

マツノト遺跡の砂丘堆積物の分析

松田順一郎

財団法人 東大阪市文化財協会

MATSUDA Jun-ichiro

Higashi-osaka City Cultural Properties Association

1. はじめに

鹿児島県奄美大島の北東部、笠利半島のマツノト遺跡発掘調査地（図1）における層序と、遺跡が立地する海岸砂丘の形成過程を推測する目的で、2004年10月28日から31日に現地の調査を行い、その後採取した堆積物を室内で分析した。本稿ではこれらの結果を示す。

本遺跡を含む笠利半島東岸の海岸砂丘に立地する考古遺跡では、陸側から海側に向かって新しくなる新旧の砂丘地形ユニットをフレームワークとし、個別の砂丘では、おもに暗色の埋没土壌帯をなす人工遺物出土層準（クロスナ層とも呼ばれる）と、ほとんど無遺物で明色の砂（白砂層とも呼ばれる）とを区分することによって層序が組み立てられてきた。この方法が、岩相層序的な地層とその累重、古地形プロセスに調和的かどうかは検討されていなかったため、筆者はおもに堆積学的な観点から遺跡堆積物を検討した。

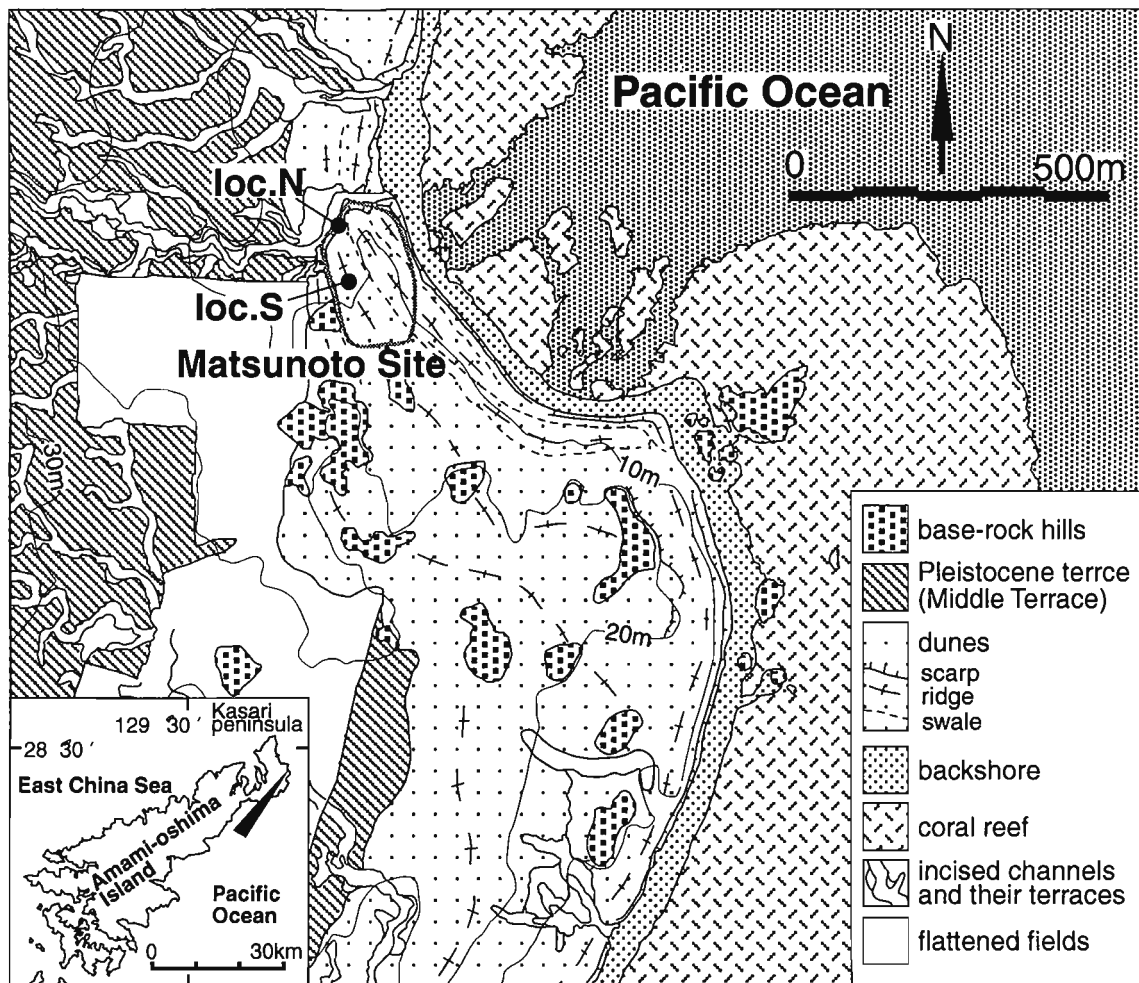


図1 奄美大島笠利半島東岸、マツノト遺跡周辺の地形的特徴。Loc. NとSは堆積物の調査地点。1977年空中写真の判読による。現地踏査を行っていないので、今後改訂を必要とする。調査地付近の10m等高線は砂採り後の起伏を表す。図では砂丘列を復元した。

2. マツノト遺跡周辺の地質・地形条件

マツノト遺跡周辺では、成尾（1988）によると、四万十累層群の白亜系堆積岩類（名瀬層）、古第三系堆積岩類（和野層）とこれらを不整合に覆う第四系砂礫層（平層）が分布する。前二者は山地や海岸付近の残丘の岩体をなし、平層は標高約50mの山地基部から海岸付近の標高約10mまでの水平距離1～1.5kmの範囲に広がる中位段丘を構成する。中位段丘面は、池田（1977）の区分でM1面に相当し、最終間氷期に形成された海成段丘面である。成尾（前出）によれば、中位段丘構成層の上位には「火山灰様土」や古土壌帯が認められる。本遺跡の西に隣接する喜子川遺跡でも、同層準に喜界アカホヤ火山灰が含まれる（笠利町立歴史民俗資料館の中山清美氏のご教示による）。段丘面を樹枝状に下刻する開析流路が発達し、流路に沿って3～4段の小規模な河成段丘が認められる。その河口部に狭小な沖積低地が発達する場所もあるが、遺跡の北辺を流下する喜志川ではほとんど見られない。海岸砂丘は現世の後浜に沿って100～500m幅で分布し、中位段丘縁辺部を砂丘堆積物が覆っている。砂丘に埋没した考古遺跡の調査によって、縄文時代以後、海側に前進して発達した、形成時期の異なる2、3の砂丘の集合あるいは砂丘列が知られている（例えば鹿児島県教育委員会 1986；成尾 1986、前出）。調査地周辺でも、現世の後浜より陸側に、おもに3列の砂丘堆積物が分布する（中山 1996）。喜子川遺跡の砂丘堆積物からは縄文土器が出土し、マツノト遺跡には古墳時代から古代にかけての兼久式土器を含む文化層準が認められる。また、今回の調査では弥生土器の出土層が確かめられた。現世の後浜に面したマツノト遺跡東半部の砂丘は古代より新しい砂丘と予想されている。

3. 調査・分析方法

(1) 調査地の断面観察

調査地となった遺跡北西部では、砂採りのため、標高約12mまであった砂丘上部の堆積物は失われたが、兼久式土器を含む文化層準は残存しており、それを対象として発掘トレンチが設定された。海側に隣接する新しい砂丘の南部も、調査地よりも深く砂採りされた後に盛土されていた。これら新旧砂丘の間には排水溝が北に延び、遺跡北辺を北東に流下する喜志川につながっていた。南北約40mの調査地は北に緩やかに傾斜し、南端部が標高約7m、喜志川沿いの北端部が約5.8mであった。兼久式土器の文化層準は薄い表土直下に分布し、地表面に露出した部分もあった。

調査地の北辺、東辺、南辺の断面で堆積物の累重が観察できた。喜志川右岸にあたる北辺の北東－南西方向の断面では、川の水面付近から現在の表土上面までの高さ約5m、幅約6mの範囲を観察した（以下 loc. N と呼ぶ）。遺跡範囲の中央部西寄りにあたる南辺の断面では、砂丘表面から深さ約2mで東西方向に約13mの範囲を観察した（以下 loc. S と呼ぶ）。東辺の断面は崩壊した砂に覆われた場所が多かったので詳細な観察は行わなかった。

断面中の層界は、まず葉理を確認し、葉層のセットの切り合いの中で、数10cm～数mにわたって連続する層界に挟まれた複数の地層の境界（コセット境界にあたる）を堆積单元として分層を試みた（後に詳述する）。なおこの分層は発掘作業ですでになされていた分層と異なっていたが、ここでは議論せず筆者の観察結果を述べる。

(2) 粒度分析試料の採取とその分析方法

現地の累重中の堆積相の認定と、堆積環境の推定を目的とした粒度分析の試料を loc. N 断面で30点採取した（試料番号に小文字 n を付す）。さらに後日、マツノト遺跡に隣接する現世海岸で4点の試料を、2005年10月26日の干潮時に中山清美氏に採取していただき、遺跡堆積物とともに粒度分析を行い、岩石起源の堆積物粒子を調べた。粒度分析は、極細粒砂より粗い堆積物を沈降管粒度分析装置で、

シルト以細の堆積物はピペット法で行った。前者は Syvitski et al. (1991) を参考にし、Komar and Cui (1984) の計算式を用いた。計測値から0.5Φ間隔で砂礫の粒径頻度分布を求めた。ピペット法は Gale and Hoare (1991) などを参考にし、シルト (4~8Φ) と粘土 (8Φ以上) の含有率を調べた。これらの結果得られた累積度数分布図から Folk and Ward (1957) にしたがって、平均粒径、淘汰度 (標準偏差)、分布の尖度と歪度を計算した。

(3) 不攪乱試料の採取とその観察方法

粒度分析試料とともに、現地での観察結果を確かめ、室内でより詳細なメソ・スケール (数100μm~数10cmのスケール) の堆積相観察を行うため、loc. N、loc. S の断面のそれぞれ5つの層準から、不攪乱試料を採取した (試料番号に大文字 N、S を付す)。当初、試料乾燥後に樹脂含浸の後、スラビングし、研磨する予定であったが、資材が不備であったため2点のみ行い、他は乾燥後スプレー・ボンドで剥ぎ取り標本を作成した。これらはフラットベッド・スキャナでデジタル画像 (800~1200dpi) を作成し、標本とともに観察した。樹脂含浸した試料の内1点については、試みにステレオ X 線写真を撮影した。

