石狩海岸平野の地形と土壌について¹⁾

上 杉 陽²⁾・遠 藤 邦 彦³⁾

On the Topographies and Soils of the Ishikari Coastal Plain

Yo UESUGI²⁾ and Kunihiro ENDO³⁾

The purpose of this study is to discuss the geomorphic development and soil genesis mainly of the sandy area of the Ishikari coastal plain, Hokkaidô, northern Japan. To serve as an aid to this purpose, many archaeological, tephrochronological, granulometrical data are used.

The results are summarized as follows:

1) The sandy area is classified into three morphologic provinces, namely Momijiyama sand dunes, Bannaguro emerged sand bars, Ishikari sand dunes, from the inland to the coast respectively. This arrangement of each topography, such as an older dune, a sand bar and a younger dune, are generally observed in large alluvial plains in Japan. This pattern is differentiated from that of narrow coastal plains where the younger dune is piled upon the older one.

2) The soils are classified into two by the stage of formation, namely the lower dark sandy loam and the upper black humus.

3) Momijiyama sand dunes cover the pleistocene lower terrace deposits or upper tertiary formation, probably being at the depth near the present sea level.

These dunes developed on a gravel or sand bar which was formed during the maximum transgression stage of Early Jômon. The sea level of this stage reached 4m or more meters above the present sea level. Before the early stage of Middle Jômon, these dunes were already transformed into the longitudinal dunes and fixed by the lower dark sandy loam. These dunes are correlated to the older sand dune defined by ENDO (1969).

4) Bannaguro emerged sand bars are the assemblage of more than twenty parallel sand bars, which consist of shallow marine deposits built during and after the maximum transgression stage. Then a large number of these sand bars were emerged and immediately fixed by the lower dark sandy loam before the later stage of Middle Jômon. Thus, wind-blown sands were deposited only on a small scale on the emerged sand bars.

5) The lower dark sandy loam is correlated to the older humus sand defined by ENDO (1969), and its formation continued at least from Middle to Later Jomon in this area. During Middle Jômon, the soil genesis was probably performed under rather warm climate, but it suffered podsolization under cool and humid climate during Latest Jômon. Thus, the lower dark sandy loam is a kind of polygenetic soils. This type of older humus sand is only observed north of this area in Japan.

6) In the early stage of Latest Jômon (3000—3500 years B. P.), peat bogs appeared at depressions between several emerged sand bars, although in the inland alluvial plain inside of Momijiyama sand dunes, the deposition of peat had already begun since 5000—6000 years B.P..

7) The lower part of Ishikari sand dunes were formed on the marine sand beds deposited during the small transgression of possibly Satsumon age (1500—1000 years B. P.), and fixed by the upper black humus.

The upper black humus is correlated to the younger humus sand defined by ENDO (1969). The upper part of Ishikari sand dunes are the present dunes.

1) 1973年11月9日受付

2) 東京大学理学部地理学教室, Department of Geography, Faculty of Science, The University of Tokyo.

3) 日本大学文理学部 応用地学教室, Department of Applied Earth Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon University.

I. はじめに

石狩低地帯の北西端に位置する石狩海岸平野に見られる沖積世の砂質の諸地形、すなわち海岸側から内陸に向けて帯状に分布する石狩砂丘地帯・花畔砂堤列地帯・紅葉山砂丘地帯については、石狩低地帯の地史を考える上で一つの重要な鍵となる地域であり、従来より多数の人々によって言及されてきた(第1図参照)。たとえば、中野(1951)、北川ほか(1956)、阪口(1961a・b・c)、大島(1969)、湊ほか(1972)、北川ほか(1973)等がある。

北川ほか(1956)は各種洪積統、沖積統の分布や性格について記載し、特に紅葉山砂丘砂層の下部を構成する砂礫層について言及している。阪口(1961c)は紅葉山砂丘を境にして、海岸側と内陸側で泥炭層の厚さが急変するという事実を明らかにし、また、泥炭層の堆積開始時期は5000~6000年前と考えてよいこと、石狩丘陵の延長部にあたる当地域は、その地下の浅い所に第三系(材木沢泥層)およびこれをけずって形成された段丘堆積物をもぐっていることを推定した。

大島(1969)は紅葉山砂丘の下部を構成する砂礫層について再び注目し、多数のボーリング資料の解析を行ない、さらに石狩高岡の低位段丘(垣見, 1958)崖下の縄文時代の堅穴遺跡(海拔6m)についての考察から、縄文海進の最高海面高度は6mを越えなかったとし、紅葉山砂丘砂層は表層を除いて洪積統であると考えた。

