

大瀧海岸の堆積過程

白井 亨

SEDIMENTARY PROCESSES IN OGATA COAST, NIIGATA PREFECTURE, CENTRAL JAPAN

By Tōru SHIRAI

Synopsis

The purpose of this investigation is to describe the characteristics of beach and coastal sediments, based on the field observation conducted during January and July in 1972. This investigation is focused especially on the following aspects: 1) Morphological characteristics of beach and coastal environment are considered with relation to general characters of the coast. 2) Typical structures of the beach and coastal environment are explained on the base of detailed bottom topography. 3) Sediment sources of Ogata coast are described and considered in association with development of this coast. 4) Seaward and longshore distributions of beach and coastal sediment characteristics are described and considered in association with sedimentary processes.

1. 緒 言

大瀧海岸においては、近年海岸土砂収支の不均衡とそれを助長する要因による海岸侵食が問題になっているが¹⁾、それは日本の他の侵食海岸においても同様であると考えられる。

海岸侵食の原因として、岩垣²⁾は漂砂供給量の減少、自然外力の長期変動、人為的な地形変化、非平衡の急深海岸および宿命的な海岸地形をあげている。今ここで、第4の原因に着目する。地質学的な時間尺度でひとつの海岸の形成・変遷をみれば、それは相対的な海水面の変動や碎屑物の供給に関係し、氷河性海面変動、地盤の構造運動および火山活動などの地質学的な要因に支配される。海岸侵食の原因としてあげられる水理学的要因は巨視的にみれば基本的にはこれらの地質学的要因に支配されているといえる。この研究では、まず大瀧海岸の形成・変遷についてこのような観点から検討する。

次に、大瀧海岸の侵食についてはこれまで多くの研究がなされており、それはまた一般的に海岸侵食の課題究明に資するものであるが、堆積過程についてはいまだ必ずしも十分な考察がなされているとはいえず、それらを明らかにすることが今後の研究の発展に必要なものである。

この研究では、大瀧海岸の形成にさかのぼりその基本的な性格をまとめ、そのうえで堆積過程について考察し、一般に碎屑物海岸の沿岸過程の検討に資することを目的とする。

2. 来襲波浪の特性

この海岸に来襲する波浪は、主として冬期季節風によるものである。ここでは、直江津港の波浪特性を

Shirai and Tsuchiya³⁾ から引用して図示する。来襲波浪のエネルギーフラックスと波形勾配の季節変化を Fig. 1 に、またエネルギーフラックスの方向分布を Fig. 2 に示す。冬季節風時に、低気圧の東進とともに来襲波浪の波向が海岸線に直角方向に対して左から右へ変化し、次第にうねりに変わる。

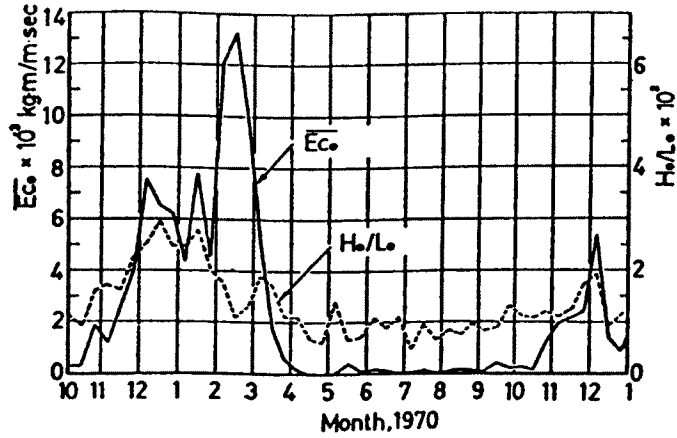


Fig. 1 Seasonal variations of wave energy flux and wave steepness of incoming waves at Naoetsu Harbor (Shirai and Tsuchiya³⁾).

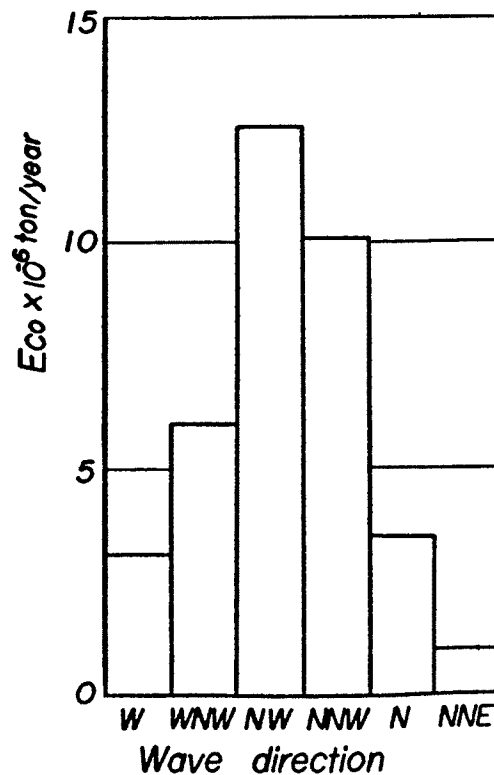


Fig. 2 Directional distribution of wave energy flux of incoming waves at Naoetsu Harbor (Shirai and Tsuchiya³⁾).

3. 大潟海岸の沿岸・海浜地形

3.1 沿岸地形

(1) 大陸棚

大潟海岸は、上越市郷津から柏崎市米山にいたる全長約 27 km のほぼ直線上の砂浜海岸である (Fig. 3)。大潟海岸およびその西方海岸沖の大陸棚の縦断面を Fig. 4 に示す。Fig. 4 において縦断面は海岸線

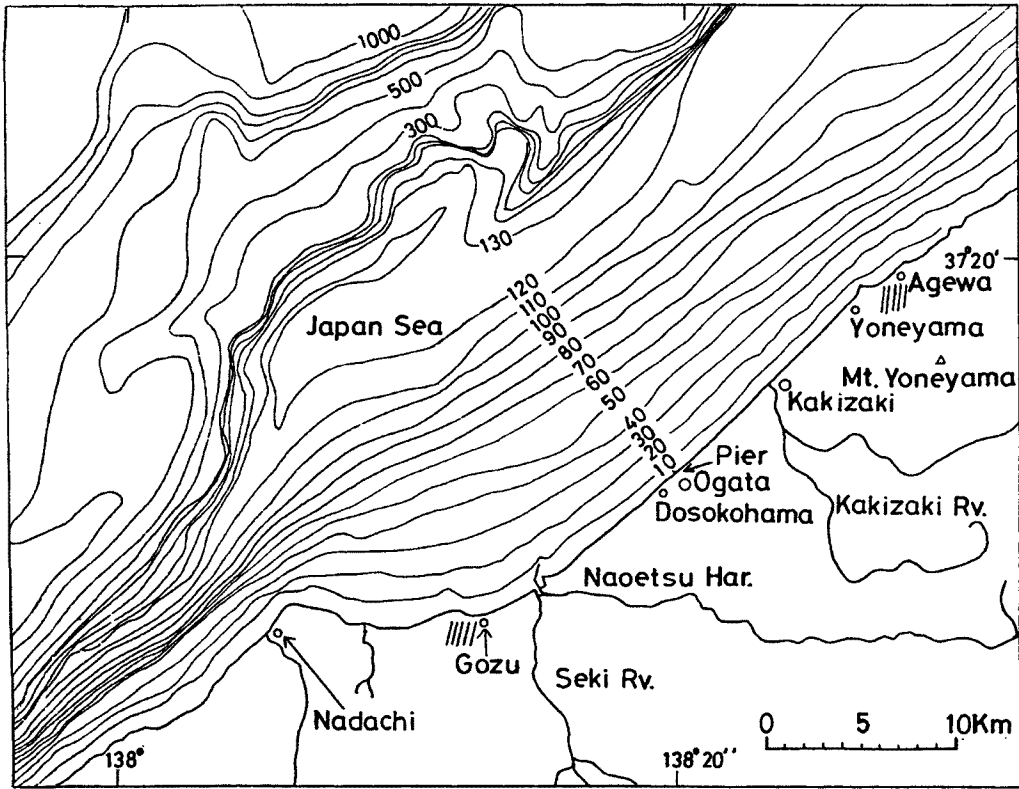


Fig. 3 Bottom topography of Ogata coast.

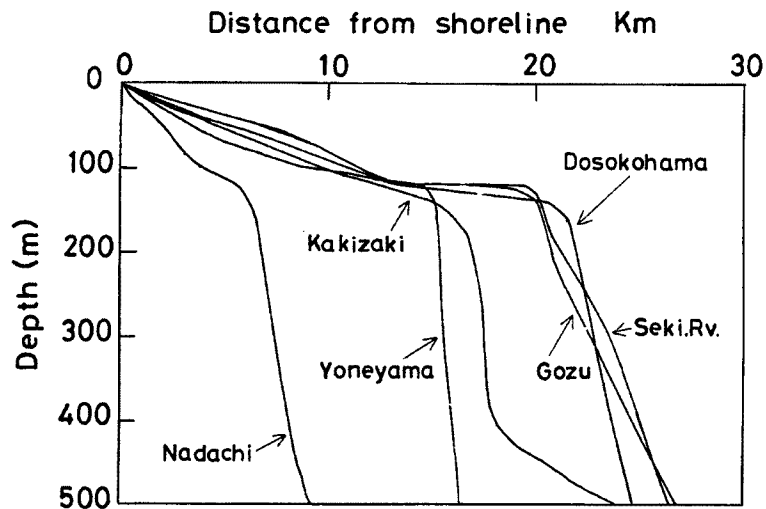


Fig. 4 Profiles of continental shelf.

にはほぼ垂直方向に作図したものであり、沖側では必ずしも等深線に対して垂直ではない。

大瀧海岸沖の大陸棚の幅は15～21 km、外縁水深は120～140 m、平均勾配は3/500～9/1000 (21'～32')である。新潟海岸の信濃川左岸では、大陸棚の幅、外縁水深、勾配はこの順に34 km、120 m、2/500 (12')であり、大瀧海岸は新潟海岸に比べて大陸棚の幅が小で、勾配が大きく、外縁水深はほぼ等しい。大陸棚の幅が約50 km、勾配が6'といわれる世界の平均的な大陸棚に比べて、新潟県の沿岸とくに大瀧海岸沖は大陸棚の幅が小で、勾配が大きく、その規模が小さい。

大瀧海岸沖の等深線の方向は、水深50～100 mではN50°Eである。水深20 mでは関川河口の東8 km地点以東ではN46°E、関川河口～関川の東8 kmの間ではN57°E、関川河口以西ではN69°Eであり、海岸中央部西側から西方へ水深20 m等深線のEW方向に対する角度が漸減している。

上越市直江津地区沖の大陸棚においては、堆積物の厚さがうすく5 m以下の地域が大部分であり、堆積物は大陸棚斜面で厚くなる傾向がある⁴⁾。大陸棚の形状は、海岸平野の発達と関連して海浜の形成・変遷の基本的な要因をなすものであるが、その形成は氷河性海面変動や地盤変動などの地質学的要因に制約される。

(2) 海岸線

大瀧海岸の海岸線の方向は、関川の東側の地域では、関川河口の東12～23 km、8～12 km、4～8 km、2～4 km、0～2 kmのそれぞれの区間でこの順にN44°E、N47°E、N49°E、N52°E、N57°Eである。同じく関川の西側の地域では、関川河口の西0～1 km、1～2.5 km、2.5～3.9 kmのそれぞれの区間でこの順にN56°E、N62°E、N78°Eである。このように、海岸線の方向は、海岸中央部の東側以東ではほぼNE-SWであり、それよりも西方へEW方向に対する角度を漸減している。

3.2 海浜地形

現在、この海岸はいわゆる一次の要因として漂砂源の変化、二次の要因として海岸構造物による沿岸漂砂の遮断や局所的な外力の変化とくに反射波の発生などに起因して、関川河口を中心として海岸侵食が進行し⁵⁾、とくに海岸中央部以西では、自然海岸とはいえない状態になっている。ここでは、この海岸の基本的な特性を検討することを目的として、この海岸の大部分が自然海岸に近かった1972年以前の資料について主として検討する。

(1) 浜

大瀧海岸には、ビーチカスプ、大カスプ(波状海岸)および弧状沿岸砂州を特徴とするリズムミクな波状地形が発達する。1966年6月の航空写真のスペクトル解析や平均波法的な処理による大カスプの沿岸方向の変動の解析結果によれば⁶⁾、次のようである。大カスプの平均波長は関川河口の東9 km地点よりも西側では100～300 m、同じく東側では300～500 mであり、東側で大きい。スペクトル解析によれば関川河口の東9 km地点よりも西側では約700 m、250 mおよび170 mの波長に、同じく東側では約800 m、500 m、250 mおよび200 mの波長にピークが存在し、東側は西側に比べて大カスプの波長が大きい。1972年の実測によれば、大カスプの波長は西から東へ増大し、波高は多くの場合、冬期に15～25 m、夏期に5～15 mであり、冬期に波高が増大している^{7),8)}。

