

# 琵琶湖西岸、萩ノ浜の湖岸変形と底質特性について

芝 野 照 夫

## Beach changes and distribution of sediments in Hagino - hama beach at the Lake Biwa west - coast

Teruo Shibano

The Hagino-hama beach is a sandy beach of about 3km which is located in the Lake Biwa west-coast.

By development of the hinterland and change of the inflow river, the shoreline shape of the beach in Hagino-hama beach changes.

In this paper, the following were clarified :Cause and beach sediment characteristic which bring about the change of the sandy beach.

### 1. 緒 言

萩の浜は琵琶湖西北岸<sup>1)</sup>に位置し、琵琶湖に流入する大河川である安曇川の南に広がる約3 kmの砂浜であり、夏期には水泳場としてにぎわっているところである。

近年、砂浜背後地の利用の変化とともに砂浜の変化も著しくなっている。このような湖岸変化をもたらす湖岸に沿う漂砂移動および湖岸の汀線変化について、波浪資料<sup>2)</sup>をも利用して明らかにしたものである。

### 2. 萩の浜に流入する河川について

萩の浜の北側には鴨川が流入しており、その上流域は分解質の花崗岩からなる比良山地で、土砂生産の量も多く、萩の浜を含む周辺領域の地形形成に大きな役割を果たしてきたものと考えられる。

さらに、鴨川の北側には安曇川の河口が広がり、この両者の河川の流送土砂が安曇川デルタ<sup>3)</sup>からこの付近一帯の地形を形成してきたものである。

また、萩の浜には図-2に示すように、1920年当時7つの小河川が流入していたが、このうち小田川を除いて農業用水としての排水路であり、また、この当時には砂浜の背後には内湖が見られ、その出口としての小河川であったことが明らかである。



図-1 萩の浜の位置

\* 建設工学科 地球環境工学専攻

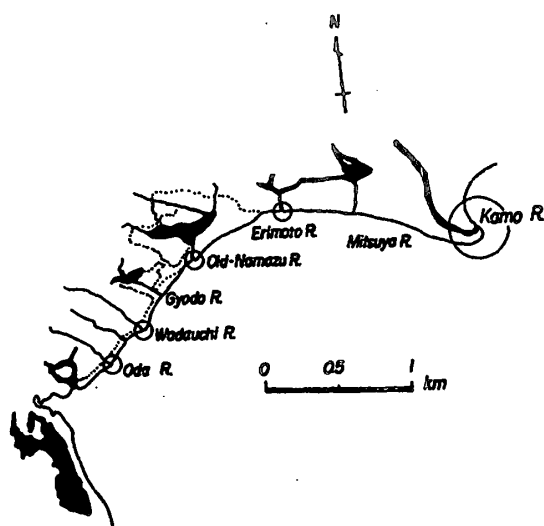


図-2 萩の浜に流入する小河川

向が南から北方向であったことを示している。

その後、1967 年以降の空中写真によれば河口デルタは侵食され、現在では河口の安定をはかるために河口両岸から導流堤が湖中に延ばされているものの、導流堤近傍の汀線は河口南側の方が北側に比べて前進しており、現在でも沿岸漂砂の移動方向が南から北方向であることを示している。

一方、萩の浜の中央より北に流入している旧鯉川の河口形状の変遷 4),5) は、この河川のない陸側には内湖があり、そこから流出する河川であったが、河口砂州の形状から北側からの沿岸漂砂の堆積によって河川の流下方向が南へと向いている。

このように萩の浜に流入する小河川の河口形状から浜の北側では北から南への、浜の南側では南から北への長期的な沿岸漂砂の移動があるものと考えられる。

### 3. 湖岸線の変化と漂砂源

1893 年に測量された 1/2 万の地形図を基準に空中写真などから読み取った湖岸線の位置を求め、湖岸線の前進・後退として示したものが図-4 である。

この図から萩の浜の北側の鴨川付近を除いて、湖岸線は急激な前進を示し、とくに、旧鯉川河口付近で約 80 年間で最大 90 m にも及んでいる。

一方、鴨川河口右岸では逆に湖岸線の後退が見られ、これは河口が 1893 年当時に比べて南側へ移動したことが最大の原因と考えられる。

しかし、この内湖も 1947 年の空中写真ではいずれも耕地と変化し、この期間に干拓されたものと思われる。

これら小河川の河口形状からその変遷を示したものが図-3 である。

まず、萩の浜の南に流入する小田川の河口デルタは、1893 年当時ほぼ左右対称な形状であったが、1963 年には右岸側の河口砂州が北方向に延長され、当時の沿岸漂砂の移動方