北川ほか(1973)は、本地域の沖積層を4区分し、層位・古生物学的な考察から、沖積世における2回の海進を主張した。

これらの研究は、紅葉山砂丘や石狩泥炭地に重点がおかれ、石狩砂丘や花畔砂堤列については多くはふれていない。したがって、筆者らの意図してきた日本島の海岸砂丘地帯の地形発達史研究*の一環として、石狩砂丘、花畔砂堤列、紅葉山砂丘の相互の関係を見るという方向のものではなかった。筆者らは、従来明らかにされた資料に、砂質堆積物の粒度分析結果、土壌層や沖積世火山灰層を鍵層とした層位学的な調査結果、¹⁴C年代測定値、上野秀一氏**から、提供された出土文化遺物の資料を加え、紅葉山砂丘地帯より海岸寄りの地域についての地形発達史的検討を行なった。なお、土壌層については、上述のように、一種の地層単位として扱った。その意味では、土壌学上の厳密な定義からはずれた記載の仕方になっている箇所が多いことを最初にのべておきたい。

* 遠藤(1969)、遠藤・上杉(1972)

** 札幌市教育委員会

第1図 地形分類図

・印の数字は、第2図の柱状図番号と一致する。
×地点は年代測定試料採集地点(第4図)である。

II. 石狩海岸平野の砂質諸地形

石狩海岸平野は、紅葉山砂丘より海岸寄りの砂丘・砂堤地帯と、その内陸の泥炭地・扇状地帯とに大きく分かれる。本稿では、前者を重点的にとりあげる。この砂丘・砂堤地帯は海岸寄りから形態的に、石狩砂丘地帯、花畔砂堤列地帯、紅葉山砂丘地帯の3地形区にわかれる。この形態的差異はその発達過程の違いを反映したものであり、以下、最も新しい石狩砂丘地帯から説明を加える。

石狩砂丘地帯

現在の海岸沿いに分布する北東部ほど幅が広い砂丘であり(第1図)、垣見(1958)による若干の記載がある。北東部では砂丘列は6~7列に達する。海岸側の3列はハマナスに覆われ、土壌層は全く発達していないか、極めて貧弱である。一方、内陸側の3~4列は密生するカシワ林に覆われ、厚さ5~30cmの黒色の砂質腐植層が分布する。この黒色層は一般にその下部ないしは直下に、時により風成砂層をはさんで1~2m下位に白色~灰黄色の厚さ2cm前後の火山灰をレンズ状にとまうもので(第2図1, 2, 3)、当地域のより古い地形面を

も広く覆って分布しているものである。以下、これを上部黒土層と呼ぶ（第2図）。石狩砂丘は全層細粒～中粒砂層により構成され、上部黒土層によって上下に2区分される。上部砂層は風成砂よりなり、層厚5 m以上で、ハマナスに覆われる石狩砂丘の海岸寄りの砂丘列の主たる構成層となっている。一部では、第5図にあるように上部砂層が上部黒土層を覆うのが観察される。このハマナス砂丘をつくる上部砂層は現在の海岸線に対応する風成砂であり、遠藤(1969)の新期砂丘Ⅱ(DyⅡ)にあたる。下部砂層は風成砂を主とし、現在カシワ林となっている砂丘列を構成している。層厚は3 m以上である。風成部の下位の砂層は粒径頻度分布のタイプから海成と考えられ、標高1～2 m以下に分布している(第2図3, 第3図E)。すなわち、カシワ林砂丘をつくる下部砂層は、現在より1～2 m高い海面のもとでやや内陸側にあった海岸線に対応して形成された海成および風成砂層であり、遠藤(1969)の新期砂丘Ⅰ(DyⅠ)にあたる。

なお、上述の上部黒土層の下部ないし下位に存在する火山灰層は、内陸沖積低地の泥炭地では地表下約10 cmのところにはさまれ、北川ほか(1956)、垣見(1958)により樽前火山起源と推定されたものと同一であり、恐らく、山田(1958)のTa-a(1739年降下)またはTa-b(1669年降下)と考えられる。この火山灰層直下にも薄く腐植層が存在することがあり、下部砂層(DyⅠ)の形成期の上限は火山灰層の年代よりやや古くなりそうである。下部砂層の時代を直接示す資料は、もちあわせないが、全国的な傾向、あるいはオホーツク海沿岸常呂海岸平野との対比(遠藤:1969, 遠藤・上杉:1972)から、また、後述するように、縄文晩期から続縄文期まで花畔砂堤列地帯から姿を消していた人類が擦文期に入ると再び海側のカシワ林砂丘近くに現われるといった状況から、その時期を擦文の頃と予想している。

