

# 法政大学学術機関リポジトリ

HOSEI UNIVERSITY REPOSITORY

PDF issue: 2024-07-28

## レーザー回析法によるフィンランド・ハイロ オト島の海浜堆積物の分析

OKA, Yasutaka / 岡, 康隆 / TABUCHI, Hiroshi / 田淵, 洋

---

(出版者 / Publisher)

法政大学多摩研究報告編集委員会

(雑誌名 / Journal or Publication Title)

法政大学多摩研究報告 / Bulletin of Hosei University of Tama

(巻 / Volume)

16

(開始ページ / Start Page)

17

(終了ページ / End Page)

28

(発行年 / Year)

2001-03-30

(URL)

<https://doi.org/10.15002/00003170>

# レーザー回析法によるフィンランド・ ハイルオト島の海浜堆積物の分析

岡 康隆<sup>1)</sup>・田淵 洋<sup>2)</sup>

Coastal Deposits Analysis by the Laser Diffraction at Hailuoto Island , Finland

Yasutaka OKA and Hiroshi TABUCHI

## I. はじめに

粒度分析を用いて堆積物の堆積環境を推定する研究は、古くから多くの研究分野でおこなわれており、地形による古環境復元の研究においても、大きな成果をもたらしてきた。これらの研究の中で、砂質堆積物の分析には、ふるいを用いる方法が今日でも、もっとも一般的である。

ふるいを用いて粒度分析を行う場合には、ひとつの地点で少なくとも100-400 gの試料が必要とされている。しかし一枚のラミナやユニットの単層からこれだけの試料を採取するのは困難である。たとえ大きな露頭を見つけたとしても、スコップで断面を作成しなければならない。さらに、試料の採集中に上下の地層や周囲からの飛砂などが混入しないように注意を払う必要がある。そこで露頭の見当たらないフィールドにおいては、多くの地点の試料が必要な場合、試料は堆積地のごく表層（深さ1 m以浅）より採集されることが多かった。

しかし近年になって、技術の進歩により様々な粒度測定の方法が確立されてきた。そのひとつがレーザー回析法である。レーザー回析法の特徴としては、(1) 分析に必要な試料の重量が数 g 程度とごく少量でよいこと、(2) 測定可能な粒径の範囲が広いこと、(3) 測定結果の再現性がよいこと、などがあげられる。

本研究では島津製作所のSALD 3000を用いて分析を行ったが、SALD 3000のように採集する試料が少量（数 g）で済むならば、試料の採集にあたっては、先端にコアサンプラーの付いたハンド・ボーリングマシンを使用すれば、野外調査者が一人であっても地表から5 m前後の深度まで試料の採集が可能となる。

---

\* コンピューターサイエンス(株)

\*\* 法政大学

本調査では試験的に、露頭のないフィールドにおいて、ハンド・ボーリングマシンを用いて少量の試料を採集し、レーザー回析法によって粒度組成を明らかにした。

粒度分析によって堆積環境を推定する場合には、個々の地点において各堆積物の粒度組成を予め明らかにしておくことが必要であると、松本（1983）は指摘している。そこで本研究でも、松本（1983）の指摘を考慮し、同一地域において、地形形成要因が明らかな地点と明らかなでない地点の試料の採取し、両地点の試料を比較し、検討した。

本調査で使用したハンド・ボーリングマシンは、（株）ジオアクト製作のKT-SII型である（口絵写真2）。このKT-SII型の総重量は、長さ5mのロッドやコアサンプラーを含めてもおよそ50kgほどであり、本体、ロッドなどを分解して運べば、一人でも車道のないフィールドへ問題なく機材を搬入出来る。

