

琵琶湖西岸における底質特性について

芝野 照夫・山下 隆男
井上 雅夫・土屋 義人

SEDIMENT PROPERTIES ALONG THE WEST BEACH OF LAKE BIWA

By *Teruo SHIBANO, Takao YAMASHITA, Masao INOUE*
and *Yoshito TSUCHIYA*

Synopsis

Sediments along the west beach of Lake Biwa were sampled and analyzed to investigate beach processes which are associated with in sediment properties, especially in the region where incident wave energy fluxes are weaker than those in usual coastal beaches or east beaches in the Lake.

First, historical changes in the geometry of beaches are studied. Secondly, the incident wave properties are hindcasted by the SMB method using wind data observed at Hikone for 32 years. In four river mouth delta areas, wave refraction and energy fluxes entered into breaker zone were calculated to evaluate the rate of longshore sediment transport.

Combinning sediment, beach topography and incoming wave properties, we discuss a natural law of beach processes in terms of sediment properties, and conclude that sediment properties are good indexes to find out the dominant direction of longshore sediment transport which governs long term beach processes.

1. 緒 言

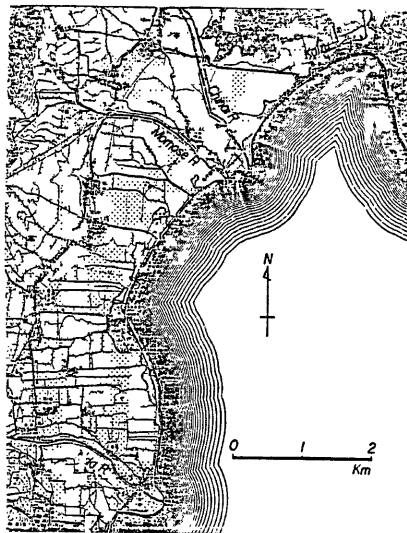
琵琶湖沿岸には白砂青松の美しい砂浜が存在し、余暇利用のリクリエーションゾーンとして広く利用されてきている。この松林をもった美しい砂浜を保全することは、砂浜の利用のみならず琵琶湖全体の自然環境を守る立場からもきわめて重要なことである。前報¹⁾では萩の浜を対象として、来襲波浪の特性と沿岸漂砂量を究明したのち、底質採取を実施して底質の沿岸方向分布特性、萩の浜の変遷、さらに湖岸侵食の予測を行った結果を明らかにした。ここでは琵琶湖西岸を対象として、堅田地区より海津大崎に至る延長約 100km に及ぶ沿岸における底質調査を実施し、湖岸における砂浜の形成過程を知る基本的な指標を求め、これの沿岸方向分布を究明する。この西岸に存在する砂浜の形成は、流入河川を主要な漂砂源としての土砂供給と対岸距離および風特性によって支配される波浪の作用によるものであり、それらの間には、自然の法則として相互の関係があるものと思われる。したがって、本研究では、底質および砂浜形状の沿岸方向の分布特性によって、漂砂源との関係における砂浜の地域特性とその変遷について考察するとともに、底質、波浪および砂浜形状の関係を究明して、一般的な法則を明らかにする。

次いで、琵琶湖西岸の 5 地点（知内川河口、石田川河口、萩の浜¹⁾、雄松崎、および和途川河口）における詳細な底質調査と長期間における波浪エネルギーフラックスおよび沿岸漂砂量の沿岸分布を推定して、底質特性との関係を明らかにし、これから砂浜の形成過程と現状の把握を行うことにする。

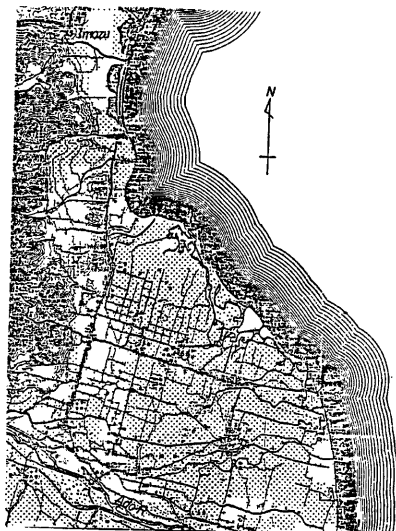
2. 湖岸地形の変遷

2.1 西岸地形の変遷

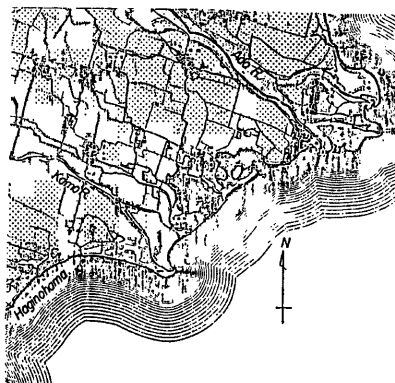
琵琶湖西岸の地形は、その北端の海津から堅田までの北湖において、大きく3つに分けることができる²⁾。まず第1は海津から萩の浜南端までの区間である。背後地に勾配の緩い平野が広がっており、主要な流入河川は北側から知内川、石田川、安曇川および鴨川であって、とくに安曇川河口部は河口デルタの発達が顕著となっている。一方、他の3河川の河口デルタは尖頭状の地形となっている。琵琶湖への河川の流入方向は、



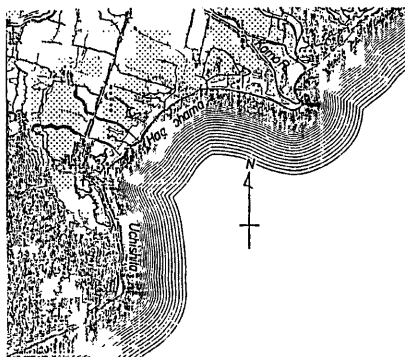
(a)



(b)



(c)



(d)



Fig. 1 Shoreline configurations along the west-beach of Lake Biwa

長年月にわたる河川と琵琶湖からの外力の相互作用によって形成されたものであって、知内川は北から南の方向へ若干流路を曲げて流入している。石田川および鴨川は逆に南から若干北側へと流路を曲げており、それぞれ外力の作用は知内川では北からの、石田川と鴨川では南から作用してきたものと推察される。また、**Fig. 1** に示す1893年測図の1/20,000 地形図では湖岸各所に内湖が見られ、とくに知内川と石田川に挟まれた深清水集落の前面に、大きな内湖が見られる。この内湖の琵琶湖側は浜堤とも言うべき、細長い砂浜が北側および南側から延びており、この両方向からの長年月にわたる沿岸漂砂によって形成されたことをうかがわせる。また、石田川河口と安曇川河口デルタの北端に位置する木津集落との間にも内湖が見られ、その浜堤も石田川からの流送土砂と安曇川河口デルタからの沿岸漂砂の堆積によるものと考えられよう。さらに、

