

非対称河口砂州の形成に関する実態論的研究

-安倍川河口を例として-

Field investigation of formative process of asymmetric river mouth bar

- the example of the Abe River mouth -

宇多高明*・小菅 晋**

Takaaki Uda and Susumu Kosuge

Formative process of asymmetric river mouth bar was investigated through the case study of the Abe River mouth flowing into Suruga Bay. Aerial photographs and bottom sounding data were analyzed. It was found that the location of the opening of asymmetric river mouth is mainly determined by the location of the main river stream, but the straight shoreline of the river mouth bar and its height strongly relate to the incident waves. Breaker height and breaker angle around a river mouth bar were inversely calculated from the longshore sand transport formula and they well explained the sediment transport mechanism around the protruding river mouth.

Keywords: river mouth, longshore sand transport, aerial photograph, beach topography.

1. まえがき

海岸侵食問題の本質的な解決のためには、海岸域だけでなく山地の土砂供給源より、河川を経て河口に至る範囲での土砂移動についての考察が必要である。このような漂砂の系を考えたとき、最も重要な境界条件の一つを与えるのが河口である。なぜなら、河口では一般に大洪水時に土砂が供給され、それが波の作用で徐々に周辺海岸へ運び去られるが、それぞれの作用は現象的に、また時間スケールにおいてもかなり異なるからであり、河口を経由した周辺海岸域へのスムーズな土砂供給を考えると、その機構を十分理解することが求められる。ところで河口の形状は河床勾配や河床材料、あるいは来襲波の特性に応じて様々である（例えば、宇多ほか、1994a）。そして、河床勾配が $1/1000$ 程度より急な扇状地河川が海へ流入する場合、しばしば河口中心線に関して左右非対称形の河口砂州が見られる。このように非対称形の砂州の形成は、周辺海岸への土砂供給形態にも大きな影響を持つと考えられる。しかしこのような非対称砂州の形成に及ぼす河川流や波の影響については十分明らかではない。こうしたことから、本研究では駿河湾に注ぐ扇状地河川である安倍川を実例として、この問題について検討する。安倍川は流域面積 567km^2 、計画流量 $5,500\text{m}^3/\text{s}$ をもつ一級河川であり、扇状地河川のため下流部の河床勾配は $1/245$ と急であり、河床材料は礫からなる。

2. 河口砂州の開口部形成に及ぼす河川流の影響

最初に、写真-1には1992年撮影の安倍川扇状地および河口部の空中写真を示す。写真右側が東で、そこに広がるのが静岡海岸である。宇多ほか（1994b）に示したように、静岡海岸では東向きの沿岸漂砂が卓越しており、安倍川からの流出砂礫は東向きに運ばれる。河川流は網状に流下しているが、河口では右岸側から長大な砂州が伸び、その結果開口部は河口の左岸よりさらに東側に位置している。全体として、河口の左岸側（すなわち沿岸漂砂の下手側）の海岸線が右岸側と比較して大きく突出しているのが特徴である。

写真-1に示す安倍川河口砂州は、開口部の変動はあるものの、全体としてかなり安定的に推移してきている。安倍川河口部で1984年以降8回撮影された空中写真をもとに、開口部位置と河口部みお筋の変遷を調べると図-1となる。砂州の形状は変化しているが、砂州汀線の右岸側の付け根の位置は経年的に一定していることがわかる。開口部は、1984年には開口部は左岸近傍にあったが、1986年、1987年には西側へ移動し、河道の中央部で開口



写真-1 安倍川扇状地と河口部地形(1992年撮影)

*正会員 工博 建設省土木研究所河川部長（〒305 茨城県つくば市旭1）

**正会員 工博 東海大学海洋学部海洋土木工学科教授

している。その後も 1989 年までは河道中央に開口部が位置したが、1991 年以降河口は大きく東へ移動し、1993 年には左岸堤防法線の延長上よりも東へ 230m も離れた位置で開口部を持つことになった。このように 1984 年～1993 年の間の開口部位置の変動は東側→中央部→東側の動きにより特徴付けられる。開口部位置の変動をもたらす主な原因は 2 つ考えられる。第 1 は写真-1 にも示されているように、低水路のみお筋の変化であり、第 2 は砂州への入射波の波向変動である。