浜には上位と下位の2段のビーチカスプが分布する。下位のビーチカスプは後浜外縁に形成されたものであり、上位のビーチカスプは高波浪時の大きい遡上波によって形成されたものである。1972年1月の実測によれば、多くの場合に下位のビーチカスプの頂点の距岸は10～25 m、波長20～50 m、上位のビーチカスプは同じく距岸30～50 m、波長40～70 mであり、関川以東では上位と下位のそれぞれのビーチカスプの距岸が西から東へ減少する傾向がある^{9),10)}。1973年1月の空中写真のスペクトル解析によれば、上位のビーチカスプの卓越波長は約50 mである¹¹⁾。

(2) 外浜・沖浜

関川の東8～10 km区間の海底地形図をFig. 5、縦断面図をFig. 6に示す。外浜領域には弧状の沿岸

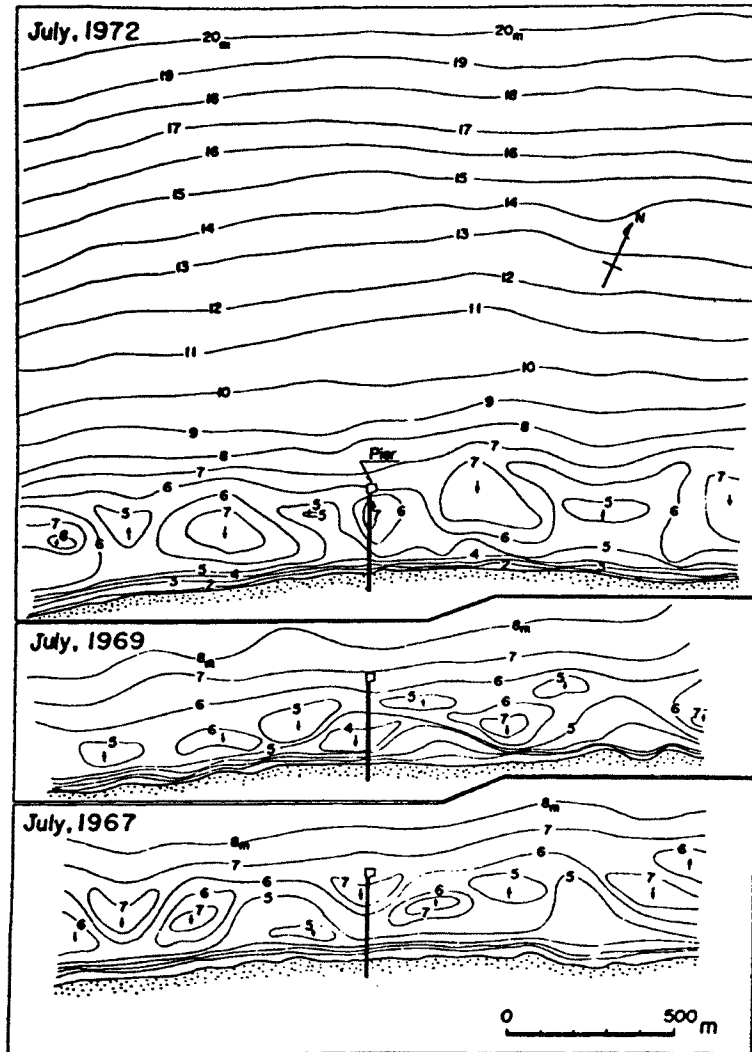


Fig. 5 Bottom topographies of Ogata coast (Shirai and Tsuchiya³⁾).

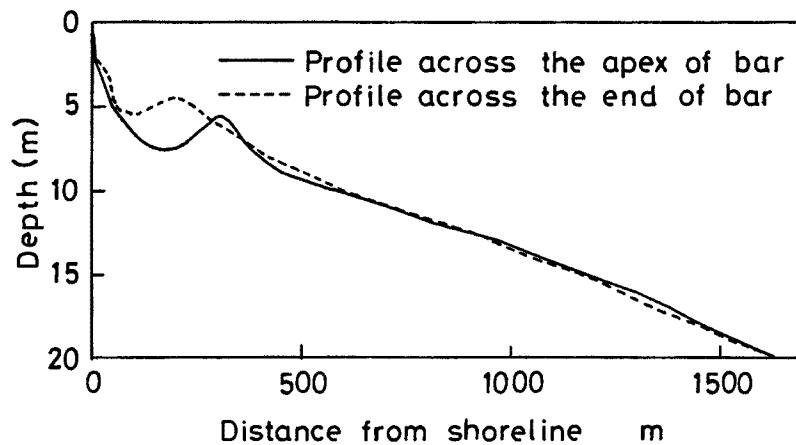


Fig. 6 Profiles across the longshore crescentic bar at Dosokohama, July 25, 1972.

砂州が発達し、通常一段の弧状砂州が分布する。1972年7月の沿岸方向横断面図 (Fig. 7) によれば、弧状沿岸砂州の波長は300~1,000 mであるが、多くの場合に400~800 mである。弧状砂州と大カスプの配置は互いに関連しており、弧状砂州の頂点 (apex) が大カスプの湾入部に、接合部が大カスプの岬部に対応してひとつの地形単位を形成している。

1972年7月の深淺測量図によれば、弧状砂州の頂点および接合部の距岸は平均してそれぞれ324 mおよび193 mである。弧状砂州の頂点を通る縦断面は砂州断面を示し、トラフおよび砂州頂部水深は平均してそれぞれ7.6 mおよび6.0 mである。弧状砂州接合部を通る縦断面は砂州接合部が離岸しているために多くの場合にそれよりも小規模な砂州断面を示し、トラフ水深および砂州頂部水深は平均してそれぞれ5.5 mおよび4.5 mである。砂州の比高は砂州頂点を通る断面および接合部を通る断面で平均してそれぞれ1.6 mおよび1 mであり、砂州の水深比は同じくそれぞれ1.26および1.22である。砂州沖側斜面の距岸380~590 m、水深8~10 mに勾配の変換部があり、それよりも沖側が外浜領域である。等深線が海岸線にほぼ平行になるのは、水深12~13 m以深である。

野田・芝野¹²⁾の論文に示されている、1967年7月における関川河口の東8~10 kmの区間の海底断面図によれば、弧状砂州頂点の距岸は平均して237 m、トラフおよび弧状砂州頂点の水深は平均してそれぞれ6.9 mおよび5.8 mであり、弧状砂州頂部を通る断面における砂州の比高および水深比はそれぞれ1.6 mおよび1.29程度である。弧状砂州沖側斜面の勾配変換部の距岸および水深はそれぞれ371 mおよび8 mである。このように、1972年7月には1967年7月におけるよりも砂州の規模の増大がみられるが、波浪条件に関して経年的に少なくともこの程度の砂州の規模の変化があることを示している。

さらに、1967、1969、1972および1979年のいずれも7月における関川河口の東8~10 kmの区間の深淺測量図によれば¹³⁾、トラフ面の規模は変化しているが、その配置には大きな変化はみられず、弧状沿岸砂州の配置はほぼ安定しているものと考えられ、沿岸漂砂が動的に比較的小さいことを示している。

大瀧海岸を、同様に沿岸砂州海岸である新瀧海岸^{14)、15)}と比べると、水深比、比高などによって表される沿岸砂州の規模が類似しているが、大瀧海岸では弧状砂州の頂点の距岸が小、砂州頂部水深が大であり、また砂州沖側斜面の勾配変換部の距岸が小で、水深が大きい傾向がある。このような両者の相違は、基本的に大陸棚の勾配に制約されているものと考えられる。

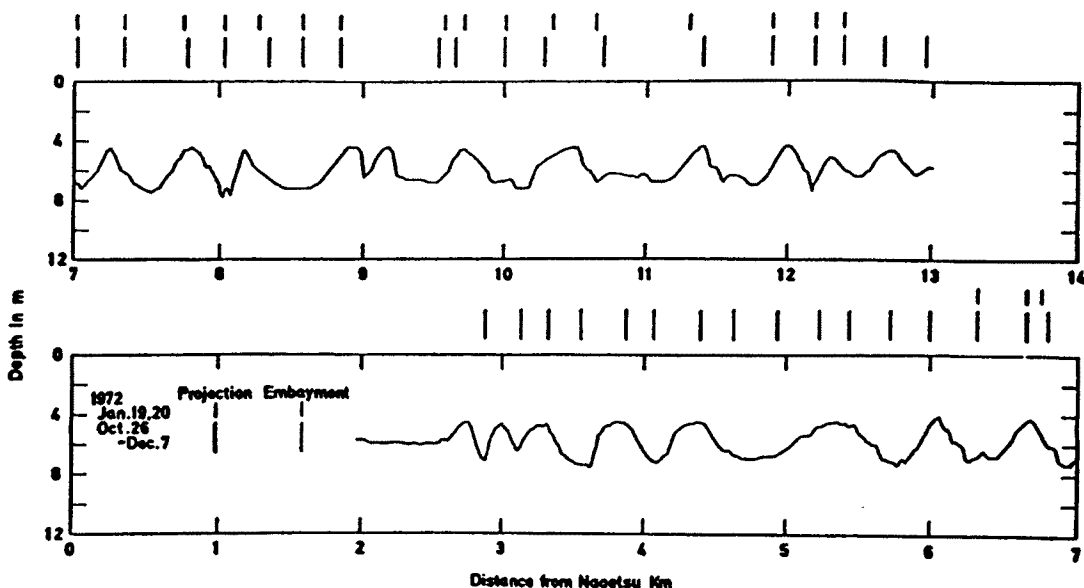


Fig. 7 Transverse section of bottom of coast, July 23, 1972 (Shirai and Tsuchiya³⁾).

3.3 海浜勾配

1972年における関川河口の東8～10 km 区間の海浜各領域の海底勾配を Table 1 に示す。一般に、海岸線と高潮線の間を後浜、高潮線と低潮線の間を前浜というが、この海岸の潮位差が最大0.5 m 程度であることを考慮して、ここでは次のように勾配を表した。すなわち、波の遡上の影響を考慮して、便宜的に汀線から陸側への縦断面において、一段目の汀段の後縁までを前浜、そこから陸側へ海岸線までを後浜とし、汀線から海岸線までを浜とした。なお、後浜の距岸30～35 m 付近に勾配の変換部があり、それよりも陸側に勾配が急斜しており、高波浪時に形成された上位の汀段を示している。

外浜・沖浜領域は次のようである。汀線下方の急傾斜の海底断面がショアフェイス (shore face) であるが、水深2 m および4～6 m 付近に海底勾配の変換部がある。水深4～6 m の勾配変換部とトラフ最深部の間の平均勾配をトラフ陸側斜面の勾配とし、弧状砂州頂部と砂州沖側斜面勾配変換部の間の勾配を弧状砂州沖側斜面の勾配とした。ショアフェイスの勾配は、Table 1 では各縦断面における平均値を示してあるが、砂州頂点を通る断面では接合部を通る断面よりも大きい値を示す。弧状砂州沖側斜面の勾配変換部と水深20 m 地点の間の勾配を沖浜勾配とした。

1972年における大潟海岸の前浜勾配は、平均して約1/10である。1972年7月における海底勾配は平均してショアフェイスで1.7/10、トラフ岸側斜面および弧状砂州沖側斜面はいずれも1/50、沖浜は1/100である。一方、野田・芝野の論文¹⁶⁾の断面図から読みとった1967年7月の値は、これらと全く同じである。

3.4 海浜勾配と侵食特性

茂木¹⁷⁾は、海浜型を海浜断面によって平滑海岸、棚状海岸、沿岸州海岸に3分し、さらに平滑海岸を急斜海岸と緩斜海岸に、沿岸州海岸を単沿岸州海岸と複沿岸州海岸に分類した。それによると、平滑海岸は沿岸州を欠く滑らかな海岸であり、著しく傾斜が急であるか、逆に緩やかな場所に形成される。棚状海岸は、海岸から2 m 付近まで平坦で、その先が急斜する海岸である。棚状海岸の平坦部が消えると平滑海岸にうつり、さらに発達すると沿岸州海岸に変わるとされており、それぞれの海浜型と水理条件あるいは底質などとの関係が検討されている。しかし、海浜型は堆積地形であるが、少なくとも日本の砂浜海岸の海浜型は多くの場合に基本的に地質学的要因の表現としての地盤の断面に制約されて形成されており、それらが相互に移行するものではないと考えられる。日本の外洋に面した多くの砂浜海岸は沿岸州海岸であり、基本的には他への移行が認められないこともそのことを示している。

近年、海浜断面形状から海岸を反射型海岸、逸散型海岸、中間型海岸の3つに分け、海浜地形の3次元の形態の変化を明らかにする試みがなされている^{18)~20)}。Wrightらのこれらの研究は、棚状海岸や平滑海岸についての検討であるようにみられ、それらの研究を発展させた、砂州の移動に着目した海浜変形モデル(砂村²¹⁾)もこれらの海浜型における変形について説明するものであろう。新潟県沿岸の沿岸州海岸の形成は基本的に基盤断面に制約されたものであり、前記した海浜型相互の変形として説明できるものではないが、Wrightらの考えは基本的には有用であると考えるので、ここで若干の吟味を行う。

1967, 1972年における大潟海岸の海浜各領域の海底勾配は、前述したように前浜およびショアフェイスでそれぞれ1/10および1.7/10、トラフ岸側斜面および砂州沖側斜面でいずれも1/50、沖浜で1/100

Table 1 Average slopes in each environment (1972).