安曇川南川河口と鴨川河口の間においても、大きな2つの内湖があり、四津川集落は南側内湖の浜堤に位置しているといえよう。この浜堤は、その地形から見て鴨川河口部からしだいに延びてきたことをうかがわせ、前述の鴨川の流入方向と相俟って、南側からの外力による鴨川からの流送土砂が沿岸漂砂として堆積したものと考えられよう。さらに、内湖は萩の中央部および現在の乙女ヶ池と呼ばれるものがあり、とくに萩の浜中央部の内湖は、鴨川からの流送土砂および萩の浜南側からの沿岸漂砂によって、その湖口が閉塞しつつあるものといえよう。なお、萩の浜の地形の変遷については前報¹⁾に詳述したように、浜の中央部の汀線がしだいに前進し、明治26年から昭和36年までの約70年間で、最大90mも前進したことを示した。一方、乙女ヶ池の前には浜堤があり、現在も住宅地あるいは道路として利用されているが、その地形から打下付近からしだいに延びてきたものと想像されるが、明治26年の地形図および最近の湖沼図によっても、打下付近には浜堤を形成させるような流入河川や広い砂浜が見られず、他の内湖前面に延びる浜堤と若干様相が異っている。

一方、打下から北小松付近までは山地が湖岸に迫っており、とくに打下から白髭神社前面には砂浜はほとんど見られない湖岸地形を呈している。しかし、打下と白髭神社の中間の屈曲部には明治26年の地形図においても、局所的に尖頭状に約300mの砂浜が存在している。この砂浜はその形状を変化しつつも、現在においても見られ、これは北側からの沿岸漂砂と白髭神社付近の南側からの沿岸漂砂の両者が堆積する箇所になっているものと考えられる。

また、白髭神社以南の鶴川から堅田までの湖岸は、比良山地からの流送土砂によって形成された扇状地が連なった湖岸であるといえよう。北小松以南では堅田まで数多く中小河川が琵琶湖に流入しているが、河口デルタを形成しているのはその内4河川である。しかし、和速川を除く、比良川、大谷川および八屋戸川の3河川は比良山地に続いて扇状地が形成され、その延長に河口デルタがつくられているが、和速川および真野川の背後は低い丘陵地であって、扇状地の発達とは顕著でなく、扇状地の終端から河口部までの高低差は約6m程度となっており、和速川および真野川とも天井川の観を程している。

この南部領域における内湖は、山地から湖岸までの勾配が急であることから、雄松崎に見られるのみで、この内湖を囲む浜堤と旧河道の痕跡から、比良川および北小松南側に流入する河川を漂砂源とする沿岸漂砂の堆積と旧河口の低湿地によって形成されたものといえよう。

2.2 河口部地形の変遷

琵琶湖西岸の河川は、打下から和速川近まで比良山地が湖岸に迫り、山地から平野部にかけて扇状地が発達している。この扇状地の先端が湖岸に接して小規模な河口デルタを形成している。一方、打下より北側と和速川より南では、平野部も広く、前出のような典型的な扇状地に続く河口デルタを形成していない。

Fig. 2 は琵琶湖西岸の北側から、主要な流入河川の河口デルタ形状の変化を示したものである。ただし、安曇川および鴨川については、前報¹⁾に詳述しているため省略している。なお、作図に用いた地形図は明治26年(1893年)測量の地形図および昭和31~37年(1956~1962年)測量の湖沼図である。

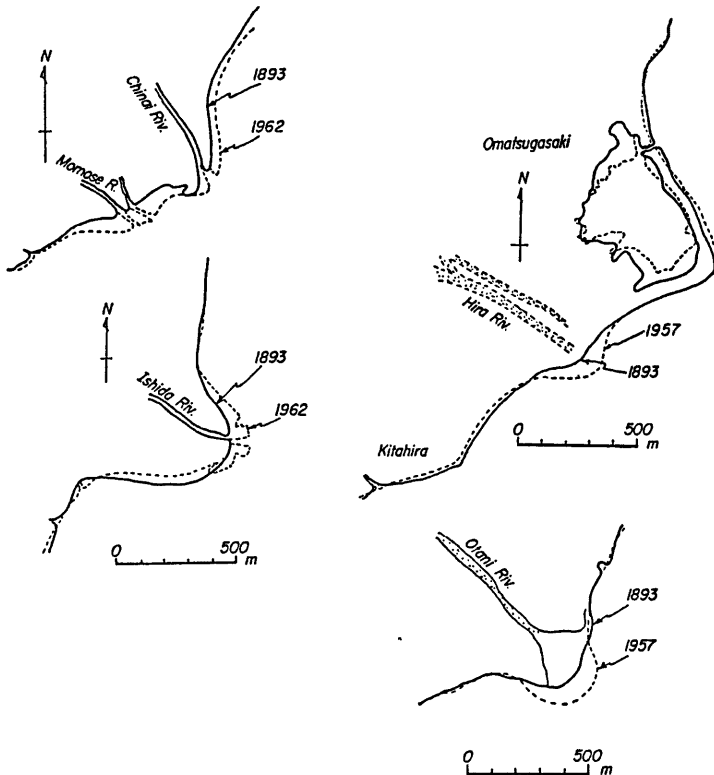
まず、マキノ町を流下する知内川および百瀬川の河口デルタは、1893年と1962年で、その形状に大きな変化は見られないものの、デルタ先端が発達して、局所的に100m程度前進している。また、知内川の北側湖岸は、この約70年間に20m程度、汀線が前進したことをうかがわせるが、測量図の精度との関係から若干値が大きいかとも考えられる。生来川と百瀬川に挟まれた1962年の河口部汀線は、周囲に護岸があることから、埋立など人為的な作用によってデルタが拡張されたものであろう。一方、知内川河口から約2km南の石田川河口デルタは、1893年に比べて前進と同時に、デルタ南側が侵食され、北側に堆積しており、南側からの外力によって河口デルタがしだいに変形したものといえよう。

次に、雄松崎から北比良にかけての湖岸は、前述のように、雄松崎背後に内湖が残され、また、その南側の比良川河口デルタは、1893年以来約65年で最大100mも前進しており、比良山地からの流送土砂が多量にわたることを示している。しかし、河口より南側の北比良集落前面の湖岸線は若干後退のようである。この比良川と同じく、比良山地からの流送土砂によって形成されてきた大谷川河口も、大きく発達し、比良山

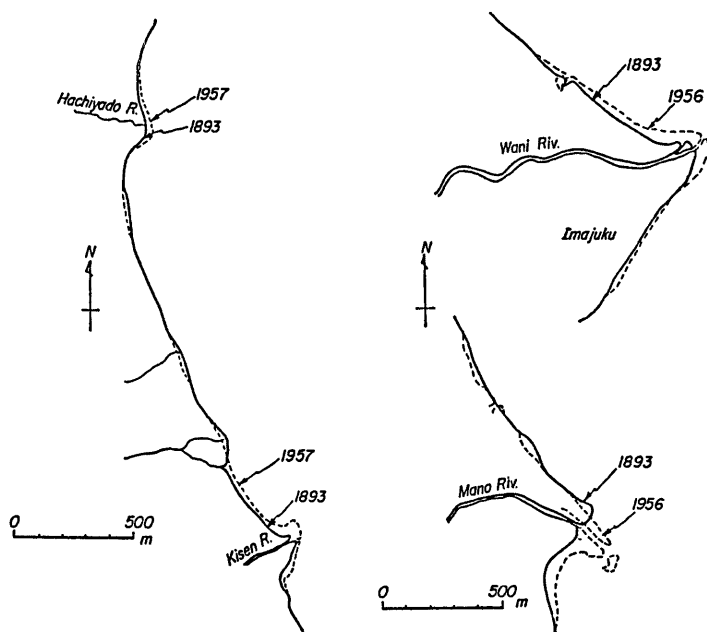
地の風化花崗岩の崩壊に伴う土地供給が多いことを示しているといえよう。また、1893年の地形図には比良川の河道が幾筋も書かれており、洪水時に流路が変化したことを現わしている。