4. 観察・分析結果

(1) 堆積物の構成

調査地の砂丘堆積物は、ほとんどが有孔虫殻、貝殻、造礁サンゴ骨格の破片からなる生物源炭酸塩堆積物 (生物骨格粒子) である。このうち有孔虫殻がもっとも多い。これにごく少量の泥岩、砂岩、凝灰質砂岩、花崗岩の破片と石英、長石の鉱物粒子などの岩石起源の碎屑性堆積物が含まれる。鉱物粒子を中心に構成される砂丘砂に比べ全体に粗粒だが堆積物密度は小さい。これらに加え、文化層準には土器や搬入石材、人間活動に供された動物骨格の破片などの人為堆積物が含まれる。また、土壤生成に伴う泥分の集積が認められる。

(2) 北断面 (loc. N) の堆積相

調査地の2地点における堆積物の累重に認められた堆積相について以下に述べる。Loc.Nで観察された堆積物の累重を図2の柱状断面図に示す。また、粒度分析によって得られた堆積物試料の粒径頻度分布ヒストグラムを図3に、それらから算出した統計量の2変数散布図を図4に示す。

堆積相 G 本相は柱状最下部に認められる。泥岩、サンゴの中礫 (最大長軸約25cm) 以細の礫と砂マトリクスからなり、マトリクス支持である。砂は極粗粒砂~粗粒砂を主とする。喜志川の水面下であったため、堆積構造は不明である。粒度分析試料はないが、砂の粒径組成は、その直上から採取した試料 n 1 と類似する。

堆積相 A 本相は細粒の中礫と細礫を含み、極粗粒砂以細の砂からなる。陸側に3°以下で傾くトラフ型斜交層理・葉理と、陸側に10~30°傾く、プラナ型斜交葉理を内部構造とする平行層理をなし、ともに陸向き古流向を示す。部分的に平行葉理をなす葉層のセットが挟まれる。平行層理面は陸側、海側に5°以下で傾き、トラフ型斜交層理面はほぼ水平か陸側に5°以下で傾く。これらのセット高は数cm以下である。本相を示す試料 n 4、n 5 a、n11~13、n15の粒径頻度分布は、-0.1Φ (一部-0.5Φ) ~ 0Φの極粗粒砂が最頻値を示し、それ以細の砂の頻度が漸次減少する右片流れの分布パターンが特徴である。統計量の比較では、同地点採取試料全体の中で、標準偏差 (淘汰度) と歪度が比較的高い値を示す。また、シルト以細の泥をわずかに含む場合がある。根の痕跡が多数認められる。

堆積相 B 細粒の中礫と細礫をわずかに含み、粗粒で淘汰の悪い砂からなる。陸向き古流向を示すプラナ型斜交葉理を内部構造とする平行層理と、陸向き (西および北西) の古流向を示すトラフ型斜

交層理・葉理をなし、部分的に楔状の層理の切り合いが認められる。層理面の傾きは堆積相 A と同様である。いずれもセット高は数 cm 以下である。上述した堆積相 A の上位に見られ、堆積相 A の上方細粒化した一様態とみなせる。この層相を示す試料は n 1 ~ 3、n 5 b ~ 7、n14、n16で、これらの粒径頻度分布は、0 ~ 0.5 Φ の粗粒砂が最頻値を示し、粗粒側、細粒側両方の約 1 Φ の範囲にはいる堆積物を多く含む。したがって、統計量でみると歪度は小さく、他の層準の試料と比較して標準偏差（淘汰度）は堆積相 A の堆積物とともに大きい。泥分をわずかに含む場合がある。根の痕跡が多数認められる。

堆積相 C 本相は、上述の堆積相 A、B 堆積物より淘汰が良く、おもに粗粒砂からなり、セット高 5 cm 以下（多くは 2、3 cm）で陸側に 20 ~ 30 数° 傾くプラナ型斜交葉理を内部構造とする平行層理をなし、層理面は海側および陸側に 5° 以下で傾く。堆積相 Cc を示す試料 n 8 ~ 10、n17 の粒径頻度分布は、0 ~ 0.5 Φ の極粗粒砂を最頻値とし、0.5 ~ 1 Φ クラスの粒子と、それらの両側 1 Φ の範囲にはいる粒子とともに、尖りぎみの山形の分布パターンをなす。

南断面 loc. S の下部にも同様の層相が認められるが、同地点では上述した砂の粒径組成に、細粒の中礫以細の礫、とくに細礫が目立って多く混じる。これを堆積相 Cc' とした。

堆積相 Cf は、試料 n18 採取層準のみに認められた。堆積相 Cc と同様の粗粒砂を主とする層厚約 3 cm の砂と、層厚 1 cm 以下で中粒砂 ~ 細粒砂を主とするより細粒の砂の、水平葉理の不規則な互層である。粗粒な砂層は部分的に逆級化成層をなし、不明瞭だが陸側に傾くプラナ型斜交葉理を伴う。二種類の堆積層をまとめて分析したので、粒径頻度分布パターンは上述の堆積相 Cc

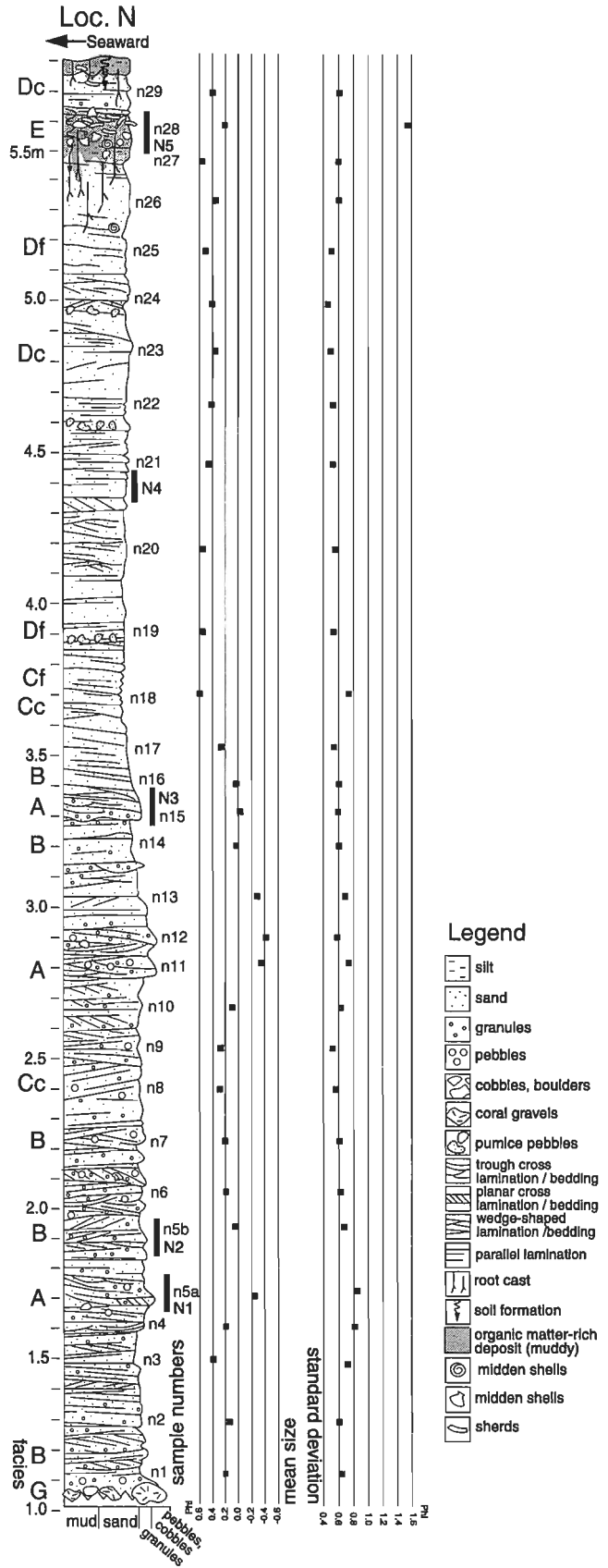


図2 マツノト遺跡、loc. N の柱状断面図。粒度分析試料 (n 1 ~ 29) と不攪乱試料 (N 1 ~ 5) の採取層準、粒度分析結果の内と標準偏差（淘汰度）の垂直的变化を示す。