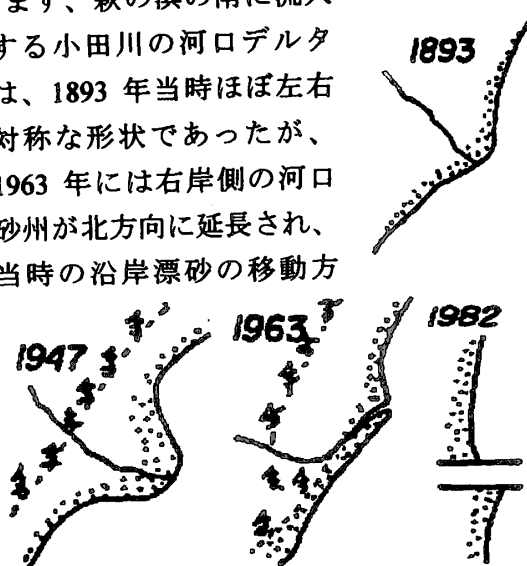


図-3 (a) 小田川河口の変遷

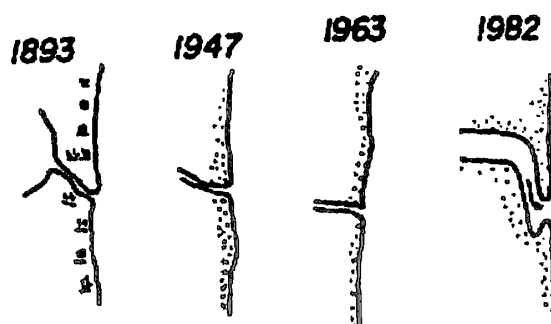


図-3 (b) 旧鯉川河口の変遷

萩の浜中央部付近の湖岸線の前進は、鴨川からの流送土砂や鴨川河口付近に侵食土砂および萩の浜南からの沿岸漂砂が堆積したものである。

また、図-5は1893年測量の地形図と1961年測量の湖沼図に描かれた湖岸線の位置を示したもので、この図からも前述の湖岸線の前進・後退と同様に萩の浜中央部付近に前進が顕著である。

さらに、1893年当時においても中央部付近は葦原と地形図に記入されており、現在でもその状態に変化がないことから海岸両端方向から漂砂が移動して堆積するところであると考えられる。

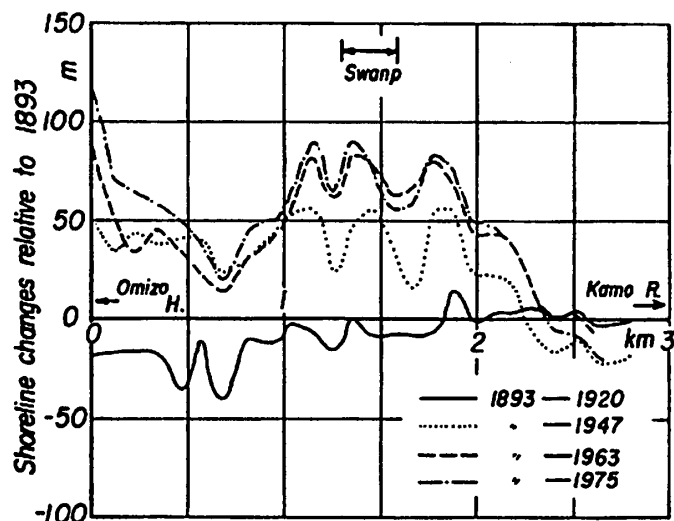


図-4 1893年を基準とした湖岸線の前進・後退

#### 4. 萩の浜の平面形状特性

萩の浜に来襲する波浪は、鴨川河口と萩の浜南端に近い白髭付近を結ぶ線に対してほぼ直角に入射する頻度が高いことから、白髭付近を原点として湖岸の平面形状を無次元表示すると、図-6のようである。