さらに、比良山地より南に位置する和迩川および北湖と南湖の境界に位置する真野川河口は、比良山地前面の河口デルタに比べて、デルタの発達はあまり著しくない。これは流送土砂の量の相違とともに、平野部を流下する距離が長いことによるものであろう。しかし、両河口デルタも約60年間で、その先端をより沖方向に延ばしている。とくに、真野川河口デルタの左岸側砂州は南東方向へ延びるとともに、1893年の汀線が若干侵食され、河口右岸側汀線の前進が顕著である。これは北側からの波浪によって、流送土砂と漂砂が南東方向への砂州の延長と河口デルタ南側湖岸の前進をもたらしたものと考えられる。

以上のように、琵琶湖西岸に流入する河川の河口デルタは、その地域から大きく3つに分けることができる。まず第1は高島町以北の比較的平野部の流下距離の長い河川のものである。第2は、比良山地の多量の流送土砂を流下させ、扇状地の末端が河口デルタに接続した河川であって、地形図の比較から最も河口デルタの発達が顕著なところである。また第3は、第1の河口デルタと共通して平野部の流下距離の長い、比良山地以南の河川によって形成された河口デルタである。



(a) Chinai river delta, Ishida river delta, Omatsugasaki delta and Otani river delta



(b) Hachiyado river delta, Kisen river delta, Wani river delta and Mano river delta

Fig. 2 Shoreline changes at river mouth delta areas

3. 西岸沿岸における波浪特性

琵琶湖西岸における砂浜の形成状況を検討するためには、各地点における長期の波浪特性を知らなければならぬ。したがって、ここでは1950年以降1982年までの32年間の風資料を用いて、各地点における波浪推算を行ない、その特性を明らかにする。

3.1 波浪推算

波浪の推算方法については、既に発表¹⁾ しているのでその詳細は省略するが、Fig. 3 に示すように合計29地点における吹送距離を算定して、SMB 法によって波浪の推算を行った。

3.2 波浪特性

得られた波浪推算の結果を述べると、次のようである。

(1) 指定4地点における波浪特性

この4地点における1950年以降の32年間における波浪特性、すなわち有義波高、周期および波向の時系列データから各地点における過去最大波高の発生などを検討することができるが、砂浜の形成においては、波浪エネルギーフラックスが有効であるので、その方向分布の1例を Fig. 4 に示す。

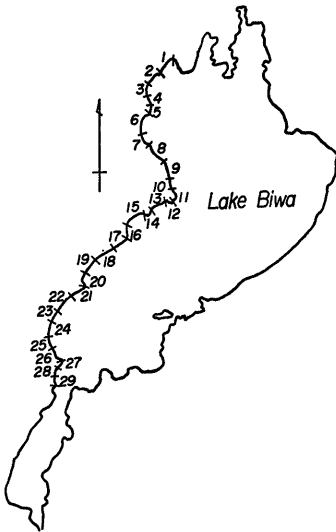


Fig. 3 Zoning of beaches hindcasted wave properties

(2) 沿岸における波浪特性

砂浜の形成状況を検討する場合、底質特性は有効な指標となり、来襲する波浪特性に応じた海浜地形を形成することになる。したがって、底質特性とこれらの関係を見出すために、砂浜の形成に影響する波浪指標を検討する。そのひとつは、海浜に來襲する波浪のエネルギーフラックスである。そのために、簡単のために沖波を対象として、波浪のエネルギーフラックスに対応する指標 H^2T (ここに H は有義波高、 T は周期である) を計算し、その汀線に直角方向の成分を波向別に計算集計する。この計算は、前述した32年間に對して行う。このようにした計算結果の1例を Fig. 5 に示す。すなわち、琵琶湖西岸の29地区について、それぞれ数地点ずつ、合計135点について計算した結果である。

この結果によると、西岸における各地区または地点の多くでは、波向に対してかなりエネルギーが集中していること、いいかえれば砂浜の形成に最も支配的な波向が存在することがわかる。しかし、地区によっては、この分布が双峯型を示す場合もみられるが、これはその地区の吹送距離の方向分布によるものであろう。

なお、波浪のエネルギーフラックスの代りに、碎波特性、

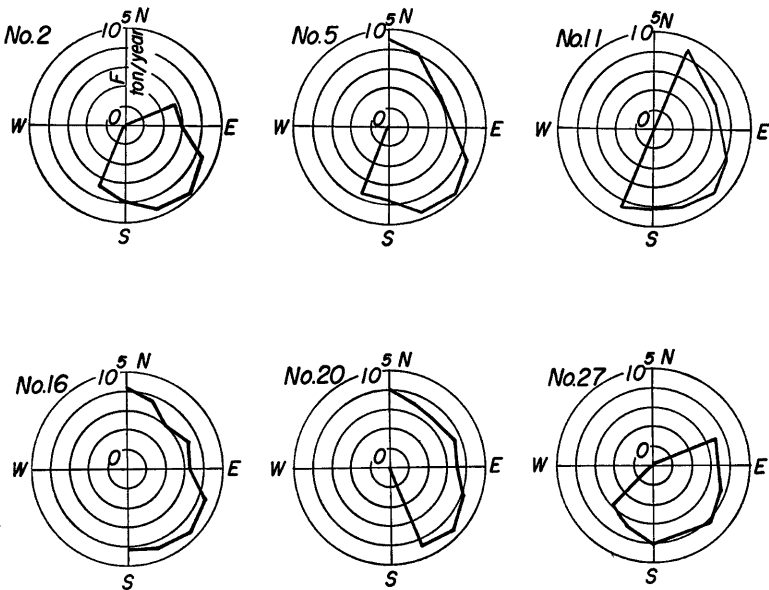
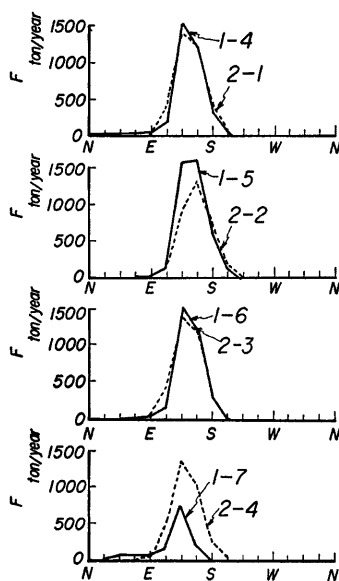
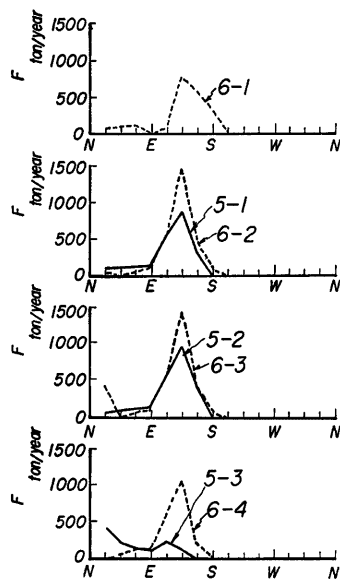


