九十九里浜平野の地形発達史¹⁾

森 脇 広²⁾

The Landform Evolution of the Kujukuri Coastal Plain, Central Japan¹⁾

Hiroshi MORIWAKI²⁾

The Kujukuri coastal plain, situated in the eastern part of the Kanto region, is one of the longest sandy ridge plains in Japan. This plain consists of sandy ridges, dunes, swales, abandoned barriers, abandoned lagoons and valley bottoms, which have been formed during the last 6,000 years. In this paper, the evolution of those landforms is discussed based on radiocarbon dates, humus horizons, archeological sites and historical data as well as on landforms and deposits. The results are as follows.

Sandy ridges are divided into three groups, named Sandy ridges I (abbreviated as **S_I**), II (**S_{II}**) and III (**S_{III}**) from older to younger, judging from the areal pattern and transverse profile. **S_I** was formed about 6,000 to 4,000 years ago. **S_I** is composed of abandoned barriers in the northern part, while of widely distributed sandy ridges more than 5 km in width in the southern part. **S_{II}** seems to have been formed about 4,000 to 2,000 years ago. The ridges of **S_{II}** converge at the both northern and southern ends of the plain. **S_{III}** has been formed mostly during the last 1,500 years, the width being 3 to 4 km at every part.

As to sand dunes, three stages of Older (**Do**), Middle (**Dm**) and Younger (**Dy**) are classified, on the basis of their distribution and humus horizons covering the sand dunes. **Do**, which is developed on the abandoned barriers of **S_I**, is mainly found in the northern half of the plain. **Do** was formed at the culmination of Holocene transgression about 6,000 to 5,500 years ago. Judging from the distribution and the stratigraphical relation to humus, some dune sands of **Dm** were derived from sands of **Do** at Yokaichiba, Yokoshiba and Higata, and the other dune Sands of **Dm** developed along sides of rivers were supplied from river beds. It is considered that both of them were formed during a short time from the Yayoi period (about 2,000 years ago) to the Kofun period (about 1,500 years ago). The destruction of woods by man seems to have played an important role in their formation. The destruction affected the sand supply into lower courses of rivers and the erosion of **Do**, resulted in the formation of **Dm** on the river sides and on the **Do** respectively.

As to humus, two horizons of Humus I (**H_I**) and Humus II (**H_{II}**) are classified. **H_I** is black to dark-brown in color and is observed only on the **S_I** and **S_{II}**. The thickness of **H_I** gradually becomes thinner seaward. It was formed about 6,000 to 2,000 years ago. **H_{II}** being light-brown, and irregular in thickness and is not distributed on **Dy**. As this humus is poorly developed, it is not observed even in some places of **S_I** and **S_{II}**. It was formed during last 1,500 years.

Valley bottoms in the Shimosa upland were lagoonal environment until about 3,000 years ago, then, they rapidly gave way to swampy condition.

The relations among the above-mentioned landforms, humus and relative sea-level change, and paleogeographic maps are shown in Figs. 7, 8 and 9.

1. ca. 6,000-5,500 years ago (early Jomon period)

1) 1978 年 9 月 20 日 受付

2) 東京都立大学大学院 Graduate Student of Tokyo Metropolitan University

The Holocene transgression equivalent to the Flandrian transgression, attained to the culmination, and valleys in the upland were drowned. As barriers **S_I** extended in the vicinity of the mouth of such drowned valleys, lagoons were formed. **D_o** began to form on those barriers by sand supply from the shore. It may be estimated that the relative sea-level at that time was +6 m above the present sea-level in the Kuriyama valley bottom.

2. ca. 5,500-4,000 years ago (early-middle Jomon period)

Relative sea-level was at a stillstand, or fell slightly. In the southern part of the plain, the shore prograded rapidly forming ridges of **S_I**, while in the middle and the northern parts, sandy ridges were not formed markedly, but a wide swale developed. **D_o** on the barriers in the northern part began to be fixed. As **S_I** of the southern part was fixed as soon as they emerged, dunes were not formed markedly, but **H_I** was formed on **S_I**. Lagoons in the upland were still in the environment of brackish water.

3. ca. 4,000-3,000 (late Jomon period)

After a slight falling, the relative sea-level stood or rose slightly. In this period, landward ridges of **S_{II}** were formed. Dunes were not formed, so that **H_I** was developed more and more. Valley bottoms in the upland were of brackish condition and gradually gave way to a fresh water condition.

4. ca. 3,000-2,000 years ago (latest Jomon period-Yayoi period)

Relative sea-level fell rapidly. It is most probable that this recession of the sea corresponds to the small recession of Yayoi period (about 2,000 years ago), which has been known in other regions, and it is possible that the relative sea-level fell below the present sea-level in the lowest stage. Seaward ridges of **S_{II}** were formed, but dunes have not still formed, and **H_I** was developed. Valley bottoms in the upland became swampy condition, where peats were accumulated.

5. ca. 2,000-1,500 years ago (Yayoi period-Kofun period)

It is known that relative sea-level rose slightly. It seems that there has been no marked advance of sandy ridges, or that they receded as the result that the erosion acted on the shore. **D_m** was formed at the end of this stage.

6. ca. 1,500-0 (Kofun period-the present)

Relative sea-level fell slowly. **S_{III}** was formed and **H_{II}** was developed on the ridges. **D_y** has been formed during the last about 300 years.

I. は じ め に

九十九里浜平野は海岸線の延長約 60 km, 幅約 10 km の, わが国では最大規模の面積を有する砂堤列平野である。この平野の形成に関しては従来様々な立場から論じられている。それは、大地震に伴う急速な隆起により平野が形成されたとする今村 (1925) の報告に始まる。その後、1950 年代に小笠原 (1952)、中野 (1956) が北部の樺海とその周辺の低地を形成史的な立場から、松井 (1952) が中央部の東金・片貝周辺で土壌学的な立場から平野の形成について論じている。また東木 (1926) の先駆的な研究のように、貝塚の研究から旧海岸線の位置を推定した例がいくつかある (清水, 1954, 1958 a; 江坂, 1972)。多田 (1964) はこうした報告に自らの調査結果を加え、包括的なまとめを行なっている。最近では、樺海西部において花粉学の立場から湿地の形成に関する報告 (辻・鈴木, 1977) や、横芝から松尾付近の地形・地質についての報告 (仲川, 1978) がなされている。

こうした研究は堤間湿地や旧潟湖のような湿地の研究を主要テーマとしていて、その他の地形要素である砂堤、砂丘に関する系統的な研究ではなかったし、そうした諸地形を全域にわたって総合的に論じたものではなかった。本平野にはそれらの諸地形を含む様々の地学現象が並存しているので、時間的変遷の立場から諸地形相互の関係を系統づけることが可能である。本論文の目的は、約 6,000 年前の縄文海進極相期以降に形成された九十九里浜平野の砂堤、砂丘、堤間湿地、谷底平野、旧潟湖の諸地形を、腐植層、¹⁴C 年代測定資料、遺跡、歴史資料を用いて編年し、本平野の発達史を考察することである。その一部については、すでに報告したが (貝塚ほか, 1979)、本稿ではさらに詳しく論じる。