## II. 調査地域の概要

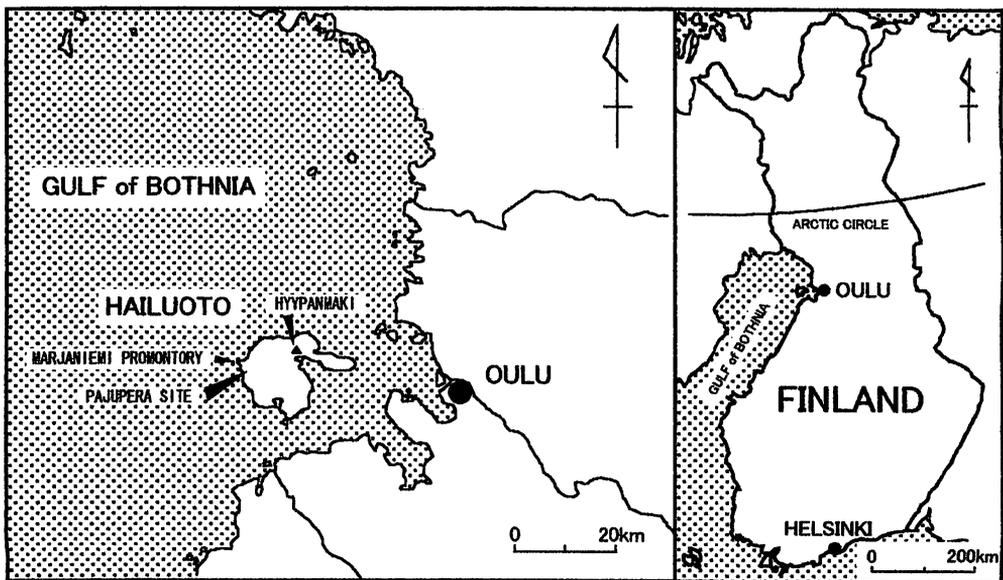


図1 ハイルオト位置図

ハイルオト（Hailuoto）島は、ボスニア湾の最奥部に位置する面積約200 km<sup>2</sup>の島である（図1）。ボスニア湾最奥部は、現在でもグレーシアル・アイソスタシーによる地盤隆起がフェノスカンジアで最も活発な地域で、相対的な海面低下が継続している（図2: Eronen and Ristaniemi, 1992）。その地盤隆起量は最大のところでは年間9 mmに達している。ハイルオト島は、この地盤隆起に

伴って出現した島で、島が初めて海面上に出現したのは、325 AD頃とされている (Alestalo, 1978)。島の標高はほとんどの地域が10 m以下で、最高点はヒュパンマキ (Hyyupänmäki) と呼ばれる再堆積砂丘の頂部で、およそ31 mである。このヒュパンマキからハイルオト島の東端のマルヤニエミ (Marjaniemi) にかけては、比高数 m、幅1~3 kmの砂と礫から構成される高まりが存在しているが、これはスカンジナビア氷床の融水河流堆積物に由来するものである (Alestalo, 1978)。

ハイルオト島の基盤は砂岩といわれている。しかし地表は till や融水河流堆積物の砂、シルトによって覆われており (図3: Alestalo, 1978) 筆者らは現地で基盤を確認出来なかった。

島の表層堆積物 (図4) のうち、砂が分布している地域には過去の離水に伴って形成された浜堤列や砂嘴、再堆積砂丘などの堆積地形が見られる。

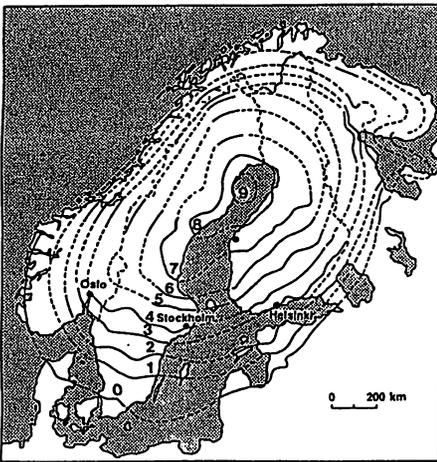


図2 現在のフェノスカンジアにおける、海面に対する相対隆起量 (mm/年 Eronen and Ristaniemi, 1992)

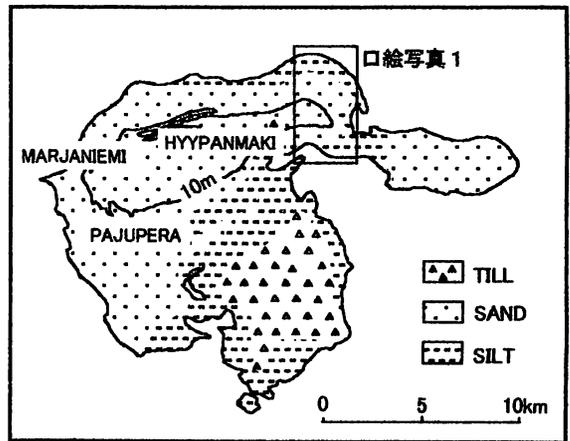


図3 ハイルオトの表面地質図 (Alestalo, 1978に基づく)