Environment	Depth (m)	tan α
Shore		
January	- 4 ~ 0	0.11
July	- 3.6 ~ 0	0.08
Backshore		
January	- 2.7 ~ 0	0.10
July	- 2.8 ~ 0	0.09
Foreshore		
January	- 1.4 ~ 0	0.10
July	- 1.3 ~ 0	0.11
Shoreface		
July	0 ~ 2	0.24
July	0 ~ 5	0.10
Landward slope of trough, July	5.0 ~ 7.6	0.02
Seawaed slope of crescentic bar, July	6 ~ 9.5	0.02
Off-shore, July	9.5 ~ 20	0.01

程度である。一方、一種の最低限界線であると考えられるトラフ底部と弧状砂州沖側斜面勾配変換部を結ぶ線の勾配を考えれば、1/200程度であり、このような断面を考えれば水深約5mまで急斜しその沖が緩斜する海岸である。また汀線と砂州沖側勾配変換部の間の平均勾配を考えれば約1/50である。このような海浜断面型状から、Wrightらの考え方を採用するとすれば、大潟海岸はその大部分が自然海岸に近い状態であった1967～1972年において、反射型海岸としての性格をもっていたといえる。すなわち、以上のような検討から、大潟海岸は地質学的要因に制約されて、基本的に反射型海岸であり、漂砂源の変化によって海浜の成長が止まった段階で侵食が進行する性格を持っており、全体的に沖向き漂砂によって侵食特性が規定されているといえる。

4. 大潟海岸の漂砂源

4.1 海浜底質の岩石・鉱物組成による漂砂源の推定

前浜・後浜には最大礫径10cm程度の礫が層状にあるいは点在して存在することがあるが、それについては後でふれることにし、ここでは浜底質の主体を構成する砂質底質について検討する。海浜底質・砂丘砂の岩石・鉱物組成は、砂を樹脂で固めて薄片標本を作製し、偏光顕微鏡によって岩石・鉱物をスポットカウンティングすることによって求めた。

前浜底質は、岩石片が組成の大部分をしめる。岩石片は火成岩・堆積岩・変成岩からなるが、火成岩および堆積岩が主成分を構成する。火成岩はほとんどが火山岩であり、火山岩は非変質火山岩と変質火山岩に分けられ、前者が大部分をしめる。非変質火山岩は、角閃石安山岩、輝石安山岩の順に多く、かんらん石玄武岩を含む。非変質火山岩の大半が妙高火山群に起源するものと考えられる。変質火山岩は変質した玄武岩などを含む場合があり、多くが米山地域の鮮新世火山岩類に起源するものと考えられる。黒雲母斑晶を含む火山岩は存在しない。深成岩は花崗岩が多く、塩基性のものは少ないが、全体にその量が少ない。

堆積岩はチャート・砂質岩・泥質岩がほとんどであり、低度ホルンフェルスを含む。堆積岩の起源としては、関川以西の海岸地域に分布する更新統の魚沼層群相当層である居多層の侵食砂礫や、関川・柿崎川などの流域に分布する地層などが考えられる。チャートについてみれば、これらの河川の底質に含まれる量比が小さいことなどから、海岸線に分布する居多層を主要な起源としていると考えられる。凝灰岩は全体としては少量である。

シスト・ホルンフェルスなどの変成岩やアルビタイトの混入が見られ、粗粒な底質では玉髓が含まれる場合がある。シストやアルビタイトは明らかに糸魚川海岸に流出する姫川や青海川の流域に産するものである。現在、大潟海岸は西方の海岸と漂砂系を異にするものと思われるので、シストやアルビタイトなどは侵食砂丘砂に起源するものと考えられる。

鉱物片は、大潟海岸両端部の細粒な底質にのみ含まれ、石英・長石・斜方輝石・単斜輝石・角閃石・鉄鉱物などである。長石は少量のカリ長石を含むことがあるが、大半は非変質火山岩が分解した斜長石である。斜方輝石・単斜輝石・角閃石の多くは、非変質火山岩の分解による鉱物粒である。以上のような前浜底質の岩石・鉱物組成は、粒度に起因した変異がみられるものの、外浜・沖浜においても同様である。

最終碎波点付近には、数cm～10cmの礫径の礫が分布し、また同様な礫が前浜・後浜の汀段に5～10cmの厚さで層状に分布あるいは点在することがある。これらの礫は、礫の組成から関川西方の海岸地域に分布する居多層を起源とするものと考えられる。

以上のように、大潟海岸の海浜底質の主な漂砂源として関川上流地域の妙高火山群の火山岩、柿崎川上流の米山地域の火山岩、関川西方の海岸地域に分布する居多層が推定され、さらにシストやアルビタイトなどの混入は糸魚川海岸などの西方の海岸からの漂砂の流入を示している。

大潟海岸の東端部に隣接するポケットビーチである上輪海岸の前浜底質の岩石・鉱物組成は、粒度に起

因する変異がみられるもの大瀨海岸と同じであり、砂質成分についてみれば、大瀨海岸と多くの部分について漂砂源が同じであると考えられる。

しかし現在は、直江津港防波堤の延伸による沿岸漂砂の阻止にともなって、関川以東では漂砂源としての関川の寄与が浜・外浜領域に対してはほとんど期待されない。そのために関川以東では、東方へ順次海岸侵食が進行し、主な漂砂源が海岸線の侵食土砂となっている。そこで、海岸線に分布して関川以東の主要な漂砂源となっている瀧町砂丘を構成する新砂丘砂の岩石・鉱物組成について次節で検討する。

4.2 新砂丘砂の岩石・鉱物組成

大瀨海岸の海岸線に分布する海岸砂丘を瀧町砂丘と呼ぶが、後述するように、瀧町砂丘はいわゆる古砂丘とそれをおおう新砂丘からなる。海岸侵食の進行にともなって漂砂源となっているのは新砂丘であるので、ここでは主に新砂丘について述べる。

新砂丘砂の岩石・鉱物組成は主として粒度組成に起因して変異するが、平均すれば次に述べるような組成を示す。新砂丘砂は大部分が岩石片からなり、岩石片が平均して80%をしめる。岩石片の大部分は火成岩・堆積岩であり、それらの量比は平均してそれぞれ44%、34%である。火成岩のほとんどが火山岩であるが、その多くは非変質火山岩であり、平均して37%をしめる。非変質火山岩の多くは、角閃石安山岩、輝石安山岩で、その大部分が妙高火山群起源のものである。変質火山岩の量比は平均して7%であり、その多くが米山地域の鮮新世火山岩類に起源するものと考えられる。

堆積岩はチャート・砂岩が大部分を占め、それらの量比は平均してそれぞれ13%、12%である。砂質岩・泥質岩は低度ホルンフェルスを含む。シストなどの変成岩を混入することがある。鉱物片は平均して19%をしめ、石英・長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物などである。長石は少量のカリ長石を含むことがあるが、大半は斜長石である。鉱物片は主に火山岩起源で、大部分が妙高火山群起源のものである。

以上のように新砂丘砂と海浜砂はそれらを構成する岩石・鉱物が一致し、新砂丘が海浜底質の漂砂源であることを示している。このように、現在、関川以東の海浜砂についてみれば、主要な漂砂源は侵食を受けている新砂丘であり、それに柿崎川の寄与が加わっているといえる。

古砂丘砂を構成する岩石・鉱物の構成は新砂丘砂と全く同じであり、その組成も類似している。すなわち、古砂丘砂層（瀧町砂層）と新砂丘砂層（新期砂丘砂層）を構成する砂丘砂の飛砂源であった、最終氷期における海岸線の前進をはさんで時期を異にして形成された海浜を構成する底質の起源は同じであったということができ、その堆積環境も類似していたと考えられる。

5. 大瀨海岸の形成と変遷

海岸砂丘砂の飛砂源は海浜であり、従って海岸砂丘砂からそれらが堆積した当時の海浜の形成について知ることができる。そこで、大瀨海岸に分布する瀧町砂丘について検討し、この海岸の形成や変遷の概略について考察する。

大瀨海岸には、海岸線に沿って砂丘堆積物が分布し、瀧町砂丘と呼ばれている。瀧町砂丘を構成する地層は、上位のものから新期砂丘砂層・黒色腐食土層・褐色粘土層・瀧町砂層の4層に分けられている²²⁾。ここで、前述した新砂丘砂は新期砂丘砂層を構成する砂丘砂であり、古砂丘砂は瀧町砂層を構成する砂丘砂である。瀧町砂層上部層の形成は瀧町軽石層（KtP）、(約6.5～7.5万年前)の堆積以前から行われ、大山倉吉軽石層（DkP）(約4.5～4.7万年前)の降下の少し前まで続いたとされている²³⁾。また、新期砂丘砂層の下位の黒色腐食土層については約6200年前、新期砂丘砂層に狭在してそれを上位と下位に分けている黒色腐食土層については約790年前という¹⁴C年代が報告されており²⁴⁾、新期砂丘砂層の下位は縄文時代前期に、上位は鎌倉時代初期にそれぞれ形成がさかのぼるといわれている²⁵⁾。

以上の検討から潟町砂層は大局的にみて最終間氷期の海進以降の海退に向かう時期の堆積物であるとみられ²⁶⁾、その時期に砂丘堆積物の飛砂源となった海浜が形成されたものと推定される。ついで、前半が約5～5.5万年前、後半が約2～2.5万年前にピークがあったとされている^{27), 28)}、最終氷期のピーク時には現在よりも15～20 km 沖に海岸線が後退したものと考えられる。その後の海面変動は、大別して約1.6～1.8万年前から約5000～6000年前の間の小停滞ないし、小低下期をはさむ著しい海面上昇期とその後のゆるやかな海面低下期に2分されているが、このような著しい海面上昇にともなう海進(縄文海進)は大潟海岸の後背地においても確認されている²⁹⁾。従って海進後のゆるやかな海退期に海岸線が前進し、それを飛砂源として新期砂丘が形成されたものと思われる。

第2章で述べたように、この海岸は本質的に侵食傾向をもつ海岸であると考えられる。従って海浜の形成・維持には侵食を上まわる碎屑物の供給が必要であり、その卓越漂砂源は前述したように妙高火山群起源の火山岩であったと考えられる。妙高火山は更新世～完新世に活動した火山で、最も新期には約5000年前に中央火口丘の形成が行われ、火山碎屑物の噴出があったことがわかっており^{30), 31)}、このような火山碎屑物の流出と前述した新期砂丘の形成開始時期は整合的である。したがって、現在の大潟海岸は、妙高火山の活動による火山碎屑物の供給と関連して形成されたものと推定される。

潟町砂層を形成した最終間氷期における海岸線については、生成当時の妙高火山の活動の絶対年代が明確でないので、海浜の形成を火山碎屑物の供給とはっきり対比させることはできないが、潟町砂層と新期砂丘砂層の岩石・鉱物組成が同じであることから、前記した現在の大潟海岸の形成過程と同様なことがいえると考えられる。

以上検討したように、現在の大潟海岸は縄文海進後のゆるやかな海岸線の前進期に妙高火山の活動にともなって形成されたと考えられるが、一方、その過程で大潟海岸の西側地域では、海岸線が卓越波向に直交するように海岸侵食が進行したものと考えられる。第3章で述べたように、海岸線あるいはその近くの等深線の方向は、海岸中央部よりも東側ではNW方向の卓越波向に対してほぼ直交しているが、西側地域では海岸線のEW方向に対する角度が西方へ漸減して、卓越波が海岸線に垂直方向に対して左側から入射する地形になっている。

すなわち、海岸中央部付近よりも西側では侵食が進行し、とくに関川の西側海岸では海岸線に分布する居多層が侵食されて、碎屑物が沿岸漂砂としてそれよりも東側の海浜に供給されたものと推定される。大潟海岸の西側地域における、海岸線およびその近くの等深線の方向と卓越波向の斜交は、大潟海岸西方における郷津と名立東方の鳥ヶ首岬間の地域においてもさらに強調されている。従って、現在、岩石海岸を主体とするこの地域においても、大潟海岸と同様な過程の海岸侵食が進行していたものと考えられる。

このような過程のある時期には、大潟海岸はその西方の海岸と漂砂系が連続しており、底質へのシストやアルビタイトなどの混入に示される西方からの漂砂の流入があったものと推定される。その後、火山活動の休止やそれと関連した後背地域の安定化とともに碎屑物の供給が減少して、海岸全体として侵食傾向に転じたものと考えられる。

以上検討したように、大潟海岸の形成と変遷は、氷河性海面変動や地盤の変動、それらに制約される大陸棚地形、火山活動などの地質学的要因によって基本的に支配されているといえる。

6. 大潟海岸の堆積過程

6.1 底質の粒度分布特性

前浜・後浜底質は約15 cm 立方の砂を全量採取した。外浜・沖浜底質は直径約15 cm の筒型採泥器を用いてドレッジして採取した。採取した試料は乾燥後均質に処理して、1/4φ 間隔の標準フルイによってロータップ振とう機を用いて粒度分析を行った。粒度分析の結果から、Inman^{32), 33)}に従って近似計算によ

る平均粒径 $M_{d\phi}$ 、標準偏差 σ_ϕ 、歪度 α_ϕ 、尖度 β_ϕ を求めた。本論文ではウェントワースの粒径区分を採用し、中礫、小礫、極粗砂、粗砂、中砂、細砂、微砂の粒径区分は、それぞれ、 $-4 \sim -2\phi$ 、 $-2 \sim -1\phi$ 、 $-1 \sim 0\phi$ 、 $0 \sim 1\phi$ 、 $1 \sim 2\phi$ 、 $2 \sim 3\phi$ 、 $3 \sim 4\phi$ である。なおこの論文では海浜堆積物に対して底質という語を用いる。