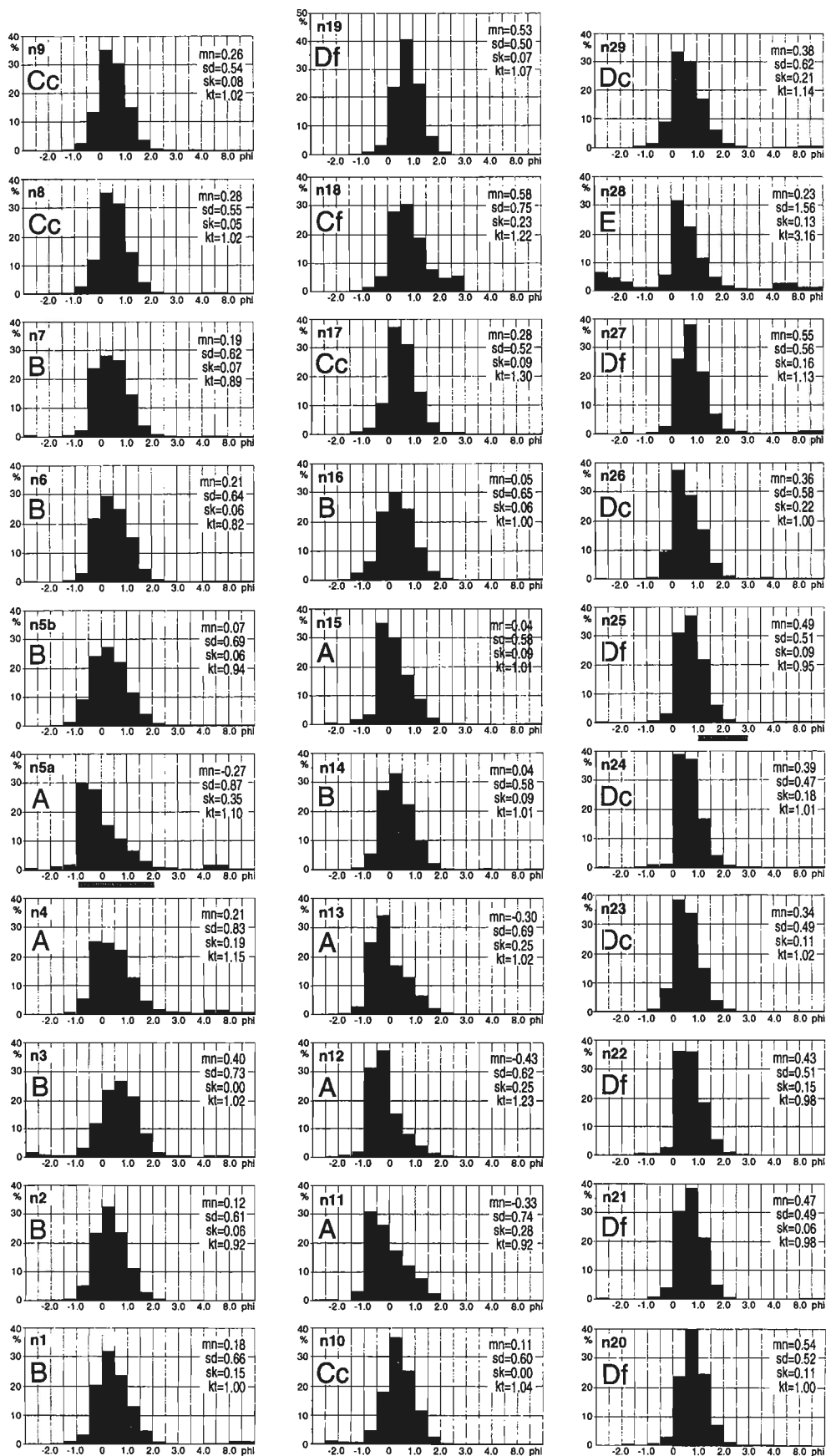


図3 Loc. N 堆積物試料 (n 1 ~ 29) の粒径頻度ヒストグラム。各図の左上に堆積相の略号、右上に平均粒径 (mn)、標準偏差 (淘汰度, sd)、歪度 (sk)、尖度 (kt) を示す。n 1、n 5 b、n 25 のヒストグラム横軸下の灰色の帯は、それらに含まれる岩石起源の堆積物粒子の主要な分布領域を示す。

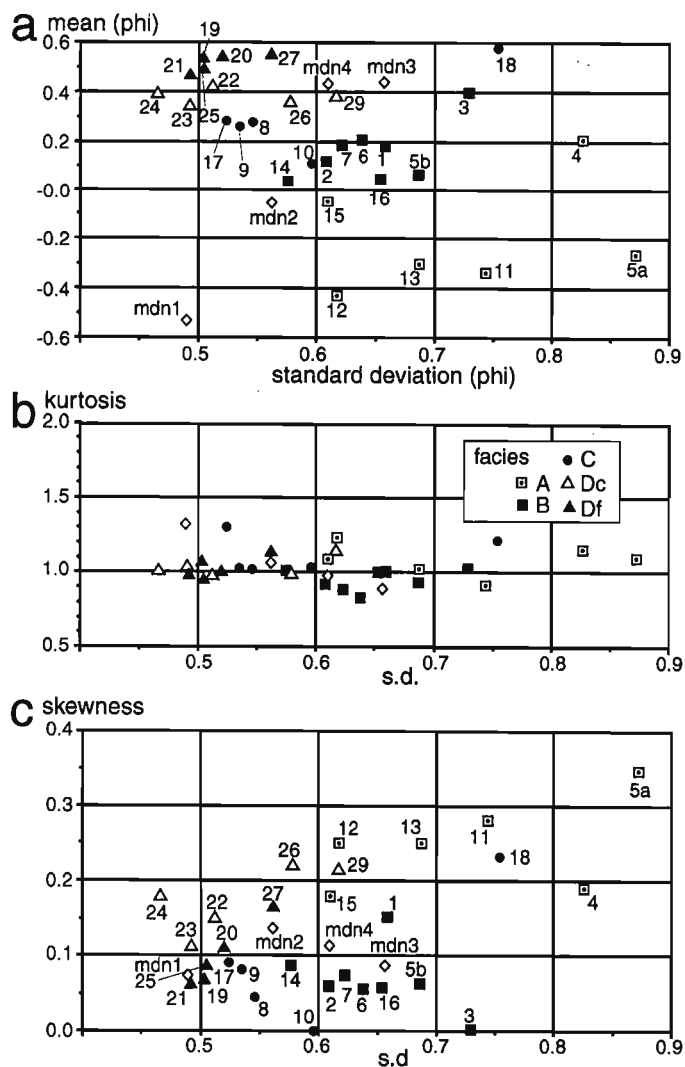


図4 Loc. N堆積物試料の粒径頻度分布から得た統計値の2変数散布図。すべて横軸は標準偏差(淘汰度)。縦軸は平均粒径(a)、尖度(b)、歪度(c)。図中の番号は試料番号。mdn1～4は現世の前浜上部・後浜堆積物(図7参照)。a、cでは各堆積相がおおよそ固有の散布領域を作り、それぞれの堆積にかかわった運搬営力のパラメータが異なることを示唆する。

砂からなる。平行に重なる葉層が不明瞭だが多数認められる。貝殻片、土器片などの人工遺物を多く含む。葉理が認められず、塊状に見える部分がある。泥は上位層準からの土壌生成によるものと考えられる。根の痕跡が高密度に分布する。本相を示す試料 n28の粒径頻度分布には、砂以外に遺物や土壌生成に伴う泥も含まれる。砂の分布パターンは堆積相 Dc とほぼ同じ。

(3) 不攪乱試料の観察結果

上述した堆積相の認定と堆積場の状況の推測に際して参考とした不攪乱試料の観察所見を以下に述べる。なお、堆積相 C にあたる試料は採取していない。

試料 N 1 (n 5 a, 堆積相 A, 図5) N 1は loc. N 柱状下部の標高1.7mの層準で採取した。トラフ型斜交層理(tr)と、試料最上部と中央部下寄りには、陸側に傾くプラナ型斜交葉理(cl)を伴う水平層理が見られる。セット高は数 cm、幅20～80cm で非常に浅い。比較的深いセットでは部分的に不鮮明な級化および逆級化が見られる。試料に含まれるコセットではおおむね上方細粒化している。平

に粗粒砂と中粒砂が加わった形になり、特異な統計量になってしまった。

堆積相 Cc、Cf を示す堆積物は堆積相 B の上位に認められ、堆積相 A より上方へ細粒化する累重の最上部に位置づけられる。根の痕跡は高密度である。

堆積相 D 本相は比較的淘汰の良い粗粒砂からなり、陸側に20～40°で傾くプラナ型斜交葉理を内部構造とする平行層理、平行葉理をなす葉層のセットが見られる。層理面はともにほぼ水平、5°以下で陸側あるいは海側に傾く。セット高は数 cm である。部分的に楔状の層理をなす。根の痕跡は高密度に分布する。

試料 n19より上方 n27までと、n29の堆積物にこの層相を認める。分析の結果、0～0.5Φの粗粒な粗粒砂クラスに最頻値を示すものを堆積相 Dc、0.5～1.0Φの細粒な粗粒砂クラスに最頻値を示すものを堆積相 Df とした。統計量の比較では、堆積相 Cf の堆積物は堆積相 Dc のそれに比べて平均粒径がより小さく、淘汰が良い。歪度はおおむね低い値を示す。