ところで、海岸に平行に細長く延び、比高 1 ~ 数 m の凸状の高まりを呈する海浜地形は、砂堆 (小笠原, 1952; 松井, 1952; 多田, 1964)、砂堤 (中野, 1956)、砂堤列 (三位, 1966; 茂木, 1971)、浜堤砂丘列 (阪口, 1974)、砂丘列 (新潟古砂丘グループ, 1974)、外国では

beach ridge, sandy ridge (BIRD, 1968), sand ridge (RITCHIE, 1972), chenier (RUSSELL & HOWE, 1935) などと呼ばれている。本地域の細長くのびた砂の高まりは、後述するように、浜堤の集合体 (beach ridge system) と考えられる (MORIWAKI, 1977)。このような地形について本論文では砂堤 (sandy ridge) の語を用いる。

さて海岸平野において古くから論じられ、現在でも問題となっている砂堤、砂丘、バリア、堤間湿地の形成過程とその要因を考察する上で、九十九里浜平野は恵まれた条件をいくつか備えている。その第 1 は、下総台地の崖下から現在の海岸まで約 10 km の広い幅にわたって、砂堤列と堤間湿地列が 10 列以上分布していることである。砂堤は直接の汀線指示者であるので、汀線変化や海水準変動を容易にとらえることができ、しかも幅広く分布していることから、それらの変化を時系列的に詳しくとらえることが可能である。

さらに砂堤上には小規模ながらも数列の砂丘がみられる。場所によっては重っているところもあるが、これらの砂丘はほぼ並列して分布している。こうした砂丘は上記の汀線を直接指示する砂堤と緊密な関係にあることから、その形成と汀線変化や海水準変動との関係を論じることができる利点がある。

第 2 は、平野の南端、一宮川流域において数段の明瞭な段丘地形がみられることである。周知のように房総半島南部では完新世の海成段丘が何段もあり、しかも最高位面の標高は 25 m にも達し、わが国では最大の隆起量が記録されている地域である。そうした段丘は半島北方へは一宮川流域まで追跡することができ、そこでは九十九里浜の砂堤列の形成と関係づけてとらえることができる。第 2 の点の一宮川周辺の形成については別稿に譲り、本稿では主に第 1 の問題について述べる。

II. 周辺地域の概観

九十九里浜平野の内陸側には、南部では丘陵が、中部から北部にかけては下総台地が分布する。茂原から南にかけての丘陵は、南東方向に古くなる単斜構造をなす鮮新・更新統の上総層群よりなり、茂原から八日市場付近の台地では上総層群最上部の笠森層とこれをおおう上部更新統の成田層および関東ローム層よりなる (成瀬, 1959)。北部の旭、飯岡周辺の下総台地には、鮮新・更新統の飯岡層が主に露出し、その上位には上部更新統の豊里層および関東ローム層が不整合に堆積している

(MATOBA, 1967)。下総台地面はほぼ下末吉面に対比され (町田, 1973)、その高度は、南部では茂原の北で約 100 m、東金付近で約 60 m となり、北東への傾動が認められている。また北部では飯岡付近で、約 60 m、栗山川流域で約 40 m となり西方への傾動が認められるとともに、栗山川流域は霞ヶ浦沈降帯の一部をなし (貝塚, 1974)、本地域の台地の中では最も低い地帯となっている。このように本地域は関東造盆地運動の周縁地帯にあたり、第四紀後半における隆起地域となっている。

本平野に流入する主な河川は北から新川 (台地内の流域面積, 18 km²)、栗山川 (250 km²)、木戸川 (51 km²)、作田川 (65 km²)、真亀川 (22 km²)、南白亀川 (34 km²)、一宮川 (170 km²) などがあるが、いずれも低い丘陵または台地に源を発し、しかも流域面積の小さな河川で、平野を形成するのに十分な堆積物の供給源とはなっていない。一方本平野の沖には、比較的大陸棚が発達し、最近北部で調査された沿岸海域地形図 (国土地理院, 1977) によると、20 m の等深線が現在の海岸より 5~10 km 沖を通り、1000 分の 2 ないし 4 の緩勾配で、遠浅の海底地形が広がる。

III. 砂堤列と砂丘列の形成

1. 分布・形態よりみた砂堤列と砂丘列の特徴

i) 砂堤列

a) 平面形態

縮尺約 2 万分の 1 の空中写真判読および現地調査から、本平野は Fig. 1 に示したような諸地形、すなわち砂堤、砂丘、堤間湿地、谷底平野、旧潟湖、自然堤防に分類することができる。成因的にみると、砂堤と区分したところは飯岡の北から八日市場・横芝に延び、台地内の谷底平野を閉塞する最奥部のバリアの離水したものと³⁾、それ以外の砂堤に分けることができる。前者のバリアは、一般には、沖浜において海岸にほぼ平行に細長く延び、背後に入江や湾を伴い、砂または礫よりなる地形で、barrier beach, barrier island, barrier spit, bay barrier, barrier chain 等の地形を総称した語である (PRICE, 1951; SHEPARD, 1952; BERNARD & LeBLANC, 1965; BIRD, 1968)。これが離水したものが旧バリア (abandoned barrier) である。九十九里浜平野ではこの旧バリアは、他の砂堤と規模は変わらないが、背後に樺海、栗山川の旧潟湖を伴い、しかも横芝、八日市場、干潟ののる旧バリアの海岸側には 2 km 程の広い湿地が分

3) 小笠原 (1955) もこの内陸の旧バリアを砂堤と区別し、砂嘴としている。ただ、現在の海岸から約 1 km 以内の砂堤も砂嘴に含めているが、これは内陸の砂嘴とは成因が異なり、砂堤上に砂丘がのる地形である。

Fig. 1. Geomorphological map of Kujukuri coastal plain.

a: Upland and hills, b: Sandy ridges I (S_I), c: Sandy ridges II (S_{II}), d: Sandy ridges III
 Natural levee, i: Swale, valley bottom, abandoned lagoon, abandoned channel and flood
 Middle and Late Jomon period, m: Late Jomon period, n: Middle, Late and Latest Jomon
 of Education of Chiba Prefecture (1970), A: Iidaka shell mound, B: Shukuige s. m., C:
 Sanbu-Ubayama s. m., I: Sarugo s. m., J: Gongendai s. m., K: Bushou s. m., L: Ono s.
 m., R: Ishigami s. m., S: Ichinomiya s. m., T: Kami s. m., U: Uwaya s. m., V: Hirosemi-
 sections in Fig. 5, X—Y: Location of the transverse profile in Fig. 3.