(1) 粒度分布特性の岸沖方向変異

(a) 前浜・後浜

中央粒径 $M_{d\phi}$ は、最終砕波点付近で $-1.5 \sim -1.1\phi$ 、前浜で $-1.1 \sim -0.8\phi$ 、後浜で $-1.0 \sim 0.1\phi$ 、砂丘基部付近で $0.3 \sim 0.9\phi$ である。前浜・後浜における汀線と直角方向の底質特性の変化の例を Fig. 8 に示す。中央粒径 $M_{d\phi}$ は最終砕波点付近で最も小さく、そこから海側および陸側へ増減しながら増大する傾向を示す。後浜では高波浪時の波の遡上を反映して、粗粒化・細粒化の変化が大きく、海岸砂丘基部付近では $M_{d\phi}$ が最も小さい。

近似計算による標準偏差 σ_ϕ は、最終砕波点付近で極大値を示し、そこから海側および陸側へ増減しながら減少する。 σ_ϕ は前浜の陸側で最小値を示し、陸側へ増減しながら増大する傾向を示す。後浜では $M_{d\phi}$ の増減と関連して大きく変化するが、粗粒な砂は σ_ϕ が小で、細粒な砂は σ_ϕ が大きい傾向がある。

近似計算による歪度 α_ϕ は、ショアフェイスでは負で、前浜・後浜では正～負の変化を繰り返す。砂丘基部付近では 0 付近の値を示す。 α_ϕ が変化の極値を示す地点は、 $M_{d\phi} \cdot \sigma_\phi$ の場合とほぼ一致している。近似計算による尖度 β_ϕ は、ショアフェイスおよび前浜では小さい値を示して変化が小さく、後浜では大きい変化を繰り返す。変化の極値を示す地点は他の指標値の場合とほぼ一致している。

このように、高波浪時の遡上波の作用によって侵食砂の細粒成分が流出する過程において、浜の底質は細粒成分の流出・付加を繰り返し、それが底質の粗粒化・細粒化、分級度・歪度・尖度の変化に表現されている。

(b) 外浜・沖浜

中央粒径 $M_{d\phi}$ は、ショアフェイスでは $-1.8 \sim -0.7\phi$ 、トラフでは $-0.7 \sim 0.7\phi$ 、弧状砂州頂部では

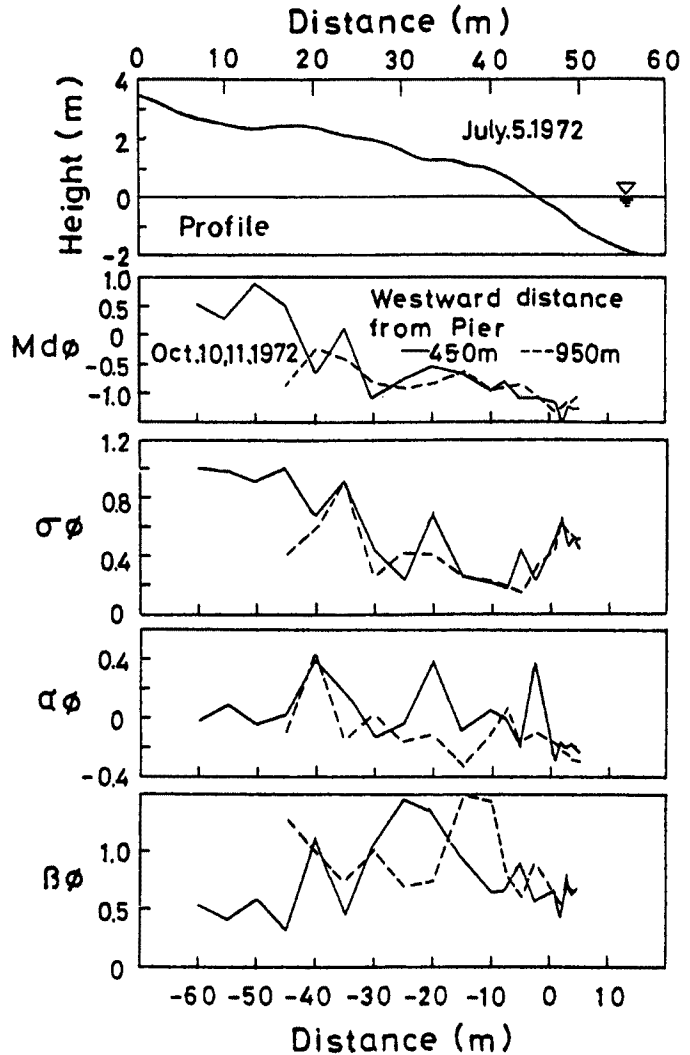


Fig. 8 Beach profile and landward distribution of grain size characteristics of beach sediment, Dosokohama.

1.6 ϕ , 弧状砂州接合部では1.8~2.1 ϕ , 砂州沖側斜面では1.8~2.6 ϕ , 砂州沖側勾配変換部では2.5~2.8 ϕ , 沖浜では2.6~2.9 ϕ である。

弧状砂州の頂部および接合部を通る断面についての近似計算による平均粒径・標準偏差・歪度・尖度の岸沖方向の変化の例を Fig. 9 に示す。まず、中央粒径 Md_{ϕ} は、弧状砂州の頂部を通る断面では、ショアフェイスから砂州沖側の勾配変換部にいたる外浜で、沖に向かって漸増し、それ以深の沖浜ではほぼ一定の値を示す。弧状砂州の接合部を通る断面においては、 Md_{ϕ} は沖方向に距岸 200 m 付近の砂州の接合部まで大きく増大したのち、砂州沖側勾配変換部まで漸増し、沖浜ではほぼ一定の値を示す。

標準偏差 σ_{ϕ} は、ショアフェイスで変化が大きく、特に大きな値を示すものがある。弧状砂州頂部を通る断面では、沖方向へトラフから砂州頂部にかけて増減しながら減少し、砂州沖側斜面で減少する。砂州接合部を通る断面では、頂部を通る断面に比べてショアフェイス下部~砂州沖側斜面で σ_{ϕ} が小さい。沖浜では σ_{ϕ} が最も小さく、ほぼ一定の値を示す。

歪度 α_{ϕ} は弧状砂州頂部を通る断面では、ショアフェイス~トラフ岸側斜面で 0 付近~負、トラフ~砂州沖側斜面で 0 付近~正、砂州沖側勾配変換部で負である。砂州接合部を通る断面では、ショアフェイス~トラフで 0 付近~負、砂州接合部で正、砂州沖側斜面で 0 付近、それよりも沖側では砂州頂部を通る断面の場合と同様である。沖浜では沖浜内縁で正、それより沖側では 0 付近~負である。しかし、他の測線の例では、 α_{ϕ} は距岸 1,000 m, 水深 14 m 付近まで正から負の値の変化が著しい。

尖度 β_{ϕ} は、弧状砂州頂部を通る断面では、ショアフェイスで小さい値を示し、トラフで増大、砂州で減少し、沖浜で増大する。砂州接合部を通る断面も同様であるが、トラフで特に大きい値を示すものがある。

(c) 冬期季節風時における底質特性の変化

冬期季節風時における外浜底質の粒度分布特性の変化を 1970 年の例について検討する。関川の東 8.9 km 地点に設置されていた旧帝石棧橋において採取した底質の中央粒径 Md_{ϕ} の沖方向変異の経時変化を、Fig. 10 に示す。

観測期間における波浪条件は土屋ほか³⁴⁾に示してあるが、略述すれば次のようである。1月22日ごろの一連のストーム最盛時には沖波波高は最大 3.5 m 程度であり、23日 0~12 時ごろの休止期をはさんで 23日~26日に最大で有義波高 3.8 m, 有義波周期 8 sec 程度のストームが来襲した。さらに、26日の休止期

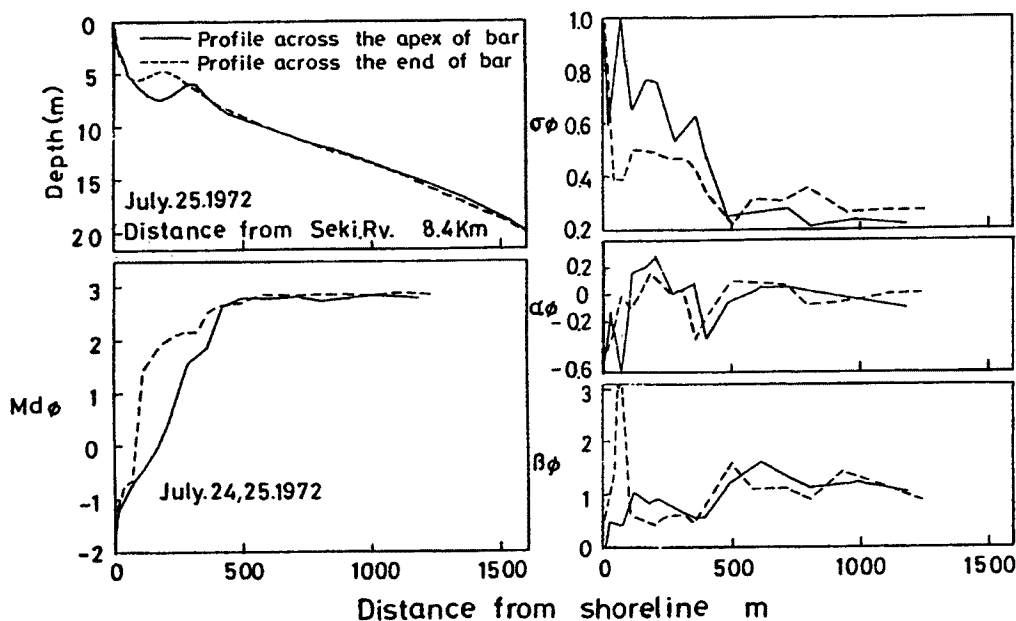


Fig. 9 Bottom profiles and seaward distributions of grain size characteristics of beach sediment.

をはさんで2月初旬に同程度のストームが来襲したものと考えられる。

1月22日から25日にいたる $M_{d\phi}$ の経時変化を見ると、汀線の沖 100 m ~ 125 m の区間で $M_{d\phi}$ が漸増している。この期間の海底断面の変化は、この区間で最も大きく、水深変化の幅は約 0.9 m である。一方、1月25日と2月8日を比較すると、汀線の沖 40 m 地点よりも岸側では $M_{d\phi}$ はほとんど変化しておらず、同 40 ~ 100 m の区間では沖へ $M_{d\phi}$ がわずかに減少している。汀線の沖 100 ~ 140 m の区間および汀線沖 220 m 地点付近よりも沖側では $M_{d\phi}$ の減少が特に大きい。

Fig. 10 に示した底質の粒度分布のヒストグラムを6地点の例について Fig. 11 に示す。1月25日と2月7~8日の粒度組成を比較すると次のようである。底質の粒度組成における 0ϕ よりも粗粒な成分の量比は、いずれも汀線の沖 20 m 付近において 100%，同 60 m 付近において約 80% である。 0ϕ よりも粗粒な成分の量比はいずれも汀線の沖 110 m よりも沖側では多くの場合に 0% であるが、2月7~8日には汀線の沖 110 m および 240 m 地点付近で、 $-1 \sim 0\phi$ の成分の量比が 20 ~ 30% の値を示す。底質の粒度組成における $0 \sim 1\phi$ の成分の量比は、1月25日には汀線沖 60 m 地点付近で 15% である他は数%以下であり、2月7~8日には汀線の沖 60 m 地点付近よりも沖側で大きく増減しながら 10 ~ 60% の値を示す。底質の粒度組成における $1 \sim 2\phi$ の成分の量比は汀線の沖 110 m 付近よりも沖側で1月25日には 10 ~ 20%，2月7~8日には大きく増減しながら 20 から 70% の値を示す。

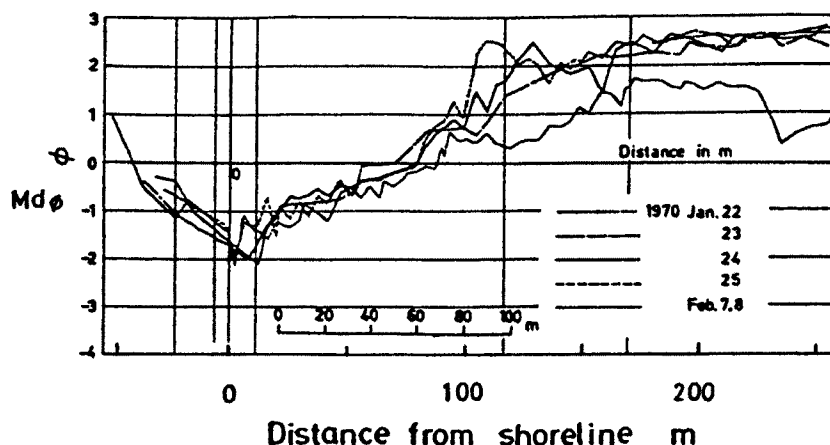


Fig. 10 Changes of medium diameter with distance during storm, pier (Shirai and Tsuchiya³⁵⁾).