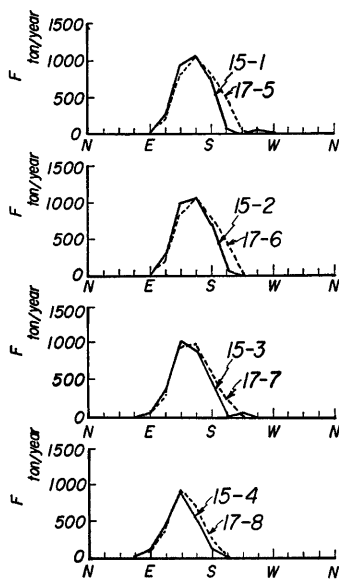
Fig. 4 Directional distributions of wave energy fluxes in deep water



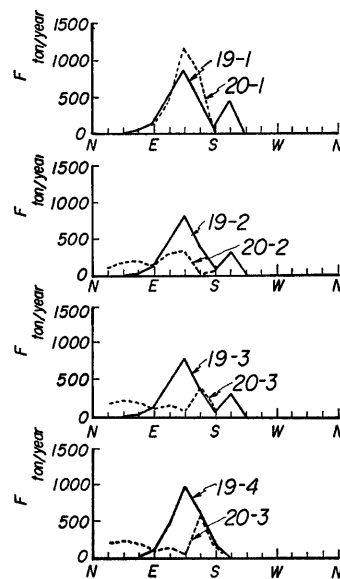
(a)



(b)



(c)



(d)

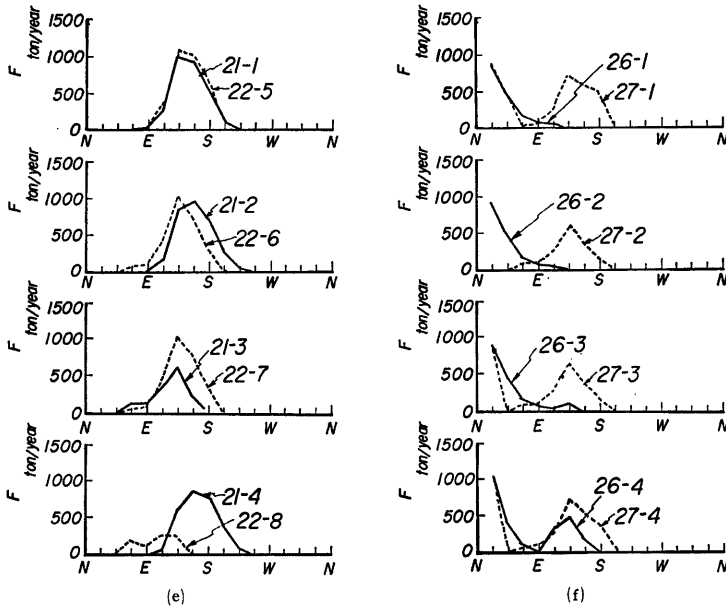


Fig. 5 Directional distributions of wave energy fluxes in deep water at the sediment sampling points

海浜勾配を含むものとしていわゆる surf similarity parameter ξ を各地点について計算したが、その結果は 4.2 において底質特性との関係で考察するつもりである。

4. 西岸沿岸における底質特性

琵琶湖岸における砂浜の形成状況を調べるためには、波浪特性のみならず、底質特性などを調査しなければならない。萩の浜の場合にも、この視点から詳細な底質調査を実施したが、全く同様な主旨から、海津大崎から堅田地区に至る延長約 100km に及ぶ沿岸について、汀線における底質の採取を行い、その篩分け分析から底質特性の沿岸分布を明らかにするとともに、波浪、砂浜などの特性との関係を究明する。

4.1 調査区域および調査方法

調査の対象区域は、Fig. 6 に示すように、琵琶湖西岸一帯であるが、湖岸における砂浜の形成状況から、底質採取地点は北湖に限定する。すな

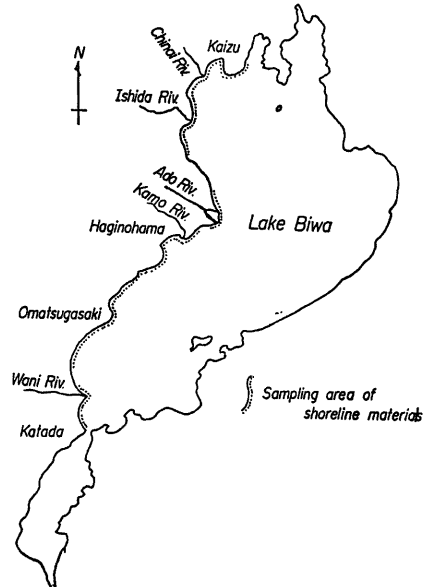


Fig. 6 Sampling points of shoreline materials

わち、調査区域の北端は海津大崎で、南端は堅田地区真野浜までである。ただし、安曇川河口から萩の浜に至る区域は、すでに前報¹⁾で述べているため、今回の調査対象から除外してある。

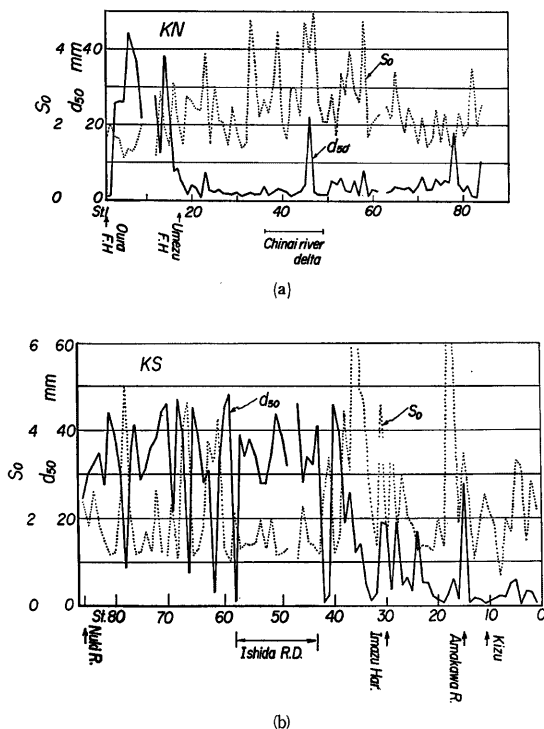
底質調査は、漂砂の動態をよく表していると考えられる汀線砂れきを採取することによって行うが、その場合できるだけ局所的な影響を除去するため、対象地区を代表するような底質を採取した。ただし、一部湖岸にまで草木が生育している地点では、湖岸への立入が不可能であり、そこでは底質の採取はできなかった。なお、底質採取は1983年8月および11月に実施し、その総数は合計406点にも及んでいる。

底質の採取する間隔は、原則として沿岸に沿って100mとするが、河川が流入して砂浜を形成している範囲においては、50m間隔とする。したがって、知内川、石田川および和途川河口区域および雄松崎はこの後者の採取間隔によることになる。

4.2 底質特性の沿岸分布

まず、海津大崎から安曇川河口北側までの区域では、海津大崎から海津漁港まで、湖岸は崖となっているために砂浜はなく、局所的に大粒径の礫から構成されている。このため、一応ここでは海津漁港付近から以南の、底質の分布特性について述べるが、安曇川河口北側には広く芦原が続いており、湖岸へ立入ることが不可能であったため、その地域は底質を採取していない。