この形状から湖岸はほぼ左右対称な形状をしていることがわかる。

しかし、後述するように、萩の浜は底質特性および波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布から、大きく2つの領域に分けることができる。

1つは湖岸の中央部から南側の狭義の萩の浜であり、もう1つは北側の近江白浜である。

このように2つに分けられるのは、通常の海岸に比べて来襲波浪の波高および周期とも小さく、小さな湖岸地形に影響されやすいことによるものである。

この2つに分けた湖岸の来襲波浪の主方向に対するヘッドランドは、萩の浜で打下付近および近江白浜で鴨川河口デ

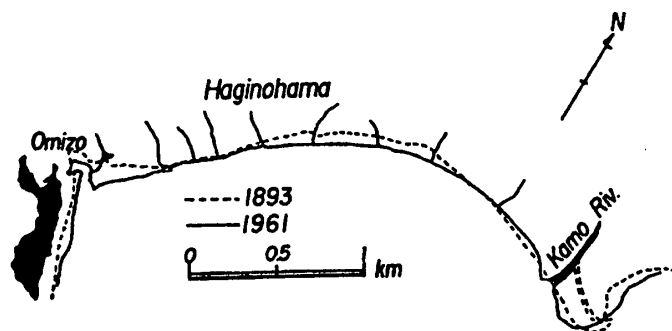


図-5 約70年間における湖岸線の変化

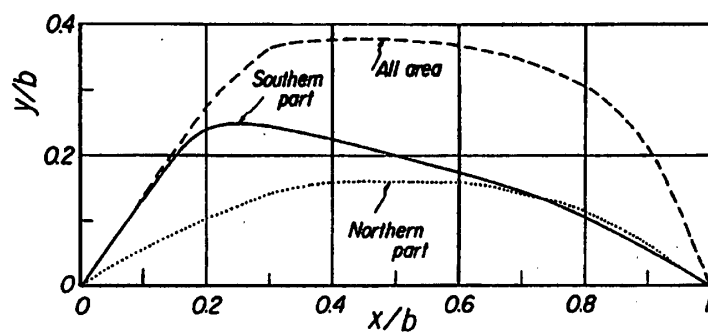


図-6 萩の浜汀線平面形状の無次元表示

ルタ先端と考えられ、それぞれを原点とした無次元平面形状を図-6の図中に、また、図-7は底質特性と波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布を考慮した安定な海浜の概念図を示している。