花畔砂堤列地帯

花畔砂堤列地帯は、標高4～6.5 mで、おのおの幅50～100 m、比高1～2 mの20条を越える砂堤列と砂堤間低地とのくりかえしからなっている。全体の幅は3～4 kmに達し、3つの地形区のうち最も広い面積を占める(第1図・第5図)。この砂堤列は上述の上部黒土層および火山灰層に広く覆われ、その下位に、黄褐・褐・暗褐色の厚さ10～30 cmの砂壤土が発達している(第2図4・6)。この砂壤土は、砂堤間低地ではうすい泥炭層～泥炭質黒色土壌に移行するか、あるいは泥炭層に覆われる関係にあり、砂堤間低地へ向う斜面および低地内では漂

白されて灰白色を呈する(第2図5, 第4図)。この土壌層を上部黒土層に対して下部土壌層*と呼ぶことにする。下部土壌層の生成年代や性格については後に項を改めて述べるが、花畔砂堤列地帯にあっては、縄文中期後半(約4000年前)には土壌生成が始まっていたと考えられる。

花畔砂堤列の最内陸部に位置する新川中央橋付近の砂堤列間低地(第1図9)には泥炭層が分布し、この泥炭層の下位は最上部が漂白された赤褐～黄褐色風化砂層で、下部土壌層に相当する(第4図)。この風化砂層は高度2.6 m～3.6 mで、かなりの細粒な粒子(主にシルト)を含んでおり、海岸側へ緩く傾斜する平行なラミナの発達した砂層に連続する。この砂層は粒径頻度分布のタイプから、内湾の汀線に近い浅海堆積物と考えられる(第3図G)。この砂層は、さらに、新川に沿って河口側へ連続しており、河口から約2 km内陸の砂堤の表面下2 m(標高4 m弱)の砂層も浅海型を示した(第3図F)。これらの点から、花畔砂堤列構成砂層はそのほとんどが海成であり、風成砂層は全地域にわたりきわめてうすく、厚いところでも1～2 m程度と考えられる。すなわち、花畔砂堤列地帯は縄文海進の極相期の3～4 mの海面高度のもとで浅海底に堆積し、縄文中期以後次々と離水したもので、陸化してもこの時期が遠藤(1969)のいう砂丘の固定期にあたるため、風成砂の堆積をほとんどみなかった。赤松(1972)は、この地帯で標高3 mの浅海性の自然貝殻層を発見した。この高度や、暖流性の貝類を含むことは、上記の推論と矛盾しない。

なお、花畔砂堤列は、石狩川北岸の石狩高岡段丘に隣接する生振平野では砂堤間低地だけでなく砂堤列そのものも泥炭層によって覆われている。泥炭層の厚さは約3 m弱に達している。

紅葉山砂丘地帯

紅葉山砂丘地帯は生振・紅葉山・砂山などを連ね、5～20 mの高度をもって長くのびる。砂丘帯の幅は全般に0.5～1 kmであるが、南西の砂山付近では内陸側が河川の蛇行により削られて狭くなり、手稲付近ではみられなくなる(第1図)。個々の砂丘は、紅葉山砂丘全体の一般方向に対してほぼ直交する北西・南東方向に長軸をもち、不規則に並んだ細長い馬蹄形砂丘で、一種の縦列砂丘といえる。砂丘は、下位の高度4 m強までの円礫層およびラミナの見られる細砂層とその上位の風成砂層とを構成層としている(第2図7, 8, 9)。円礫層についてはすでに北川ほか(1956)が言及し、砂丘帯に沿って

* 下部土壌層は、北川ほか(1956)の花畔砂壤土にあたる。

第2図 地質柱状図

1: 新川河口; 2: 銭函大浜; 3: 新川河口より 300m; 4: 新川河口より 2 km; 5: 新川河口より 4 km; 6: 花畔; 7: 上花; 8: 上花; 9: 砂山. 柱状図番号は第1図の地点番号と一致する.
 △粒度分析試料.