Fig. 7 は海津漁港から真野川河口までの、中央粒径 d_{50} および均等係数 S_0 の沿岸方向分布である。これによると大浦漁港から海津漁港までは、前述のように湖岸は崖であり、崖を構成する岩石の崩壊などによ



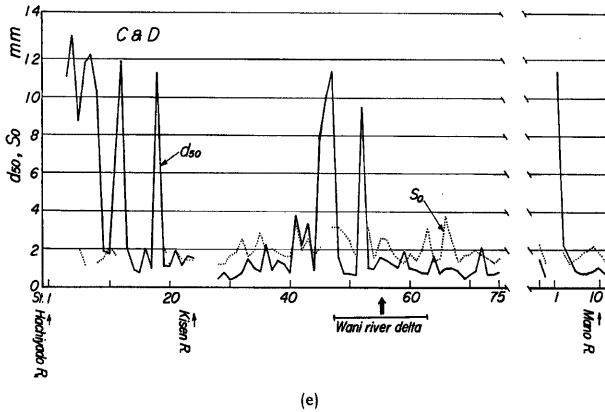
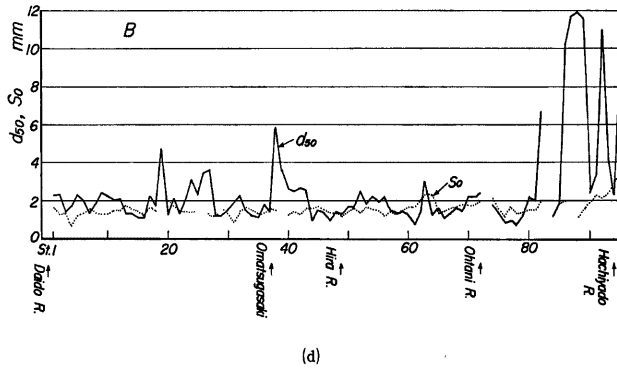
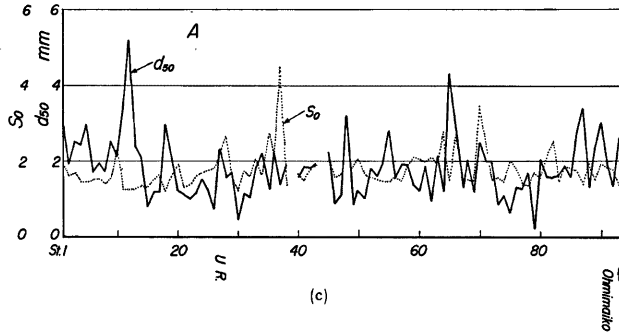


Fig. 7 Longshore distributions of median diameters and sorting coefficients

る大粒径の底質が分布している。しかし海津漁港より南では、中央粒径が 2～5 mm 程度の底質が分布している。とくに、知内川河口デルタにおいても、一部を除いて粒径は小さく、知内川からの流送土砂の粒径は比較的小さいものといえよう。しかし、マキノ町の貫川河口付近から南では、底質粒径は急激に大きくなり、今津漁港付近まで、局所的な変化はあるものの 30～40mm 程度の粒径を示す。一方、今津漁港より南側では、その粒径が漸減する傾向を示している。また、均等係数 S_0 の分布は、知内川河口デルタ付近で、その値は平均的に見ると 3 程度であるが、河口デルタの北側および南側では若干値が小さくなっている。このことは、河川から流送された土砂が、波浪などの作用によって淘汰されにくいことを表しているものと思われる。来襲する波浪が比較的小さいことを示しているものといえよう。一方、貫川以南では S_0 の値は、北浜から領家浜分にかけて比較的大きく、石田川河口デルタでは一般に小さく、比較的均質な粒径の底質によって構成されていることが明らかである。また、この河口デルタから今津港付近までは、 S_0 の値も大きく不均質な粒度組成を示している。この石田川河口デルタおよびその以南、今津港までの底質は、知内川河口デルタの底質分布と相違して、N 方向からの来襲波浪によって、石田川河口デルタの底質のうち、小粒径のものが南側へと運搬されることから、底質の S_0 の変化および石田川河口デルタ以南の粒径の漸減が生じているものといえよう。さらに、萩の浜南側の打下から真野川河口までは、比較的底質粒径が小さく、中央粒径の値も 2 mm 程度となり、その篩分け係数の値も小さいことから均質な底質であるといえよう。しかし、流入河川の河口部では流送土砂が淘汰されずに存在し、粒径および篩分け係数とも大きくなり、とくに、比良山地に接する大谷川河口以南の喜撰川河口付近ではそれらの値が大きくなっている。

4.3 底質特性、湖岸地形および波浪特性との関係

ここでは、琵琶湖西岸全域にわたって波浪の推算を行い、また、底質特性も明らかにしたことから、湖岸に沿うそれぞれの特性を関連づけて考察する。

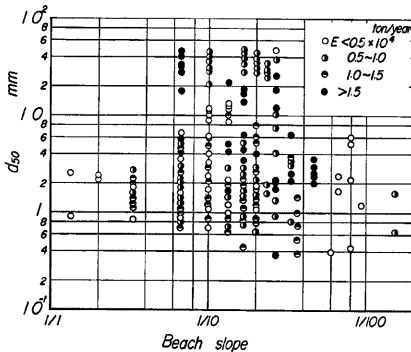


Fig. 8 Relations between beach slopes and median diameters, classified by incident wave energy fluxes

波のエネルギーフラックスの方向分布からも、琵琶湖における波浪エネルギー ($10^3 \sim 10^4$ (ton/yr)) は通常の海岸のそれ ($10^5 \sim 10^6$ (ton/yr)) とは異なり 2 オーダー程度小さいため、波浪による篩分け効果が極めて小さいものと思われる。

そこで、分級による効果を調べるため、底質の中央粒径が砂浜または湖底の勾配と底質の篩分け効果によって関係づけられることを考えて、次式を仮定する。

$$d_{50} = f(\tan \theta, S_0) \quad \dots\dots\dots (1)$$

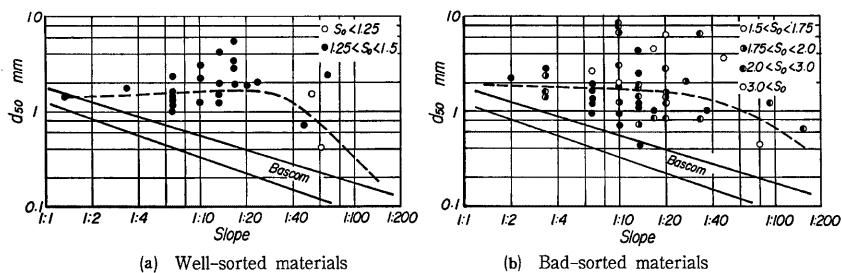


Fig. 9 Relations between beach slopes and median diameters, classified by sorting coefficients