堆積相 E 本相は loc. N 柱状の最上部、兼久式土器出土層準の層相である。粒子が泥分に覆われた粗粒砂～中粒

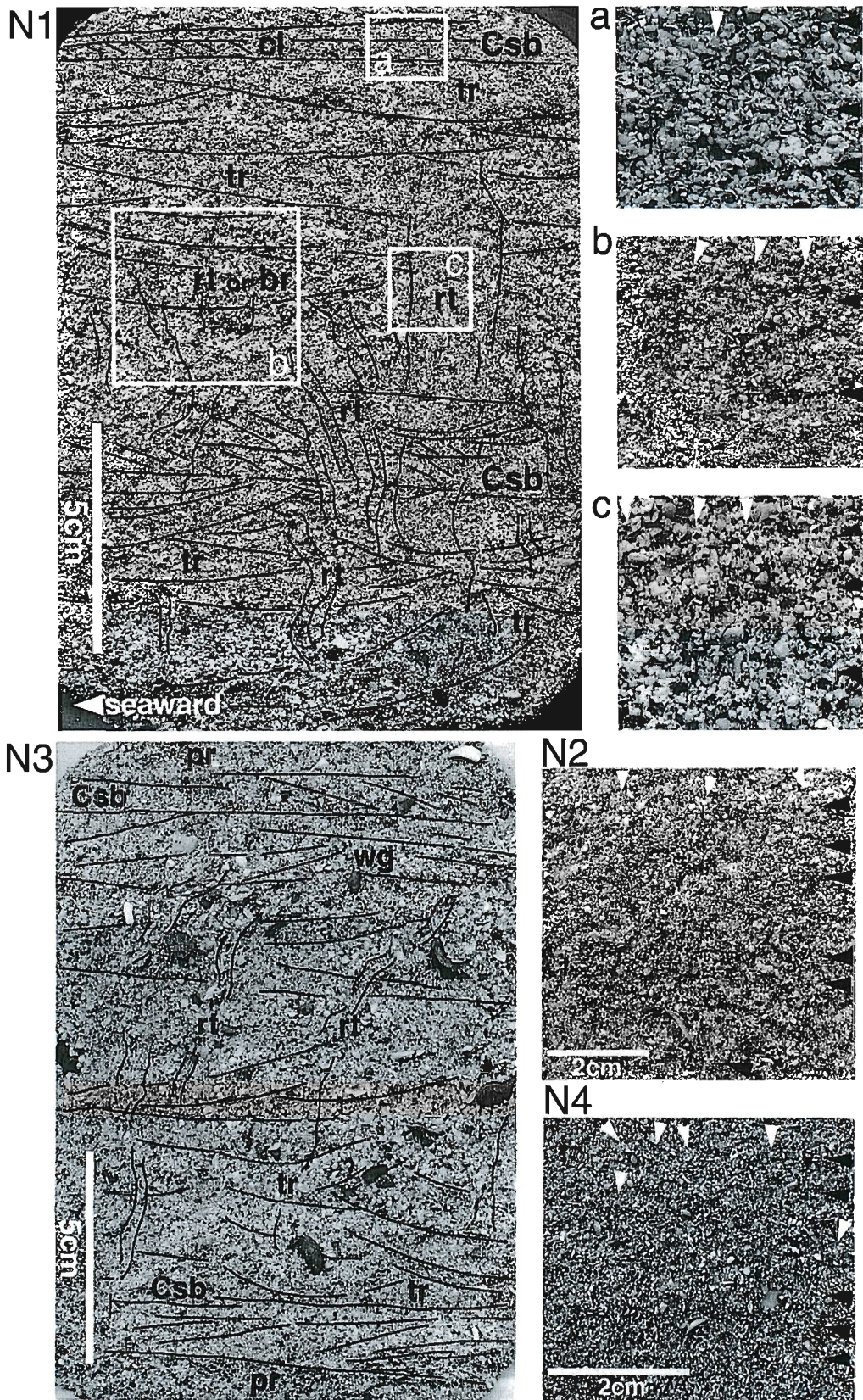


図5 Loc. Nの不攪乱試料(N1~4)の剥ぎ取り標本とその部分拡大画像。N1、N3の層理。葉理のトレースは代表的なもののみ。tr: トラフ型斜交葉理・層理、cl: プラナ型斜交葉理、pr: 平行葉理、wg: 楔状層理、Csb: コセット境界、rt: 根の痕跡。N1、N2、N4の拡大画像で、黒三角は単層の境界あるいは葉層、白三角は根の痕跡で、目立つものだけを指す。

行層理はセット高が1～2 cm、高い場所で3、4 cmである。20～40°のあまり一定しない角度で陸側に傾く斜交葉理を内部構造とし、拡大写真aに見られるように、セット下底部には細粒の砂が並び、逆級化している。これらは下位のトラフ型斜交層理を切って堆積し側方に連続する。この下底はコセット境界(Csb)とみなせる。後述する上位の試料でも同様だが、本試料にもかなり高密度に植物根系の痕跡が認められる。拡大写真b,cでは、長軸(あるいはそれと直交する第2長軸がなす面)を識別できる砂粒に注目すると、初生のファブリックが変化し、それらは多くの場所で垂直方向の配向をなす。その近傍で砂粒間の間隙が広がっているところがある。写真cにはそれらの特徴が縦方向の縞模様に見える部分もある。

試料N 2 (n 5 b、堆積相B、図5) 試料N 2 (部分写真)はn 1の少し上位の標高1.9mで採取した。細礫混じりの淘汰の悪い砂からなり、5°以下で陸側および海側に傾く平行層理が卓越し、セット高は1 cm以下である。内部のプラナ型斜交葉理は20°以下の低角度で、まれに海側に傾くものがある。この層理中に、砂1、2粒が1枚の葉理をなし、1、2 cmの厚みに重なった層が挟まれる部分がある。根の痕跡も多い。

試料N 3 (n15、16、堆積相A、B、図5) 試料N 3は標高3.3～3.4mで採取した。N 1と同様、主に粗粒な砂からなり、細粒の中礫以細の礫が交じる。試料最下部は、堆積相Aの粗粒部分の下底にあたり、試料n14の比較的細粒な砂の平行葉理を切って、トラフ型斜交層理・葉理をなす礫混じりの砂が載る。この下底はコセット境界である。トラフ型斜交層理のセット高は4～2 cm、幅50cm以下。現地の観察では、葉理は北ないし北西に5°以下で傾斜し古流向を示す。試料の多くの部分に根の痕跡が認められる。

試料N 4 (n21、堆積相Df、図5) 試料N 4 (部分写真)は標高4.4mで採取した。細かめの粗粒砂を主とし、陸側に数°傾く平行層理・葉理をなす。セット高は20～数mmで、多くは陸側に30～20°傾くプラナ型斜交葉理を伴う。部分的には砂一粒の葉理が重なる層が認められる。植物の根による擾乱は、下位層準より細密な印象がある。

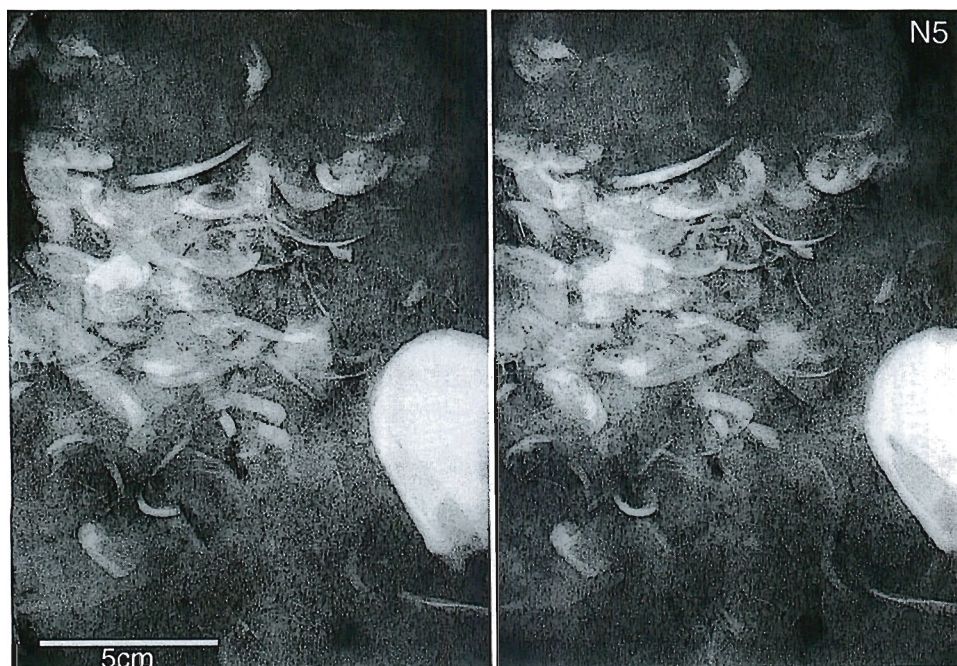


図6 Loc. N断面最上部の兼久式文化層準で採取した不攪乱試料(N 5)のステレオX線写真。

試料 N 5 (n28、堆積相 E、図 6) 試料 N 5 は標高 5.5~5.6m、柱状最上部の兼久式土器出土層準で採取した。貝殻、遺物を多く含むが、マトリクスは褐灰色を呈する、泥まじりの極粗粒砂以細の砂である。砂粒間の泥の充填は不完全で、孔隙が多く認められる。X 線写真の中位にはおもに分離した二枚貝殻と巻貝殻の破片が群集している。やや孤立して右端に大きな巻き貝の殻がみられる。実体視すると、貝殻の群集の上部には凸面を下にし、画面向こう側から手前左方に緩やかに傾いたものが多く認められる。下部では様々な向きでまばらに散布する。右端の巻貝は頂部を手前斜め下に向けている。貝殻群集の背景あるいは下位のマトリクス部分には濃淡があり、暗い部分では比較的大きな孔隙、砂のパッキングがルースな部分、あるいは現世の根そのものが写っている。明色はおもに砂粒の印影だが、より明るい部分は、炭酸カルシウムの印影と思われる。幅 1、2 mm で屈曲し、数センチまでの線状に延びる明色の印影も、根の孔壁に炭酸カルシウムが膜をなして沈着しているためであろう。これらと交錯して、ほぼ水平方向に 3 mm 以下の厚みの葉層が多数認められる。これらは貝殻の近傍で乱れている部分もあるが、ほとんどの部分は貝殻の間にも葉理が認められる。一方、縦方向には幅数 mm 以下の線状の根の痕跡が多数見られる。画面の上部では、縦方向の根の痕跡と交錯して水平葉理をなす砂 (粒度分析試料 n29) が画面を横切り、貝殻群集の上を一様に覆っている。この堆積物に含まれる貝殻の配向と葉理とはかなり不調和である。

以上の判読から貝殻の群集は、残存しないが、画面の向こう側上方に想定される斜面上部から、全体的には重力によって運搬され、下部は崩落、転動し、上部はすでに堆積した物質の斜面を滑落あるいはクリープしたと考えられる。また貝殻とともに堆積した砂は、とくに群集上部では、貝殻の近傍でさらに移動・再堆積したか、デフレーションとともに新たな砂に入れ替わったと考えられる。この斜面が、土壌状の人為的な窪みの側壁であったか、喜志川河岸のより大きな斜面であったかはわからない。貝殻の群集を含む堆積物は、上位の砂の堆積に際して削平あるいは侵食され、上位の砂層中に散布する貝殻は下位層からの再堆積物と考えられる。

(4) loc. N の累重の解釈

loc. N の柱状において、これらの堆積相 (以下、A 相、B 相なども略記) の垂直的な遷移をみると、最下部の G 相の上位に B 相が載る。その上位に A 相に始まり B-C 相 (あるいは C 相のみ) と上方細粒化する累重のまとまりが 3 つあり、Cf 相を挟んで Df 相、Dc 相が連続する。この一連の垂直的遷移の中で大きく堆積の状況が変化すると考えられるのは、D 相の累重が始まる標高 3.9m 付近である。柱状下部 A、B、C 相の堆積状況を推測するため、現世の前浜上部・後浜堆積物試料を参考にした。