その延長方向に幅 50~100m, 厚さ 2 m 余で分布し, 礫は扁平で, 海岸に見られるものと類似することが知られている. この円礫層に連続すると思われるラミナの見られる細砂層はその上位の風成砂層とは異なり, 粒径頻度分布のタイプは, 上杉 (1972) によれば海成を示している (第3図H, I, J). この円礫層*および細砂層は縄文海進極相期のものと考えるが, 恐らく, その分布から, 主体は礫州として堆積したものであろう. 円礫層・細砂

層の下位にはかなり浅い場所に阪口 (1961 c) のいう洪積層がくるものと思われる. 風成砂層は西端の砂山地区ではうすいが, 一般に層厚 5 m 以上に達する場所が多く, 最大 15m に達している.

砂丘表面の土壌層は花畔砂堤列と同じで, 上部黒土層および下部土壌層で構成される. ただ, 下部土壌層は一般に花畔砂堤列の場合に比較して厚く, 後述するように厚さ 50 cm をこえ, 土壌断面の層位分化のはっきりして

* 円礫層が海成であるという確実な証拠があるわけではない. なお, 北川ほか (1973) の暖流系貝類を産する前田砂層・生振砂礫層とこの円礫層との関係は明らかでない.

第3図 現生および古期の砂質堆積物の粒径頻度分布

A: 新川南方2 km 汀線砂 (海成); B: 花畔5 線現生砂丘砂 (風成); C: 山口, 石狩川河畔砂丘砂 (風成); D: 石狩川, 豊平川合流点河床砂 (河成); E: 新川河口より300 m 内陸, 石狩砂丘下部, 高度約1 m, 汀線に近い海成砂と考えられる。(柱状図番号3); F: 新川河口より2 km 内陸, 花畔砂堤列の地表下2 m, 高度約4 m弱. 汀線に近い海成砂と考えられる。(柱状図番号4); G: 新川河口より約5 km 内陸の新川中央橋脇. 年代測定試料採集地点 (第4図参照). 花畔砂堤列の最奥部砂堤間低地の泥炭層下の風化砂層, 高度3 m. 内湾の弱エネルギー下での汀線に近い浅海砂と思われる; H: 上花, 紅葉山砂丘砂. 表面下4 m, 高度6 m前後. 典型的な風成砂である; I: 生振, 紅葉山砂丘砂. 表面下2 m, 高度6 m前後. 典型的な風成砂; J: 上花, 紅葉山砂丘間低地の水平なラミナの発達する砂丘層. 高度4 m強. 汀線に近い海成砂と思われる。

いる場所もある。

下部土壌層は遠藤 (1969) の旧期クロスナ層 (Ho) に、風成砂は旧期砂丘砂 (Do) に対応する。

III. 下部土壌層

花畔砂堤列および紅葉山砂丘のいずれにも発達している下部土壌層は、砂丘や砂堤の頂部、その斜面、それらの間の凹地等の位置によって性格を異にしている。すなわち、紅葉山砂丘地帯では、下部土壌層は砂丘表層部に発達しており、層位的には砂丘を直接覆っているといえるが、砂丘頂部では褐色ローム質土壌 (砂壤土) であることが多く、一部では暗褐色腐植質土壌に移り変って

いる。斜面では漂白されており、一部では灰白色溶脱層とその下位の褐色斑紋状集積層の明瞭なポドゾル性土壌断面*が観察される (第1図および第2図の8)。この灰白色部は凹地の縁辺部まで続き、泥炭層につながったり、泥炭層の下にもぐりこんだりする。なお、凹地では泥炭層の下に、局部的に褐鉄鋳層が発達することがある。

以上のような下部土壌層の産状は花畔砂堤列でもほぼ同様である。ただ、紅葉山砂丘に比較し、下部土壌層の厚さがうすく、より未成熟な土壌断面を示すといえる。

下部土壌層の形成年代に関してはいくつかの資料がある。上野秀一 (1967, 1968) および最近の上野秀一・木

* 北川ほか (1956) はポドゾル化作用の可能性を指摘している。

第4図 年代測定試料採取地点の地質柱状図
位置は第1図の×印地点、× 年代測定試料、△ 粒度分析試料。

村英明* 両氏からの私信によると、花畔砂堤列地帯・紅葉山砂丘地帯の遺物包含層は下部土壌層に限られ、現在までのところ花畔砂堤列地帯では縄文中期後半以降の常呂6相当・伊達山・富川式から縄文後期の御殿山式までと擦文式の土器片が、また紅葉山砂丘地帯では縄文中期初期のサイベツⅤ式にはじまり後期・晩期・続縄文および土師などの土器が発見できるという。