### III. 試料採集地点

本調査にあたって、堆積環境が明らかにされている地域としてパユペラ地域を選び、堆積環境が明らかにされていない地域としてヒュパンマキ周辺の地域を選定した。

#### 1. パユペラ (Pajuperä) 地域

パユペラは、マルヤニエミ岬の南約2 kmに位置する地域の名称である (図1)。マルヤニエミ

からパユペラにかけては、現在島の中で唯一の飛砂の堆積地域である。この飛砂の供給源は、マルヤニエミ周辺の海岸（海浜）と浅海底である。これはこの付近に分布する融氷河流堆積物の砂礫が、波の営力によって浸食され、沿岸に沿って運ばれていると考えられている。パユペラには全長700 mほどの海浜があり、その背後には長さ500 m、高さ3 mほどの前砂丘（fore dune）が分布している（図4）。また、海浜より1 kmほど内陸には長さ1 km、幅250 m、高さ6 mの再堆積砂丘が存在する。この砂丘は19世紀末より形成（砂の移動）が開始され、現在も固定化していない。また、一部の砂丘はNEからNNE方向に凸型を向けた放物線状砂丘を形成している。砂丘の形成は、羊の放牧によって、それまで存在していた浜堤列の植生が破壊されて始まったといわれている（Alestalo, 1978, 1986; Brusila and Jämbäck, 1989）。なお前砂丘と再堆積砂丘の間は、デフレーションによって細粒物質が吹き払われて平坦面となっている。

パユペラ地域では、堆積環境が明らかである、前砂丘、再堆積砂丘ならびに海浜より試料を採取した。

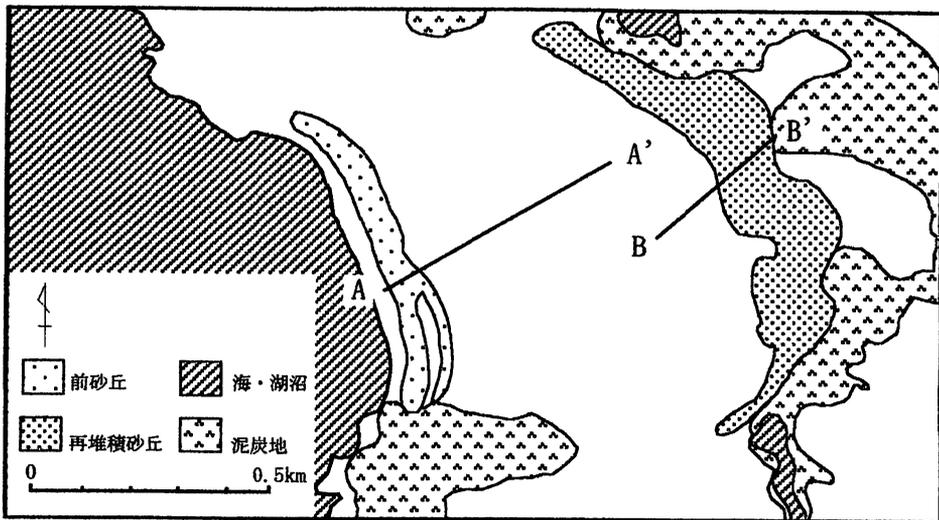


図4 パユペラ地域の地形分類図（Brusila and Jämbäck 1996を一部簡略化）

パユペラの現海浜における試料の採集は、1997年8月23日に実施した。当日の天候は穏やかであったが、前日は嵐であった。試料の採集は、汀線付近で前日は波に覆われていたと思われる地点で地表から10 cmほど掘り下げ、各ラミナから試料を採集した。試料採集地点は計7地点で、各地点で3試料を採集した。試料数は合計21である。

パユペラの前砂丘と再堆積砂丘からの試料採集は、ハンド・ボーリングマシン KT-SII型を用いて行われた。この機械の操作は、直径8 cm、長さ40 cmのコア・サンプラーを本体とロッドで繋ぎ、モーターの力によって回転させて地中にねじ込み、コア・サンプルを採集する。ボーリン

グは深度20~30 cm ごとに掘り下げ、その都度コアサンプラーを地中から引き上げた。コア・サンプラーは開閉式でないため、木槌でコア・サンプラーを叩くことで取り出せる。コア・サンプラーの内部は擾乱がほとんど見られず、数 cm 単位で、粒径の大きさや組成状態によるユニットの判別が可能であった。

口絵写真3は、ボーリングの後、コア・サンプラーの中身を取り出したもので、手前の試料は細粒の砂のユニット、奥の試料は粗い砂のユニットが示されている。試料採集は、このような同一ユニットの中心部より10 g 程度ずつ試料を採集した。また、サンプラーの操作時に上層の砂が含まれないように配慮した。

前砂丘からの試料の採集(図5)にあたっては、砂丘上から1試料ずつ、地表面から2 m の深度までの各ユニットから試料を採集した。試料は合計16である。なお試料の採集は、1997年8月に実施した。