堆積相 A、B、C について一現世前浜上部・後浜堆積物との比較

遺跡に隣接する潮間帯から砂丘前面斜面までの縦断面スケッチ (中山清美氏の原図に加筆)、試料の採取地点、試料の粒径頻度分布ヒストグラムを図 7 に示す。統計量は図 4 の 2 変数散布図にもプロットした。試料採取地点は、スウォッシュゾーン (前浜) の下端から後浜、砂丘前面斜面の基部までの約 40m 範囲の内、スウォッシュ・ゾーン下端部 (試料 mdn 1) と最上部 (試料 mdn 2)、浜堤 (あるいはバーム) の背後に広がる、暴浪の侵食面にその後風成砂が薄く載ったと思われる領域 (後浜上部) の海寄り (試料 mdn 3) と砂丘前面の崖基部 (試料 mdn 4) である。暴浪の侵食による後浜と砂丘前面のプロファイルについては Komar (1998) を参考にした。

粒度分析の結果、mdn 1 は 0 ~ -1.0 ϕ の粗めの極粗粒砂クラスに最頻値があり、砂分と -3 ϕ までの細礫と細粒の中礫が少量混じる。mdn 2 は細かめの極粗粒砂クラスに最頻値があり、砂が増える。最頻値クラスから細粒側 2.5 ϕ までに連続的な頻度の低下がみられ、A 相の頻度分布の特徴に似る。以

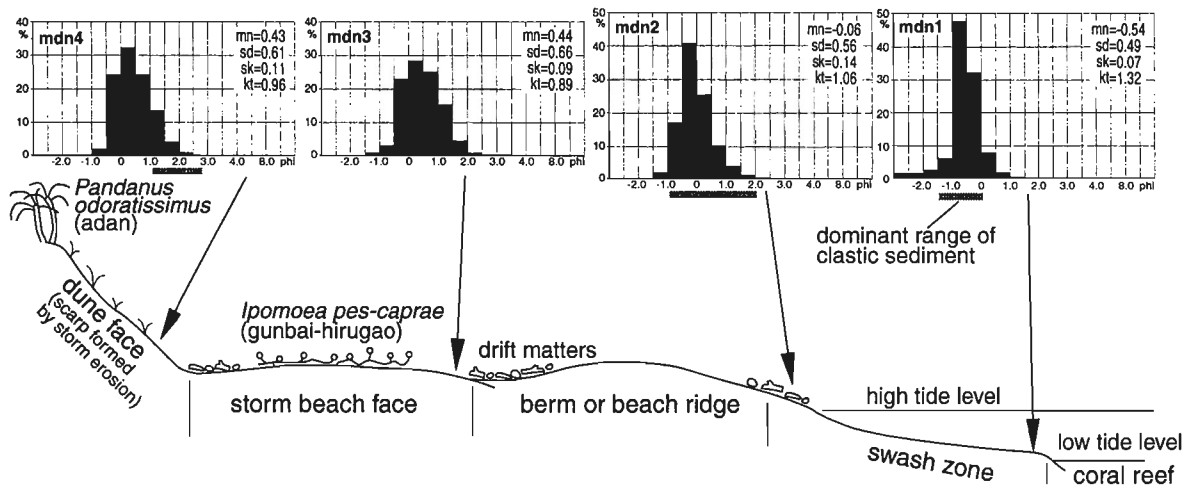


図7 マツノト遺跡に隣接する現世の前浜上部・後浜堆積物試料 (mdn 1～4) の粒径頻度分布ヒストグラムと採取地の縦断面略図。図幅は約40m、左端最高位で標高約5 m。ヒストグラム横軸下の灰色の帯は碎屑粒子（岩石起源）の主要な分布領域を示す。

上2点の試料の頻度分布から、スウォッシュ・ゾーンの下端部では寄せ波が砕け、運搬力が低下するため、礫の多くが残され、他の粒径クラスの堆積物がスウォッシュゾーンに打ち上げられていると考えられる。

mdn 3の粒径頻度分布は、 -0.5 から 1.5ϕ の、細かめの極粗粒砂～中粒砂が大きな割合を占め、B相の頻度分布に酷似する。mdn 1、2にくらべ、全体により細粒だが、淘汰が悪い。この堆積物は頻繁に生じるが、砂丘の基部には到達しない小規模な暴浪で運搬される際に、粗粒な砂礫がふるい落とされ堆積したと考えられる。mdn 4の粒径頻度分布は、mdn 3と同クラスの最頻値周辺で全体に頻度が高い。したがって、統計量ではわずかつ淘汰が良く、平均粒径は小さく、歪度、尖度は大きい。後浜上部に向かって堆積物がさらにふるい分けられていると考えられる。mdn 3、4採取地点の間にはグンバイヒルガオの群落が拡がり、平穏時には風による砂礫の運搬が生じ、ふるい分けも進んでいるはずである。mdn 4の粒径頻度パターンもB相に似る。暴浪による侵食がなければ、mdn 4の採取地点の崖面はなく、この部分はより緩やかな斜面が前に張り出していたと考えられるが、その堆積物はおそらくmdn 3あるいは4に近い粒径頻度分布を示すだろう。

参考のため、mdn 1、2、4と断面からの試料n 1、5 a、25の生物源炭酸塩堆積物を塩酸で溶解し去り、残った岩石起源の碎屑性堆積物の量比と粒子の特徴を比較検討した。堆積物全体に対する碎屑粒子の百分比はmdn 1 : 11.43%、mdn 2 : 5.67%、mdn 4 : 6.47%、n 1 : 8.19%、n 5 a : 5.43%、n 25 : 9.03%であった。これらのうちスウォッシュゾーン下端部のmdn 1で比較的大きいが、その点では砂丘砂と考えられるn 25でも大きいので、上述の数値は局地的な変異を示しているであろう。一方、目視での観察結果だが、各試料の碎屑粒子の出現頻度の高い粒径クラス（図3、図7ヒストグラム下の横帯）が、波力のおよぶ場所にあると考えられる試料mdn 1、2、n 5 aでは、最頻値のクラスあるいは全粒径クラスに混じるのに対し、mdn 4、n 1など風による運搬作用のかかわる場所の試料では、頻度分布領域の細粒部分に含まれる。後者は運搬中にふるい分けられたことを示す。これらの砂粒はおもに亜円状の石英粒子で、円磨度は高い。n 25では角閃石粒子が目立つ。mdn 4でも角閃石、輝石が少量認められる。これに対し波力の働く場所の試料では、石英粒子も同程度に円磨されているが、新鮮な破面を伴う破片が多い。

以上のことから、A相とB相は、砂丘前面斜面を含む暴浪時のビーチフェイスの堆積状況を示すとともに、海況の静穏時には砂丘前縁部での風による砂の移動を示す堆積相といえる。C相は風による堆積作用がより盛んな状況を示す。これらの堆積相を示す層準でも、根の痕跡が多数認められる。ある層準での根の痕跡は、それより上位にあった地表面の植物によって生じるが、矢野(1971)によれば、砂丘砂が移動、堆積する後浜から砂丘前面にかけての領域(植物生態学では不安定帯、半安定帯と呼ばれる)の、顕著な土壌生成を伴わない植生は、直根で最深約1.5m、側根と地下茎がもっとも分布するのは数10cm以浅である。Loc. N断面最下部でも根の痕跡が数10cm上位の層準から伸長してきたもので、さらに上位層準からのものは少ないと仮定すれば、A、B、C相堆積物の累重期間には、現世後浜と同様にグンバイヒルガオなどが継続的に群落を作っていたと考えられる。後浜でまず風成砂が植生にトラップされて生じる小規模な砂丘は初期砂丘(incipient dunes)と呼ばれ(例えば Goldsmith 1978; Hesp 1999)、さらにそれらが成長して前砂丘(foredunes)となる。A、B、C相堆積物の累重はその形成前半のサクセッションを示していると考えられる。

堆積相Dについて、一方向流風成堆積物にみられる堆積構造

堆積相Dの堆積物は砂丘を構成する砂だが、その堆積構造は以下のように解釈される。一般的な海岸砂丘はWilson(1972)が示した風成砂床形(aeolian bedforms)のオーダーの内、波長3~600m、波高0.1~100mの第2オーダーのいわゆる砂丘に属し(第1オーダーはdraaなどの大規模な砂丘地形に適用される)、その内部には、波高1~3000cm、波高0.05~100cmの第3、第4オーダーのより小規模な砂床形、リップル(砂漣)が堆積構造を残す。地層においてそれらは主として斜交層理・葉理をなす。その累重中の堆積単元の境界面(bounding surfaces)は、Brookfield(1977)によれば、砂丘1つ分を堆積単位とするような第1オーダー(上述の第2オーダーに対応)の境界面、いくつかの単層の集合(コセット)のが切り合い、砂丘の成長や動きを記録しているような第2オーダーの境界面、内部の斜交葉理を切り合っている最少スケールの単層(セット:2枚以上の同質岩相の葉層からなり、上下は層理面で画される)に相当する第3オーダーの境界面に区分される。Loc. Nの断面で、後浜上部の堆積状況から上位の砂丘砂に変化する標高約3.6mでは、砂丘堆積物(D相)の基底面に相当する第1オーダーの境界面は明瞭ではなく、すでに風成堆積作用が生じていた場所でやや漸移的に砂丘が成長し始めたように見えるが、このような境界面はより広範囲な露頭では観察できるだろう。そのほかに、通常の砂丘では、砂丘風下側の斜面における砂粒の崩落(grain avalanche)によって形成される第2オーダーの斜交層理や、砂丘頂部風下側の風の反流で起こる粒子降下(grainfall)による葉理が見られる(Hunter 1977a)。新旧の砂丘を議論する際に、それらの岩相層序的な境界オーダーが第1なのか第2なのかによって砂丘の形成過程の解釈は大きく変わる。現地ではおもに第2、第3オーダーの境界面が観察され、すでに述べたように、第1オーダーの層理、葉理をまず認識し、次にその中でより連続する境界面をなす第2オーダーの境界面を探すという手順を採った(つねにそうするとは限らない)。図2の柱状図には明示していないが、図5のN3(堆積場の状況は異なるが、N1も同様)でCsbと注記した層準がそれにあたる。Collinson and Thompson(1989)はこの境界面を水成堆積物の成層にみられる再活動面(reactivation surfaces)に対比させている。