花畔砂堤列地帯では、縄文晩期・続縄文期の遺物が発見されず、紅葉山砂丘地帯では続縄文期の遺物が大量に発見されるという傾向があるようである。これらの資料から、紅葉山砂丘地帯よりも花畔砂堤列地帯の方が下部土壌層の生成はやや遅れて(吉崎(1965)の編年によれば、土器形式に二形式の差がある)開始されたと考えた**。

筆者らは、花畔砂堤列の最内陸部に位置する新川中央橋付近の砂堤間低地の泥炭層から木片を採集した(第4図)。この木片は上部黒土層に覆われた泥炭層の最下

部に含まれ、その ^{14}C 年代は 3230 ± 100 年B.P. (GaK-4207)の値を示した。この値は砂堤間低地の泥炭の堆積開始年代を示している。この値は、泥炭の堆積速度を年1mmと仮定すれば、花畔砂堤列地帯の北部(生振原野)の砂堤頂部までを覆う泥炭層の厚さ、約3mという値と良く調和している。これらの資料から、花畔砂堤列地帯で泥炭の堆積が始まったのは紅葉山砂丘より内陸の各泥炭地より2000~3000年遅れて、約3000~3500年前の縄文晩期からといえよう。

縄文晩期は、阪口(1961b)、安田(1973)、五十嵐・熊野(1973)のいう気候の冷涼・湿潤化の時期にあたっている。この時期に、少くとも縄文中期後半(約4000年前)から約1000年にわたり、離水した砂堤列の上で生活していた縄文人は、周辺で泥炭層が形成されだすという居住・生活条件の悪化を一つのきっかけとして花畔砂堤列地帯から後退し、擦文期に入り再び進出したのであろう。

下部土壌層の最上部がとくに砂堤間低地へ向う斜面で灰白色となりポドゾール化作用を受けたことが推定される。この点と上述の資料から、筆者らは、下部土壌層は多元土壌であると考えた。

すなわち、沖積世の海面高頂期の末期頃(縄文中期初頭)から紅葉山砂丘地帯では下部土壌の生成が始まったが、まだ比較的温暖な気候のもとで褐色ローム質土壌または暗褐色腐植土が形成された。続いて花畔砂堤列も陸化し、ほぼ同様な気候環境下で同様な土壌生成が開始された。その後、3000~3500年前頃(縄文晩期)から気候が冷涼・湿潤化し、下部土壌層はポドゾール化作用を受けるようになった。特にこれは砂丘や砂堤の斜面において顕著であった。

IV. 花畔砂堤列と紅葉山砂丘との関係

紅葉山砂丘地帯の海成層の高度は、すでにのべたように、粒度分析結果から4m強と推定され、花畔砂堤列地帯の最も内陸側における海成層の高度と大差ないものである。紅葉山砂丘地帯には厚い風成砂が見られるのに対して、花畔砂堤列地帯には風成砂はほとんど見られない。両者ともに下部土壌層が発達しているが、紅葉山砂丘地帯の方が土壌生成の開始がやや早い。両者の間には泥炭層の発達する凹地があって、紅葉山砂丘の風成砂は

* 札幌大学文化交流研究所。

** 土器およびその包含層の堆積した時代は、一般には土壌化の時代と一致するとは限らない。しかし、全国的に分布する旧期クロスナ層の腐植の ^{14}C 年代測定値とクロスナ層に包含される土器の時代との一致などから、包含される土器が土壌生成期を近似すると考えてよいと思われる。

第5図 石狩海岸地質断面概念図

この凹地を境に花畔砂堤列側に連続しない。しかし、上花近辺のように花畔砂堤列の最奥部の2～3条が、海側に高度を下げながら張りだしてきた紅葉山砂丘によって覆われているところもある。

以上のような特徴を示す紅葉山海成層・風成層、花畔砂堤列を構成する海成層の堆積過程については次のような幾通りかの考えが成り立つ。

1) 洪積世末には紅葉山砂丘は形成されていて、縄文海進の時にはこれが barrier となり、前縁に花畔砂堤列が形成される。

2) 紅葉山砂丘の海成層は縄文海進の高頂期に形成されたが、その後海退をはさんで再び海進があって、花畔砂堤列が形成された。この時の海岸線は同砂堤列の最も内側にあり、その後の海退で砂堤は次々と陸化した。