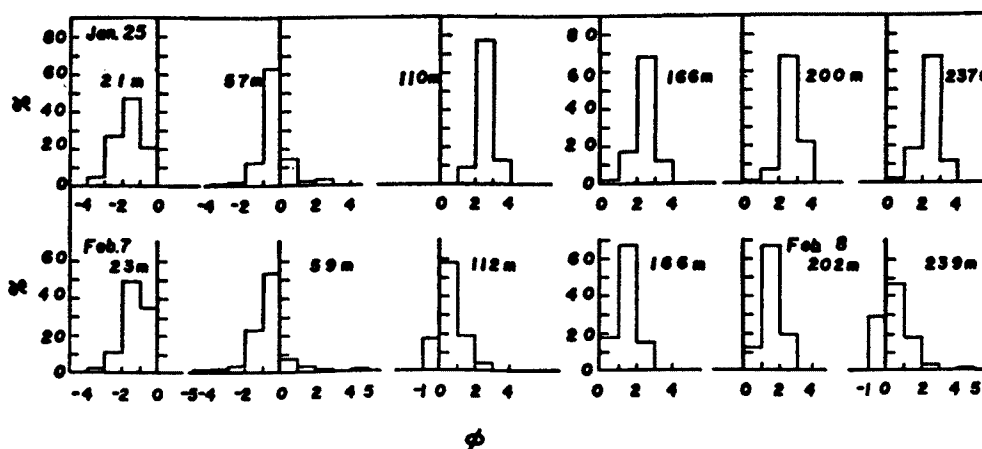


Fig. 11 Some examples of grain size distribution of bottom sediment, pier (Shirai and Tsuchiya³⁵⁾).

底質の粒度組成における $2\sim 3\phi$ の成分の量比は、1月25日には汀線の沖110m地点付近よりも沖側で、70~80%、2月7~8日には同じく増減しながら数~20%の値を示す。底質の粒度組成における 3ϕ よりも細粒な成分の量比は、1月25日には汀線の沖110m付近よりも沖側で10~20%であるが、2月7~8日には全地点でほぼ0%である。

このように汀線の沖110m地点付近よりも沖側では、2月8日に底質の粒度組成の 2ϕ よりも細粒な成分が大きく減少、 $0\sim 2\phi$ の成分が大きく増大し、それによって $M_{d\phi}$ が減少している。その場合に、汀線の沖110mおよび240m地点付近では、 $0\sim 1\phi$ の成分が大きく増大しているために、 $M_{d\phi}$ の減少が大きくなっている。

以上のようなストーム前後の粒度組成の変化から、1月25日から2月8日の間に、汀線の沖110m地点付近よりも沖側では、底質の粒度組成における 2ϕ よりも細粒な成分が沖方向に一方向的に流出していることがわかる。つぎに、2月7~8日に、汀線の沖110m地点付近よりも沖側で、底質の粒度組成における $0\sim 1\phi$ および $1\sim 2\phi$ の成分が交互に沖へ量比の増減をくり返している現象は、 $1\sim 2\phi$ の成分が順次来襲するストームによってその分布範囲を移動させながら沖へ輸送されていることを示していると考えられる。Fig. 10に示した、汀線の沖100~130mの区間における底質の $M_{d\phi}$ の経時的な変化もこのような堆積過程を反映している。

(2) 粒度分布特性の沿岸方向変異

1972年1月における、前浜底質の粒度分布特性の沿岸方向変異をFig. 12に示す。前浜には、高波浪時の遡上波によって堆積した最大粒径10cmの礫が最大約10cmの層厚で層状にあるいは点在して分布する場所がある。ここでは、それらの礫を除外して、極粗砂~細砂からなる前浜底質の主体について検討する。

1月14日の例についてみると、中央粒径 $M_{d\phi}$ は、例外的なものを除けば $-1\sim 2\phi$ である。関川の東側地域では、 $M_{d\phi}$ は関川の東6~10Kmの区間において極小値を示し、東・西へ漸増する。 $M_{d\phi}$ の極小値を示す区間は海岸砂丘の侵食が著しい所である。関川の東16~17kmの柿崎川河口付近では、粒径の変化が不連続となっている。関川の東1km付近では $M_{d\phi}$ が大きく減少しているが、その付近は直江津港の影響と考えられる侵食が著しかった地点であり、その地点から東側へ数kmの区間は侵食によって浜がほとんど消失していた。関川の西側地域では、 $M_{d\phi}$ は $0.5\sim 2.2\phi$ であり、西方へ $M_{d\phi}$ が増大する傾向がある。

近似計算による標準偏差 σ_ϕ は、増減をくりかえし一定の傾向を示さない。関川と関川の東10kmの間、および関川の西側地域では σ_ϕ の変化がとくに大きい。

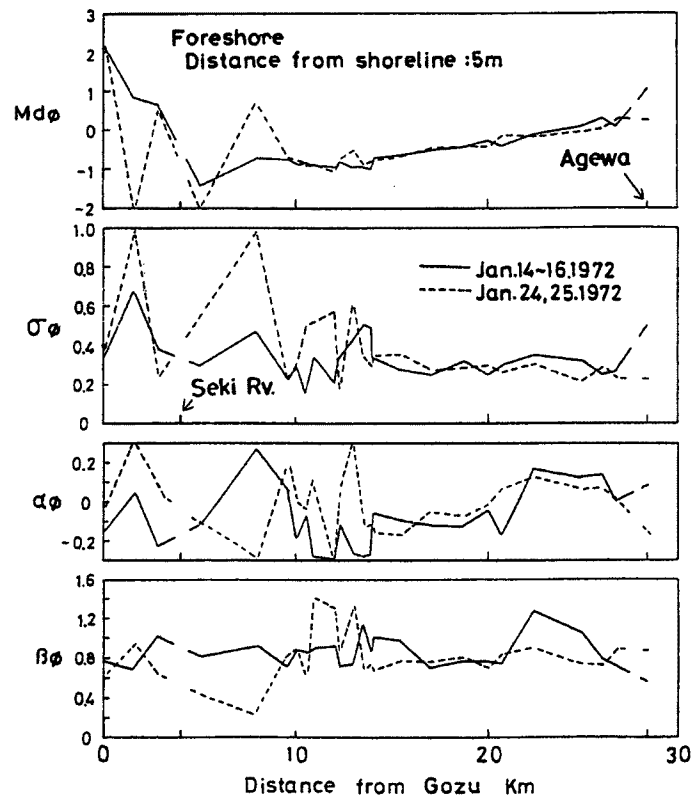


Fig. 12 Longshore distributions of grain size characteristics of foreshore sediment.

近似計算による歪度 α_ϕ は、関川の東 1 km 付近で負、同じく 4 ~ 6 km の区間で正、同じく 6 ~ 10 km の区間で負、同じく 10 ~ 17 km の区間で 0 付近~負、それよりも東側で正、大瀨海岸東端部では 0 付近であり、 α_ϕ が正あるいは負を示す区間が交互する。

近似計算による尖度 β_ϕ は、増減をくりかえし、明瞭な傾向を示さない。関川の東 5 ~ 13 km の区間では、 β_ϕ の増減が著しい。関川の東 13 ~ 17 km の区間、および大瀨海岸東端部付近では β_ϕ が小さく、関川の東 18 ~ 21 km の区間では β_ϕ が大きい。

(3) 冬期季節風時における底質特性の変化

冬期季節風時における前浜底質の粒度分布特性の沿岸方向変化を 1972 年 1 月の例について検討する。Fig. 12 には、一連のストーム前後における前浜底質の粒度分布特性の沿岸方向変異を示してある。この一連のストームにおける波浪条件は土屋ほか³⁵⁾などに示してあるが、ストーム最盛時に有義波高 3.8 m、有義波周期 8 sec 程度であった。

$M_{d\phi}$ は、一連のストーム後に、関川河口の東 4 km 以西で変化が大きい。それ以东では増減を繰返すが、関川河口の東 8 ~ 10 km の間で増大、同じく 16 ~ 17 km の柿崎川河口付近で増減が大きくなり、それ以东では減少し、大瀨海岸東端部では増大している。大瀨海岸の東側に隣接するポケットビーチである上輪海岸では、ストーム後に $M_{d\phi}$ が減少している。

近似計算による標準偏差 σ_ϕ は、一連のストーム後に増減を繰返すが、関川河口の東 10 km 以西で変化が大きく、それは 6 km 以西でとくに著しいが、多くの場合に σ_ϕ が増大している。関川の東 10 km 地点以东では、ストーム後に増減しながらも東へわずかに減少する傾向を示している。

近似計算による歪度 α_ϕ は、一連のストーム後に増減を繰返すが、関川の東 10 km 以西で正・負が交互して変化が大きい。関川の東 10 ~ 12 km の間では負で減少、12 ~ 16 km の間では負で増大、16 ~ 18 km の間では正で増大、18 ~ 22 km の間では正で減少している。大瀨海岸東端部では 0 付近の値を示し変化していない。関川の西側地域ではストーム後に α_ϕ が増大している。上輪海岸ではストームの前後で、 α_ϕ が正から負に変化している。

近似計算による尖度 β_ϕ は、一連のストーム後に増減を繰返すが、関川河口の東 10 km 以西および同じく 18 ~ 21 km の間で大きく変化している。

(4) 波状海岸と底質分布

大瀨海岸の底質分布特性の沿岸方向変異には、大カスプと弧状沿岸砂州からなる波状地形に対応した底質特性の周期的な沿岸方向変化が挿入されている。すなわち、大瀨海岸の底質の粒度分布特性は、波状地形に対応した周期的変化をくりかえしながら、前記したような沿岸方向変異を示す。

1972 年 9 月における、関川の東 8.9 km 付近の波状海岸に分布する前浜底質の粒度分布特性の沿岸方向変化を、白井・土屋³⁶⁾から採用して、Fig. 13 に示す。この図の - 600 m、- 100 m、および 600 m 地点付近に、大カスプの岬部および弧状沿岸砂州の接合部が対応している。粒度分布の各指標値の変化の周期は、大カスプの波長あるいは弧状沿岸砂州の間隔にほぼ一致しており、 $M_{d\phi}$ の極小値、 σ_ϕ の極大値、 α_ϕ の極小値、 β_ϕ の極大値を示す地点は、それぞれ大カ

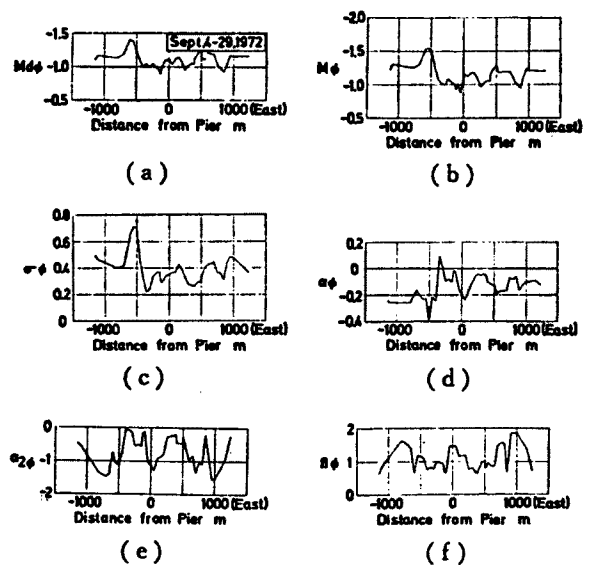


Fig. 13 Longshore distributions of grain size characteristics of foreshore sediment (Shirai and Tsuchiya³⁶⁾).

プスの岬部あるいは弧状沿岸砂州の接合部にほぼ対応している。このような指標値の沿岸変異は、大カブスの岬部における底質の細粒成分の流出を示している。

以上に検討したような波状地形と関連した底質特性の沿岸方向変異は、海浜流系に関連するものと考えられるが、なお検討を要する。

6.2 粒度組成による堆積過程の検討

(1) 岸沖方向の堆積過程

(a) 前浜・後浜

ここでは海岸砂丘の侵食が著しい、関川の東8.5 km 付近の前浜・後浜の例について検討する。大瀧海岸の海岸線で侵食をうけているのは新砂丘であるが、新砂丘は単峰分布砂、二峰分布砂および多峰分布砂からなり、モードおよび第1モードの示す頻度によって6つのタイプに分けられる。新砂丘砂の粒度分布のヒストグラムの例を Fig. 14 (a) に示す。これらのタイプで、海岸線に分布するものはタイプ1~3、およびタイプ5・6であるが、海岸線に分布する砂丘砂の大部分は二峰分布砂である。Fig. 14 (b) には、関川の東8.5 km 付近の侵食されている新砂丘において採取した砂丘砂の粒度分布のヒストグラムを示す。新砂丘砂は、モードおよびモードの示す頻度に従って粒径が変化する。新砂丘砂において卓越する二峰分布砂のモードは図示したように特定の値を示す傾向があり、近似的には主成分を組成する粗砂および中砂の量比に従って粒径や粒度分布の他の指標値が変化する。二峰分布砂の $M_{d\phi}$ は、粗砂が卓越する砂における 0.8ϕ 付近から、中砂が卓越する砂における 1.4ϕ 付近まで変化する。

この区域で侵食を受けている新砂丘砂は、小礫・極粗砂で組成される単峰分布砂と極粗砂~細砂で組成される二峰分布砂からなる。単峰分布砂のモードは -0.87ϕ 、二峰分布砂のモードは 0.88ϕ 、および 1.38ϕ で

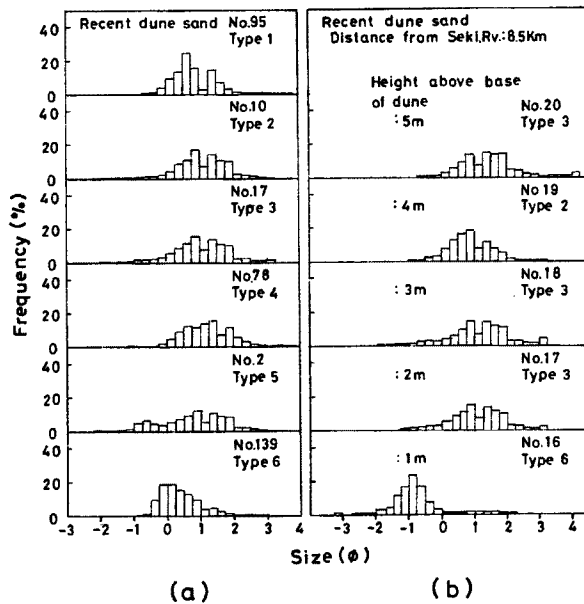


Fig. 14 Some examples of grain size distribution of Recent dune sand.