ところでWilson(前出)の砂床形の波高からも理解できるが、これらのオーダーに属する地層はひじょうに薄いことが多い。その形成についてHunter(1977b)、Allen(1985)は、堆積速度が大きく、堆積物が十分に供給されると、下位のリップルの上をなぞるように次々にリップルが重なる、いわゆるクライミング・リップルが形成されるが、基本的に堆積物が少ないと風下側から上り上がる砂床基底面の角度がリップルの風上側斜面の角度より小さくなり(subcritical cross-stratification)、その上部が

後方風上から形成される砂床基底面に切られて一枚のセットが薄くなると説明する。実際に現地で観察されたプラナ型斜交層理をなす単層は、これまで記載してきたように数 cm 以下、数 mm までのものが認められた。これらが10～数10cmの厚みで重なり、風下側に傾くフォーセット葉理が層をまたがって斜めの平行線模様をなす部分がありそれと認識できた。フォーセット葉理の傾きは、10数～30°前後が多いが、40°に近いものもあり、粗い砂の安息角と関係するのかもしれない。明瞭なクライミング・リップルは見られなかった。

一方、砂1、2粒の厚みで作られる葉層の重なりからなる厚さ数～10数 cmの層がいくつもの層準で見られた。とくにそれらの下底面が第2オーダーの境界面となる場合が多い。この構造は、流水下の堆積物と同様、大きい風速で生じる高領域の平滑床 (upper plain bedform) と考えられている (Hunter 1977a; Collinson and Thompson 前出)。また、所々で見られた楔状層理は風向の変化によるものと解釈される (McKee 1966)。A、B相にみられるトラフ型斜交層理・葉理は、浜堤陸側斜面に達した海水が、さらに陸寄りの流路かそれに類する低所に向けて流れた際に生じた構造であろう。なお、柱状最下部、G相の礫は暴浪によって河口部に運ばれたもので、この地点では静穏時のスウォッシュ・ゾーンや浜堤の堆積物が削り去られたか、より下位にそれらが伏在すると考えられる。

堆積状況の変化

Loc. Nの柱状断面では、標高3.5m付近までA、B、C相が見られ、ここでは少なくともその高さまで砂丘前縁部の暴浪時ビーチフェイスと初期砂丘の堆積が繰り返され、その北西側は、砂丘の本体ではなく、喜志川に向かって低下する斜面であったと思われる。一方、南方と西方では、本遺跡西隣の喜志川遺跡の砂丘堆積物、あるいは調査地陸側に想定され、後に堆積場をloc. Nまで拡大するD相堆積物と同時異相をなすはずだが、そのいずれかは実際に層理を広範囲に追跡しなければわからない。後者の場合には、A相 (あるいはG相) 堆積物が、古い砂丘の前面を侵食的に覆っていると考えられる。

柱状上半部の砂丘砂の累重では、北西方の陸側に傾く層理はひじょうにゆるやかで、むしろ平坦ないしはわずかに海側に傾く層理が増える。これらの傾きは頻繁に変化している印象がある。この累重の時期には、喜志川の低所は砂丘砂で埋積されたか、あるいは流路沿いに砂丘砂がしばしば崩落していたのであろう。4層準に粗粒の中礫 (直径32mm) までのパミス礫が散布する。これらは、後浜上部に漂流物として淘汰を受け、さらに強風で砂丘に吹き上げられたものであろう。特定の層準に多数分布するのは、後浜と砂丘斜面下部で風か波によって掘り出された軽い礫が、他の砂よりも長時間堆積面上を転がって移動し、吹き溜まるために生じると考えられる。D層を示す累重は、上方に向かってわずかに粗粒化する (Dc相が増える)。その粒径の差は1～1.5mmの範囲内で、砂丘の起伏あるいは植生に影響された局地的な変異と思われる。

標高5.5～6.0mにみられる兼久式土器出土層準の堆積物は、すでに述べたように、砂丘砂が植生と土壌によって固定される以前の、砂が風だけでなく人間活動によっても、粉粒体として運搬され再堆積する状況下で形成された。土壌の一要素であるシルト・粘土の集積は、その後の土壌生成を伴う植物群落の侵入による。その層準は土壌帯の上部が切られているので不明である。

(5) 南断面 (loc. S)

調査区南辺の断面東半loc. Sでの堆積相の垂直的变化は、以下のようであった。最下部標高5.0m付近では、泥岩、サンゴの細粒の中礫、細礫を含み、主として粗粒砂からなるCc'相の礫質砂、その直上から標高5.9mまでは、泥岩の細礫が目立って混じるが、主として比較的淘汰の良い粗粒砂からなる。Dc相の砂が累重し、それより上方、調査時の地表面直下の標高7.0mまでには、さらに淘汰の良い

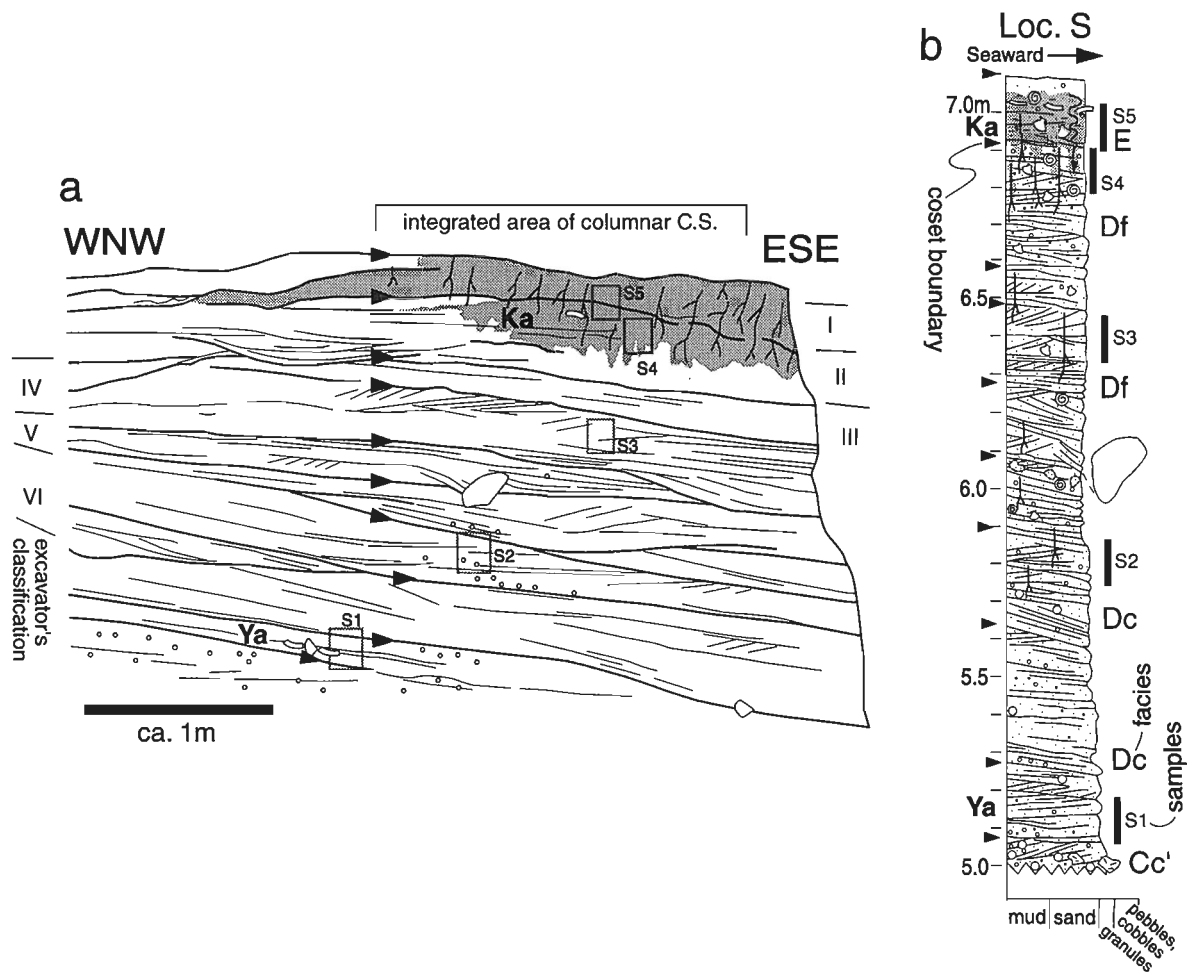


図8 Loc. Sの堆積層断面のスケッチ (a) とその東半部を想定した柱状断面図 (b)。凡例は図2と同じ。S 1～5は不攪乱試料の採取層準。黒三角はコセット境界を示す。Ya: 弥生土器出土層準、Ka: 兼久式土器出土層準。bの根の記号は現世の根が認められた層準を示す。

い細かめの粗粒砂とそれよりやや量比の高い中粒砂からなる Df 相の砂が載る。このように断面の範囲では、堆積物は上方細粒化する。どの堆積相を示す砂層も、全般的には内部構造として陸側に傾くプラナ型斜交葉理を伴い、海側に傾く平行層理をなす。しかし、多くの部分で、コセットの下面が、 10° 以下の低角度で傾きを変化させながら下位層を切っているので、楔状に残存するコセットも多い。これらの層理は、堆積物の上方細粒化とともに、上方に傾斜を減じる。断面中央最下部、標高5.1m付近で、弥生土器片を含む西方へ高度を上げながら連続し、断面西部でも同一個体とも思える土器片が出土した。断面東部の標高6.0m付近には最大長軸約28cmの礫が挟まれており、人為的な搬入物と考えられる。最上部の標高7.0m付近は、兼久式土器出土層準の土壌帯である。これらの堆積物の不攪乱試料について観察所見を以下に述べる。

(6) 不攪乱試料の観察結果 (図9)

試料 S 1 (堆積相 Cc' ~ Dc) Loc. S の断面最下部、標高5.1mの弥生土器出土層準で採取した。本試料は、細粒の中礫以細の礫が交じり、おもに極粗粒砂から粗粒砂からなる。淘汰はひじょうに悪い。試料下半は海側に 10 数 $^{\circ}$ 傾く平行層理が重なる。上部にも細礫がわずかに散布するが、試料全体では砂はおおむね上方細粒化している。本試料の直下層準では粗粒～中粒の中礫も交じり、一連の細粒化を示す。堆積層各セットの内部にはほとんどの部分で陸側に傾くプラナ型斜交葉理が見られる (拡大