布している。そうした旧バリア前後の広い湿地は、次に述べる砂堤間の湿地とは異なり、潟湖が離水したものであることを示し、その間の凸状地形はバリアの離水した旧バリアと考えられる。干潟から旭にかけての旧バリアの海岸側には広い湿地はなく、砂堤が連続するが、こうした場所では、旧バリアの形成後、すぐその海岸側に砂堤が付加していったものである。

これに対し、平野の大部分を占める砂堤は、いくつかの証拠から現在の海面下にみられるようなバーが離水したものではなく、浜堤の集合体である。堤間湿地は、今村 (1925) も一宮川の河口付近の河道の方向から推測しているように、沿岸流の流れの方向に折れ曲って海岸線に平行に走る河道の跡を起源としているものが大部分を占めると考えられ、Fig. 2 に示したような過程で形成されたものと考えられる (MORIWAKI, 1977)。

すなわち、第 1 の段階では、海浜に浜堤 (図の b) が

形成され、その背後には河道 (c) が沿岸流の方向に支配されて海岸線に平行に走る (1)。次に PsUTY (1967) などによって示された過程で浜堤を付加しながら海浜が前進していく (2)。次には新しい浜堤と古い浜堤群の間に、新しく海岸に平行な河道が形成され、以前の河道は放棄され、堤間湿地 (S) となる (3)。こうして新しい河道と古い河道すなわち堤間湿地との間に複合浜堤群 (compound beach ridge system) ともいふべき砂堤 (sandy ridge) が形成される。ただし、本平野の砂堤上には顕著な浜堤を認めることは難しい。この理由は、浜堤が細粒の砂からなり、礫堤ほどには高まりをつくらないこと (King, 1972) に加え、風成砂におおわれたり、また、耕地化されたことによって人工的に平坦化されてしまったことにあると思われる。

この平野にある 10 数列の砂堤は曲率、規模、堤間湿地の発達度合より 3 群に区分できる。これらを内陸から海

(S_{III}), e: Older sand dune (Do), f: Middle sand dune (Dm), g: Younger sand dune (Dy), h: plain, j-n: Location of prehistorical remains, j: Early Jomon period, k: Middle Jomon period, l: period, A-V: After Shimizu (1954, 1958a), Ichinomiya town (1964), Mobara city (1966), The Board Yappe s. m., D: Kidodai s. m., E: Ushikuma s. m., F: Konosu s. m., G: Takayagawa remains, H: m., M: Yamaguchi s. m., N: Kutsukake s. m., O: Kayano s. m., P: Shimoota s. m., Q: Shibuya s. tsuzuka s. m., No. 1-29: Location of columnar sections in Fig. 4, M 1-M 12: Location of columnar

Fig. 2. A schema of sandy ridge formation.

b: Beach ridge, s: Small swale, C: Channel parallel to the shore, fb: Former beach ridge, B: Sandy ridge (beach ridge system), S: Swale.

岸に向って第Ⅰ砂堤群 (略称S_I), 第Ⅱ砂堤群 (S_{II}), 第Ⅲ砂堤 (S_{III}) 群とする。

第Ⅰ砂堤群: 東金以北では, 河川沿いに比較的広い数

列の砂堤がみられるほかは, 樺海や台地内の谷底平野の旧潟湖を背後にいただく比較的幅の狭い旧バリアが主体をなす。この旧バリア背後の栗山川の谷底には, 2ヶ所

に、外洋に面した第Ⅰ砂堤群とは様相を異にする数列の砂堤とトンボロが認められる。その形成期は谷底を塞ぐ旧バリアのそれに近いもので、第Ⅰ砂堤群に含まれると考えられる。第Ⅰ砂堤群は、北部では、第Ⅱ砂堤群と幅約2 kmの広い堤間湿地で境されるが、北端の飯岡付近では各砂堤群は収斂し、境界は不明瞭となる。

東金以南の南部地区は北部とは対照的に幅約5 kmの広い第Ⅰ砂堤群がみられ、全砂堤群の幅の約半分を占める。南端の一宮川流域では、第Ⅰ砂堤群は比高5~10 m程河川で刻まれ顕著な段丘地形を認めることができる。

第Ⅱ砂堤群：第Ⅰ砂堤群とは異なり、中・北部で広く発達している。特に中央部では各砂堤は結合し、幅4 kmにも達する広い砂堤群を形成しており、第Ⅲ砂堤群の数列の狭い砂堤列とも明瞭に識別できる。南部では1~2 km以下の幅と狭くなっているが、消滅はせず、南端の海成段丘に連続する。第Ⅲ砂堤群とは、そうした発達規模・パターンの他に、中央部付近で認められるような幅1 km程の比較的広い堤間湿地で境されることから区別できる。

第Ⅲ砂堤群：全域を通じて幅は3~4 kmと一定しており、他の砂堤と比較して変化は少ない。

こうした各砂堤群の発達度合の違いは、それらの描く弧の半径の違いにも反映している。すなわち、第Ⅰ砂堤群の描く弧を円弧半径で近似させると、曲率半径は約32 km、第Ⅱ砂堤群および第Ⅲ砂堤群はそれぞれ36 km、40 kmとなり、海岸方向に向って段階的に増大している。

b) 断面形態

各砂堤群が最もよく分化している平野中央部の東金から片貝に至る線でレベル測量を行ない、地形断面図を作成した (Fig. 3)。この図から明らかなように、2ヶ所の傾斜変換部により本平野は3群の砂堤群に区分される。それぞれ平面形態より区分した第Ⅰ、第Ⅱ、第Ⅲの各砂堤群に対応している。

この断面での第Ⅰ砂堤群は3列の砂堤と、段丘崖下より0.5 km付近から2 kmまでの幅約1.5 kmの広い堤間湿地の分布する地帯である。標高は堤間湿地が約+6 m、砂堤が約+7 mで、全体としての傾斜はほとんど水平に近い。第Ⅱ砂堤群は幅約2 kmの広い砂堤で、厚さ0.5~1.5 mの砂丘砂におおわれている。砂堤の標高は5.5~6 mである。第Ⅲ砂堤群は約2 kmの幅に7列の狭い砂堤から構成されている。砂堤の標高は+3 m以下で、背後の第Ⅱ砂堤群とは約3 mの比高がある。現在の海岸には標高約+3 mの砂丘が形成されている。以上の全砂堤群の砂丘砂におおわれない砂堤と堤間湿地との比高は0.5 mから2 mの範囲内にある。

ii) 砂丘

本地域に分布する砂丘は、現在の海岸の狭い地帯を除けばすべて植生におおわれ、固定された砂丘である。比高は10 m以下で小規模なものが多い。砂丘は一般には供給源から風下に堆積した風成起源の砂粒からなる地形と定義されている (FAIRBRIDGE, 1968)。単に風成砂が薄くおおっている場合は砂丘とは呼ばないが、ここでは風による砂の移動した時期が存在したか否かという観点から、風成砂からなる比高1~2 mの小起伏の地形も砂丘として Fig. 1 に示した。本地域で砂堤と Fig. 1 に分類した場所では、風成砂はほとんどないか、あるとしても1 m以内なので、風による砂の移動期・固定期の区別を重視する立場に立ち、1~2 m厚さの風成砂があれば、それは移動期の存在を示すと考えたからである。なお、風成砂と砂堤砂の区別は後述する化石生痕の有無から主に判断した。

そうした砂丘はある特定の場所に分布し、特定の形成環境が存在したことを示している。すなわち、分布状態や後述する腐植層との関係からそれらは3群に区分することができる。内陸からそれぞれ古期砂丘 (略称 **Do**)、中期砂丘 (**Dm**)、新期砂丘 (**Dy**) とする。

Fig. 3. Transverse profile in the central part of the Kujukuri coastal plain
1: Upland, 2: Sandy ridges I, 3: Sandy ridges II, 4: Sandy ridges III, 5: Peat, 6: Shell. The location of the profile is shown in Fig. 1.