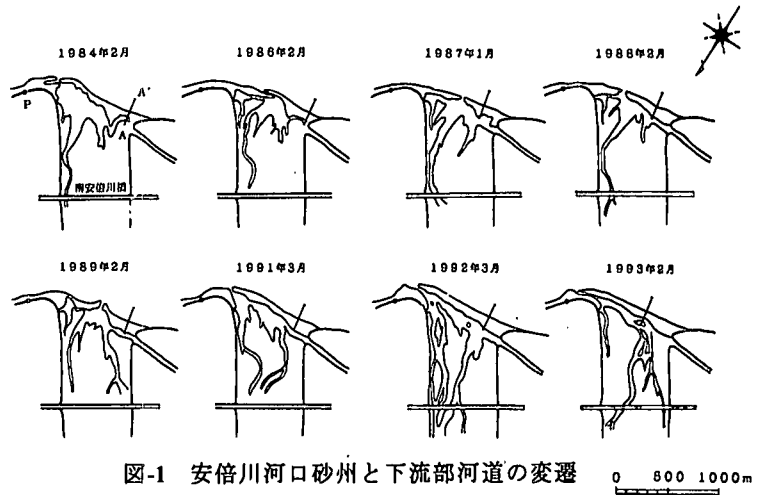


図-1 安倍川河口砂州と下流部河道の変遷

図-1 によると、1984 年～1988 年ではみお筋は左岸に沿って流れたあと、河口で西向きに曲がり、河口のほぼ中央部より海へ流入するような特徴を有している。これに対し、1989 年以降には主なみお筋が 2 つに分かれ、右岸側の流れが次第に強くなっていき、1993 年には右岸側に沿って流下した流れが大きく蛇行して左岸側より流出する特徴を示す。このみお筋変化は、安倍川の河口部河道における多列砂州（8～10 列）の形成・移動と密接に関係していると考えられる。

上述の判読図は非洪水時の空中写真より得られたものであって、洪水時の流況は不明である。したがってこれらのみによる検討では不十分である。そこで左岸堤防より砂州の開口部位置までの距離を測定するとともに、各時期に生じた流量 1000m³/S 以上の洪水履歴を図-2 のようにとりまとめた。これによると、河口位置が変動する時期にはほぼ 1700m³/S 以上の洪水が発生していることがわかる。このことより、みお筋が変化した上に洪水が発生し、それによって開口部が変動した可能性が極めて大きいことが明らかである。

一方、砂州への入射波の波向変動による効果は非常に小さいことが図-1 より証明される。図-1 によると、河口右岸砂州の汀線はいずれの時期においてもほぼ直線状に延びている。そこで、直線状部分のほぼ中央部を切る測線 A-A' 付近で海岸線への法線を立て、その方向角を読みとると表-1 となる。これによると法線の方角は平均 S 14° E でほぼ一定しており、その変動は標準偏差が 1.2° と非常に小さい。このことは、河口右岸砂州の汀線が卓越波の入射方向に対しほぼ直角となって安定していること、そして安倍川河口付近での卓越波の入射方向は S 14° E 方向であって変動も少ないことを示している。

以上より、安倍川のような急流河川では河口砂州の開口部は河川の複列砂州の移動に伴うみお筋位置の変化と洪水の発生とに支配されている。しかし河口砂州の全体形状、すなわち右岸側より左岸に向かって砂州が斜めに伸びる点は河口に対して斜め入射する卓越波の作用によるところが大きい。