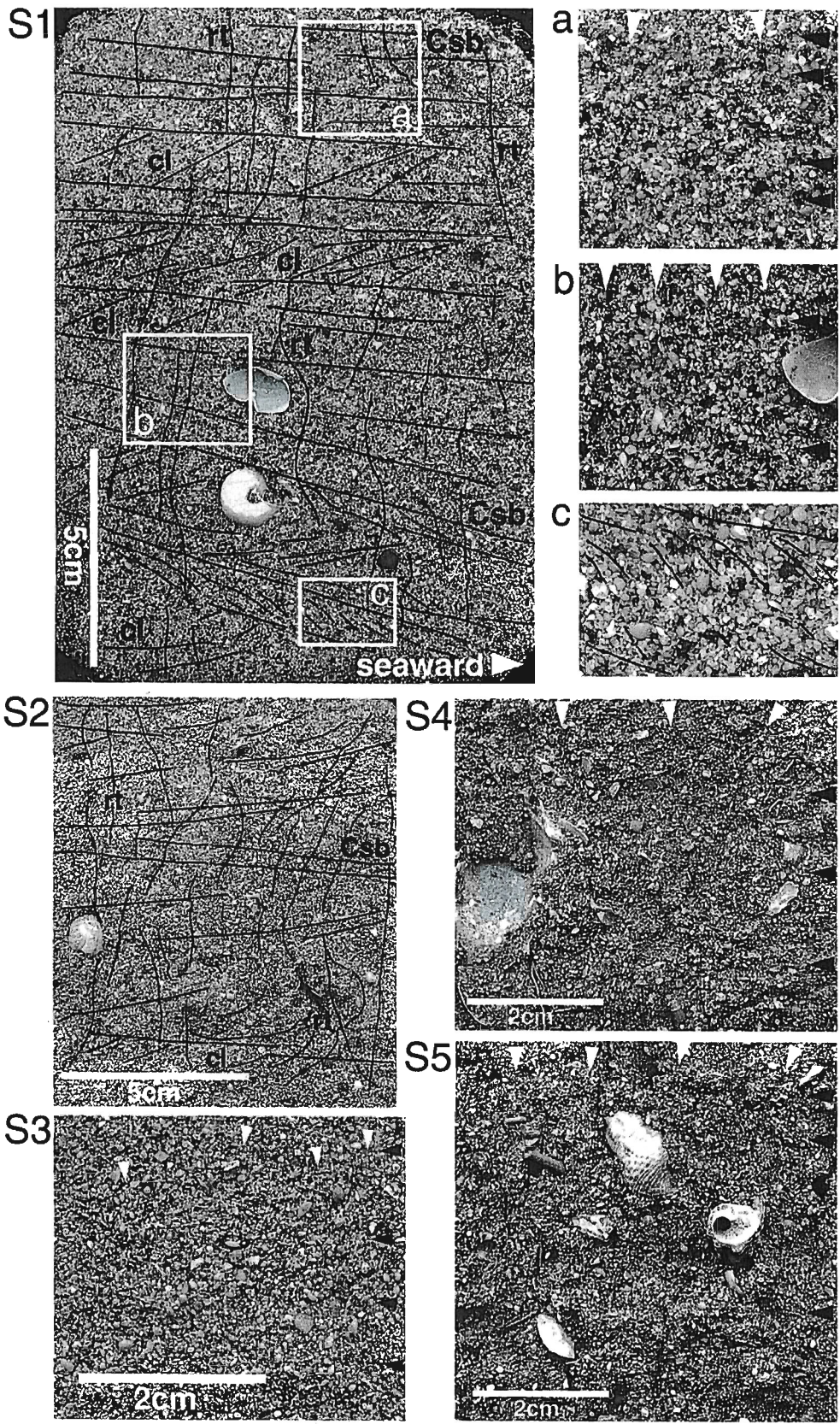


図9 Loc. S断面の不攪乱試料(S1~5)の剥ぎ取り標本とその部分拡大画像。画像中の記号については図5キャプション参照。

写真 b)。部分的には、海側に傾く斜交葉理を伴うものがある（拡大写真 a）。これらの葉理の層理面に対する角度は10数°である。一方下部の傾斜の大きい層理には、水平面に対して35~20°海側に傾く葉理が認められる。これらの葉層は直下の陸側に傾く斜交葉理を切って堆積し、斜面の上方へは、砂一粒の葉層の重なりになって収斂しているように見える（拡大写真 c）。Loc. Nの試料と同様、試料上方から伸びた根の痕跡が高密度に分布する。例えば拡大写真 b では、画面中央部から左側にほぼ垂直方向に長軸を向ける砂粒が多く、遠目には縞模様に見える。画面左端付近には比較的明瞭な管状の孔隙が認められる。

試料 S 2（堆積相 Dc ~ Df）本試料は loc. S 断面の中位、標高5.8~5.9m の層準で採取した。ほとんどの部分は下位層準と同様、細礫が多数交じり、粗粒な砂層からなる。本試料の最上部のコセット境界付近から上方に細粒化する。ただし、この上位でもわずかに細礫が交じり、極粗粒砂も多い。3、4枚の海側に数°傾く平行層理の砂層が認められ、内部構造は陸側に傾くプラナ型斜交葉理である。このフォーセット葉理はやや下に凸で、風下側に砂粒分の厚みの葉層が数枚重なったボトムセットをつくっている。試料下部には、未分解の現世の根が縦・横に伸びていた。他の部分でも、根による砂粒ファブリックの変形、間隙の拡大が屈曲した線状に認められ、埋没層準の根の痕跡も含まれると考えられる。

試料 S 3（堆積相 Df）標高6.4m 付近で採取した本試料の部分写真を示す。試料 S 2 の最上部とほぼ同様の粒径組成である。平行層理の海側への傾きはわずかに減少する。根の痕跡は高密度に分布し、初生のファブリックが変化している。現世および埋没層準の根を残す。

試料 S 4、5（堆積相 Df ないし E）試料 S 4、S 5 は標高6.8~7.0m 付近の連続した2層準で採取した。S 4 は考古学的な分層では III 層上部、S 5 は I、II 層にまたがるが、写真は各試料の上部の一面を示し、後者は I 層下部にあたる。I 層は断面最上部の最近に擾乱された表層堆積物（おもに砂）の下位約20~30cm の垂直範囲で、暗色を呈する土壌帯にするが、断面の海側上端部は現世の根系が密集していた。S 5 の採取部分では、現世の植生は、断面東側にあった排水溝側壁の上部を覆っていたようで、その土壌帯は東側に傾き、下位の兼久式土器期の土壌帯と重複していた。そのため断面東端部では I、II 層間の岩相層序の層界は不明瞭であった。II 層下部は比較的明色の砂層からなり、強い土壌生成がおよんでいない。

土壌帯では有機物に富み、泥分を含む極粗粒砂以細の砂マトリクス中に、土器、貝殻などの人為的搬入物が散布する。試料の範囲では、下位層準でみられるような斜交層理はないが、全体に水平の葉理が認められる。土器片や板状の貝殻片がマトリクスの堆積面に貼りついたように水平に並ぶ所もあるが、層理とはまったく異なる方向を示す部分も多い。しかし遺物に接する部分でも水平（平行）葉理が連続し、人間活動によって著しく擾乱された痕跡はほとんどない。直上からの根系発達で、管状の孔隙や、根に沿った砂粒の配向が認められる。

(7) Loc. S の累重の解釈

断面下部の Cc' 相や Dc 相に交じる礫は、砂よりの大きな運搬力を必要とする。それについて2、3の運搬様式や営力が考えられる。(1) 後浜を遡上（スウォッシュ）する海水がこの地点に到達していた。(2) 周囲の砂が風によってより早く持ち去られると礫のより大きな面が風にさらされるので、礫が転がされる、あるいは吹き飛ばされる。(3) 運搬される砂が媒質（空気）の密度を高め、礫が転がされる。上述した試料 S 1、S 2 で、海側に傾く斜交葉理を伴う砂層がバックウォッシュで形成されたとするならば、(1) の可能性が高い。この点については現世砂丘での観察や実験を必要とするが、いずれにせよ、これらの礫が交じるのは、その堆積斜面が礫の供給源となる後浜に直面していたこと

を示す。その場合、汀線から上陸する波が砂丘前面斜面の基部を侵食して崖を作っていたか、後浜が大きく侵食され汀線が砂丘に接近するような、後浜の地形変化を伴うはずである。マツノト遺跡はリーフ・ギャップに面しているため、他所に比べると波浪の影響を大きく受けると思われる。断面下部の海側に傾く層理の傾斜も比較的大きく、図8 aのスケッチで示したように、風上側を削りながら砂層が積み重なっており、風衝の大きな部分にあたると思われる。

標高5.9~6.0mで著しく上方細粒化し、傾斜も弱まるので、上述の風上斜面の堆積場は海側に前進し、調査地点は砂丘頂部により近い堆積場に変化したと考えられる。このような上方細粒化と平坦化はMcKee (1966)によっても指摘されている。斜交層理が目立たなくなるのは、細粒化とともに薄層化するためと思われる。ただし、標高7m以上の失われた砂丘の累重がどのような変化を示すのかは推測できない。断面下部でも根の痕跡が認められ、loc. Sでも砂丘発達中も植生が分布したことがわかる。

Loc. SとNの累重は、Cc (Cc')相あるいはCf相の堆積物と、その上位のDc相を示す砂丘堆積物の境界が、上位の砂丘堆積物の下底面として岩相的に対比される。その境界から兼久式土器出土層準までの厚みはともに約2mであり、調査地付近ではほぼ一様に堆積が進んだ。Loc. Sの堆積層が全体に高いのは、砂丘全体が、汀線に並行して土盛集落方面に高まる下位の起伏に載って発達したため、これは図1に示した砂丘の尾根の延びからも了解される。中位段丘上へはおそらく段丘崖に上昇砂丘ができて段丘面に砂丘砂が載り、その後砂の堆積とともに、後浜との段差が埋没したと思われる。