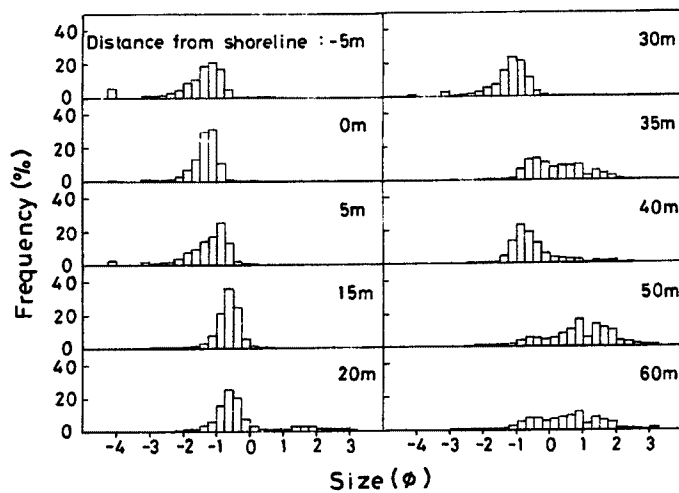


Fig. 15 Some examples of grain size distribution of beach sediment, Dosokohama, Oct. 1972.

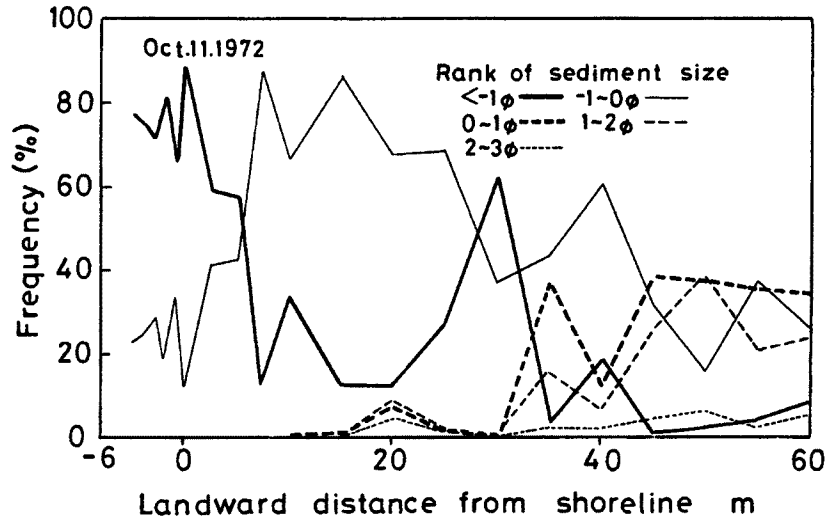


Fig. 16 Landward changes of proportion of constituent grains in beach sediment, Dosokohama.

あるが、後者は粒度分布の粗粒端の -0.37ϕ に小さい頻度のモードを示すものがある。

前浜・後浜底質の粒度分布のヒストグラムおよび海陸方向の粒度組成の変化をそれぞれ Fig. 15 および Fig. 16 に示す。砂丘基部の後浜底質は、三峰分布を示し、モードは -0.62ϕ , 0.88ϕ , および 1.38ϕ , 粒径階の範囲は $-3.25 \sim 3.25\phi$ であり、砂丘砂の粒度組成を反映している。砂丘基部から海側へ、汀線の陸側 20 m 地点付近まで、二峰分布を示す砂丘砂の卓越成分である粗砂～細砂と、単峰分布を示す砂丘砂の卓越成分である小礫・極粗砂が交互に増減を繰り返しながら、後者の量比が増大している。すなわち、汀線の陸側 50, 35, 20 m の各地点では粗砂～細砂が付加し、汀線の陸側 40 および 30 m の地点では粗砂～細砂の流出にともなって小礫・極粗砂の量比が増大している。汀線と汀線の陸側 15 m 地点の間には小礫・極粗砂が分布し、海側へ粗粒成分が増加している。前浜およびショアフェイスでは中礫が付加して、粒度分布の粗粒端に尾を示している。

以上のように、侵食砂丘砂の粒度組成におけるそれぞれの成分が、砂丘基部から汀線にいたる各地点の底質において増減を繰り返しながら海へ流出し、上位の汀段よりも海側には砂丘砂において卓越する二峰分布砂の粒度組成の卓越成分である粗砂よりも細粒な成分は存在しない。

(b) 外浜・沖浜

底質の粒度組成から大潟海岸の外浜・沖浜領域の堆積過程を考察する。まず、1972年7月に、関川の東 8～10 km の区間で採取した外浜・沖浜底質の粒度組成の沖方向変異を検討する。

弧状砂州の頂点を通る縦断測線における底質の粒度分布のヒストグラムの例を Fig. 17 に示す。ショアフェイスの底質は中礫・小礫・極粗砂によって組成され、最大礫径約 10 cm の大礫

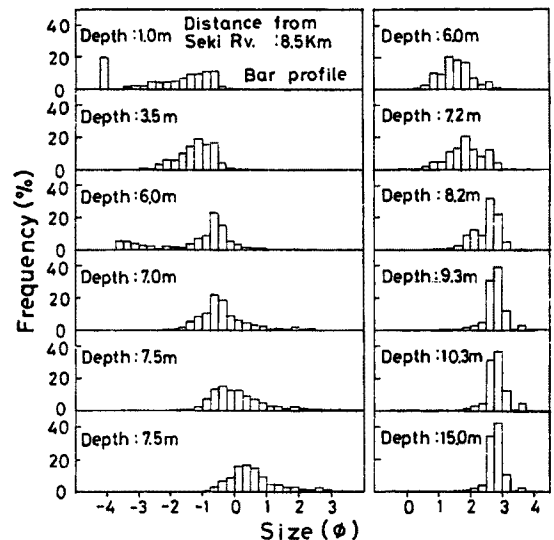


Fig. 17 Some examples of grain size distribution of bottom sediment, July 25, 1972.

を含む。主成分は小礫・極粗砂で、岸側では前者が、沖側では後者が卓越する。大礫・中礫はすでに述べたように関川よりも西側の地域と前浜・後浜および外浜領域の漂砂系が連続していた時期に関川およびその西側海岸から供給されたものであると考えられる。

トラフ岸側斜面の底質は、その岸側では極粗砂が主成分を組成し、粒度分布の端部に小礫および粗砂が付加し、中礫を含む。沖側では、極粗砂が主成分を組成し、粒度分布の端部に小礫および粗砂・中砂が付加している。トラフの底質は、その岸側では極粗砂・粗砂が主成分を組成し、粒度分布の粗粒端に微量の小礫、細粒端に少量の中砂・細砂が付加しており、沖側では、粗砂が主成分を組成し、粒度分布の端部に極粗砂および中砂・細砂が付加している。

弧状砂州頂部の底質は、三峰分布砂であり、中砂が主成分を組成して第1モードを、粗砂が第2モードを示し、細砂が付加して、第3モードを示す。砂州沖側斜面の底質は、岸側では三峰分布を示し、中砂が主成分を組成して第1モードを示し、細砂が第2モード、粗砂が小さい頻度の第3モードを示す。沖側の底質は二峰分布を示し、細砂が卓越して大きい頻度の第1モードを、中砂が小さい頻度の第2モードを示す。弧状砂州沖側基部の勾配変換部、およびそれよりも沖側の沖浜の底質は、細砂が主成分を組成し、粒度分布の粗粒端に微量の中砂、細粒端に少量の微砂が付加している。

弧状砂州の接合部を通る縦断測線における粒度組成の沖方向変異は図示しないが、次のようである。ショアフェイスの底質の粒度組成は、弧状砂州頂点を通る縦断測線の場合と同様であるが、主成分への頻度の集中の程度が大きい。トラフの底質は、岸側では極粗砂が主成分を組成し、粒度分布の端部に中礫・小礫および粗砂が付加しており、弧状砂州頂点を通る縦断測線の場合に比べて主成分への頻度の集中の程度が大きい。沖側は二峰分布砂が分布し、中砂が卓越して第1モードを、粗砂が第2モードを示し、細砂が付加している。砂州頂部の底質は、二峰分布砂であり、中砂・細砂がそれぞれ第1、第2モードを示す。砂州沖側斜面の底質は二峰分布砂で、中砂・細砂がそれぞれ第2・第3モードを示す。砂州沖側基部よりも沖側は、弧状砂州の頂点を通る縦断測線の場合と同じである。

以上に検討したような外浜・沖浜領域の粒度組成の沖方向変異は、前節で検討した過程によって海に流出した侵食砂の外浜・沖浜への堆積過程を示すものであるが、ここでさらに底質を組成する各成分の量比の沖方向変化から、侵食砂の流出・堆積過程を検討する。

弧状砂州頂点を通る縦断測線について、底質を組成する各成分の量比の沖方向変化を示したのが Fig. 18 である。底質の粒度組成における小礫よりも粗粒な成分の量比は、汀線付近では約 75% で、沖方向へ漸減し、距岸 200 m 地点付近で 0% となる。底質の粒度組成における極粗砂の量比は、汀線付近では約 25% で、距岸 100 m 地点付近において極大値 (約 60%) を示し、沖へ漸減して、距岸 280 m 地点付近で 0% となる。底質の粒度組成における粗砂の量比は、汀線から距岸 30 m 地点付近までは 0% で、それよりも沖側で漸増して、距岸 200 m 地点付近において極大値 (約 60%) を示し、沖へ漸減して、距岸 500 m 地点付近で 0% となるが、距岸 800 m までの沖浜に極く微量 (1% 以下) 含まれることがある。底質の粒度組成における中砂の量比は、汀線から距岸 70 m 地点付近までは 0% で、それよりも沖側で漸増して、距岸 300 m 地点付近において極大値を示し、沖へ漸減して、距岸 500 ~ 600 m 地点付近より沖側の沖浜で数% 以下となる。底質の粒度組成における細砂の量比は、汀線から距岸 100 m 地点付近までは 0% で、それよりも沖側で漸増して、距岸 400 m 地点付近よりも沖側では 70 ~ 80% の値を示し、沖へ微増する。底質の粒度組成における微砂の量比は、距岸 300 m 地点付近までは 0% で、それよりも沖側で漸増して、距岸 500 m 地点付近よりも沖側では 15 ~ 25% の値を示し、沖へ漸減する。

弧状砂州の接合部を通る断面においても、砂州地形と底質の粒度組成の沖方向変化の関係は、上記した弧状砂州頂点を通る縦断測線の場合と同じである。弧状砂州の接合部を通る断面においては、砂州の距岸が小さいために (約 200 m)、粗砂の量比の極大値を示す地点の距岸は約 110 m であり、また中砂の量比の極大値を示す地点の距岸は 100 ~ 200 m である。

上記したように、底質を組成する各成分は、それぞれ沖方向の分布範囲を有しており、分布範囲が極粗

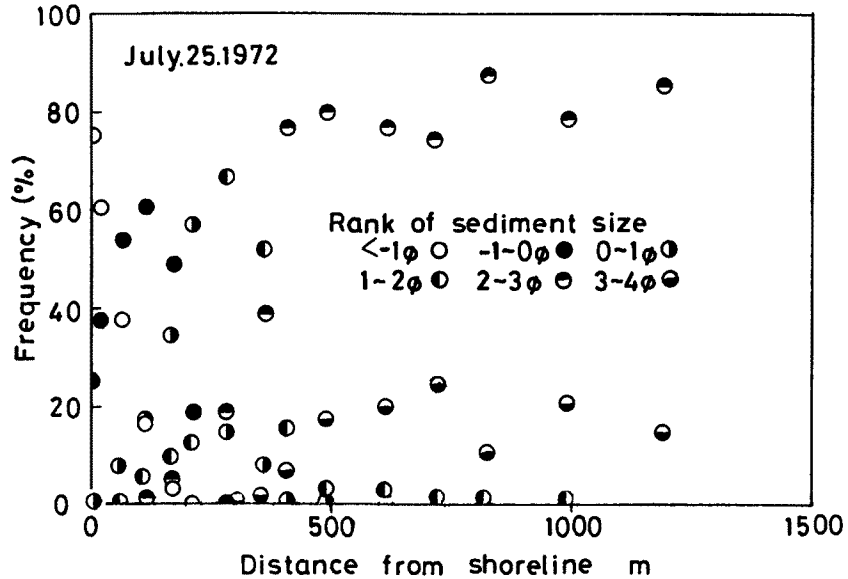


Fig. 18 Seaward changes of proportion of constituent grains in nearshore and offshore sediment (Profile across the apex of crescentic bar).