3) 紅葉山海成層を堆積させた縄文海進の高頂期の後、穏やかな海面低下があり、紅葉山風成層の堆積と花畔砂堤列の形成・陸化が行なわれた。

これらのうち、1)の考えは大島(1969)の論文に代表されるが*、周辺の洪積段丘に見られる褐色風化火山灰層が発見されないなど、紅葉山砂丘を洪積統とする根拠が十分でなく、さらに紅葉山砂丘の発達史上の位置づけが困難である。この考えに従うと、縄文海進の際に紅葉山砂丘はその海側を海食により破壊され、連続した直線的な汀線地形がその前縁に残されると同時に、紅葉山砂丘地帯内の洪積統の上に不整合で沖積世の風成砂層がのることになるが、筆者らはそのような地形やあるいは露頭を発見できなかった。

2)については、紅葉山砂丘と花畔砂堤列との境界が

必ずしもきれいに引けず、2度目の海進時の汀線地形が残されていないなどの難点がある。なお、北川ほか(1973)が当地域の沖積層の層位学的・古生物学的考察から、沖積世における2回の海進を主張したことはすでに述べたが、上述の2つの地形区との関連については記載がないのでここでは言及しない。

筆者らは、現在の資料から3)の考えが最も妥当なものであると考えている。それによると、下部土壌層の生成に到る発達史は次のとおりである。

縄文海進の高頂期(縄文前期)に紅葉山砂丘の海成層(円礫層とその上位の細砂層)が堆積した。汀線のゆるやかな前進とともに、陸化した紅葉山砂丘の海成層の上位に風成砂が堆積し、沖合には偽層の発達した浅海砂層が堆積していった。縄文中期の初期には、紅葉山砂丘はすでに横列砂丘から縦列砂丘に変形しており、植生によって固定され下部土壌層の生成が開始されていた。縄文中期の後半には、花畔砂堤列の大半は遺物の分布から考えてすでに離水しており、下部土壌層の生成がすでに開始されていた。

筆者らは、上述のように縄文海進の高頂期を縄文前期としか述べることはできなかった。すでに大島(1969)は石狩高岡の低位段丘崖下の遺跡(高度6m)から発見された静内中野式土器を縄文早期末葉のものとし、縄文海進の高頂期はこの時期ないしはそれ以前であるとしている。静内中野式の時期については吉崎(1965)が縄文前期としているように、これを早期とする見解は少ないようである。この遺跡は縄文海進時に形成された波食棚上に立地するようと思われるが、これを根拠に、当地域

* 最近、大島はその考えを変えた。

の縄文海進の高頂期が静内中野式土器の時代ないしはそれ以前とするにあたっては、たとえば、この地形がストーム・ベンチのような海面上かなり高い位置に形成されたものでないかどうかといった、より厳密な地形学的検討が必要とされよう。

V. ま と め

1) 筆者らは下部土壌層について、いくつかの異なる環境の下での土壌生成作用をうけた多元土壌であるという立場をとった。この土壌はその生成時代から、全国的に観察される旧期クロスナ層（遠藤，1969）に対比されるものである。下部土壌層は灰白色の溶脱層および褐色の集積層で示されるポドゾール化作用を受けたことを意味する断面を持っていたり、あるいは暗褐色の腐植層となっていたりするが、このような土壌の産状は北海道では石狩海岸のほかに浜頓別や常呂海岸で観察することができる。道南および東北地方以南では、黒色腐植土（クロスナ層、クロツチ層）となっており、上述のような土壌断面は観察されない*。

サロベツや礼文島の砂丘帯における旧期クロスナ層相当層は、道南のそれに比べ腐植の集積が弱く、褐色をおびている。すなわち、岩内以南の道南砂丘地帯と石狩海岸平野以北の、サロベツ、礼文島、声間、浜頓別、常呂等の各砂丘地帯とでは、旧期クロスナ層相当の土壌層の性格において明瞭な差を認めることができる。このことは縄文中期～晩期に至る砂丘地における土壌生成が気候帯の差異に基づく影響をうけたことを物語る。