これからも汀線の長期的な変化を示す図-4が理解され、萩の浜と近江白浜の接する湖岸中央部における土砂の堆積、さらに葦原の存在することが明らかにされるのである。

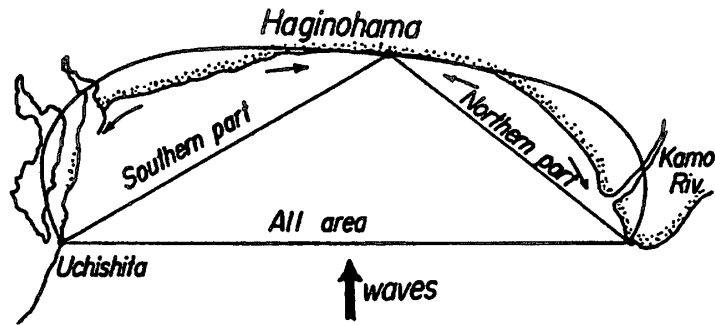


図-7 安定な海浜形状の概念図

## 5. 底質特性

砂浜を構成する砂礫は、その湖岸における外力、すなわち主として来襲波浪の履歴を表すものとして、その特性から沿岸漂砂の卓越移動方向などを明らかにすることができる。

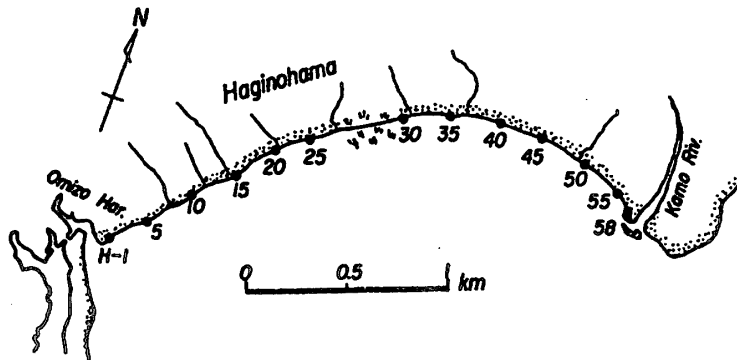


図-8 砂浜に沿う汀線砂礫の採取位置

図-8は砂浜に沿う汀線砂礫の採取位置を示しているが、No.29～No.30の間の約250 mの間は葦原となっていて底質の採取は不可能であった。しかし、この葦原の区域を境界として2つの区域に分けることが、前述の汀線形状から見た安定な海浜の平面形状からも可能である。なお、底質採取は50 m間隔で行っている。

底質特性のうち中央粒径  $d_{50}$  と標準偏差  $\sigma_{\phi}$  の沿岸方向分布を図-9に示している。

まず、第1の区域として、砂浜南端 (No.H-1) のから約1.5 kmの旧鯉川 (No.29) までの区域では、この湖岸に流入する小河川の河口部付近の中央粒径が大きく、とくに小田川河口付近で顕著となっている。

この小田川は、その上流域は高島町南部の標高705 mの山地であり、山地からの流送土砂の粒径が

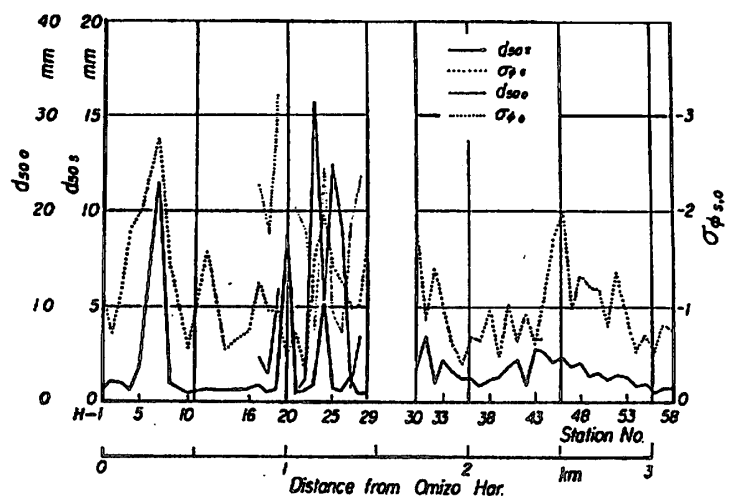


図-9 底質特性の沿岸方向分布

粗粒径であることから、河口付近の汀線砂礫も他の底質採取地点に比べて中央粒径が大きくなっているものであろう。

このように流入小河川の河口付近でのみ中央粒径は大きくなるが、その他の地点では  $0.5 \text{ mm} \sim 1.0 \text{ mm}$  までと非常に細粒の汀線砂礫となっている。

また、底質の淘汰の状態を表す標準偏差の沿岸方向分布も、中央粒径の分布とほぼ同様に、流入小河川の河口付近でその値が大きく、淘汰の状態が悪いことを示している。

しかし、小田川河口付近から魚道川にかけて、次第に標準偏差の値が小さくなる傾向を示している。このことは、汀線砂礫すなわち漂砂が移動するに従って淘汰され、漂砂の下手側ほど標準偏差の値が小さくなることから、萩の浜における汀線砂礫は、全体的には南から北へと移動する傾向にあるといえよう。

一方、鯉川 (No.30) から鴨川河口 (No.58) に至る約  $1.3 \text{ km}$  の近江白浜では、流入小河川の河口付近における汀線砂礫の中央粒径が顕著に大きくなる傾向は見られない。これはいずれの流入小河川とも平野部を貫流する鴨川から農業用水の取水を目的として分流されたものであって、上流域に粗粒径の土砂を生産する山地がないことに原因しているものといえよう。

中央粒径の沿岸方向分布には、ピークが2ヶ所現れており、その1つは鯉川河口付近と近江白浜のほぼ中央部にあたるところである。この2つのピークを示す地点からそれぞれ東西方向に向かって中央粒径の値が漸減している。また、標準偏差の値も同様の傾向を示し、これら両者から沿岸漂砂はピークを示す地点から漸減する方向へと移動しているものと考えられる。