5. まとめと課題

本研究では、奄美大島笠利半島東岸、喜志川右岸の海岸砂丘に立地するマツノト遺跡の堆積物を調べた。その結果、調査地北端の断面では標高3.8m以下、約40m離れた南端部では標高5m以下に暴浪時にはビーチフェイスとなる初期砂丘の堆積物の累重（堆積相A、B、C）が認められた。この上位には調査地全体に約2mの厚みで、弥生時代中期以後の砂丘砂（堆積相D）が累重し、最上部では、6~7世紀の兼久式土器を含む厚さ20~50cmの土壌帯が認められた。これより上位の厚さ約5mの砂丘堆積物は砂採りで消失していた。すべての層準には根系の痕跡が認められ、海浜・砂丘植生が継続的に分布したことを示す。兼久式土器出土層準の遺物と砂マトリクスには、風による運搬と人為的に再堆積した構造が見られ、いずれも腐植や泥によって妨げられない砂の粉粒体としての挙動を伴う堆積機構によるもので、同層準の泥の集積は、おもに人間活動期間の後に分布した植生に伴う土壌生成によると考えられる。北端の断面では、砂丘砂は上部でわずかに粗粒化する以外は、とくに顕著な傾向はなかったが、南端の高い部分の累重では、上方細粒化、薄層化が認められ、層理面の傾斜を減じていた。これらのことから、兼久式土器期の集中的な人間活動は砂丘頂部の幾分かの地形安定化という条件下で展開したと思われる。

以下になお課題と思われることを述べる。本研究では、調査地の堆積層断面に限られた推測を行った。目標とする砂丘の形成過程を明らかにするには、より広範囲の現地踏査と残存する砂丘堆積物断面での観察と年代決定を必要とする。アカホヤ火山灰降下後、完新世の中頃に現在の海岸の位置がほぼ安定し、残存する砂丘が形成され始めたのは5千数百年前だということはおおよそ推測されるが、正確な年代資料を欠く。

海水準がほぼ安定し、一定の浅海域（前浜、沖浜）に臨む堆積空間と、そこに供給される砂の生産域、運搬営力としての波と風が維持されれば、砂丘は風の強さと堆積域の起伏に制約されながら、後浜堆積物の沖側への側方付加とともに、プログラデーションするはずである (Pye 1990)。多くの場

合、それは浜堤やバーム堆積物の上位に砂丘堆積物が載るパターンをとる（例えば Hein 1979）。琉球列島では完新世の後半には海水準はほぼ一定しているが（中田ほか 1978）、マツノト遺跡から土盛集落にかけての砂丘では背後の中位段丘と砂丘砂生産域であるサンゴ礁との間が狭い。後浜と砂丘の堆積空間が限られるため、その前面は頻繁に暴浪で侵食され、より大きな侵食（台風の高波、津波による）が起これば、その消失部分に新たな砂丘が形成されると考えられる。その際、中位段丘上への砂の供給パターンも変化し、砂丘の尾根が連続する。このような砂丘の発達は、loc. N 下部の A、B、C 相を示すストームビーチ・初期砂丘堆積物が、陸側の旧砂丘堆積物の侵食面を不整合に接しているかどうかで確かめられる。一方、中田ほか（前出）が指摘する地震による海岸の隆起の砂丘地形への影響に関する地形モデルや、砂丘堆積物での痕跡を未だ想定しにくい。地震による隆起または沈降のタイミングは、今のところ「大きな的」としての新旧砂丘の区分に当たりやすいが、立証が難しい。

上述のような事情から、完新世後半のとくに日本海沿岸の海水準変動を前提にした砂丘編年（井関 1975）との対比は、この地域では保留されねばならない。また、その編年自体が、1975年度第四紀学会シンポジウム「日本海沿岸の砂丘」（日本第四紀学会・倉林 1975）での、砂丘発達と砂丘土壌に関する疑義を残したままである。笠利半島東岸地域の砂丘における岩相層序、土壌層序、年代層序および生層序、文化層序についてのデータ蓄積が目下の課題と思われる。

クロスナ層と呼ばれる砂丘堆積物中の土壌帯形成に関しては、砂丘植生の遷移・動態を把握する必要がある。すでに述べたように、植物生態学における海浜・砂丘植生の不安定帯、半安定帯、安定帯の分布と砂の堆積状況、とくに移動する砂の範囲と量は、数10～数年で変動する可能性もある。例えば長浜金久遺跡では、9世紀から13世紀までに7層準の土壌帯が認められ、これらは、砂丘の高所で収斂し一つの土壌帯になっている。また、レンズ状に分布する土壌帯もある（鹿児島県教育委員会 1985）。砂の移動・堆積の違いとそれに適応する異なる植物群落とで定義される環境勾配の中で、（本州ではあるが）半安定帯に分布するチガヤ・ハマゴウ群落でもわずかに腐植を形成するといわれ、さらにチガヤはススキ、リュウキュウチクなどとともに、人間活動（火入れ、草刈りなど）による代償植生として土壌帯を形成する（宮脇編 1977）。このように、いわゆるクロスナ層と総称される土壌帯が単に層序区分の指標にされるばかりでなく、人間活動を含む砂丘生態系の変化を示す証拠とするには、土壌微細形態・微小堆積相の分析が有効と思われる。

謝辞：マツノト遺跡の調査に参加させていただき、砂丘の興味深い堆積物に接する機会と砂丘遺跡についてご教示を賜った熊本大学の木下尚子先生、甲元真之先生、杉井健先生、現地調査でご援助頂き、ご教示を賜るとともに、現世の海岸・砂丘堆積物を採取していただいた笠利町歴史民俗資料館の中山清美氏、現地調査や調査結果の検討、関連遺跡の報告書の閲覧に際してお世話になった中村友昭氏をはじめとする熊本大学大学院生、学部生諸君、さらに砂丘の古環境について意見交換して頂いた千葉県立中央博物館の黒住耐二、早稲田大学の樋泉岳二両氏、砂丘植生の文献についてご教示頂いたパリーノ・サーヴェイ株式会社大阪支店の辻本裕也氏、以上の方々に心よりお礼申し上げます。

（引用・参考文献）

- 池田安隆 1977 奄美大島の海岸段丘と第四紀後期の地殻変動. 地学雑誌, 86, 383-389.
- 鹿児島県教育委員会 1985 「新奄美空港建設に伴う埋蔵文化財調査報告書 長浜金久遺跡」鹿児島県埋蔵文化財調査報告書 (32), 鹿児島県教育委員会, pp.14-17.
- 鹿児島県教育委員会 1986 「新奄美空港建設に伴う埋蔵文化財調査報告書 長浜金久遺跡」鹿児島県埋蔵文化財調査報告書 (42), 鹿児島県教育委員会, pp.49-51.

- 中田 高・高橋達郎・木庭元晴 1978 琉球列島の完新世離サンゴ礁地形と海水準変動. 地理学評論, 51 (2), 87-108.
- 中山清美 1996 マツノト遺跡の発掘調査. 「奄美考古」, 第4号, 奄美考古学研究会, 11-19.
- 成尾英仁 1986 ケジ遺跡の砂丘形成. 「奄郷—新奄美空港線の改良工事に伴う埋蔵文化財調査報告書 ケジI・III遺跡」鹿児島県埋蔵文化財発掘調査報告書 (38), 鹿児島県教育委員会, pp.9.
- 成尾英仁 1988 下山田II遺跡の地層. 「奄郷—新奄美空港線の改良工事に伴う埋蔵文化財調査報告書 下山田II遺跡・和野トフル墓」鹿児島県埋蔵文化財発掘調査報告書 (45), 鹿児島県教育委員会, pp.24-28.
- 日本第四紀学会・倉林三郎 1975 報告:1975年度日本第四紀学会シンポジウム「日本海沿岸の砂丘」報告. 第四紀研究, 14 (4), 277-286.
- 宮脇昭 編 1977 日本の植生. 学研, 東京, pp.64-69, 177-183, 535p.
- 矢野悟道 1971 植物群落の地下生態 (2) 砂丘植物の地下生態, 植物生態学入門V. 植物と自然, 5 (10), ニュー・サイエンス社, 11-16.
- Allen, J.R.L. 1985 *Principles of Physical Sedimentology*. George Allen and Unwin, London, pp.70-71.
- Brookfield, M.E. 1977 The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303-332.
- Collinson, J.D. and Thompson, D.B. 1989 *Sedimentary Structures* (2nd ed.). Unwin Hyman, London, pp.86-102 : 99.
- Folk, R.L. and Ward, W.C. 1957 Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Gale, S.J. and Hoare, P.G. 1991 *Quaternary Sediments: Petrographic Methods for the Study of Unlithified Rocks*. Belhaven Press, London, pp. 87-94.
- Goldsmith, V. 1978 Coastal dunes. In Davis, Jr., R.A. (ed.) *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York, pp. 171-235.
- Hein, A.C. 1979 Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology*, 26, 333-351.
- Hesp, P.A. 1999 The beach backshore and beyond. In Short, A.D. (ed.) *Handbook of Beach and shoreface Morphodynamics*. Wiley, Chichester, pp.145-169.
- Hunter, R.E. 1977a Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 361-387.
- Hunter, R.E. 1977b Terminology of crossstratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 697-706.
- Komar, P.D. 1988 *Beach Processes and sedimentation* (2nd ed.). Prentice Hall, Upper Saddle River, pp. 270-335.
- Komar, P.D. and Cui, B. 1984 The analysis of grain-size measurements by sieving and settling tube techniques. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 603-614.
- McKee, E.D. 1966 Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, 7, 1-69.
- Pye, K. 1990 Physical and human influences on coastal dune development between the Ribble and Mersey estuaries, northwest England. In Nordstrom, K.F., Psuty, N., and Carter, B. (eds.) *Coastal Dunes: Formes and Process*. Wiley, Chichester, pp. 339-359.
- Syvitski, J.P.M., Asprey, K.W., and Clattenburg, D.A. 1991 Principles, design, and calibration of settling tubes. In Syvitski, J.P.M. (ed.) *Principles, Methods, and Application of Particle Size Analysis*. Cambridge University Press, New York, pp. 45-63.
- Wilson, I.G. 1972 Aeolian bedform : their development and origins. *Sedimentology*, 19, 173-210.