3. 河口部海浜地形の非対称性

3.1 深浅図の判読

安倍川河口部の 1992 年 9 月の海浜形状を深浅測量の測線位置とともに図-3 に示す。この時点では北東方向へ砂州が

空中写真 撮影時期	砂州開口部移動状況 0 200 400 600 800m	洪水履歴（卓越波観測所）	
		発生時期	流量 (m ³ /s)
1982年2月		1982. 8. 2	3,900
		1982. 9. 12	2,900
		1982.11.30	2,200
1983年2月	330m	1983. 8. 19	1,100
		1983. 9. 10	1,600
		1983. 9. 24	2,900
1984年2月			
1985年2月			
1986年2月	545m	1985. 6.30	2,300'
1987年1月	695m		
1988年2月	590m	1987. 8. 8	1,200
1989年2月	740m	1988. 9.25	1,600'
1990年2月		1989. 9. 4	1,900
1991年3月	390m	1990. 8.10	1,600'
		1990. 9.10	1,600'
		1990. 9.30	1,500
		1991. 8.31	1,600'
1992年3月	300m	1991. 9.14	1,200
		1991. 9.10	2,600'
1993年2月	60m		

注) 印は観測時期の最大流量。

図-2 安倍川河口砂州の開口部の変動と洪水履歴

表-1 河口右岸砂州の汀線に対する法線の方角

空中写真 撮影時期	右岸砂州へ の法線方向	空中写真 撮影時期	右岸砂州へ の法線方向
1979年2月	S 16° E	1989年2月	S 15° E
1986年2月	S 13° E	1991年3月	S 13° E
1987年1月	S 16° E	1992年3月	S 13° E
1988年2月	S 14° E	1993年2月	S 15° E

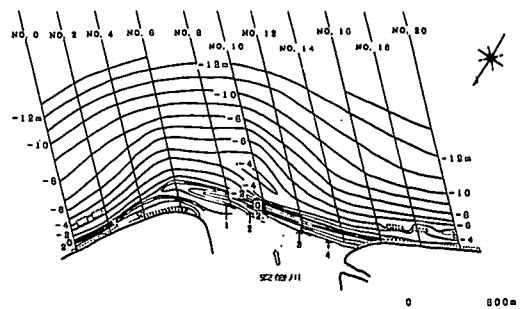


図-3 安倍川河口部の海浜形状(1992年9月)

細長く発達したため開口部は左岸堤防の延長上より北東に 200m も離れた位置にある。汀線は開口部に隣接する No. 6 で最も突出し、そこから西側の汀線はほぼ直線状に延びている。一方、東側の汀線はやや凹状を示し、河口中心線に対し河口形状は明らかに左右非対称である。沖合の等深線形状については、現開口部位置付近の No. 6 で等深線が沖に向け突出しているが、No. 6 の西側 430m の No. 10 の沖合でも等深線の突出が見られる。これは、No. 10 付近に開口部位置があった時形成された河口テラスの一部が侵食されずに残されているものと考えられる。No. 10 より西側では沖合の等深線が急激に岸に接近し、急深となっている。例えば、沖合の -6m の等深線形を調べると、河口中心の測線 No.10 より西側ではその形が凹状であるのに対して、東側では著しく凸状である。一方、河口の砂州高は右岸堤防との接点では約 4m であるのに対して、東側へと右岸からの距離が増大するにしたがい砂州高が低下し、左岸堤防の前面では 0 ～ 1m まで低くなる。すなわち右岸近くの急深部では、波のうちあげ高が高く、したがって砂州高も高く、逆に左岸付近では沖合に浅瀬があるため砂州高（波のうちあげ高）が低いことがわかる。

3.2 海浜縦断面形の比較

図-3 の深浅図によれば、河口部地形を代表する断面として、河口デルタの最突出部を通る測線 No. 6、河口部の地形変動の直接的影響を受けないと考えられる右岸側に最も離れた No. 20、そして左岸側の No. 0 を選ぶことができる。また、現開口部と右岸側測線の間にあり、過去の河口テラスの影響が残されている位置として No. 10 を選ぶことができる。以下ではこれらの測線に沿う海浜縦断面形の変化について調べてみる。