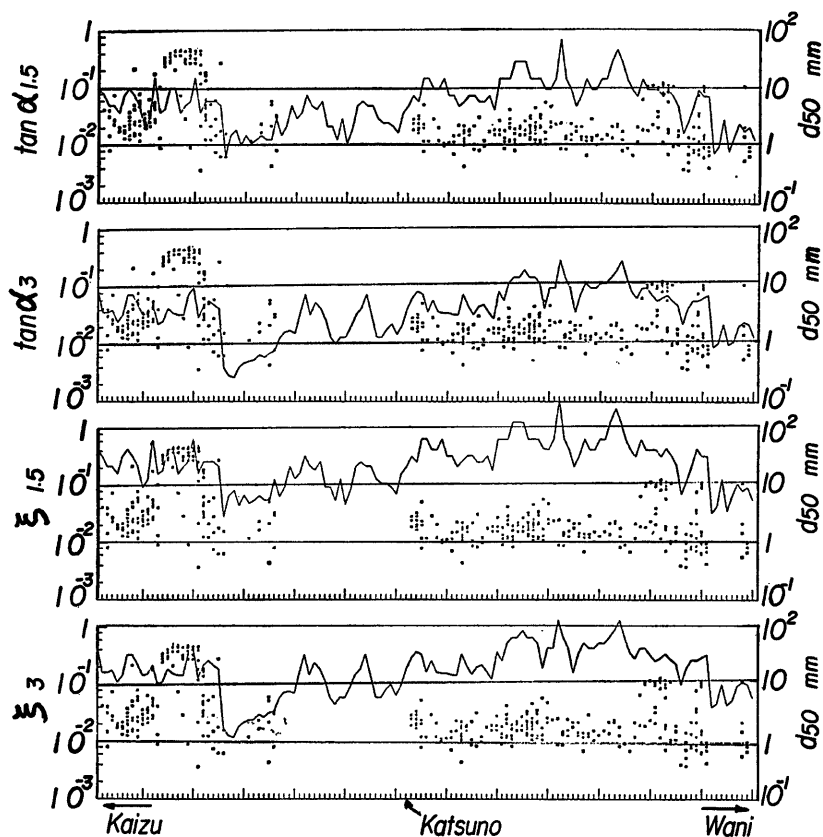


Fig. 10 Relations between median diameters, beach slopes and surf similarity parameters

ここに、 S_0 は篩分け係数 (sorting coefficient) であり、 $\tan \theta$ は湖沼図の 1.5m 等深線から求めた湖底勾配である。この関係によって整理した結果を Fig. 9 に示す。図中、実線は Bascom³⁾ の結果であり、破線はデータを代表する値である。図から明らかなように、篩分け係数によってパラッキの度合は異っており、篩分け効果が進行するに従って、パラッキが小さくなっている。しかしながら、Bascom の結果とは相違して底質の粒径は粗く、湖底勾配が急になるに従って中央粒径 d_{50} は 1mm に近づく傾向にあり、湖底勾配 1:1 において Bascom の結果に漸近している。このことは、湖底勾配の取扱い方からすれば、これを緩やかに見積もる傾向にあるため、これを修正して表示する必要があることのみならず、ここで示したデータは未だ十分な篩分けがなされていないものであると考えられる。換言すれば、琵琶湖西岸におけるこれらの底質データは Bascom の表示の海底勾配 1:1 付近のものに対応しており、かつ波浪による篩分けの度合がきわめて小さいものであると解釈されよう。

一方、底質粒径は前述のように、波浪エネルギーと前浜勾配の両者と密接に関係していることから、波浪エネルギーについてはとくに汀線付近の底質特性に最も影響する碎波特性をとりあげた。これら両者を含むパラメーターとして、いわゆる surf similarity parameter ξ を琵琶湖西岸全域の 29 地区に対し、それぞれ数地点ずつ合計 135 地点について求め、底質粒径との関係を示したものが Fig. 10 である。ただし、前浜勾配については、汀線から水深 1.5m および 3m までの平均勾配としている。この図から、前浜勾配および surf similarity parameter とともに底質粒径と明瞭な関係は見出せないことがわかる。これは前述したように、来襲波浪のエネルギーの値が通常の海岸のそれに比べて 2 オーダー程度も小さく、底質の篩分け効果がきわめて悪いことや湖底形状が断層運動によって形成された琵琶湖西岸特有の形状を示していることなどに原因するものと考えられる。

5. 沿岸漂砂量の推定

5.1 波浪の変形計算と河口部における湖底地形データ

波浪の変形計算⁴⁾に際して、1950 年以降の 32 年間の風資料を用いて、4 地点の河口部における沖波の特性 (T, H_0, α_0) を SMB 法によって推算したあと、それを境界条件として、波浪の浅水変形および屈折を考慮した波浪の変形計算を行い、碎波時の波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布特性を明らかにする。

波浪の変形を計算する対象地点のそれぞれに対して、後述するように湖底地形を空間格子点間隔 $\Delta S = 50\text{m}$ に対して読みとったものを入力し、この地形に対して波浪の変形計算を行う。

一方、対象とする沖波は、1 日 8 回 3 時間毎の風から SMB 法で推算しているため、1 年間に 2,920 または 2,928 個のデータがあり、1950 年から 1981 年の 32 年間では 93,504 個データとなり、これら全てについて波浪の変形計算を行うことは、困難ではないにせよ計算のコストパフォーマンスにおいて無意味である。そこで、ここでは沖波波高が 0.3m 以上でかつ波向がそれぞれの地点において有効である方向の波浪に対して波浪の変形計算を行うことにする。

沿岸漂砂量あるいは波のエネルギーフラックスの沿岸方向分布を求める場合、碎波角 α_s は支配的な未知量であり、河口デルタの複雑な汀線形状に対して、これを正確に評価するため、以下の方法を用いる。まず、格子点上の水深データから汀線の位置を求め、これらを離散データとしたフーリエ分解を行って、 $\sin$ および $\cos$ のフーリエ係数を決定する。つぎに、任意点の汀線位置 (x, y) をフーリエ合成により求め、 $d_s = \sqrt{dx^2 + dy^2}$ が一定 (ここでは、50m とした) の値となるような範囲内で直交座標系に対する汀線の法線方向角を決定する。この方法には、法線形状の複雑な湖岸における波向が正確に評価できる点のみならず、50m 間隔で設定した採砂地点とも対応させることができるという利点がある。

また、知内川および石田川河口沿岸、雄松崎および迹川河口沿岸の各地域に対して、萩の浜の場合と同様に、それらの領域を空間のききみ幅 $\Delta S = 50\text{m}$ で格子分割し、各格子点上で昭和 37 年の湖沼図から水深を読み取った。これら BPI の入力データは合計約 30,000 個に及んだが、磁気テープ (1,600 BPI) に保存して

あり、波浪の変形計算のみならず、湖底地形の変化、海浜流などの計算においても有効に活用されるであろう。

5.2 波浪エネルギーフラックスおよび沿岸漂砂量の沿岸分布と底質特性との関係

ここでは、琵琶湖西岸のうち、砂および礫浜が続き、湖岸の利用頻度、とくにレクリエーションゾーンとして利用され、また、来襲波浪特性の変化や各種湖岸構造物の築造によって湖岸変形を受け易い流入諸河川の河口部付近を対象として、波浪特性と沿岸漂砂量について考察する。対象とした地域は琵琶湖西岸の北から Fig. 11 を示すように、知内川、石田川、雄松崎および和速川河口沿岸である。これらは前述したように、雄松崎を除いていずれも河川の流入によって形成された河口デルタである。それぞれの地域における湖底地形を示す湖沼図から水深を読み取り、風資料から推算した波浪特性を与え波浪屈折図を作成した。それぞれの地域における波浪屈折図の1例を Fig. 12 に示す。なお、波向は各地域において前出の Fig. 4 から沖波のエネルギーフラックスの高い値を示す SE 方向である。この屈折図から明らかなように、琵琶湖における波浪の周期は短く、浅瀬の発達した領域を除けば、汀線近傍だけで波の変形特性が決定されることになる。このようにして計算された波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布を、各河口デルタ周辺の4地域について示したものが Fig. 13 である。