砂，粗砂，中砂，細砂，微砂の順に沖側へ移っている。さらに底質を組成する極粗砂，粗砂，中砂の量比の沖方向変化はそれぞれ正規分布に似た“釣り鐘型”の変化をしている。また，底質を組成する細砂および微砂の場合は量比が沖方向へ指数関数的に増大し，それぞれ距岸 400 m および 500 m 地点より沖ではほぼ一定の量比を示している。

(2) 沿岸方向の堆積過程

前浜底質の粒度組成から，大潟海岸における沿岸方向の堆積過程を検討する。まず，粒径区分に従って，底質を組成する成分の沿岸方向変異を検討する。1972 年 1 月における，汀線から陸側へ 5 m 地点の前浜底質の粒度分布のヒストグラムの例を Fig. 19 に示す。この図には底質採取の位置として郷津からの距離を示したが，文中では関川河口からの距離によって説明する。なお，郷津から関川河口までは 4 km である。

関川の東側では，関川の東 3.9 km 地点の底質は極粗砂が主成分を組成し，粒度分布の端部に小礫および粗砂が付加している。関川の東 5.6 ~ 6.5 km 地点の底質は，極粗砂が主成分を組成し，粒度分布の端部に小礫が付加している。関川の東 6.9 ~ 9.9 km の間の底質は，小礫・極粗砂が主成分を組成する。極粗砂が卓越し，粒度分布の粗粒端に中礫からなる長い尾を示すものがある。関川の東 10 ~ 11.4 km の間の底質は，極粗砂が主成分を組成し，小礫が付加している。関川の東 13 ~ 16.7 km の間の底

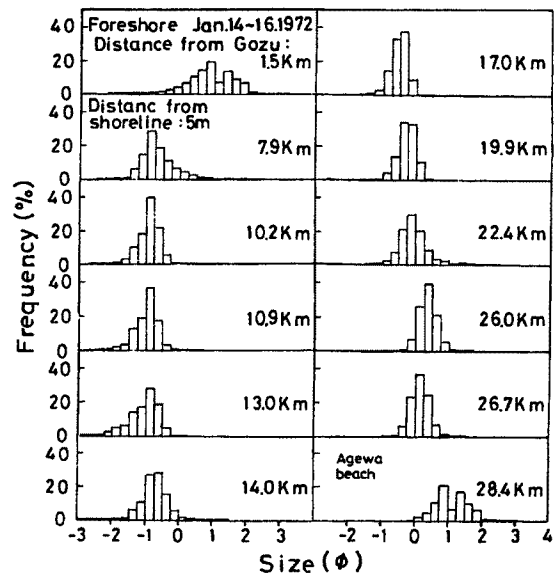


Fig. 19 Some examples of grain size distribution of foreshore sediment.

質は、極粗砂が主成分を組成し、粒度分布の端部に小礫および粗砂が付加している。関川の東 18.4 km の底質は極粗砂・粗砂からなり、前者が卓越する。関川の東 20.9 km 以東の底質は、粗砂が主成分を組成し、極粗砂が付加している。上輪海岸の底質は二峰分布を示し、粗砂・中砂からなる。

関川の西側地域では、関川の西 1 km 地点の底質は粗砂が主成分を組成し、粒度分布の端部に極粗砂および中砂が付加している。同じく 2.5 km 地点の底質は、二峰分布砂であり、粗砂・中砂が主成分を組成してそれぞれモードを示し、粒度分布の端部に極粗砂および細砂が付加している。大瀧海岸西端部の底質は、二峰分布砂であり、中砂・細砂が主成分を組成して、モードを示している。

つぎに、前浜底質を組成する各粒径区分について、それらの沿岸方向の量比の変化を Fig. 20 に示す。この図には 6.1 (3) に前記した一連のストーム前後の沿岸方向変化をそれぞれ (a), (b) に示してある。まず、ストーム前の組成の変化をみると、関川の東側地域では、底質の粒度組成における -1ϕ よりも粗粒な成分の量比が、関川の東 8 km 付近で極大値を示し、それよりも東あるいは西側へ量比が減少し、同 18 km 付近で 0% となる。底質

の粒度組成における $-1 \sim 0\phi$ の成分の量比は、関川の東 8 km 付近で極小値を示し、それよりも東あるいは西側へ増大して、同じく 13 km 付近において極大値を示し、それよりも東側では漸減する。底質の粒度組成における $0 \sim 1\phi$ の成分の量比は、関川の東 13 km 地点付近より東側へ指数関数的に増大している。同地点よりも西側では量比が西側へ増大する傾向があるが、その値は 0~10%、多くの場合に 0% である。このように、関川の東 4~13 km の間では、関川の東 8 km 地点から東・西へ、底質の粒度組成における礫成分が減少し、極粗砂成分が増大することによって、 $M_{d\phi}$ が増大している。また、関川の東 13 km 地点付近以東では、東側へ底質の粒度組成における極粗砂成分が漸減し、粗砂成分が漸増することによって $M_{d\phi}$ が増大している。

関川の西側地域では、底質の粒度組成における -1ϕ よりも粗粒な成分はほぼ 0% である。同じく $-1 \sim 0\phi$ の成分は 0~10% であるが、海岸西端部では 0% であり、同じく $0 \sim 1\phi$ の成分は 0~77% で、西方へ漸減している。一方、底質の粒度組成における $1 \sim 2\phi$ の成分は 13~40%、 $2 \sim 3\phi$ の成分は 0~62% で、いずれも西方へ漸増している。このように、西側地域では西方へ底質の粒度組成における粗砂よ

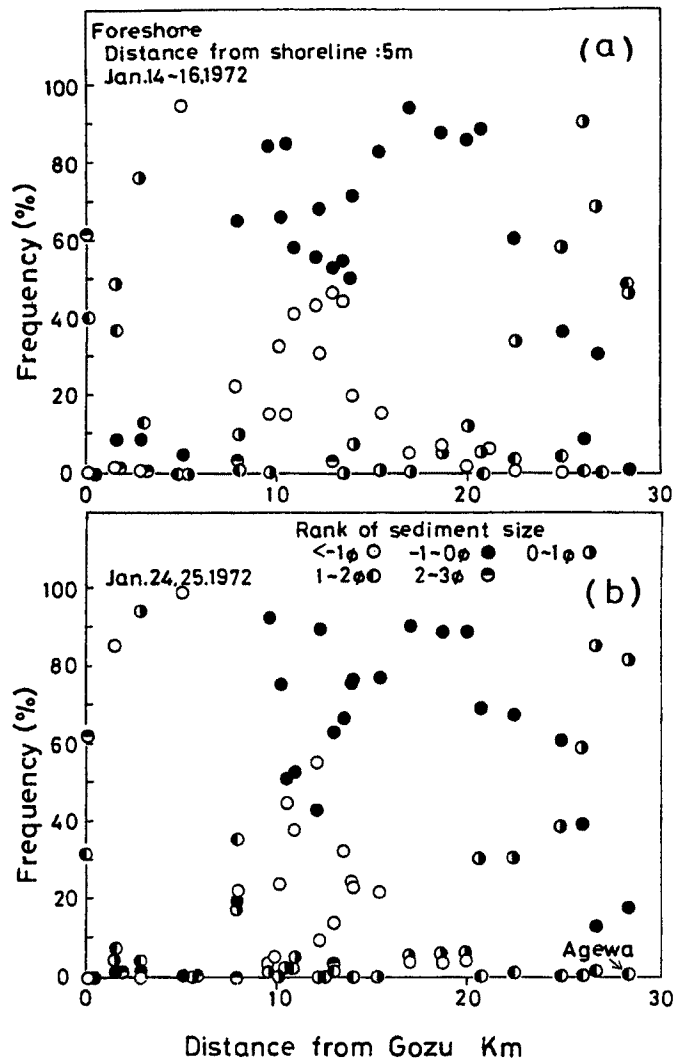


Fig. 20 Longshore changes of proportion of constituent grains in foreshore sediment.

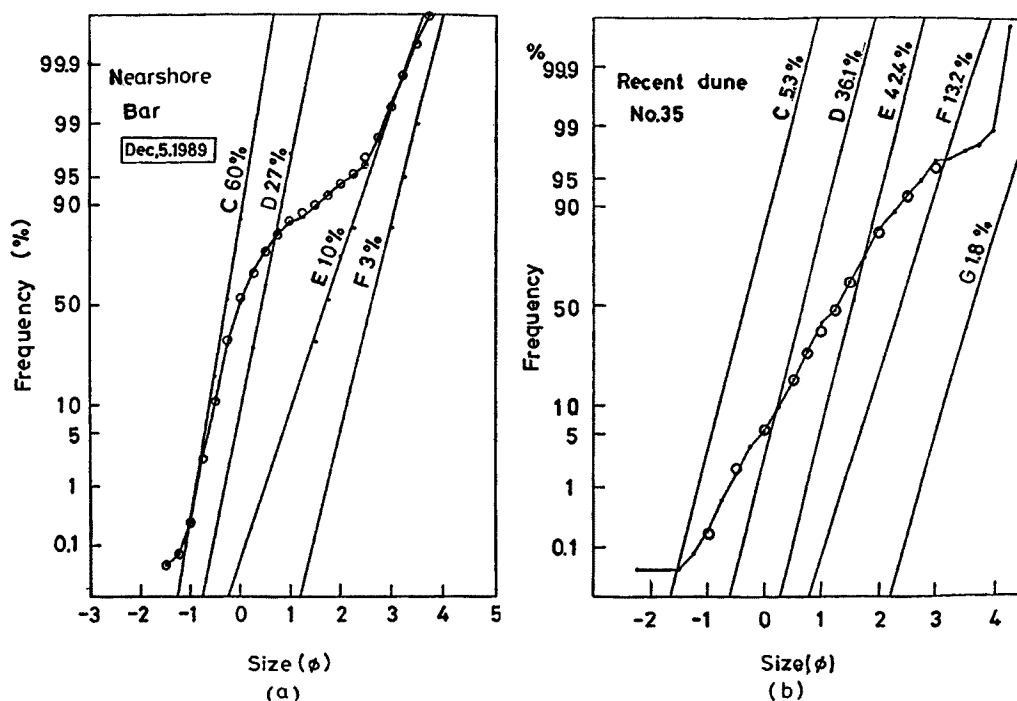


Fig. 21 Cumulative probability curve and constituent subpopulations derived by partitioning from the curve. Circles are the cumulative plots constructed from the partitioned constituent subpopulations.

りも粗粒な成分が減少，中砂よりも細粒な成分が増大して， $M_{d\phi}$ が増大している。

つぎに，一連のストーム後の変化を検討する。関川の東側地域では，ストーム後に底質の粒度組成における各成分がそれぞれの地点において増減を繰返すが， -1ϕ よりも粗粒な成分は減少している地点が多い。関川の東7 km 付近以西では $-1\sim 0\phi$ の成分が減少， $0\sim 1\phi$ の成分が増大し，関川の東19 km 付近以東では $-1\sim 0\phi$ の成分が増大， $0\sim 1\phi$ の成分が減少している傾向がある。このような変化は，底質の粒度組成における粗砂が海岸の東側で流出し，中央部よりも西側で堆積していることを示している。上輪海岸では，ストーム後に底質の粒度組成における $1\sim 2\phi$ の成分の量比が0%となり， $0\sim 1\phi$ および $-1\sim 0\phi$ の成分が増大して粗粒化し，中砂の流出を示している。

関川の西側地域では，関川の西2.5 km 付近では， -1ϕ よりも細粒な成分の量比が大きく減少し，粗粒化している。このような底質の礫質化は，直江津港防波堤の反射波の影響によるものと考えられる。

(3) 底質の構成正規分布集団

一般に，流体の作用のもとで堆積した細粒な岩屑の多くは，粒径の対数値に対する重量頻度がしばしば正規分布か，またはそれに近い分布をすることが経験的に知られている³⁷⁾。しかし実際には多くの堆積物は正規確率紙に粒径分布を描いた場合に屈曲の変換点を示し，オーバーラップした正規分布集団から構成されている。すなわち，粒径分布がいくつかの正規分布集団の合成からなっている。大瀨海岸の外浜底質と，主要な漂砂源である新砂丘砂の構成正規集団の分離の例を Fig. 21 に示す。この図で黒点は累積頻度を示す点，白丸は分離した構成正規分布集団を図上で再び合成してもとの累積頻度曲線と比較したものである。このようにして構成正規分布集団を分析した結果を平均値として Table 2 に示す。海浜底質と新砂丘砂の構成集団の平均粒径はよく一致しており，新砂丘砂が海浜砂の主要な漂砂源であることを示している。つぎに，例に示したように，海浜砂および新砂丘砂はいずれも累積頻度曲線において， -1ϕ ， 0ϕ ， 1ϕ ， 2ϕ ， 3ϕ 付近に屈曲の変換点があり，これらの粒径において構成正規分布集団がオーバーラップし