また、漂砂は一般に来襲する外力、すなわち波浪の大小によって量的および質的にも変化するが、来襲波浪が小さな場合には、比較的細粒の底質が移動するものといえる。

そこで汀線砂礫の10%粒径および25%粒径の値の沿岸方向分布を示したものが図-10である。

この図において10%粒径と25%粒径の沿岸方向分布に

若干の相違が見られる。すなわち10%粒径では和田打川付近をピークとして大溝港の方向へ値が漸減するような傾向がある。一方、近江白浜では前述した中央粒径の分布傾向とほぼ同様である。

以上のように、汀線砂礫の沿岸方向分布を示したが、その粒度分布の特性値は沿岸方向に大きく変化しており、砂礫の移動方向をより明らかにするために各測定点における値を移動平均して示したものが図-11である。

さらに、これらの各粒径値および砂礫の淘汰状態を示す標準偏差などから推定できる沿

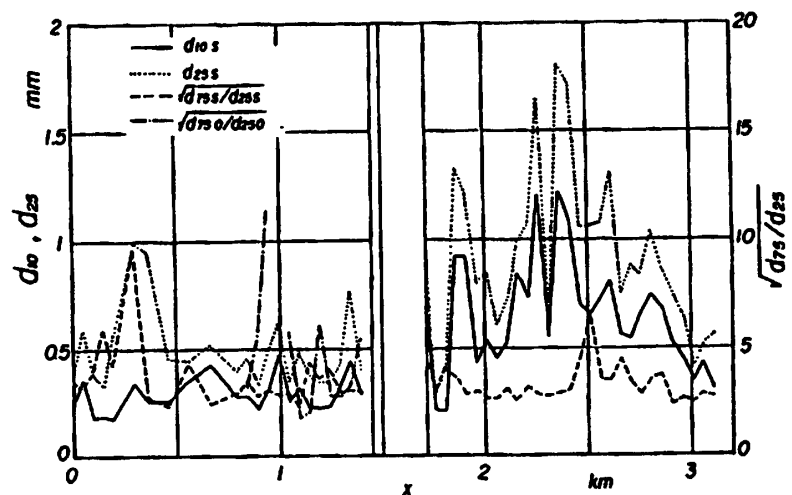


図-10 10%粒径と25%粒径の沿岸方向分布

岸漂砂の移動方向を総括して示したものが図-12である。

これらの図から萩の浜では、細粒経の10%粒径以上のものは和田打川を境としてそれより大溝港の方向へ、また、若干逆の方向へも移動しているものと考えられる。

しかし、粒径の大きなものは主として小田川から流送されると考えられ、その粒径の砂礫も大溝港の方向へ移動しているが萩の浜の北側への移動は明瞭ではない。

近江白浜においても細粒経のものと粗粒径のものでは、その傾向に変化が見られ、10%粒径および25%粒径では鰐本川と三ツ矢川の間付近から鰐川の方へ底質移動があるものと考えられる。

以上のように、汀線砂礫の沿岸方向分布から砂礫の移動、すなわち沿岸漂砂の移動を推定したが、後述する来襲波浪のエネルギーフラックスと沿岸漂砂量の沿岸方向分布とは若干相違するところはあるものの、大溝港から小田川の区間および鰐川から鰐本川付近までは、底質特性の分布から推定した沿岸漂砂の移動方向とよく一致している。

近江白浜では波浪のエネルギーフラックスの値は一般に小さく、細粒経の底質のみに影響すると考えられ、その移動方向は鰐本川付近から鰐川へ向かう方向であって、これは波浪のエネルギーフラックスの方向とよく一致している。しかし、鰐本川と三ツ矢川の間付近から鰐川の河口では、波浪のエネルギーフラックスも小さく、底質特性から推定した沿岸漂砂の移動方向とその方向が相違している。

