B は0.2程度の値を取り、しかも $\tan \alpha / \tan \beta$ とともに緩やかに増大する関係が見られた。また、 $1.0 \text{ mm} < d_{50} < 10 \text{ mm}$ の場合にも同様な比例関係が見られたが、 l/B の変域は0.3～0.6とはるかに大きい値であった。

③ 河口部の海浜断面形をもとに、地形変化の限界水深で浅と深の体積 V_1, V_2 を富士川、天竜川、阿武隈川、相模川の4河川の場合について試算した。これによると、海底勾配が急な富士川、相模川では V_2 がかなり大きく、沖への流出土砂量が多いと考えられたのに対し、海底勾配の緩やかな天竜川や阿武隈川の場合には流出土砂のほとんどが V_1 として貯えられ、周辺の海浜形成に役立つことが分かった。

参 考 文 献

- 市川 武・落合治美・富田一男・室伏久治 (1961): 駿河湾田子の浦海岸の波と漂砂, 第8回海岸工学講演会講演集, pp. 161-167.
- 宇多高明・望月誠一・渡辺勝彦・野口賢二 (1991a): 富士川河口部における海浜変形, 海岸工学論文集, 第38巻, pp. 351-355.
- 宇多高明・坂野 章・山本幸次 (1991b): 遠州海岸の1960年代以降における海浜変形, 土木研究所報告, 第183号, pp. 23-70.
- 建設省 (1973): 全国河川河口資料集 (2)~(10).
- 須賀堯三・石川忠晴・灘岡和夫・田中 仁 (1987): 河口前面テラスの形成とその消長, 土木学会論文集, 第381号/II-7, pp. 29-32.
- 竹内俊夫・宇多高明・小野田章男・佐藤隆志 (1989): 洪水流によって形成された阿武隈川河口前面テラスの変形実態, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 364-368.
- 田中 仁・須賀堯三・高山博之・羽鳥定久 (1987): 河口部の流れと河口砂州の形成に関する研究, 第31回水理講演会論文集, pp. 737-742.
- 藤井友友・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.