古期砂丘は北部の横芝, 八日市場, 干潟, 旭に主に分布し, 第 I 砂堤群の旧バリア上に形成されたものである. この北部にみられる砂丘は比高 5~10 m, 幅 0.2~1 km でこの旧バリアに沿って細長く延びる. 南部では発達が悪く, 一宮や茂原付近に 2~3 m の比高をもった砂丘が砂堤に平行して若干分布しているにすぎない. 大網の東側の第 I 砂堤群上にみられる砂丘は次の中期砂丘によって構成されている.

中期砂丘は第 I 砂堤群 および 第 II 砂堤群上に分布する. 本砂丘は平野を横切る河川ぞいの河畔砂丘と, 古期砂丘を局部的におおっている砂丘の二種類のタイプがある. 両者とも後述する腐植層との関係から古期砂丘との分離が可能である. なお, Fig. 1 で古期砂丘と区分された場所には, 厚さ 2~3 m の中期砂丘砂が古期砂丘砂をおおっている場合が多い. 中期砂丘は第 III 砂堤群上には分布していない. 新川, 作田川, 栗山川沿いにおいて

Fig. 4. Columnar sections

A: Sand, B: Silt and clay, C: Peat, D: Humus II, E: Humus I, F: Pumice, G: Pipe-like burrow (trace-fossil of *Ocyropsis simpsoni*), H: Light-colored spot (trace-fossil of *Excirolana chiltoni japonica*), I: Shell, Do: Olders and dune, Dm: Middle sand dune, Dy: Younger sand dune, •: ^{14}C dating point, a: $1,880 \pm 90$ y. B. P. (GaK-5360), b: $5,520 \pm 120$ y. B. P. (GaK-5359), c: $2,490 \pm 130$ y. B. P. (GaK-6431), d: $2,190 \pm 150$ y. B. P. (GaK-7029), I: Sandy ridges I, II: Sandy ridges II, III: Sandy ridges III. The location of the sections is shown in Fig. 1.

「自然堤防状の高みと砂丘」と多田 (1964) によって報告された地形はこの河畔砂丘であると考えられる。この河畔砂丘は現在の河川の左岸つまり北岸側において発達がよく、特に左岸と右岸の砂丘の規模の違いが顕著なのは作田川と木戸川である。一般に右岸の砂丘は比高が 2 m ないし 3 m 以下で低いのに対し、左岸は栗山川河岸にみられるように比高 5 m 以上におよぶ砂丘も認められる。また古期、新期の砂丘の尾根は現海岸線に平行または斜行して直線的に連なっているのに対し、河畔砂丘のそれは海岸線に直角方向に連なり、しかも栗山川左岸には直径約 0.2~0.3 km の円弧をなす砂丘の尾根も認められる。

新期砂丘は現在の海岸沿いに平行につらなる最も新しい砂丘で、第Ⅲ砂堤群の一部を構成する海岸沿いの砂堤上に 0.5~1 km の幅で細長く分布している。作田川以北では比高 10 m 近くに達する砂丘もあり、北部の方が南部より規模が大きい。南部では一宮川の南で現在の海岸より一列内陸にある比高約 6 m の砂丘を除いては、いずれも比高 2 m ないし 3 m の低いものしかみられない。

2. 構成物質と形成期

i) 構成物質

九十九里浜平野は隆起地域にあたっているため、河川沿いは下刻され直接砂堤・砂丘の構成物質が観察できる。ここではそうした場所での観察に加え、土木工事によって掘られた数ヶ所の露頭断面やハンドオーガー・検土杖による試錐を行なった結果から構成物質について述べる (Fig. 4)。砂堤と堤間湿地との比高はほとんどの場合 2 m 以下であるから、砂丘砂のおおっていない場所では砂堤の構成物質は比較的容易に観察できる。

砂堤堆積物は一般にはラミナのよく発達する均質な中・細粒砂からなる。第Ⅰ・第Ⅱ砂堤群では、上位に 0.5~1 m の範囲でパイプ状生痕を伴う砂層をいたるところでみることができる。その下位には白斑状の生痕がしばしば認められる。前者のパイプ状生痕は後浜付近に生息するスナガニ (*Ocyropsis stimpsoni*) の掘った穴の跡と考えられ (MORIYAKI, 1977)、後者の白斑状生痕は潮間帯に生息するとヒメスナホリムシ (*Excirolana chiltoni japonica*) の生痕である (菊地, 1971)。両者の上下関係はどこでも変わらず、筆者はこれらの生痕の存在とその

位置関係を、潮間帯から後浜の堆積物が砂堤を構成しているという理由の有力な証拠の一つにした (MORIYAKI, 1977)。こうした海浜堆積物中には柱状断面 No. 2 (Fig. 4) のように 1~2 mm の粒径の漂着した軽石粒がみられるところもある。これらの下位には貝殻を含む砂層が認められる。

堤間湿地堆積物は次の特徴をもつ。東金から八日市場にかけての第Ⅰ砂堤群の海側の広い堤間湿地には泥炭が認められるのに対し、それより海側の多くの狭い堤間湿地はほとんど泥炭はなく、泥質砂からなっている。例えば東金の東の No. 4 (Fig. 4) の露頭では、1~2 m の厚さの泥炭が旧河道を埋積するように堆積している。これに対し、No. 24 (Fig. 4) では、黒泥質砂層が若干認められるのみで、泥炭はみられない。

砂丘砂は一般に厚さ 10 m 以下で、均質な中・細粒砂からなるが、細かくみれば、各砂丘ごとに粒径は異なる。すなわち、数地点の砂をふるいで粒度分析した結果、古期砂丘砂は、No. 19 地点で平均値 2.20ϕ 、標準偏差 0.70ϕ 、No. 20 地点で平均値 2.36ϕ 、標準偏差 0.70ϕ 、これをおおう中期砂丘砂は No. 19 地点で平均値 2.30ϕ 、標準偏差 0.52ϕ 、No. 20 地点で平均値 2.54ϕ 、標準偏差 0.59ϕ となり、下位の古期砂丘砂よりも細粒で、淘汰もよい。また No. 12 地点およびそこから約 1 km 南東の地点の河畔の中期砂丘砂はそれぞれ平均値が 2.83ϕ 、 2.78ϕ 、標準偏差が 0.24ϕ 、 0.39ϕ で上記の古期砂丘砂はもちろ、その上にある中期砂丘砂より細粒でかつ淘汰がよい。No. 18 地点の新期砂丘砂は平均値 2.72ϕ 、標準偏差 0.41ϕ である。

ii) 形成期

第Ⅰ砂堤群背後にある椿海東部の No. 22 地点において、地表面 (標高約 +4 m) 下 70 cm から採取した貝殻⁴⁾の年代は $5,520 \pm 120$ y. B. P. (GaK-5359) であった (Table 1)。また椿海西端では、海成完新世層の最上部 (干潟層下部⁵⁾の上端)の年代が約 6,000 年前、上位の泥炭質シルト (干潟層上部)の年代が約 5,500 年前と報告されている (辻・鈴木, 1977)。このように縄文海進が極相に達したのはほぼ 6,000 年前で、他地域で一般に認められている年代 (例えば星野, 1967) と一致する。椿海を閉塞する旧バリアの堆積物は海浜成であるから、背後の潟湖の海成層 (干潟層下部) とは指交関係にあ