再堆積砂丘の試料は、砂丘前面の平坦面より2 m ほど高い地点でボーリングを行い、地表面より2 m の深度まで堆積物の各ユニットから採集した(図5)。試料数は21であり、採集は1997年11月に実施した。

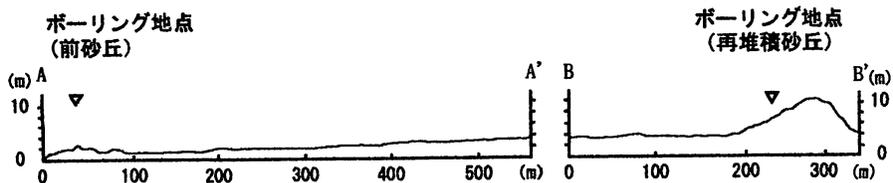


図5 バユベラの地形断面図

(図4のA-A', B-B': Brusila and Jämbäck 1996を簡略化)とボーリング位置

## 2. ヒュパンマキ(Hyppänmäki)周辺

島の最高地点ヒュパンマキは、放物線状砂丘であり、現在は固定している。この砂丘の形成には森林火災が関わったと言われている(Alestalo, 1989)。ヒュパンマキ周辺には、融氷河流堆積物が分布し、ハイルウト島のなかで最も標高の高い地域となっている。そのため、この周辺がいちばん早く海面から現れたと考えられている。

また、ヒュパンマキの北側から東側にかけては、過去の離水に伴って形成されてきた浜堤列が分布している。この浜堤列の方向はおおむねE-Wであるが、ヒュパンマキの東側の浜堤はNNW-SSE方向に向きを変えており、分岐状鉤型砂嘴を示している(Alestalo, 1986)。すなわち、かつてこの付近が海面と同高度であった時代には砂嘴が形成され、地盤隆起によって海岸線が後退した後、その形態を留めたまま現在にいたっていると考えられる(図6)。

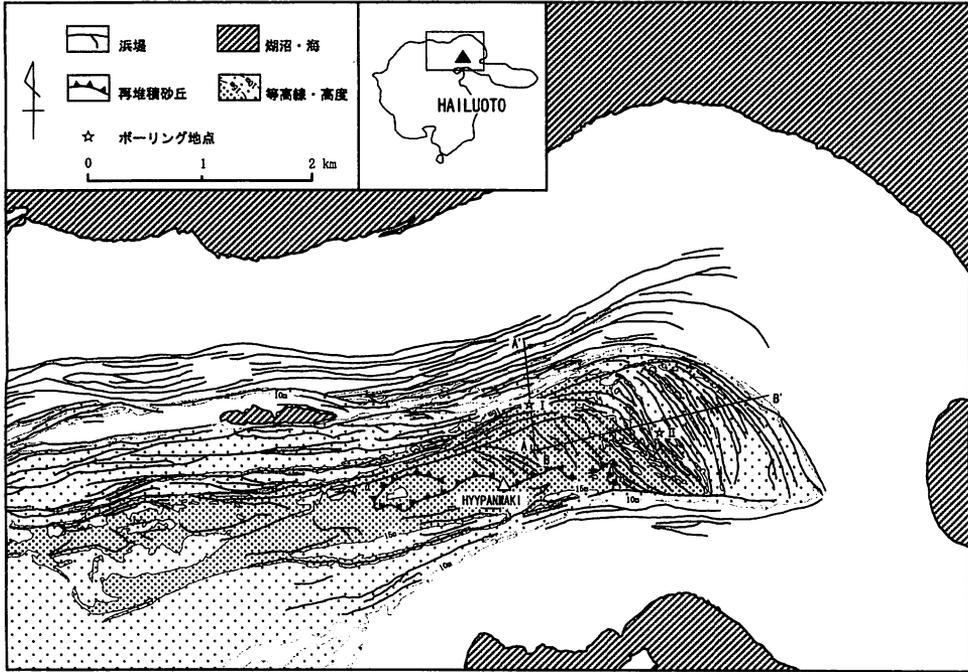


図6 ヒュパンマキ付近の地形分類図

砂嘴は、海岸のどこにでも見られる地形ではなく、何らかの特定の要因の下で形成される。過去のある時期にだけ、砂嘴の形成が見られたとすると、それをもたらした要因・発達過程が問題となる。その要因・発達過程を知るためには、砂嘴の内部構造を明らかにすることが重要であると考え、ヒュパンマキ周辺の分岐状砂嘴を形成している浜堤より試料を採集した。試料の採取は、発達方向と規模を異にする2つの浜堤で行った。