Table 2 Summary of Subpopulations Distributions Statistics

Subpopulations	Avg. M_{dp}	
	Recent dune sand	Beach sand
A	-2.38	-2.27
B	-1.44	-1.68
C	-0.33	-0.51
D	0.65	0.32
E	1.51	1.57
F	2.37	2.43
G	3.53	3.63

ていることを示している。従って前節において、底質の粒度組成を1φ間隔の粒径区分によって説明したが、その場合の各粒径区分をそれぞれ構成正規分布集団に近似的に対応することができると考えられる。しかし、詳細には構成正規分布集団の分析結果を用いたほうが堆積過程の検討に有用であると考えられ、今後の課題とする。

(4) まとめと検討

前節までに検討したことをまとめ、いくつかの点について考察する。

(a) 侵食砂丘砂の流出過程

海浜底質の主要な漂砂源である新砂丘砂は、小礫～微砂によって組成されている。新砂丘砂のうちで卓越している二峰分布砂についてみれば、粒度組成において粗砂および中砂が主成分を組成し、極粗砂および細砂がそれぞれ粒度分布の端部を組成している。高波浪時の遡上波の作用によって、侵食された砂丘砂の粗粒成分と細粒成分が相互に増減をくり返しなが、浜を流下するが、前浜において最終的に滞留する成分は、極粗砂よりも粗粒な成分に限られている。すなわち、侵食砂丘砂の粒度組成において平均して卓越する、粗砂よりも細粒な成分は、最終的には海へ流出して、浜を形成・維持することはない。

(b) 外浜・沖浜領域の堆積過程

海へ流出した侵食砂丘砂を組成する各成分は、粒径に従ってそれぞれの分布領域に堆積する。それぞれの分布領域はたがいにオーバーラップするが、礫、極粗砂、粗砂、中砂の順に、ショアフェイス～トラフ、ショアフェイス～弧状砂州岸側斜面、ショアフェイス～弧状砂州沖側斜面、トラフ～弧状砂州基部である。細砂および微砂の分布領域は、それぞれトラフおよび弧状砂州岸側斜面よりも沖側である。このように、礫～粗砂は細粒になるとともにショアフェイスからの分布範囲が沖へ拡大し、中砂～微砂の分布範囲は陸から離れるが、礫と極粗砂、極粗砂と粗砂・中砂、粗砂・中砂と細砂・微砂がそれぞれ互いに粗粒成分の減少と細粒成分の増大を繰返しながら沖方向に底質が細粒化している。以上のように、海へ流出した侵食砂丘砂の成分はそれぞれ沖へ流出して堆積し、外浜・沖浜地形を形成するが、とくに弧状沿岸砂州は粗砂～細砂を主成分として形成されており、侵食砂丘砂の粒度組成における主成分が沖へ流出して、弧状砂州を形成していることがわかる。侵食砂丘砂の粒度組成の最も細粒な成分である細砂・微砂は、沖浜を形成している。

底質の粒度組成における、極粗砂・粗砂・中砂の量比の沖方向への変化はそれぞれ“釣鐘型”をしており、正規分布を示す底質の粒径分布と相似している。このような現象はそれぞれの成分について、砂粒の沈降速度に従った沖方向への砂の分配を示すようにみえるが、なお検討したい。

(c) 沿岸方向の堆積過程

大潟海岸中央部の前浜底質は、粒度組成において極粗砂よりも粗粒な成分によって組成されている。一方、この海岸の東端部の前浜底質は粗砂が主成分をしめ、中央部の西側においても底質の粒度組成に粗砂の付加がみられる。従って、侵食されて海へ流出した成分のうち粗砂よりも細粒な成分は沖へ流出するが、粗砂の一部は沿岸漂砂として海岸端部に集積し、海岸中央部には極粗砂よりも粗粒な成分のみが滞留していることがわかる。

Fig. 2 に示したように、大潟海岸に來襲する波浪の卓越波向は WNW～NNW であり、WNW および NNW 方向の入射波が海岸線の直角方向に対してそれぞれ左および右方向から入射している。冬期季節風時に、低気圧の東進とともに入射波の波向が海岸線に対して左から右に変化し、それによって沿岸漂砂の向きが東向きから西向きに反転する。このような波向の変化に従う東および西向きの沿岸漂砂の過程において、それぞれの地点に輸送される粗砂を主とする細粒成分の量比がそれぞれ東および西へ指数関数的に

増大している。前浜のそれぞれの地点において、東および西向きの沿岸漂砂として輸送された細粒成分を合算すると、海岸中央部から東および西側へ細粒成分の量比が増大し、その結果平均粒径 (mm) が中央部から東西へ漸移的に減少することになるが、沿岸方向の粒径変化にそれが示されている。一連のストーム後に底質の粒度組成における粗砂の量比が海岸の東側で減少し、西側で増大していることは、上記した堆積過程と整合的である。

一方、外浜においては、Fig. 7 に示したように弧状砂州接合部の横断面のサンドウェーブの波形が海岸中央部よりも東側では、東へ、西側では西へひずんでいることから、侵食砂の粒度組成における粗砂～細砂が海へ流出して、弧状砂州を形成する過程は、前浜における沿岸方向の堆積過程と同様であると考えられる。

以上のような、大潟海岸における沿岸方向の堆積過程は、卓越波が海岸線に対して左右から入射するような砂浜海岸において一般的に見られるものと考えられる。そこで、それについてまとめれば次のようである。波向きの変化にともなう右および左向きの沿岸漂砂の過程において、海岸のそれぞれの地点の前浜底質の粒度組成における細粒成分の量比が遠方へ指数関数的に増大し、その結果右および左向きの漂砂を合算すれば、海岸各地点の前浜底質における細粒成分の量比が左右へ増大する。それによって、前浜底質の平均粒径 (mm) が海岸のある地点において極大値を示し、そこから左右へ値が漸減する沿岸方向の変異系列を示す。平均粒径の極大値を示す地点は、エネルギー成分を考慮して海岸線に直角方向に対して左からの波が優勢であれば、海岸中央部よりも左側に、また右からの波が優勢であれば右側に位置する。海岸線に対して左右からの波が均衡していれば、前浜底質の平均粒径 (mm) は海岸中央部付近において極大値を示す。

前項で示したように、大潟海岸の海浜底質およびその主要漂砂源である海岸砂丘砂の構成正規分布集団は、それぞれこれまで検討してきたウェントワースの粒径区分に従った粒度組成における各成分にほぼ対応している。従って、以上に検討してきた海浜各領域における堆積過程は、主要漂砂源である海岸砂丘砂が侵食によって海へ流出し、その構成正規分布集団が海岸の水理条件に従って、海浜各領域に分配されて堆積する過程によって説明できる。このように、底質の構成集団に着目すれば、いわゆる“混合”の考え方によって堆積過程を説明できるように見えるが、詳細については今後の課題とする。

結 語

大潟海岸の堆積過程を明らかにし、さらに一般に砂浜海岸の堆積過程のフィールドモデルを検討することを目的として、この海岸の形成や変遷にさかのぼってその基本的な性格を考察するとともに、底質の粒度分布特性から岸沖方向および沿岸方向の堆積過程を検討した。得られた主な成果を簡単にまとめれば次のようである。

- 1) 大潟海岸の形成・変遷は、基本的に大陸棚の地形、海岸線の大地形を制約する地質構造、漂砂源を制約する火山活動などの地質学的要因に支配されている。
- 2) 大潟海岸は、上記した地質学的要因に従って基本的に侵食性向を有する海岸である。
- 3) 大潟海岸の主要な漂砂源である海岸砂丘砂は、高波浪時に侵食されて海へ流出するが、その粒度組成における主要な成分は沖へ一方的に流出する。沖へ流出した成分は粒径に従ってそれぞれの領域に堆積するが、侵食砂丘砂の卓越成分は弧状砂州地形を形成し、粒度分布の細粒側端部を組成する細粒成分は沖に流出して沖浜に堆積する。
- 4) 海へ流出した侵食砂丘砂は、波向きの変化に従って東および西向きの沿岸漂砂として輸送され、その過程において底質の細粒成分の量比が東西へ指数関数的に増大して、東西へ漸減する平均粒径の変異系列が示される。このような沿岸漂砂の過程において、侵食砂丘砂の卓越成分よりも細粒な成分が最終的

には沖へ流出して、粒度分布の粗粒側端部を組成する粗粒成分が前浜を形成する。

5) この海岸の堆積過程は、主要漂砂源である海岸砂丘砂が侵食によって海へ流出し、その粒度組成における構成成分が水理条件に従って海浜各領域に分配されて堆積する過程によって説明される。

以上のように、底質の粒度組成から堆積過程を海岸侵食との関連のもとに検討した。この他に底質の岩石・鉱物組成が、この海岸の堆積過程の要素としてさらに検討されるべきである。とくに、この海岸の底質は第四紀の非変質火山岩を主成分とするために細粒化しやすく、それが前記した底質の流出過程と関連してこの海岸の侵食を加速するひとつの要因をなしていると考えられるが、それらについては今後の課題とする。

なお、本研究に際し多くのご協力をいただいた京都大学防災研究所の内山 清氏に深く謝意を表明する。

参 考 文 献

- 1) 土屋義人・河田恵昭・吉岡 洋・山下隆男・白井 亨：大瀧海岸の侵食制御に関する調査研究，防災研究協会，1987，pp. 1-99.
- 2) 岩垣雄一：最新海岸工学，森下出版，1987.
- 3) Shirai, T. and Y. Tsuchiya : Characteristics of beach configuration of Ogata coast, Coastal Engg. in Japan, Vol. 17.
- 4) 岩淵義郎：日本海南東部の海底地質，東北大地質古生物研報，No. 66，1968，pp. 1-76.
- 5) 前出 1)
- 6) 白井 亨・土屋義人・芝野照夫：大瀧海岸における海岸変形の特性について(3)，京大防災研年報，17-B，1974，pp. 597-606.
- 7) 白井 亨・土屋義人：大瀧海岸における海岸変形の特性について(2)，京大防災研年報，16-B，1973，pp. 1-11.
- 8) 前出 3)
- 9) 前出 7)
- 10) 前出 3)
- 11) 前出 6)
- 12) 野田英明・芝野照夫：大瀧海岸における漂砂の観測，京大防災研年報，11-B，1968，pp. 429-445.
- 13) 前出 1)
- 14) 新潟県土木部：新潟海岸の欠潰について，(第二輯)，1964，pp. 1-151.
- 15) 前出 12)
- 16) 前出 12)
- 17) 茂木昭夫：日本の海浜型について(沿岸洲の地形学的研究)，地理評 36，1963，pp. 245-266.
- 18) Wright, L. D. : Beach cut in relation to surf zone morphodynamics, Proc. 17 th Conf. on Coastal Eng., 1980, pp. 978-996.
- 19) Short, A. D. : Wave power and beach-stages; a global model, Proc. 16 th Conf. on Coastal Eng., 1978, pp. 1145-1162.
- 20) Wright, L. D. et al : Morphodynamic variability of high energy beaches, Proc. 16 th Conf. on Coastal Eng., 1978, pp. 1180-1194.
- 21) 砂村継夫：海浜地形の変化，第21回水工学に関する夏期研修会講義集，Bコース，B-7-1~B-7-17，1985.

- 22) 高田平野団体研究グループ：高田平野の第四系と形成史—新潟県の第四系・その XXIV—, 新潟大高田分校研究紀要, No. 25, pp. 209 - 275.
- 23) 早津賢二・新井房夫・白井 亨：新潟県高田平野の中位段丘と古砂丘—形成時代についての火山灰編年学的考察—, 地学雑誌, 1982, pp. 1 - 16.
- 24) 新潟県：新潟県地質図説明書, 1977, pp. 46 - 47.
- 25) 前出 24)
- 26) 前出 23)
- 27) 前出 23)
- 28) 町田 洋・新井房夫：大山倉吉軽石層—分布の広域性と第四紀偏年上の意義—, 地学雑誌 88, 1979, pp. 33 - 50.
- 29) 前出 22)
- 30) 前出 24)
- 31) Hayatsu, K. : Geologic study on the Myoko volcanoes, Central Japan—Part 1. Stratigraphy—, Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral., 42, 1976, pp. 130 - 170.
- 32) Inman, D. L. : Measures for describing the size distribution of sediments, Jour. Sedimentary Petrology, Vol. 22, 1952, pp. 125 - 145.
- 33) Inman, D. L. : Areal and seasonal variations in beach and nearshore sediments at La Jolla, California, Tech. Memo., Beach Erosion Board, No. 39, 1953.
- 34) 土屋義人・白井 亨・中村重久・山口正隆・芝野照夫・河田恵昭・吉岡 茂：大瀨海岸における海岸変形に関する観測 (1), 防災研究所年報, 14 -B, 1971, pp. 465 - 485.
- 35) 白井 亨・土屋義人：大瀨海岸における海岸変形の特性について (1), 防災研究所年報, 14 -B, 1971, pp. 487 - 497.
- 36) 白井 亨・土屋義人：大瀨海岸における海浜地形と底質特性の関連について, 第 24 回海岸工学講演会論文集, 1977, pp. 206 - 210.
- 37) 井口正夫：漂砂と流砂の水理学, 古今書院, 1975.