4) 貝殻の種類はマガキ *Ostrea gigas*, ハマグリ *Meretrix lusoria*, アサリ *Tapes japonica*, シオフキ *Macra veneriformis* である。

5) 辻ほか (1976) によって、干潟層は椿海低地帯の沖積層で、下部の海成層が干潟層下部、上部の陸成層が干潟層上部と定義されている。

Table 1 Data on radiocarbon dates

Loc. No.	試料採取地	地 形・地 層	測 定 試 料	試料採取高度 (m)	測 定 値 (y. B. P.)	測 定 番 号	出 典
22	海上町琴田	旧潟湖(樁海)(干潟層下部)	貝殻(マガキ, アサリ, シオフキ)	+3	5,520±120	GaK-5359	
31	八日市場市	旧潟湖(樁海)(干潟層上部)	泥炭質シルト	+4	5,470±110	GaK-5563	辻・鈴木 (1977)
32	干潟町	旧潟湖(樁海)(干潟層下部)	貝殻(オオノガイ, アサリ)	+2.3	5,940±180	GaK-6030	〃
〃	〃	〃	〃 (アサリ)	+2.9	6,100±190	GaK-6031	〃
33	八日市場市	旧潟湖(樁海)(干潟層上部)	泥 炭	+4.5	3,660±120	GaK-6273	〃
30	多古町	谷底平野	泥炭質砂	+4	3,470±120	GaK-6275	辻ほか (1977)
29	横芝町	谷底平野	独木舟	+2	3,070±120	N37-b	渡辺 (1966)
4	東金市	堤間湿地(泥炭層)	木 片	+5	1,880± 90	GaK-5360	
6	九十九里町 西野	第Ⅱ・第Ⅲ砂堤 群境界付近(貝層)	貝殻(チョウセン ハマグリ)	-1	2,490±130	GaK-6431	
10	九十九里町 小関	第Ⅱ・第Ⅲ砂堤 群境界付近(貝層)	貝殻(チョウセン ハマグリ)	-1	2,190±150	GaK-7029	

り、約 6,000 年前にはこのバリアの一部は形成され、完全に樁海が閉塞されたのは約 5,500 年前ごろであったと考えられる。

これ以後北部では砂堤の前進が開始されるわけである。

こうした砂堤上には貝塚がいくつかある(清水, 1954, Fig. 1)。第Ⅰ砂堤群上に立地しているのは、大網白里町の上貝塚にある縄文中・後期の上貝塚(T)、および縄文後期の上谷貝塚(U)である。第Ⅱ砂堤群には東金市広瀬に縄文後期の広瀬三塚貝塚(V)がある。木戸川河岸の No. 11 地点では腐植層基底から加曽利 B 式(縄文後期)の土器片を筆者も発見した。このように、第Ⅰ砂堤群はおそくとも縄文中期には形成されており、第Ⅱ砂堤群の台地側の一部はおそくとも縄文後期には形成されていた。

また現海岸より約 2.7 km 内陸にある真亀川河岸の No. 6 地点では、標高 -1m 付近で採取した貝殻⁶⁾を ^{14}C 年代測定した結果、 $2,490 \pm 130$ y. B. P. (GaK-6431) という年代が得られた。さらに現海岸から約 2.5 km 内陸にある作田川の No. 10 地点の標高約 -1 m か

ら採取した貝殻⁷⁾の ^{14}C 年代は $2,190 \pm 150$ y. B. P. (GaK-7029) で、No. 6 地点の結果とはほぼ同じ年代が得られた。年代測定した貝殻を含む貝層はチョウセンハマグリ *Meretrix lamarckii* を主体としたもので、その生息深度が現在の九十九里海岸では平均海面下 5 m 付近に集中すること(海老原ほか, 1970)および砂堤の高度から判断すると、約 2,200~2,500 年前の汀線は第Ⅱ砂堤群と第Ⅲ砂堤群の境界付近にあったことになる。この結果は遺跡の分布からみた砂堤の形成期とは矛盾しない。

第Ⅲ砂堤群には四天木や柏田において土師器が出土しているが(清水, 1954)、これより古い時期の遺跡・遺物は発見されていない。第Ⅲ砂堤群は古墳期に陸化を開始したといえよう。

近世における海岸線の位置は海岸に近い芝地の新田開発に伴う絵図より推定できる。享保 20 年(A. D. 1735 年)の豊海卯高入、同じ享保 20 年の片貝村卯高入の絵図(九十九里町誌編集委員会, 1975)から、九十九里町での当時の海岸線は現汀線より約 400 m 内陸にあったと推定される(Fig. 3)。中央部においてはこのように最

6) チョウセンハマグリ *Meretrix lamarckii*, キサゴ *Umbonium costatum*, ナミノコガイ *Donax cuneatus*.

7) チョウセンハマグリ *Meretrix lamarckii*.

Fig. 5. Cross sections for humus in the central part.

A: Humus II, B: Humus I (Lower part below a broken line is B horizon), C: Beach sand. The location of the cross sections is shown in Fig. 1.

近も急速に海岸線は前進しているが、周辺部では少なくとも近世後半以降は前進は緩慢であるか、または飯岡、旭の海岸でみられるように後退している（青野，1957；KOIKE 1977）。全体としては海岸は平滑化の方向に向っているといえる。

3. 砂堤・砂丘と腐植層との関係

i) 腐植層

砂丘内に埋没した腐植層から完新世の砂丘の形成期・固定期を論じた報告は数多い（例えば、市瀬，1962；遠藤，1969；多田ほか，1971；藤，1971；角田，1975）。本平野にも2回の形成期に作られた腐植層をみとめることができる。古い方を第Ⅰ腐植層（略称 **Hi**），新しい方を第Ⅱ腐植層（**Hii**）とする。第Ⅰ腐植層は黒～黒褐色で、腐植化が進み、締っている。厚さは0.5～1mで一般に一定しており、下部には黄褐色の土壤層（B層）がみとめられる場合が多い。土色帖（小山・竹原，1967）によって約30ヶ所の地点で調べた第Ⅰ腐植層の色調は、湿った状態で10 YR 1.7～2/1～3、乾燥状態で10 YR～2.5 Y 2～4/1～3である。第Ⅱ腐植層は黒～淡褐色まで様々に腐植化は進んでおらず、未発達な土壤層である。第Ⅰ腐植層よりも柔らかく、厚さは一般に薄い一定していない。

これらの腐植層の時系列的な変化をみるために、平野中央部の大網から片貝にかけての地区で検土杖による腐植層調査を行なった（Fig. 5, 位置は Fig. 1）。その結果第Ⅰ腐植層の分布の海側の境界はM-9地点とM-10地点の間にあることがわかった（Fig. 5）。これは第Ⅱ砂堤群と第Ⅲ砂堤群の境界にあたる。このころの海水準の急速な低下（いわゆる弥生の小海退）につづくその後の小海進により第Ⅰ腐植層の海岸側の一部が侵食されたために、第Ⅰ腐植層と第Ⅱ腐植層の分布の境界が生じたものと考えられる。

ii) 砂丘の形成

古期砂丘はすでに述べたように旧バリア上に形成さ

れ、第Ⅰ腐植層におおわれている。その形成年代はこの旧バリアと背後の旧潟湖の年代から判断して、約6,000年前から5,500年前の北部の海岸線の停滞していた時期に、海浜からの砂の供給により形成されたものと考えられる。