最初に、測線 No. 0 の断面形を図-4 に示す。図には、1979 年、1987 年および 1992 年、3 カ年分の断面形を重ねて示す。ここでは汀線付近の勾配は 1/10 と非常に急で水深約 5m まで落ち込んだあと、その沖では 1/80 と緩勾配となる。全体に上方に凹状の縦断面特性を示す。経年的変化では、1979 年～ 1987 年の間土砂が堆積したあと、1992 年には再び侵食されて汀線が後退している。沖合で顕著な地形変化が見られなくなる限界の水深（地形変化の限界水深）はほぼ 7m があり、これ以浅でのみ顕著な地形変化が生じている。

図-5 に示す測線 No. 6 は、現況の開口部に位置しているため、沖合には河口テラスの形成が見られ、No. 0 と比較して全体に水深が小さい。この断面では 1979 年に河口テラスが形成された後、1987 年まで大きく侵食され、その後再び土砂が堆積して汀線が前進した。断面内での鉛直方向地盤変動量は最大 4.3m と大きい、この断面でも水深 6 ～ 7m で水深変動はほとんど見られなくなる。

河口砂州の平面形状の変遷を示した図-1 によれば、開口部は 1988 年には河口の中央やや東側にあったが、1993 年までには緩やかに東向きに移動した。これに伴い、測線 No. 6 が開口部の東側に位置する時は侵食され、開口部前面となる時には大量の土砂堆積が見られることになる。すなわち、開口部前面に位置する時は河川の流下土砂が堆積するが、東側に位置するときは東向きの沿岸漂砂により開口部前面に堆積した土砂が運び去られて侵食されることになる。以上の点は、各測線での堆積・侵食が開口部位置の変動により大きく影響されることを意味する。

同様に図-6 には測線 No. 10 の海浜縦断面形を示す。No. 10 では 1979 年には河口テラスが見られなかったが、1987 年までに土砂が堆積して浅いテラス状地形が形成され、その後、 $x = 100 \sim 200\text{m}$ の間が部分的に侵食されてトラフ・バー状地形となった。前出の図-1 によれば少なくとも 1984 ～ 1988 年の間、開口部位置が西に移動し、No. 10 付近となったから、この間に開口部より土砂が流出して沖合にテラス状地形が形成されたが、1988 ～ 1992 年には開口部より離れたため侵食傾向に変化したと言える。

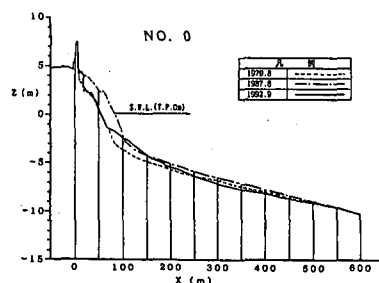


図-4 河口部海浜縦断面の変化(測線 No.0)

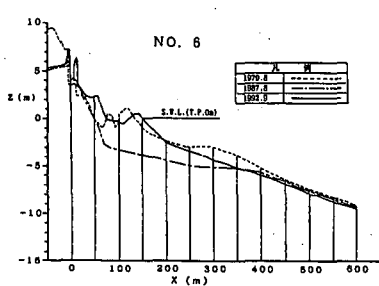


図-5 河口部海浜縦断面の変化(測線 No.6)

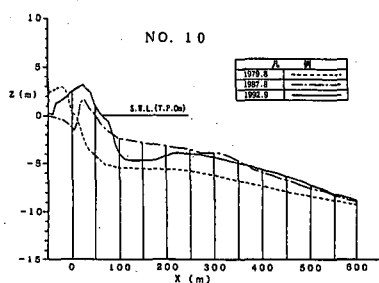


図-6 河口部海浜縦断面の変化(測線 No.10)

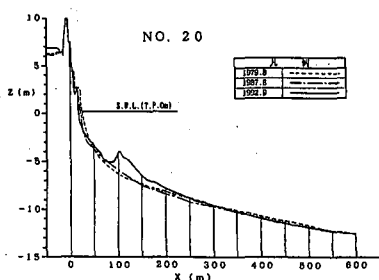


図-7 河口部海浜縦断面の変化(測線 No.20)