なお、図には年間の碎波エネルギーフラックス（正は北向き、負は南向き）および各エネルギーフラックス計算点に対応する地点の底質特性も付記してある。

これら4地域のデルタについて考察すると、次のようである。

(a) 知内川河口デルタ 知内川河口デルタは北から知内川、百瀬川および井川の3河川によって形成されたデルタであって、また、この河口デルタは比較的扁平であり、来襲波浪のエネルギーフラックスの分布も知内川河口北側では北向きになるが、河口付近では南向きから北向きへと変化している。一方、井川河口より南側では変動が見られるものの、一般に北向きの波浪エネルギーフラックスの分布傾向があり、河口デルタを成長させるような方向といえよう。底質特性の沿岸方向分布は、St. No. 46 を除いて中央粒径 d_{50} は

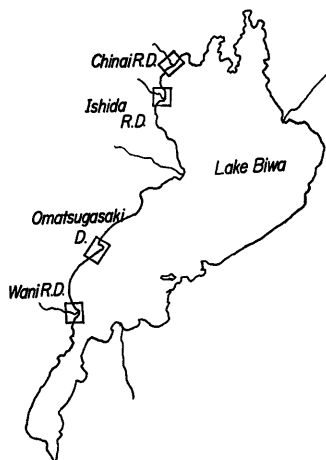
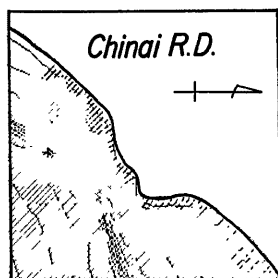
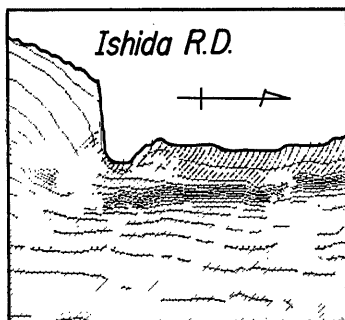


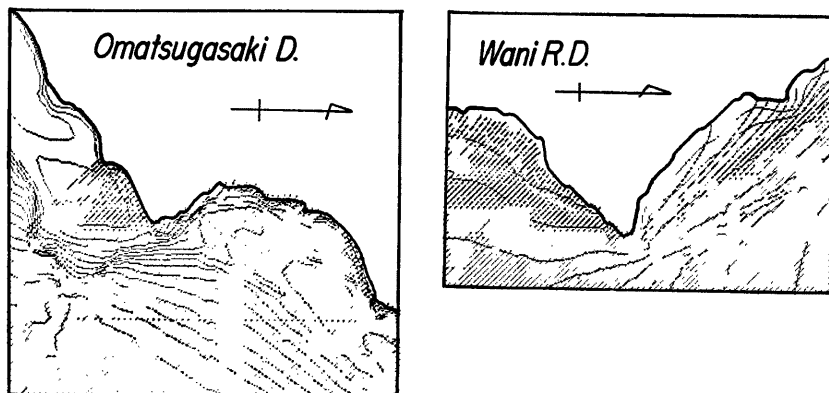
Fig. 11 Location of four river mouth delta areas



(a) Chinai river delta



(b) Ishida river delta



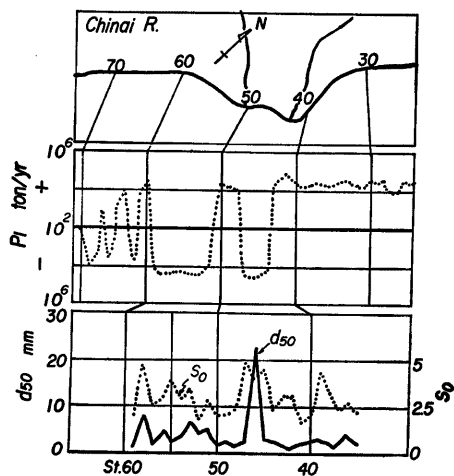
(c) Omatsugasaki delta

(d) Wani river delta

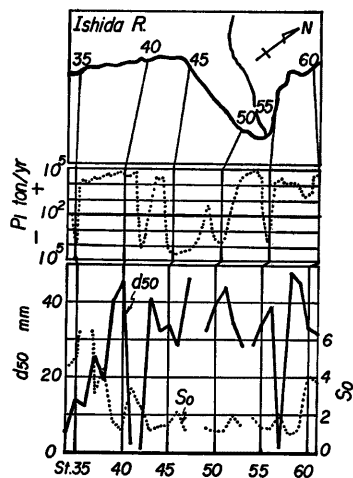
Fig. 12 Wave refraction diagrams

一般に小さく、2 mm～5 mm の範囲である。また、篩分け係数 S_0 の分布においても知内川と百瀬、井川の河口付近でその値が大きく、これら3河川の河口付近では流送土砂が比較的堆積しやすく、高波浪時にのみ河口デルタの両端に輸送されている効果ではないかと考えられる。

(b) 石田川河口デルタ 石田川河口デルタは等深線の形状からも河口付近を境として、南側では比較的海底勾配が緩くなっているが、北側では水深15mから55mまでが階段状に急な勾配となっている。このことから河口デルタの発達には石田川の南側に大きくなる傾向があるものといえよう。また、河口デルタの北側には漁港があり、現在ではその港口に離岸堤が築造されているが、通常の海岸に見られるようにその背後には堆砂していない。



(a) Chinai river delta



(b) Ishida river delta

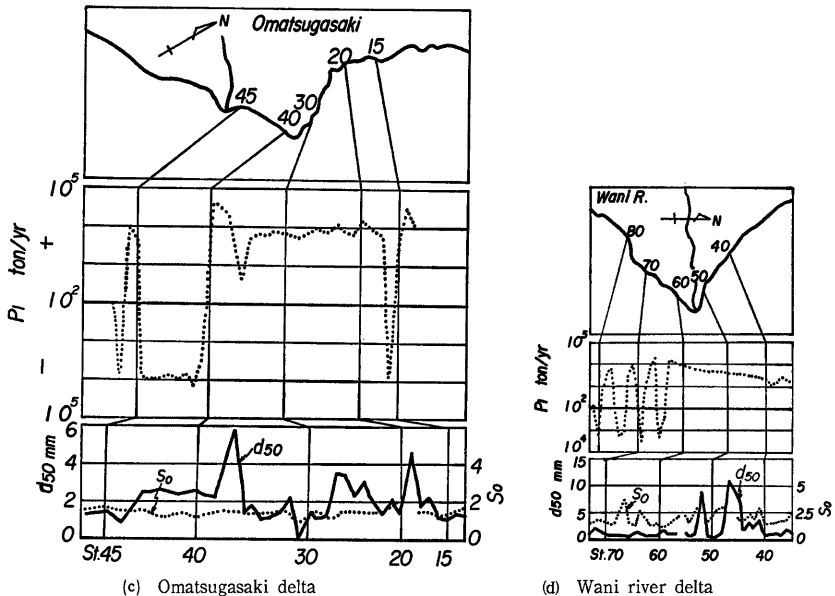


Fig. 13 Longshore distribution of breaking wave energy fluxes, sorting coefficients and median diameters