中期砂丘は先述のように河畔砂丘として形成されたものと、古期砂丘とその上の第Ⅰ腐植層をおおっているものがある。前者は一般にヒメスナホリムシおよびスナガニの生痕を含む海浜砂層の直上に認められる第Ⅰ腐植層をおおう。ただし、風成砂が2m程の厚さしかない場合もここでは砂丘としているので、そのような場合は風成砂が腐植化し、例えば Fig. 5 のM-4, 5, 6地点のように風成砂が認められないこともある。この河畔砂丘の分布の東限は第Ⅰ腐植層の海側分布限界とほぼ一致し、第Ⅱ砂堤群から第Ⅲ砂堤群への移行期の短期間に形成されたと推定される。

さらに古期砂丘上にある中期砂丘は、次の理由から古期砂丘が風蝕された砂を供給源として形成された可能性が強い。すなわち、八日市場（Fig. 4 のNo. 19）、干潟（No. 20）などにみられる中期砂丘は当時の河川とは離れた位置にあり（Fig. 1）、しかもこの砂丘と栗山川や新川との間には中期砂丘はみられないことから考えて、砂は河原から供給されたものでないことは明らかである。中期砂丘形成時の汀線は先に述べたように第Ⅱ・第Ⅲ砂堤群の境界付近にあり、当時の海浜から八日市場、干潟の古期砂丘のところまで約5kmも離れ、しかもその間には河畔砂丘以外の中期砂丘は認められない。このことは、古期砂丘の上にある中期砂丘は海浜からの砂の供給によって形成されたものではないことを示している。

ところで、本地域の砂丘の形成、固定については、砂の供給、移動の諸条件の変化が問題となる。これらの供給、移動の諸条件の変化に影響を及ぼす要因としては、地殻変動、海水準変動、気候変化、人為などが考えられるので以下に検討する。

急激な地盤の上昇によって海浜が拡大したため砂丘が形成された例は、元禄地震の際に房総半島南端の平砂浦で生じている(千葉県農地農林部林務課, 1958)。本地域でも地殻変動によって地盤が急激に隆起したとする見解はみられ(今村, 1925), 事実縄文海進極相期の相対的海水準高度が +10 m 付近にあることからみても地震性地殻変動による急激な隆起があったことは十分考えられる⁸⁾。しかし, 中期砂丘は海浜起源のものではないので, その形成を急激な隆起による海浜の拡大にもとめることは困難である。

次に海水準変動が砂丘の形成に影響を及ぼしたであろうことはすでに多くの場で議論されている(例えば井関, 1975; 藤, 1975)。中期砂丘のの第Ⅱ砂堤群の最も海岸側の砂堤の年代が約 2,500~2,200 年前を示すことや, 南部の一宮川流域の沖積段丘と第Ⅱ砂堤群との関係から, 第Ⅱ砂堤群形成後に若干の海退とその後の海進を推定することができる。この小海進の極相期と中期砂丘の形成期はほぼ一致する。この時期は砂堤と砂丘との位置関係から弥生期以降古墳期に当ると考えられる。このことは海水準上昇期に上流からの土砂供給の増大または氾濫原の拡大が行なわれた結果, 河畔へ風成砂が供給されたことを推定させる。

Fig. 6. Subsurface cross sections in the Kuriyama valley bottom.

A: Paddy soil, B: Clay and silt, C: Sand, D: Peat, E: Shell.

しかし八日市場, 干潟などでの古期砂丘砂を供給源とする中期砂丘の存在が示すように, 中期砂丘を侵蝕する要因——気候変化, 人為作用——を考える必要がある。椿海における辻・鈴木(1977)の花粉分析結果によれば, 中期砂丘形成期は花粉帯Ⅲ帯(*Cryptomeria-Quercus* 花粉帯)からⅣ帯(*Pinus-Cryptomeria-Gramineae* 花粉帯)への移行期にあたり, Ⅳ帯は人為的な周辺森林の破壊と低地における水田耕作の性格を多分に示しているという。本地域の台地上には多数の古墳が存在している(千葉県教育委員会, 1970)し, 筆者自身も第Ⅰ・第Ⅱ砂堤群中から土師器片をしばしば発見した。本地域においてこの時期の気候変化に関する資料はほとんどないので, 気候

Fig. 7. Schematic profile in the Kujukuri coastal plain.

A: Place without river side, B: River side, 1: Sand, 2: Dune sand, 3: Clay and silt, 4: Pipe-like burrow (trace-fossil of *Ocyrode stimpsoni*), 5: Light-colored spot (trace-fossil of *Excirolana chiltoni japonica*), 6: Shell, 7: Peat, 8: Humus I, 9: Humus II, 10: Wood, I: Sandy ridges I, II: Sandy ridges II, III: Sandy ridges III, Do: Older sand dune, Dm: Middle sand dune Dy: Younger sand dune.

8) 羽鳥(1977)によると, 本地域一帯をおそった津波の波源解析からみて, 1677年の延宝津波の波源は外房沖にある可能性が強いという。このころ, 本地域では地震隆起の記録はないが, 本地域沖でも過去に地震のあった可能性の強いことに注目しておきたい。

Fig. 8. Chronological map (A) and time-space diagram (B).

a: Clay and silt, b: Sand, c: Peat, d: Humus I, e: Humus II, f: Shell, g: Pipe-like burrow (trace-fossil of *Ocyropsis stimpsoni*), h: Light-colored spot (trace-fossils of *Excirrolana chiltoni japonica*), * After Tsuji and Suzuki (1977).

変化の影響も無視できないが、現在の段階では上記の理由から、この時期の人為作用の拡大にともなって森林が破壊され、新しい植生が回復するまでの短期間に中期砂丘が形成されたものと考えたい。こうした森林破壊は周辺台地および古期砂丘の裸地化をうながし、前者は河川への多量の物質の供給をもたらして河畔砂丘を形成し、後者は古期砂丘の風蝕をうながして中期砂丘を形成した可能性の強いことを指摘しておきたい。この中期砂丘の固定についてはマツなどの新しい植生の回復によるものと考えられるが、今後の詳しい調査にまちたい。

新期砂丘は絵図等の古文書による旧海岸線の位置から推して、近世以降に海浜からの砂の供給によって形成された。この時期の砂丘の形成要因については、最近の人為的な影響が十分に考えられるが、詳細については今後

検討する必要がある。

IV. 谷底平野の形成

本平野周辺の台地上には縄文前期から晩期までの貝塚が多数分布している (Fig. 1)。清水 (1958) は栗山川谷底平野周辺においてこれらの貝塚の編年と貝殻の種類から谷底平野の環境変化を論じ、縄文早期～前期の海水準高度を+8～+10 m、中期のそれを+8 m、後期の加曾利B式の時代のそれを+5 m～+6 m、安行式のそれを+5.5 mにあったと推定した。今回筆者はこれらの考古資料に以下に述べる低地の地形・表層地質の資料を加えて台地内の谷底平野の形成を考えてみたい。

栗山川沿いおよびその支流^{かしあて}借当川の谷底において数本のオーガーボーリングと河川沿いの露頭調査を行なっ

Fig. 9. Paleogeographic maps during the past 6,000 years.