図-7 に示す測線No. 20 の海浜縦断面形では、測線No. 10 の断面と決定的な違いを示し、上方に著しく凹な形状であって、汀線付近が勾配 1/3 と非常に急角度で水深 6 ~ 7m まで落ち込んだあと、7m 以深では勾配約 1/100 と非常に平坦となる。上方に凹な断面の特徴自体は測線No. 0 の断面形とも類似するが、沖合の水深が非常に大きいことが大きな相違点である。No. 20 より西側は侵食されたため護岸と消波工で守られており、またここより西側からの沿岸漂砂の供給は西側に用宗漁港と隣接の埋立護岸があるために完全に断たれている。現況における唯一の漂砂源は安倍川である。しかし、既に述べたように河口部に対し波は斜め入射し、流下土砂は一度河口沖に堆積するものの、その土砂は次第に東向きに流出する条件にある。このことより、No. 20 は現在では侵食され切っており、変動もほとんど起こり得ない断面となっていることを示す。なお、 $x = 100 \sim 150\text{m}$ で土砂堆積が見られるが、これは隣接する離岸堤の堆砂効果によるものであり除外できる。また、断面図によるとほぼ水深 6 ~ 7m まで急激に落ち込んだあと、その沖には非常に平坦な斜面が続く点は、No. 6, 10 各断面で見られた地形変化の限界水深がほぼ 7m にある点と非常によく対応し、No. 20 の断面が地形変化の限界水深まで削られつくした断面になっていることを意味している。

ここで上述の断面より No.0,10,20 を選び、1992 年のデータをもとに汀線を重ねて断面図を描くと図-8 となる。中央部の No.10 では沖合に土砂が堆積して浅い。この測線を挟んで対照的な位置にある測線 No.0,20 を比較すると、No.20 では東側の No.0 よりも約 2m も海底地盤高が低い。このように河口中心線に関し東西に 1km 離れているのみであるが、海底形状には著しい違いがある。

3.3 汀線変化

深浅測量データをもとに、1979 年を基準として 1987 年および 1992 年までの汀線変化を読みとり、その沿岸分布を図-9 に示す。1992 年まで 13 年間の全体的変化としては、河口部汀線は前進傾向にあり、安倍川からの土砂流入があったことを示している。しかし土砂の堆積は河口前面で一様に生ずるのではなく、1987 年までではNo. 8 より西側で、また 1992 年ではNo. 6 より西側では土砂が堆積したものの、それより東側は逆に侵食傾向を示す。堆積・侵食の限界点は 1987 年、1992 年とも開口部位置に相当する。このことは、河川からの流下土砂があったとしても斜め入射波の作用下では河口デルタ状の突出地形の斜め入射波に対し遮蔽側ではむしろ侵食されることが特徴と言える。また 1987 年までに土砂が堆積して汀線が前進した No.10 より西側では汀線変化はほぼ見られない。このことは No.10 より東側で流下土砂がたまったことにより漂砂の流出が阻止されたこと、したがって図-3 で見られた測線 No.10 における突出地形は、1983 年洪水時に形成された海底地形が残されていることを示す。

3.4 安倍川の流出土砂量の推定

各測線ごとの断面積変化量に測線間隔を乗じて河口部の土砂量変化を算出すると、1979 ~ 1987 年では $2.9 \times 10^4 \text{ m}^3$ の堆積、1987 ~ 1992 年では、 $1.1 \times 10^4 \text{ m}^3$ の堆積であって、全期間では $4.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ の土砂が新たに堆積している。また河口部への土砂堆積速度は、1979 ~ 1987 年で $3.6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{yr}$ 、1987 ~ 1992 年で $2.2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{yr}$ および全期間平均では $3.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{yr}$ であった。

宇多ほか (1991) によると、静岡海岸では 1983 年頃より安倍川からの土砂流出により河口隣接部で汀線が前進し、土砂の集合体 (sand body) の東向きの移動が見られた。そして海岸への堆積土砂量の変化より、静岡海岸の海浜形成に役立つ砂礫分に関する土砂供給量が約 $10 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{yr}$ であることを明らかにした。この値に河口部での堆積量を加えると、1979 ~ 1987 年の間に河川から供給された砂礫供給量は $13.6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{yr}$ となる。また、1987 ~ 1992 年では約 $12.2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{yr}$ となる。しかし図-2 に示したように、最近では大洪水がないため流出土砂量は減少している。