## 6. 萩の浜における波浪エネルギーフラックスと湖岸変形

萩の浜に来襲する波浪は、主としてENE~SSW方向の波向であり、しかも周期が短いというに萩の浜前面は比較的急勾配であるため波浪はほとんど屈折せずに来襲することに

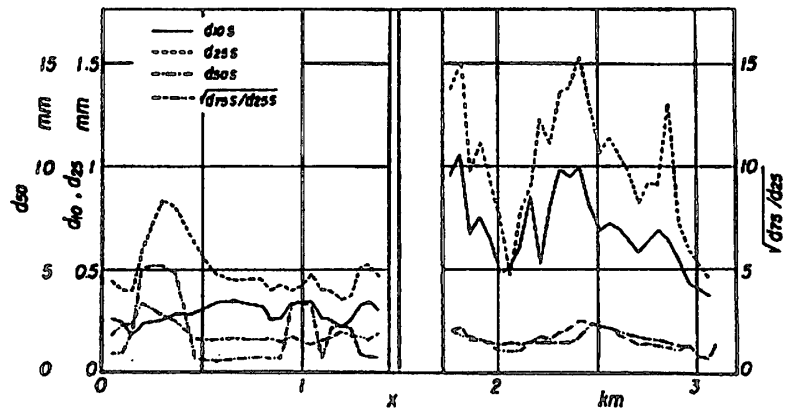


図-11 萩の浜における底質特性の移動平均値の沿岸方向分布

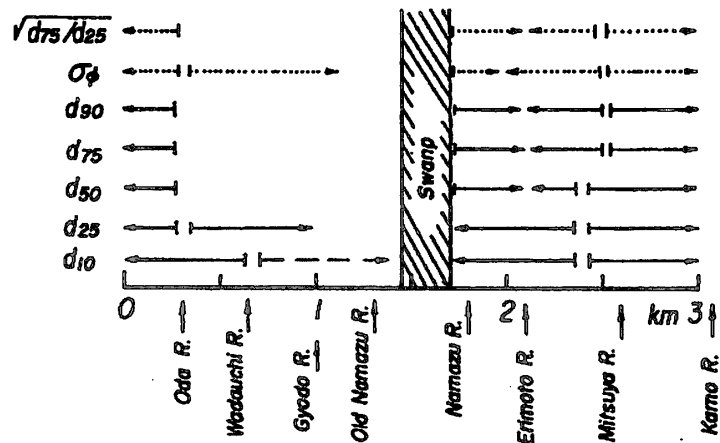


図-12 底質特性の沿岸方向分布に基づく沿岸漂砂の推定移動方向

なる。

また、萩の浜に來襲する波浪を場所ごとにみると萩の浜の中央部より西側では、季節風時および台風時の波浪が來襲するが、中央部より鴨川の河口にかけては鴨川河口デルタによって波浪が遮蔽され、來襲頻度の小さな台風時にのみ波浪が來襲するものと考えられる。

図-13に萩の浜における風資料から算定した平均的な波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布を示している。

この図から萩の浜では単峰型のエネルギーフラックスの分布となっており、その方向特性としては鴨川より南に向かうエネルギーフラックスが見受けられる。これが大溝港より北へ1.5 km 付近まで続いている。それより南側では逆に北に向かうものが現れるが、大溝港に近づくと反転して南に向かうエネルギーフラックスが存在することがわかる。

さらに、波浪エネルギーフラック

スの沿岸方向分布をもとして萩の浜に沿う沿岸漂砂量の分布とその方向成分を推定すると次のようである。

萩の浜における沿岸漂砂の卓越方向は鴨川の河口付近と近江白浜では西向き、小田川河口付近では北東向きと比較的その方向が一定している。このことから近江白浜付近では鴨川からの流送土砂が沿岸漂砂として供給されているものと思われる。

萩の浜における長期的な湖岸変形を検討するために沿岸漂砂量を明らかにした波浪資料を用いて汀線変動量の沿岸方向分布を示したものが図-14である。

なお、この図の横軸の原点は大溝港としている。

この図から湖岸変形の特徴として、萩の浜の沿って約 500 m ~ 700 m 間隔で汀線の後退領域が現れている。

この汀線の前進領域は流入小河川の河口近傍に位置している。汀線変動量の最大値は 1 m / year 未満となっている。また、図中に破線で示した平滑化した波浪エネルギーフラックスの分布形を用いると局所的な変動に比べて、大局的な萩の浜における湖岸変形が明らかにされる。これによれば萩の浜中央部付近の汀線前進と和田打川から大溝港付近ま