1: Early Jomon period (ca. 6,000-5,500 y. B. P.), 2: Early-Middle Jomon period (ca. 5,500-4,000 y. B. P.), 3: Late Jomon period (ca. 4,000-3,000 y. B. P.), 4: Late Jomon period-Yayoi period (ca. 3,000-2,000 y. B. P.), 5: Yayoi period-Kofun period (ca. 2,000-1,500 y. B. P.). A: Upland, B: Barrier, sandy ridge, C: Sand dune, D: Embayment, lagoon, E: Swamp, F: Sea, G: Present shoreline. The bold line indicates a former shoreline.

た (Fig. 6). 上流の No. 25 と No. 26 地点では厚さ 3 ~ 4 m の未分解の泥炭が堆積しているが、河岸に沿った No. 27 地点ではその厚さは約 1 m と薄くなる。この泥炭層の下位には青灰色の泥層がみられ、この中には高師小僧や植物の茎が混入している。多古町島の No. 30 地点ではこの泥層と泥炭層の境界付近の層準で独木舟が出土し、それと同層準の泥炭層の年代は $3,470 \pm 120$ y. B. P. (GaK-6275) であるという (辻ほか, 1977)。さらに下流の No. 29 地点付近の高谷川遺跡において出土した独木舟の年代が $3,070 \pm 120$ y. B. P. (N37-b) を示し (渡辺, 1966), 同時に出土した縄文後期の加曾利 B 式・加曾利 C₁ 式の土器の時代 (清水, 1957, 1958 b) と矛盾しない結果が得られている。これらの結果や台地上の貝塚からみて、縄文後期には汽水化した潟湖的な環境があったと推定される。さらに東金市の No. 4 での泥炭の基底の年代 ($1,880 \pm 90$ y. B. P., GaK-5360) から考えると、栗山川などの谷底平野と第 I 砂堤群の広い堤間湿地は縄文晩期から弥生期にかけて急速に沼沢地化されていった。

V. 地形発達史

以上の結果から砂堤、砂丘、腐植層、谷底平野の関係は Fig. 7 および Fig. 8, 古地理は Fig. 9 のようにまとめることができ、次のような地形発達史が得られる。

1. 縄文前期前半 (約 6,000 ~ 5,500 年前, Fig. 9-1)

縄文海進は最高に達し、海は台地を刻む谷に深く進入し、入江が形成された。外洋に面した台地は海蝕作用を受け、現在の平野背後の崖の位置にまで後退していった。これらの入江を塞ぐようにバリアが形成され、このバリアを基盤として海浜起源の古期砂丘が形成され始めた。この時の相対的な海水準は、栗山川谷底平野にあるトンボロの高さから考えて、本平野の中部では約 +6 m 付近にあった。

2. 縄文前期後半 ~ 中期 (約 5,500 ~ 4,000 年前, Fig. 9-2)

海水準は前半は停滞していたが、低下したとしても微小であった。後半になって海水準は若干低下する。南部では海岸は急速に進んで第 I 砂堤群が形成されていくが、中部から北部にかけての広い堤間湿地のところはいぜん遠浅の海が広がり、砂堤の形成は顕著ではなかった。古期砂丘の固定が始まり、南部の第 I 砂堤群は南端の一部を除いてほとんど砂丘におおわれることなく、離水直後すぐ植生で被覆され、第 I 腐植層が形成されていた。周辺台地の貝塚の分析 (清水, 1958 a) から考

えて第 I 砂堤群背後の潟湖はいぜん海水の流入する環境にあった。

3. 縄文後期 (約 4,000 ~ 3,000 年前, Fig. 9-3)

相対的な海水準の低下の後、停滞または若干の小海進があった。房総半島南部ではこの時期に小海進が認められている (横田, 1978)。小海進からその後の小海退にかけての時期に第 II 砂堤群が形成された。砂丘の形成はなく、第 I 腐植層の腐植化が進行していった。台地内の谷底は汽水的な環境であったが、後半には淡水化していったと考えられる。

4. 縄文晩期 ~ 弥生期 (約 3,000 ~ 2,000 年前, Fig. 9-4)

相対的な海水準は急速に低下した。この海水準低下は他の地域で一般に認められている弥生の小海退 (井関, 1974) に相当し、最大低下期には現在の海水準より相対的に低下した可能性もある。第 II 砂堤群がさらに形成されていった。砂丘の形成はなく、第 I, 第 II 砂堤群上の第 I 腐植層の腐植化はさらに進行していった。台地内の谷底平野は沼沢地化し、泥炭が形成されていった。

5. 弥生期 ~ 古墳期 (約 2,000 ~ 1,500 年前, Fig. 9-5)

海水準は相対的に上昇し、中央部の砂堤はこの時期にはほとんど前進しなかったか、あるいは侵蝕され後退した。この末期に中期砂丘が形成された。

6. 古墳期以降 (約 1,500 年前 ~ 現在)

海水準は相対的に低下し現在に至る。第 III 砂堤群が形成され、その上には第 II 腐植層が形成された。近世以降新期砂丘が形成された。

VI. おわりに

以上述べたように本地域は、日本の縄文海進極相期以降の海岸平野の地形発達史・海面変化史を論じる上で、非常に重要な地域である。特に本地域が完新世の平野地形発達史の研究に有利な条件を備えている点は、広い砂堤列のある平野の存在と、海成沖積段丘の存在である。後者の、この地域南部に接する沖積段丘と砂堤列との関係については稿を改めて論じたい。

謝 辞

本稿を作成するにあたり多くの方々にお世話になった。東京都立大学の貝塚爽平教授、町田洋助教授にはたえず御指導をたまわった。東京都立大学の地表研究室の方々には数々の御教示を受けた。明治大学の杉原荘介教授には土器片の鑑定を、東京都立大学の菊地隆男氏、法政大学大学院の長田敏明氏、神奈川県立博物館の松島義

義章氏には貝化石の鑑定をしていただいた。明治大学の杉原重夫助教授、千葉県立上総博物館の吉村光敏氏をはじめ、房総の地形を研究している仲間からは数々の御教示を受けた。さらに千葉県や各市町村の方々には現地調査・資料の収集でお世話をかけた。また現地調査に際しては東京都立大学の大学院生・学部学生の御援助を受けた。記して感謝の意を表する次第である。