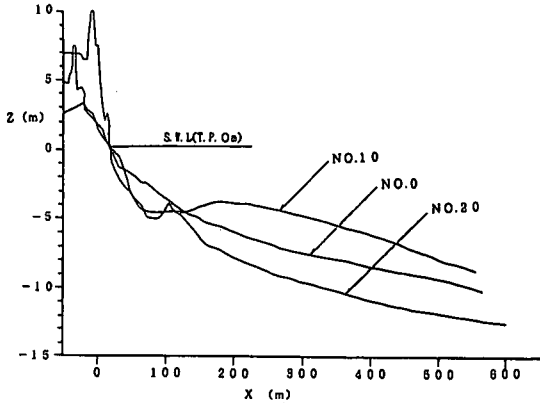


図-8 河口部縦断面形の比較

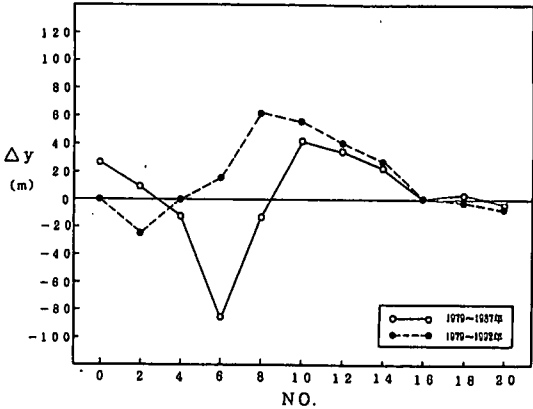


図-9 河口部の汀線変化

4. 河口デルタ周辺での漂砂の機構に関する一考察

安倍川河口は三角形に突出し、河口より西側の汀線はほぼ直線的、東側の汀線はその方向を急激に変え、やや凹状の汀線形を示す。河口位置の変動はあるものの三角形の河口デルタ形状自体にはそれほど大きな変化は見られない。河口の左右岸とも同一の入射波条件を考えたとき、この形状が安定的に保たれている点について考察することは河川流出土砂が周辺海岸へ移動する機構を調べる上で役立つと思われる。以下では図-10に示す1992年9月の深淺測量図より定めた汀線形をもとに考察を加える。

図-10において、河口の左岸側に原点を設け、そこより沿岸方向にx軸を、沖向きにy軸を定める。そして沿岸方向に100m間隔で汀線上に測点を設け、その測点上で海岸線への接線の方法角をx軸方向に対し時計回りの方向を正として読みとると図-11となる。河口右岸側では接線の方法角はほぼ一定である。これはこの付近の汀線が全体として卓越波の入射方向に対して直角となつて安定しており、このためx軸と時計回りの方向に約16°の方向となっていることを表している。卓越波の入射方向 θ_0 はS16°W方向と与えられていることを考慮すると、各地点における砕波点における入射角 α_b は次式で近似される。

$$\alpha_b = \theta_0 - \frac{dy}{dx} \quad (1)$$

ここに、 θ_0 はy軸に対し入射波がなす角で $\theta_0 = 16^\circ$ である。図-11には α_b の沿岸分布を示す。 α_b は河口の右岸側の $x \geq 1.0 \text{ km}$ ではほぼ0であるのに対し河口の左岸側では極端に大きな値となる。ところで、Savageによる沿岸漂砂量公式は

$$q = \frac{1}{8} \rho g f H_b^2 (C_g)_b \sin \alpha_b \cdot \cos \alpha_b \quad (2)$$