(c) 雄松崎デルタ 雄松崎デルタはその他のデルタと相違して現在流入河川がなく、その背後に内湖とそれに続く広い低湿地が存在している。また、等深線からみてもデルタの北側は、その海底勾配が非常に急であって、水深5mのところは湖岸から50mであり、約1/10の勾配となっている。しかし、湖岸から約100mで水深約30mと崖状の湖底形状を示している。また、雄松崎の先端付近からNE方向に、水深約30mの帯状の浅瀬が北小松付近まで延びている。一方、デルタ南側の比良川河口の沖合約300mの位置にマウンド状の広い浅瀬があり、その最浅部は水深約5.5mであり、他の河口デルタ付近には見られない特異な湖底形状を呈している。このような湖底地形は地形発達史において湖底段丘⁵⁾として、わが国でも琵琶湖だけで見られる特殊な地形といわれている。さらに、比良川河口デルタ先端の地形は、ほぼ平坦な河道から急崖で湖底地形へと接続しており、河口デルタに作用する外力と流送土砂との関係からも、作用する外力以上に河川の影響が大きいことをうかがわせる。

波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布は、デルタ先端付近を境として、一般に、その北側ではN方向へ、南側ではS方向となっている。しかし、デルタ先端から100m～200m南側ではN方向の波浪エネルギーフラックスが急減し、底質特性からもデルタ先端付近から南方向に底質が移動するものと思われる。

(d) 和速川河口デルタ 和速川は前述の比良川などと違って、河川流域とくに平地部が広く、尖頭状のデルタ地形を呈している。また、付近の湖底地形もデルタ先端より北側では、北湖に共通する沖合に急崖をもった形状であるが、南側では南湖にみられるように浅く、湖底勾配の緩い形状となっている。このデルタに沿う波浪のエネルギーフラックスの分布は、デルタ北側でその値を減じながらもN方向を示している。一方、デルタ南側ではその値が正負と周期的に変化しているようであるが、これは計算上の湖岸線の読取りによって生ずるもので、N方向からの波浪はデルタによって遮閉されることから、S方向からの波浪の影響しか受けないものと考えられる。このことからして、波浪エネルギーフラックスもN方向といえよう。また、底質特性もこれまで述べてきた他のデルタと相違して、一般に底質粒径は小さく、デルタ南側では中央粒径

d_{50} の値がほぼ 1 mm 程度となっている。これは和迩川流域とくに下流部の流路が長く、河床勾配が緩いことと、比良川などに比べて山地の高度が低いことによるものであろう。

以上のように、琵琶湖西岸における主たる河口デルタをとり上げ、デルタ地形、波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布および底質特性の沿岸方向分布について考察したが、それぞれデルタを形成する河川の特徴などに相違が見られるとともに、前述したように一般の海岸に比べて、地形と底質特性に及ぼす来襲波浪のエネルギーが小さいことから、デルタ形状も河川の流送土砂に支配されることが多く、また、底質特性も波浪によって沿岸方向に輸送されるよりも、河川から流送された土砂がほとんど変化を受けずに堆積し、砂浜を形成しているものといえる。このことから、琵琶湖全域においては、ひとつの漂砂の保存系として、また、それぞれの砂浜湖岸の漂砂系として閉じられた系を形成しているものといつてよいであろう。

6. 結 語

以上、琵琶湖岸における海浜過程に関する研究の一環として、西岸における底質特性を指標とし、これに長期間の波浪特性から推定される波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布によって沿岸漂砂の卓越方向を推定し、砂浜の形成過程を考察したが、得られた主要な結果は、次のように要約される。

1) 琵琶湖西岸に流入している諸河川は、主要な漂砂源となって砂浜を形成してきたが、その変遷を調べた結果によれば、河口デルタ地形の発達速度はかなり大きい、背後地の流域形態によって、打下以北の諸河川、比良山地から流下する諸河川およびそれ以南の諸河川と大きく3地域に区分できよう。

2) 1950年以降32年間にわたる風資料を用いて、琵琶湖西岸の各地点における波浪特性を推算して検討した結果によると、その地域性はかなり大きい、通常の海岸に比べると、その波浪エネルギーフラックスはかなり小さく、内海における波浪特性を示している。この推算結果を用いて、とくに知内川、石田川および和迩川河口と雄松崎の4地点については、波の屈折特性を究明し、また長期間における波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布を計算し、沿岸漂砂の卓越方向の検討を行い、その一般特性を究明した。

3) 海津大崎から真野浜に至る延長 100km に及ぶ湖岸について、その底質調査を行い、底質特性の沿岸分布を表示することができた。この結果は波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布と比較して、沿岸漂砂の卓越方向を明らかにすることができたので、今後湖岸の利用開発に伴う湖岸の砂浜への影響を検討する有効な資料として活用されるものと思われる。

4) 一般に、海浜における底質特性は前浜勾配、波浪エネルギーなどと関係して、そこにはある卓越した自然の法則が存在するはずであるが、琵琶湖岸の場合には波浪エネルギーの規模が小さく、通常、海浜と若干異なった傾向を示す。したがって、長期間の波浪データを用い、碎波特性を考慮した底質、海浜形状、波浪の間における法則性を新たに検討し、ひとつの表示を与えることができた。この結果は波浪特性の変化や人為的な砂浜の変形に対して、どのような反作用が現われるかということを経験特性の面から予測するときには有用であろう。

最後に、本調査研究の実施に当たり、格別の御協力をいただいた滋賀県生活環境部自然保護課広幡通雄課長をはじめとする関係諸官に謝意を表す。滋賀総合研究所の織田直文および谷静夫研究員には、本調査研究の推進に御協力いただいた。また、底質の採取には京都大学防災研究所河田恵昭助教授、吉岡 洋助手はじめ海岸災害部門の学生諸氏、および底質の篩分け分析には、関西大学工学部土木工学教室水工学研究室の学生諸氏の協力を得た。ここに記して、謝意を表明する次第である。

参 考 文 献

- 1) 土屋義人・河田恵昭・芝野照夫・山下隆男：琵琶湖岸、萩の浜の海浜過程に関する研究、京大防災研年報、第27号 B-2, 1984, pp. 641-681.
- 2) 池田 碩他：滋賀県の自然——近江盆地の地形——、財団法人滋賀県自然保護財団, 1979, pp. 1-12.

- 3) Bascom, W. N. : The Relationship between Sand Size and Beachface Slope, Trans. AGU, Vol. 32, No. 6, 1951, pp. 866-874.
- 4) 土屋義人・山口正隆：海浜変形予測モデルの適用に関する研究，文部省科学研究費試験研究成果報告書，1979，12p.
- 5) 滋賀大学湖沼研究所編：びわ湖，Ⅰ自然をさぐる，三共出版株式会社，1974，pp. 2-39.