図7はヒュパンマキ付近より北方向への断面を示している。この断面図はハンドレベルによる簡易測量で作成した。この断面図には、浜堤の幅・高さが示されており、その中で最大規模のものが図7中のaである。この浜堤は砂嘴の最も外側に位置し、鉤状に屈曲する浜堤列へと続いている。この浜堤を境に、浜堤列を砂嘴の内側のものと外側のものとに分けると、これら両者の間には6mほどの顕著な標高差（比高）がある。

また、砂嘴の外側の浜堤列は、北へ行くにつれて規模が小さくなり、やがて消滅している。これはヒュパンマキから海岸を北上するにつれて表層の堆積物の粒子が、砂質からシルト質へと粒径が小さくなり、リッジ型の堆積地形が形成されにくくなっているためである（Alestalo, 1978）。なお、口絵の空中写真（写真1）は、現在の海岸線近くの水面下で、沿岸州が形成されつつあるのを示している。この沿岸州はシルトから成ると推定される。そして地盤隆起に伴う離水時には、顕著な高まりとはならないと思われる。

2-① E-W方向に発達する、比高4 mの浜堤からの採取

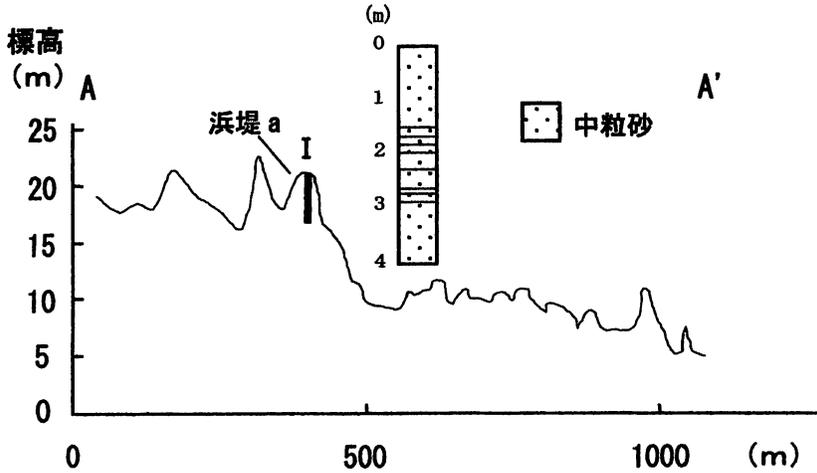


図7 A-A'断面図(図6)とボーリング(地点I)位置

試料の採集は、この砂嘴の最も外よりに位置し、鉤状に屈曲する浜堤へと続く、E-W方向に発達する浜堤において行った。試料の採集は先にパユペラの再堆積砂丘と同様にハンド・ボーリングマシン KT-SII を使用し、地表から地中4 mまでのコアを一本、掘下げた。また図7にはここで得られた試料の柱状図も併せて示してある。浜堤内部は、すべて中粒砂であった。なおこの地点での試料採集は1998年7月に実施した。

2-② NNW-SSE方向に発達する、比高1 mの浜堤からの採取

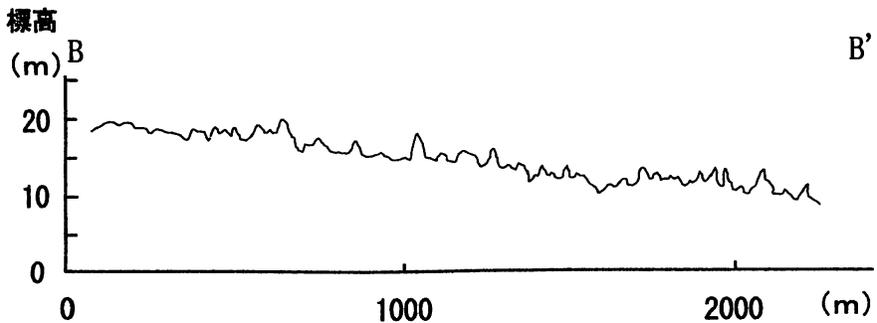


図8 B-B'断面図(図6)