と与えられる。ここに、 f ：漂砂量係数、 ρ ：海水密度、 g ：重力加速度、 H_b ：砕波波高、 $(C_g)_b$ ：砕波点における群速度である。砕波水深は十分小さいから、長波近似が成立するとし、また砕波点での波高水深比が γ で与えられるとき、式(2)は次のようになる。

$$q = \frac{1}{8} \rho g^{3/2} f \gamma^{-1/2} H_b^{5/2} \cdot \sin \alpha_b \cdot \cos \alpha_b \quad (3)$$

河口砂州の西端では漂砂の出入りは無視できるから、漂砂量は0とおける。また、西端部より砂州はほぼ直線状に伸びているが、漂砂の連続性を考えればここでも漂砂量は0である。したがって図-11で $x \geq 1.0 \text{ km}$ では $q = 0$ となる。また、図-10において河口の左岸側では汀線の変動が少ないのでここではほぼ一定の漂砂量 q_0 が通過するのみである。以上のことから、河口部の漂砂量は次のように近似される

$$q/q_0 = k(x) = \begin{cases} 1 & x \leq 0.5 \text{ km} \\ 2(1-x) & 0.5 \text{ km} \leq x \leq 1.0 \text{ km} \\ 0 & x \geq 1.0 \text{ km} \end{cases} \quad (4)$$

$$q = \frac{1}{8} \rho g^{3/2} f \gamma^{-1/2} H_b^{5/2} \cdot \sin \alpha_b \cdot \cos \alpha_b = q_0 k(x) \quad (5)$$

$$\text{したがって、} \quad H_b = (8\rho^{-1} f^{-1} g^{-3/2} \gamma^{1/2} q_0)^{2/5} \cdot (\sin \alpha_b \cdot \cos \alpha_b)^{-2/5} \cdot k(x)^{2/5} \quad (6)$$

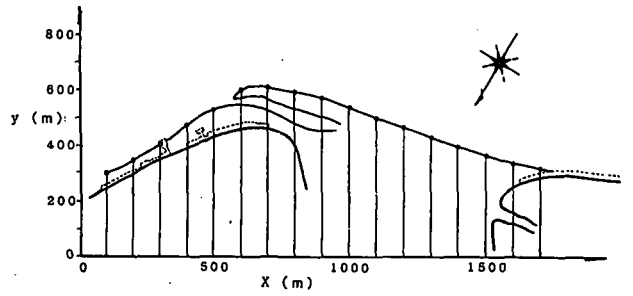


図-10 砕波角の計算のための座標系

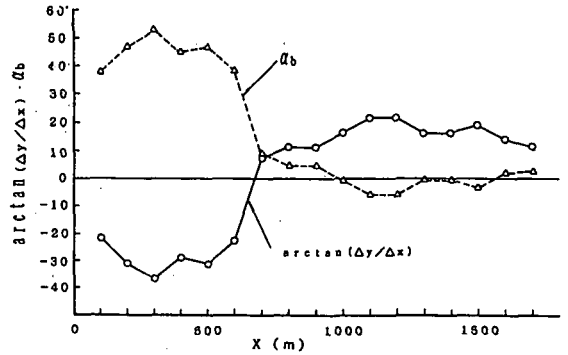


図-11 汀線の勾配 ($\Delta y / \Delta x$) と砕波角の沿岸分布

いま、河口左岸側の $x = 0.1 \text{ km}$ 上の汀線位置を基準地点として選び、この点における諸量に 0 を付けて表すと、 $x = 0.1 \text{ km}$ では $k = 1$ なので

$$H_{bo} = (8\rho^{-1} f^{-1} g^{-3/2} \gamma^{1/2} q_o)^{2/5} \cdot (\sin \alpha_{bo} \cdot \cos \alpha_{bo})^{2/5} \tag{7}$$

となるので、式(6)、(7)の比をとると、

$$\frac{H_b}{H_{bo}} = (\sin \alpha_b \cdot \cos \alpha_b)^{2/5} \cdot (\sin \alpha_{bo} \cos \alpha_{bo})^{2/5} \cdot k(x)^{2/5} \tag{8}$$