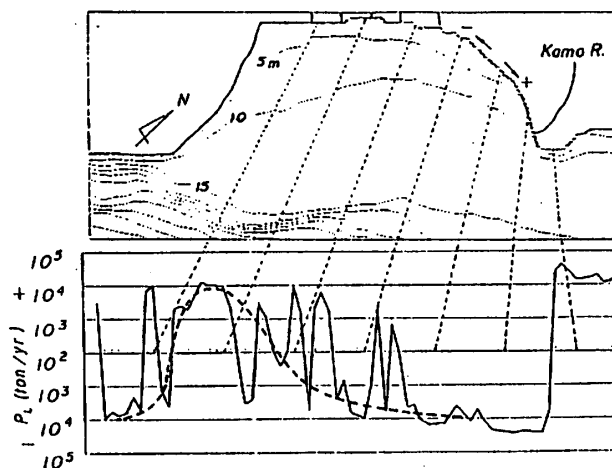


図-13 萩の浜における波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布

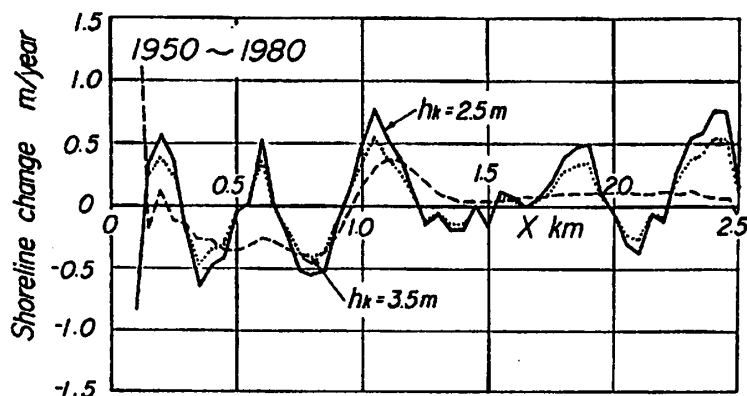


図-14 萩の浜における汀線変動量の沿岸方向分布

での汀線後退が明らかで、図-4および5の地形図と空中写真から明らかにした湖岸線の変化と一致して、萩の浜中央部付近の湖岸線の前進が顕著であることが理解される。

## 7. 結 語

以上のように、通常の海岸と相違して漂砂の保存系と考えられる閉鎖水域の琵琶湖に属する萩の浜は、閉鎖水域の中においても1つの砂浜としての漂砂系を形成している。

琵琶湖西岸は通常の海岸に比べて来襲波浪の年平均エネルギーフラックスの大きさが2オーダー程度小さいために、河川からの流送土砂は沿岸漂砂として活発に移動せず、大粒径の底質が流入河川の河口付近に堆積し、湖岸背後地の地形特性および地質構造に支配された湖岸地形となり、これに波浪が作用して砂浜が形成されたものと考えられる。

また、萩の浜中央部付近に見られるような葦地は沿岸漂砂の移動が不活発なところに存在しており、そこでは波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布特性からも漂砂の堆積個所として理解され、長期間にわたって汀線が前進する領域となっている。

このようなことから萩の浜のように来襲波浪の年平均エネルギーフラックスが小さなおとくに小規模な構造物が築造された場合、台風など頻度の少ない高波浪が来襲するときに砂浜は大きく変化し、その変化が通常の波浪によって旧来の砂浜に回復するにはかなりの期間が必要となることが明らかである。

このことからすれば萩の浜は回復力の小さな砂浜であるといえる。

## 参 考 文 献

- 1) 池田 碩 その他 : 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.
- 2) 福田 徹 : 安曇川下流における条里制の復元、人文地理、26(3), 1974, pp.1-28.
- 3) 岩垣雄一・土屋義人その他 : 琵琶湖における波浪観測について、  
京都大学防災研究所年報、第19号B-2, 1976, pp.361-379.
- 4) 滋賀県安曇川文化芸術会館 : 湖西の文化シリーズ第1回展—湖西の古地図—、  
パンフレット, 1981.
- 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 K.K., 1974, pp.2-39.
- 6) Bascom, W.N.: The relationship between sand size and beach face slope,  
Trans.AGU, Vol.32, No.6, 1951, pp.866-874.

(平成16年11月30日受理)