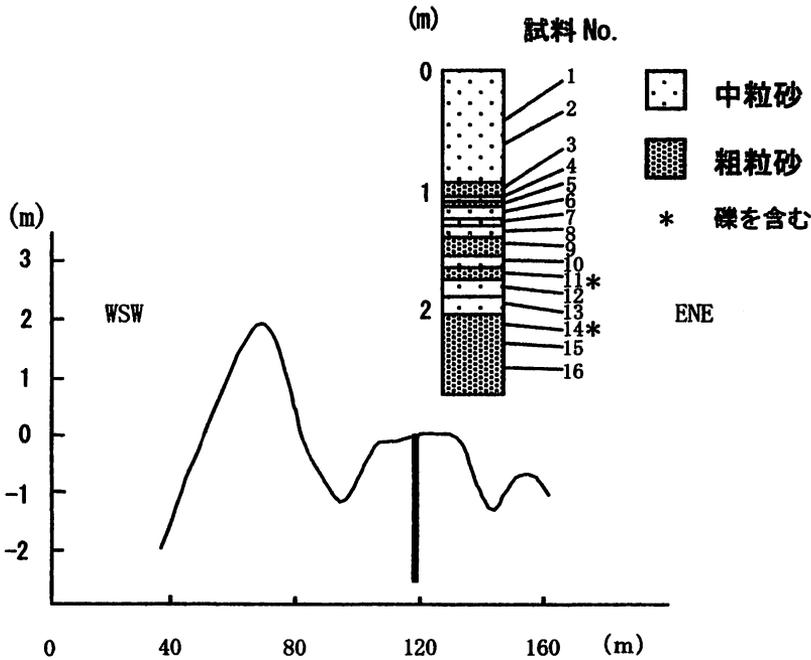


図9 ボーリング（地点II）を行った浜堤の地形断面図とボーリング位置

砂嘴の鉤状に屈曲していて、NNW-SSE方向に発達する浜堤においても試料を採集した。図8は、ヒュパンマキ付近から東方向への簡易測量で作成した地形断面である。この地形断面には、砂嘴を構成する浜堤列のうち、平面的にみて先端が分岐し、鉤状を示している部分の幅や高さが示されている。この断面図より、浜堤基部の高度は、ヒュパンマキ付近から東方向に向かうにつれて、緩やかに低くなっている。しかし浜堤の高度にはばらつきがあり、大きなものは、3～5mである。またこれらの浜堤列には、地形図や空中写真からも判読が困難な小さなリッジが多く含まれている。今回の調査ではこれらの微地形を全て地形分類図（図6）に表現できなかったが、平面的見ても複雑な分岐を示している。

このような浜堤のうち、比高が1m前後の浜堤において、試料を採取した（図9）。浜堤の比高以上に掘り下げたのは、浜堤を乗せている部分の地中の状況を知るためである。図9にはボーリングの結果を柱状図で示してあるが、浜堤の比高と同じ深度1mほどで粗粒砂が出現する。深度1mから2mまでは粗粒砂の層に中粒砂の層が介在するが、2mよりも下部においては、粗粒砂となっている。

#### IV. 粒度分析の結果

粒度分析は、試料採集で得られた約10gの試料から数gを取り出し、レーザー回析粒度分布測

定装置・SALD3000(島津製作所製)で測定した。レーザー回析装置は、浮遊粒子群にレーザー光を照射した時に生じるリング状の回析像の直径および強度分布と、粒度分布の相関関係を利用した理論値によって、粒度分布を求めるものである(林田ほか、1988;遠藤、1989)。このSALD-3000の測定範囲は0.1ミクロンから2000ミクロンである。したがって試料の中に2000ミクロン以上の小礫が混入する場合は、測定しても意味がなくなる。そのため試料はまず2000ミクロンのふるいにかけておき、2000ミクロン以上の小礫が混入している場合には、粒度分析を行わなかった。粒径区分については、ウェントワースの方法にしたがった。

SALD3000は、サンプルを含んだ媒液(本測定では蒸留水)をポンプで循環させ、フローセルと呼ばれる部分を媒体が通過する時に、レーザーを照射して、測定を行う。したがって、サンプルを含んだ媒液の入れ替えを行わない限り、何回でも、同じサンプルの測定を行うことが可能である。

本研究では、粒度分布の測定は、1サンプルにつき再現性のよい値を5回採って、その平均値を粒度分布値として採用した。それは測定粒度分布の測定結果が概ね再現性がよく、5回の測定値にバラツキが無い場合が多かったものの、時おり粒度分布が不自然に粒子径の大きい方に偏った様子を示すことがあったためである。測定の結果がこのような場合は、5回の平均には含めず、新たに測定し直した。