2) 縄文前期頃の縄文海進の海面高頂期頃に、紅葉山砂丘の母体をなす海成層が堆積し、続いて風成砂が累積していった。常呂砂丘のように沖積世砂丘の基盤に洪積世末期の低位段丘が確認できる場合もあるが、かりに紅葉山砂丘地帯で同時期のものがあるとすれば、支笏や恵庭などの噴出物に覆われているであろう。ここでは、阪口（1961c）のいうように洪積統は海蝕により削られ、円礫層の更に下、比較的浅いところにかくれているものと思われる**。

3) 石狩海岸平野の地形的特徴の1つは、広く砂丘のほとんど発達しない花畔砂堤列である。広い砂堤列をはさんで内陸側と海岸側に砂丘が発達する砂丘地帯としては千葉県九十九里浜があげられるが、そのほか、サロベツ海岸砂丘地帯、新潟砂丘地帯のように幅広い砂丘列

をなす砂丘地帯は大なり小なり同様な傾向を示す。これに対して砂丘列をなさない砂丘地帯では、砂堤列を欠いて、新・旧砂丘が直接おり重なっている。砂堤列は縄文海進が海退に転じた時に次々と浅海底が陸化してできたもので、その離水の時期はすでに砂丘の固定期に入っていた。石狩のような浜堤列を伴うタイプの砂丘地帯は、洪積世末期に現沖積面に近い高度で広い海成面ないしは河成面が形成され、しかも縄文海進後の穏やかな海退によって広大な浅海底が陸化しうのような地域であって、大河川の河口部などに多いように思われる。しかし、全国に広く認められるこのようなタイプの砂丘地帯の中核をなす浜堤列そのものの形成史については、未だ不明な点が多い。たとえば、浜堤列は海底のbar群が単純に離水したものとは考えにくい、ではどのような海面変動のタイプのもとで浜堤列に変化するのか、あるいは、浜堤列を構成する莫大な量の砂は海面高頂期にはどのような状況のもとにあったのか、その砂丘形成との関係はどうかといった問題がある。

4) 泥炭層は、花畔砂堤列地帯では気候の悪化期（約3000年前）に形成されている。一方、阪口（1961a, c）によると紅葉山砂丘より内陸の各泥炭地では5000～6000年前に泥炭の堆積が始まっている。本稿では、この両者が性格を異にするものかどうか検討しえなかった。

5) 縄文後・晩期頃以来の小海進が、擦文の頃、小海進に転ずると推定した。縄文後期から弥生にかけてやや低下していた海面が、古墳時代に現海面近くに回復するという北陸地方の例（藤，1971）をはじめ、砂丘地帯では1500～1000年前頃に小海進ないし新砂丘の形成のみられる地域が多い。擦文であればこの時代とよく符合するが、直接的資料がないので正確にはいえない。花畔砂堤列を切る石狩川氾濫原は一部段化しているが、この部分からは明確な遺跡あるいは鍵層を発見していない。もしこの部分から何らかの年代資料を得ることができれば石狩川がいつ花畔砂堤列を切る現河道をとることになったかが明確になるばかりでなく、石狩砂丘の下部砂層の形成期についても間接的に何らかの知見が得られる筈である。

6) 上部黒土層はかならず櫛前火山灰 Ta-a あるいは Ta-b と思われる火山灰を伴っているが、同火山の降下時にはある程度土壌形成が進んでいたと思われ、同火山灰の降下堆積によって砂丘が固定化し土壌生成が始まっ

* 重粘地グループ（1967）によれば、北海道北部では、成帯性のポドゾル性土壌が広く分布する。

** 最近、湊・藤原・熊野（1972）は、北海道の海岸平野における軟弱地盤の深度に関する論文を発表しているが、この論文では、紅葉山砂丘地帯にあってはいわゆる沖積層の基底が、全域にわたり深い位置に描かれている。

第1表 石狩海岸平野地形発達編年表

Yrs. B.P.	Cul- ture	紅葉山砂丘地帯	花畔砂堤列地帯	石狩砂丘地帯	海進・海退	気候変化 の推定*	火山活動**
1,000	Satsu- mon	上部黒土層 (火山灰) ?	上部黒土層 (火山灰) ?	石狩砂丘上部 上部黒土層 (火山灰)? 石狩砂丘 下部風成砂 石狩砂丘 下部海成砂	小海進?		Ta - a Ta - b
2,000	Epi- Jomon	下部 土壌層 生成	下部 土壌層 生成				
3,000	Latest	ボドゾール化	ボドゾール化			冷涼・湿潤	Ta - c
4,000	Middle		離水		海退		
5,000	Earlier	紅葉山砂丘 離水	砂 (沿岸 州)				
6,000	Earliest	細砂層 円礫層(礫州)			縄文海進期	温暖・乾燥	Ta - d
7,000							