引用文献

- 青野寿郎 (1957) 漁村水産地理学研究. 364 p. 古今書院.
- BERNARD, H. A. & LeBLANC, R. J. (1965) Résumé of the Quaternary geology of the northwestern Gulf of Mexico Province. H. E. WRIGHT J. R. & G. F. DAVID, (ed.) : *The Quaternary of the United States*, p. 137—185.
- BIRD, E. C. F. (1968) *Coasts*. 246 p., M. I. T. Press.
- 千葉県教育委員会 (1970) 千葉県記念物所在地図.
- 千葉県農地農林部林務課 (1958) 平砂浦砂防史. 157 p., 千葉県農地農林部林務課・神戸西岬砂防林保護組合.
- 海老原天夫・宮沢公夫・村田靖彦・兼子昭夫・川名句之 (1970) 九十九里重要貝類資源調査. 千葉県内湾水産試験場試験調査報告書, **12**, p. 54—103.
- 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**, p. 159—162.
- 江坂輝弥 (1972) 自然環境の変貌—縄文土器文化期における一. 第四紀研究, **11**, p. 135—141.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1968) *The encyclopedia of geomorphology*. 1295 p., Rainhold book corporation.
- 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**, p. 134—146.
- 藤 則雄 (1975) 北陸の海岸砂丘. 第四紀研究, **14**, p. 195—220.
- 羽鳥徳太郎 (1977) 歴史津波. 125 p., 海洋出版.
- 星野通平 (1967) 沼サンゴ礁の絶対年代. 地球科学, **21**, p. 38—39.
- 一宮町史編さん委員会 (1964) 一宮町史. 702 p., 一宮町役場.
- 市瀬由自 (1962) 平野の形成と海岸砂丘. 資源研彙報, no. 56—57, p. 51—61.
- 今村明恒 (1925) 房総半島ニ於ケル土地ノ隆起. 震災予防調査会報告, no. 100 (乙), p. 91—93.
- 井関弘太郎 (1974) 日本における 2,000 年 B. P. ころの海水準. 名古屋大学文学部研究論集 no. 62, p. 1—22.
- 井関弘太郎 (1975) 砂丘形成期分類のためのインデックス. 第四紀研究, **14**, p. 183—188.
- 貝塚爽平 (1974) 関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動. 垣見俊弘・鈴木財元編「関東地方の地震と地殻変動」ラティス, p. 99—118.
- 貝塚爽平・阿久津 純・杉原重夫・森脇 広 (1979) 千葉県の低地と海岸における完新世の地形変化——付. 都川・古山川合流点付近沖積層の珪藻群集——. 第四紀研究, **17**, p. 189—205.
- 菊地隆男 (1971) 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義. 地質学雑, **78**, p. 137—144.
- KING, C. A. M. (1972) *Beaches and coasts*. 570 p., Sec. ed., Edward Arnold.
- KOIKE, K. (1977) The recent change of sandy shorelines in Japan. *Komazawa Geography*, no. 13, p. 1—16.
- 国土地理院 (1977) 1 : 25,000 沿岸海域地形図, 九十九里浜東部 (その 1, その 2).
- 九十九里町誌編集委員会 (1975) 九十九里町誌. 329 p., 九十九里町.
- 町田 洋 (1973) 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動. 地学雑, **82**, p. 1—24.
- MATODA, Y. (1967) Younger Cenozoic foraminiferal assemblage from the Choshi district, Chiba prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 2*, no. 38, p. 221—263.
- 松井 健 (1952) 表層地質と土壌生成との関係について (第二報) —九十九里海岸平野の例—. 資源研彙報, no. 27, p. 49—56.
- 三位秀夫 (1966) 沖積世における海岸砂州の発達過程. 第四紀研究, **5**, p. 139—148.
- 茂原市史編さん委員会 (1966) 茂原市史. 943 p., 茂原市.
- 茂木昭夫 (1971) 汀線と碎波帯. 星野通平編「浅海地質学」p. 109—252, 東海大学出版会.
- MORIWAKI, H. (1977) The formation of sandy ridges on the Kujukuri coastal plain, central Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan Univ.*, no. 12, p. 105—116.
- 仲川信一 (1978) 九十九里海岸平野中央部の地形と沖積層について—横芝～松尾付近を例—. 法政大学地理学集報, no. 7, p. 39—49.
- 中野尊正 (1956) 日本の平野. 320 p., 古今書院.
- 成瀬 洋 (1959) 古東京湾の形成について—南関東上部新生界の地史学的研究 (1)—. 第四紀研究, **1**, p. 143—155.
- 新潟古砂丘グループ (1974) 新潟砂丘と人類遺跡—新潟砂丘の形成史 I—. 第四紀研究, **13**, p. 57—70.
- 小笠原義勝 (1952) 関東東部における先史時代以降の地形発達概報. 資源研彙報, no. 26, p. 82—90.
- 小山正忠・竹原秀雄 (1967) 標準土色帖. 日本色彩研究所事業株式会社.
- PRICE, W. A. (1951) Barrier island, not “offshore bar”. *Science*, **113**, p. 487—488.
- PSUTY, N. P. (1967) The geomorphology of beach ridges in Tabasco, Mexico. 51 p., Louisiana State University Press, Baton Rouge.
- RITCHIE, W. (1972) A Preliminary study of the distribution and morphology of the Caminada/Moreau sand ridges. *Southeastern Geology*, **14**, p. 113—125.
- RUSSELL, R. J. & HOWE, H. V. (1935) Cheniers or

- South-western Louisiana. *Geogr. Rev.*, **25**, p. 449--461.
- SHEPARD, F. P. (1952) Revised nomenclature for depositional coastal features. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, **36**, p. 1902—1912.
- 阪口 豊 (1974) 泥炭地の地学. 329 p., 東京大学出版会.
- 清水潤三 (1954) 九十九里沿岸に於ける低地遺跡の研究 (予報). 史学, **27**, p. 81—88.
- 清水潤三 (1957) 千葉県山武郡高谷川遺跡 B 地点. 日本考古学年報, **6**, p. 53—54.
- 清水潤三 (1958a) 千葉県栗山川沿岸溪谷における貝塚の地域的研究 (予報). 史学, **31**, p. 193—230.
- 清水潤三 (1958b) 千葉県山武郡高谷川遺跡 (第二次). 日本考古学年報, **7**, p. 57—58.
- 角田清美 (1975) 日本海および東シナ海沿岸の主な海岸砂丘地帯の形成期と固定期について. 第四紀研究, **14**, p. 251—276.
- 多田文男 (1964) 自然環境の変貌. 282 p., 東京大学出版会.
- 多田文男・長沼信夫・阿由葉 元・角田清美・市瀬由自・小林和子 (1971) 砂丘の形成と腐植層に関する研究. 第四紀研究, **10**, p. 124—133.
- 東木龍七 (1926) 地形と貝塚分布より見たる関東低地の旧海岸線 (一) (二) (三). 地理評, **2**, p. 597—607, p. 659—678, p. 746—773.
- 辻 誠一郎・遠藤邦彦・浜田隆士・松岡敬二 (1976) 千葉県樺海低地帯におけるキクメイシモドキの産出について. 第四紀研究, **15**, p. 131—132.
- 辻 誠一郎・柿沼修平・田川 良 (1977) 千葉県多古町における丸木舟の出土とその年代. 第四紀研究, **16**, p. 77—81.
- 辻 誠一郎・鈴木 茂 (1977) 九十九里平野北部の沖積世干潟層の花粉分析的研究. 第四紀研究, **16**, p. 1—12.
- 渡辺直経 (1966) 縄文および弥生時代の C-14 年代. 第四紀研究, **5**, p. 157—168.
- 横田佳世子 (1978) 房総半島南東岸の完新世海岸段丘について. 地理評, **51**, p. 349—364.