このようにして得られた粒度分析データを、Folk and Ward(1957)の計算式に代入して、各々のサンプルの平均値と淘汰度を求めた。

## 1. パユペラ地域における堆積物の粒度組成

図10は、パユペラ地域における海浜、前砂丘、再堆積砂丘の粒度分析の結果を示したものである。この図を見ると、前砂丘の堆積物が粒径1.4~2.0の間に集中している。海成堆積物の試料は前砂丘の試料と分布上で重複している部分もあるが、前砂丘のような集中傾向は見られない。一方の再堆積砂丘の試料は、前砂丘や海成堆積物からのものに比べ、淘汰度が大きくなる傾向を示している。なお、この地域から得られたサンプルには、小礫が含まれることはなかった。

## 2. ヒュパンマキ周辺の浜堤における粒度分析結果

### ① E-W方向に発達する、比高4mの浜堤からの試料の粒度組成

図10-Bはヒュパンマキより北側の砂嘴の最も外よりに位置し、鉤状に屈曲する浜堤列と続く、E-W方向に発達する浜堤(図7)より採集したサンプルの粒度分析の結果を示したものである。比較のために、前述のパユペラ地域における粒度分析の結果にプロットした。この図を見ると、この地点の浜堤のサンプルは、パユペラ地域における前砂丘や再堆積砂丘からの試料と

非常によく似た分布傾向を示している。

かってこの浜堤が海面と接していたのは、島の北側である。しかし、この方向の対岸距離は60 kmほどしかなく、侵食をもたらす高波は期待できない。またボスニア湾の湾奥部においては北よりの強風は、海面を低下させることがあり、時として1.0 m～1.5 mにも及ぶ(Hellemaa、1998)。このようにして海面低下によって現れた前浜や外浜は、飛砂の供給源となる。また、地盤隆起に伴って陸化した地域も形成当初は植生もなく、砂が吹き払われやすい状態になっていたと思われる。以上のことや、この浜堤が南側から見ると4 mほど、比較的、比高が高いことを考えあわせると、浜堤は厚い風成堆積物を乗せていると考えられる。すなわちこの浜堤の試料は、風成堆積物であると推測できる。

## ② NNW-SSE方向に発達する、比高1 mの浜堤からの試料の粒度組成

図10-Cは砂しの鉤状に屈曲している部分にあり、NNW-SSE方向に発達する浜堤(図9)より採集したサンプルの粒度分析結果を示したもので、先の図と同様に、パユペラ地域における粒度分析の結果にプロットした。

浜堤を構成している堆積物、すなわち地表から1 mの深度までは中粒砂であった。また、この部分より採集した試料、すなわちNo. 1、No. 2は、分布図上ではともに前砂丘や再堆積砂丘からの試料とよく似ている。1 mより深い深度からの試料には、粗粒砂や礫の混入が見られるようになり、分布も粗粒側に偏る分布を示している。

浜堤を構成している堆積物からの試料が、他の地点の風成堆積物と同じ分布を示すかどうかは、試料数を増やして分析してみないとまだわからないものの、地表から2.5 mの深度まで砂層が連続していることから、砂嘴は砂からなる sand spitであることが明らかになった。この砂嘴を構成する堆積物の供給源は、ヒュパンマキ付近の不淘汰で中礫を多く含んだ融氷河流堆積物である。この中で沿岸流によって運ばれ、砂嘴を構成したのは砂であり、礫は運ばれなかったことを示している。

また、少なくとも、浜堤の高さよりも深い位置から採集した試料は、風成起源ではないと思われる。これらの試料は、分布の状態を見ても、風成堆積物からの試料試料とは異なった結果を示している。しかし、これが海成堆積物かどうかの判断は分からない。それは、浜堤の下部において、どこまでが海成層で、どこからが融氷河流堆積物の砂層かの判断がつかないことや、また、現在の島の海浜の面積が狭く、典型的な海成層の試料が得にくいことにもよる。