となる。さらに $H_b/H_{bo} = H_b^*$ とおき、図-11 に示した α_{bo} の値を加えて H_b^* の分布を求めると表-2 となる。 H_b^* は $x=100 \sim 600\text{m}$ (No. 1 ~ 6) ではほぼ 1 であるが、 $x=700 \sim 800\text{m}$ (No. 7 ~ 8) では 1.3, 1.4 と波高比が大きい。以上の点は、河口デルタの突出地形の左岸側では卓越波に対して碎波波向が大きい代わりに波高が低く、逆に右岸側では波高は高いものの碎波角が小さいため、極端に大きな沿岸漂砂は生じないことを示している。しかも洪水により河口が突出するほど斜め入射波に対する裏側では遮蔽されることになるので、例えば海岸線に対して入射波が大きく斜め入射しても急激な地形変化は起こらず、徐々に土砂流出が起こるものと考えられる。

表-2 H_b^* の一覧表

x (m)	$\arctan(\Delta y/\Delta x)$ (°)	碎波角 α_b (°)	$k(x)$	波高比 H_b^*
100	-21.8	37.8	1.0	1.00
200	-31.0	47.0	1.0	0.99
300	-36.9	52.9	1.0	1.00
400	-28.8	44.8	1.0	0.99
500	-31.0	47.0	1.0	0.99
600	-22.6	38.6	0.8	0.91
700	7.1	8.9	0.6	1.29
800	11.3	4.7	0.4	1.41
900	11.3	4.7	0.2	1.07

5. 考察

安倍川の河口部地形は次の特徴を有し、それぞれが密接に関連している。

- ①河口砂州は右岸側で高く、東向きに低くなる。このことは通常時の開口部が東端になり易いと同時に、洪水時のフラッシュも砂州の東端近傍となり易いことを意味する。
- ②洪水が砂州の東端部より流出し易い点は、砂州の東端部沖での浅瀬の形成を促進させる。
- ③浅瀬の形成促進は、河口砂州の東側での波のうちあげ高の低下に役立つ。
- ④また、左岸沖で形成された浅瀬は、右岸側から伸び、その汀線が卓越波の入射方向とほぼ直角となった河口砂州の安定化につながる。
- ⑤左岸付近に開口部があり、その沖に浅瀬があることは、波の屈折を促し、河口の左岸側隣接区域の波高低下に、またその結果としてその付近での沿岸漂砂の低減に役立つ。さらに河口砂州の安定化に役立つ。
- ①～③は自励的な意味より砂州の地形形成に関与している。また、④⑤は砂州の安定化に役立ち、地形変動を少なくしている。このようなメカニズムにより写真-1 に示したように河口中心線に関して非対称な砂州が安定的に形成されていると考えられる。

6. 結論

本研究の主要な要点は以下のようである。

- ①扇状地河川である安倍川では河口より上流部のみお筋変動と洪水の発生とに起因して河口位置が定められている。河口位置の変動に対する波の斜め入射の効果は小さいが、右岸側から斜めに伸びた河口砂州形状自体には斜め入射波の影響が大である。
- ②洪水時に河口テラスを形成しつつ流出した土砂は北東向きの沿岸漂砂により運び去られるが、土砂の流出は河口の開口部とその東側で集中的に起きている。1979 ~ 1987 年、1987 ~ 1992 年の 2 時期に分けた計算では、安倍川からの流出土砂量（海浜形成に役立つ砂礫の意味からの）はそれぞれ $13.6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{yr}$ 、 $12.2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{yr}$ であって、最近では大洪水がないため流出土砂量は減少傾向にある。
- ③安倍川河口部では、東向きに標高の低下する河口砂州、中央～東端での開口部の形成、そして砂州沖の西側での急進な海底地形・東端での浅瀬の形成が自励的な意味より促進されていることが判明した。

参考文献

宇多高明・高橋 晃・松田英明 (1994a) : 河口地形特性と河口処理の全国実態, 土木研究所資料, 第 3281 号, 123p.
宇多高明・鈴木忠彦・大石守伸・山本吉道・板橋直樹 (1994b) : 静岡海岸の沿岸漂砂量およびその分布形の評価, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp.536-540.