* 阪口(1961b), 安田(1973), 五十嵐・熊野(1973)による。

** 佐藤博之ほか(1969), 山田忍(1958)による。Ta - a ~ dは樽前火山灰

たとはいえません。

謝 辞

この論文を書くにあたって、東京大学理学部地理学教室の阪口豊助教授には原稿を読んでいただき、多々御教示を賜わった。札幌市教育委員会の上野秀一氏には考古資料を提供していただき、さらに札幌大学文化交流研究所の木村英明講師には現地を案内していただくなど様々な便宜をはかっていただいた。学習院大学木越邦彦教授には年代測定をお願いした。また、丸中建設の諸氏には年代測定試料採集地点の高度測定をしていただいた。

これらの方々に深く感謝いたします。

引 用 文 献

- 赤松守雄 (1972) 石狩川河口付近の自然貝殻層。地質雑, **78** (5), 275—276.
- 遠藤邦彦 (1969) 日本における沖積世の砂丘の形成について。地理評, **42** (3), 159—163.
- 遠藤邦彦・上杉 陽 (1972) オホーツク海沿岸トコロ海岸平野の地形・地質。東京大学文学部考古学教室編 [北海道サロマ湖沿岸・常呂川下流域における遺跡調査], 493—504.
- 藤 則雄 (1971) 北陸の海岸砂丘の埋積腐植土層の編年とその生成環境。第四紀研究, **10** (3), 134—146.
- 五十嵐八枝子・熊野純男 (1973) 湧別市川遺跡周辺における沖積世の古気候変遷。湧別市川遺跡調査団・湧別町教育委員会編, 湧別市川遺跡, 99—106.
- 重粘地グループ (1967) 北海道北部の土壌。195 pp., 北海道開発局.
- 垣見俊弘 (1958) 五万分の一地質図幅「石狩」, および同説明書。地質調査所.
- 北川芳男・小山内熙・杉本良也 (1956) 五万分の一地質図幅「札幌」, および同説明書, 北海道立地下資源調査所.
- 北川芳男・赤松守雄・平川善祥・熊野純男・五十嵐八枝子 (1973) 石狩低地帯の後氷期の変遷。日本第四紀学会 1973 年度総会研究発表要旨, 第四紀研究, **12** (1), 25.
- 湊 正雄・藤原嘉樹・熊野純男 (1972) 北海道の海岸平野における軟弱地盤の深度。地質学論集, (7), 1—11.
- 中野尊正 (1951) 北海道の海岸低地。地理評, **24** (8), 11—19.
- 大島和雄 (1969) 紅葉山砂丘形成についての一考察。地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, (20), 11—18.
- SAKAGUCHI, Y. (1961a) Paleogeographical studies of peat bogs in northern Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. II, **7** (3), 421—513.
- 阪口 豊 (1961b) 北日本の完新世の気候変化。地理評 **34**, 259—268.
- 阪口 豊 (1961c) 石狩川下流部の地形発達。科学技術庁資源局資料第 37 号, 石狩川泥炭地域の地形と水害, 33—40.
- 佐藤博之・竹田輝雄・曾屋龍典・対馬坤六・山口昇一 (1969) 樽前火山灰 C 層の降下年代について。地質調査所北海道支所調査報告会講演要旨録, (20), 5—9.
- 上野秀一 (1967) 石狩砂丘遺跡の縄文中期土器編年。歴研月報, **14** (75), 12—14, 山形大学教育学部歴史学研究会・山教史学会.
- 上野秀一 (1968) 石狩砂丘遺跡について。歴研月報, **15** (81), 16—19, 山形大学教育学部歴史学研究会・山教史学会.
- 上杉 陽 (1972) 粒径頻度分布からみた風成砂・海成砂の諸特徴。第四紀研究, **11** (2), 49—60.
- 安田喜憲 (1973) 東北地方における後氷期後半の気候変化。地理評, **46** (2), 107—115.
- 山田 忍 (1958) 火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究。地団研専報, (8).
- 吉崎昌一 (1965) 縄文文化の発展と地域性, 北海道。[鎌木義昌編, 日本の考古学Ⅱ, 縄文時代, 462 pp., 河出書房, 東京], pp. 30—63.