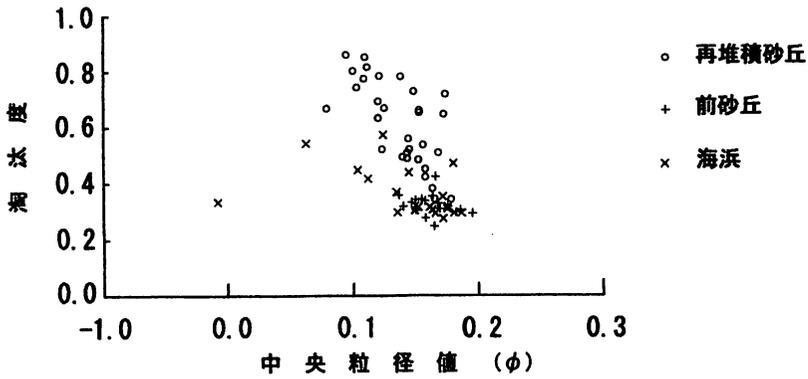


図10-A バユペラにおける再堆積砂丘, 前砂丘, 海浜の各堆積物の粒度分布図

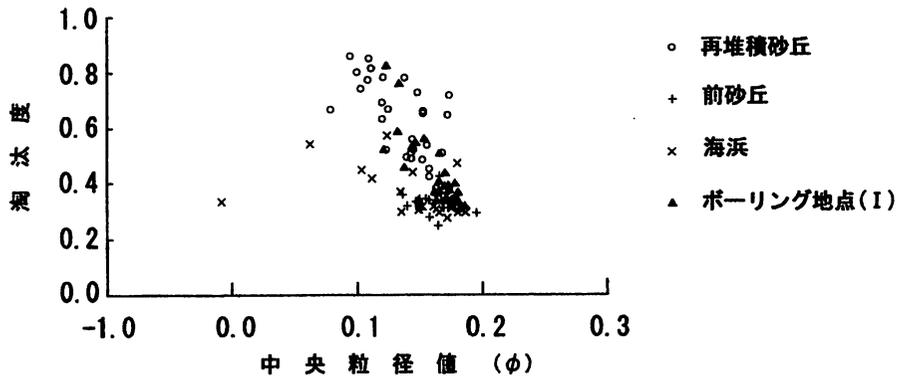


図10-B 図11-Aの図に、ヒュパンマキ付近のボーリング地点Iにおいて採取された堆積物の粒度分布をプロットしたもの

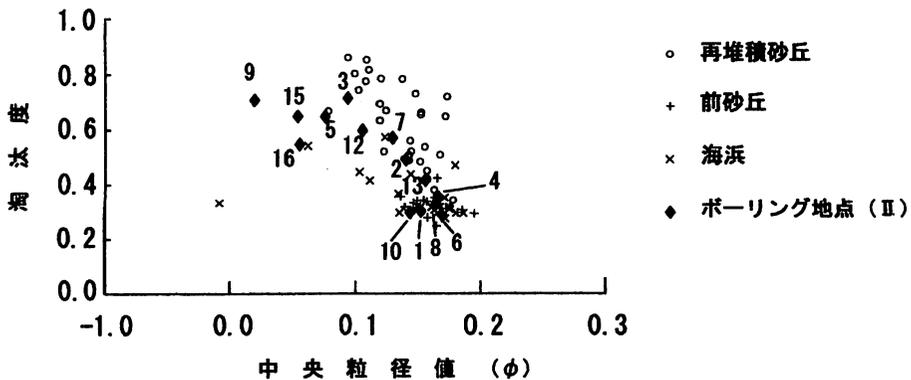


図10-C 図11-Aの図に、ヒュパンマキ付近のボーリング地点IIにおいて採取された堆積物の粒度分布をプロットしたもの

## 「謝辞」

オウル大学地理学教室の Olavi Heikkinen 教授、Jari Jämbäck 助手には、野外調査を手伝っていただくとともに、数多くの助言をいただいた。(株)ジオアクトの安達寛氏には、機械の操作と分析法について教えていただいた。

この研究に使用した、ハンドボーリング・マシン「KT-SII」と「SALD 3000」は、法政大学の研究設備費で購入したものである。これらの方々に深く感謝する。

## 文 献

Alestalo, Jouko (1978): Land uplift and development of littoral and aeolian morphology of Hailuoto, Finland. Acta Universitates Ouluensis A, 82, Geologica 3, 109-120.

Alestalo, Jouko (1986): Hailuoto. Nordia 20:2, 149-154.

Brusila, Peter and Jambäck, Jari (1996): Wind condition capacity on a dune field at Pajupera, Hailuoto. Bothnian Bay Reports. 7, 3-27.

Eronen, Matti and Ristaniemi, Olli (1992): Late Quaternary crustal deformation and coastal changes in Finland. Quaternary International 15/16, 175-184.

Fork R. L. and W. C. Ward (1957): Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology. 27, 3-27

Hellemaa, Pirjo (1998): The Development of Coastal dune and their vegetation in Finland. FENNIA. 176:1, 111-221

遠藤邦彦 (1989): 諸環境における堆積物の粒度測定法. 地学雑誌 98-6, 17-24.

林田和弘、丹波猛、鷺尾一裕 (1988): 島津レーザー回折式粒度分布測定装置 SALD-1000 とその測定例. 島津評論. 45, 77-84

松本秀明 (1983): 海浜における風成海・成堆積物の粒度組成. 東北地理, 35. 1-10,