考古地理学からみた響灘沿岸の砂質海岸の形成

小 野 忠 熙¹⁾

Formation of the Sandy Coast of the Hibikinada from the Archaeolo-geographic point of view

Tadahiro ONO¹⁾

In the case of the sandy coast of the Hibikinada, the west end of the mainland, I explicate in this report the process of the formation of bars and sand dunes mainly from the Archaeolo-geographic point of view.

1. The purposes of this report are as follows:

To correct the formative period of the diluvial old sand dunes.

To discover the bars formed by the Jomon transgression.

To add the data to infer the existence of little transgression of the middle of Yayoi age.

2. There are two pleistocene coastal sand dunes, one was formed before the Göttinger interstadial. The other is Ayaragi old sand dune, which was before the Paudolf interstadial.

3. In Holocene bars piled at the transgressions of the earliest Jomon, the early Jomon, the first half of late Jomon, the middle Yayoi and the incipient stage of Heian age, and then exposed by each later regression.

Sand dunes were formed four times in Holocene; in the end of the earliest Jomon, in the second half of the late Jomon, from the end of the medieval ages to the middle of the modern ages and in the present age.

The first beach ridge was formed in the earliest Jomon, the second in the first half of late Jomon and the third in the incipient stage of Heian age. The new sand dune which give the topographical change is Tomito new sand dune, which was formed from the end of the medieval ages to the middle of the modern ages.

は し が き

ここに取上げた響灘沿岸は、その占める地理的位置が本州の最西端にあたり、西に近く九州を控え、西南日本の要の一部にあたる地域である。したがって、この地域の砂質海岸の堆積過程を知ることは、西南日本の海浜地形の発達史を知るうえの一つの助けになるであろう。

筆者は、1950年に潮待遺跡を発掘して以来、砂浜遺跡を含め、響灘沿岸で10遺跡の発掘調査を担当し、3遺跡の調査に参加した。この間、砂浜地形の形成時期について若干の報告を重ねてきたのであったが、1965年ごろから、海岸段丘の珪砂を鑄物用として採掘する工事が進捗し、これにともなう人類遺跡の発掘調査が進展した。

このため、古砂丘が断ち割られて切り下げられるなど、砂堆や砂丘の断面を遺物や遺構と結びつけて観察する機会が多くなり、地形発達史のうえで、空白になっていた部分を補う新知見が相ついで添加し、従来の見解を固めることができた一方、補正を必要とするものも生じてきた。したがって本稿では、新たな考古資料に拠って補訂し、本地域の砂浜堆積物の堆積過程を考古地理学の立場から要記しておくことにした。

I. 響灘沿岸の砂質海岸の概観

1) 南高北低 本州島は、東経130°54'付近で日本海の一支部をなす響灘に没している。北の本場岬から彦島の南端にいたる約93kmの海岸には、ほぼ中央に室津

1) 山口大学教育学部。Institute of Geography, Faculty of Education, Yamaguchi University.

図 1 響灘沿岸の地体構造と花崗岩類および砂浜海岸分布図 (山口県地質図による)

図 2 響灘沿岸の主要遺跡分布図

半島が西にはり出し、北端の西に近く角島、南端に彦島がある。地層 (河野ほか, 1975) は中生代白亜紀の脇野亜層群と下関亜層群や花崗岩類が多く、中生代の玢岩類や新生代第三紀の大辻層群と芦屋層群、第四紀の玄武岩などが地形に変化を与えている。北北東から南南西と、これに交叉する北西から南東方向の断層線が走って地塊群を形成し、地質の性質から、花崗岩地域を流れる諸河川が砂礫を押し流し、川棚海岸や下関北部に砂質海岸を

くりひろげている。

北進するにつれて沈水性の岩石海岸が多くなり、南進するほど砂質海岸になる傾向を示し、砂州とともに砂丘も局地的に発達して、海岸段丘の高度とともに南高北低の地盤運動を示唆している。

2) 砂州と砂丘の分布 響灘沿岸の北東部は沈水した岩石海岸で、砂堆地形は極めて乏しく、わずかに土井ヶ浜に浜堤と砂嘴の小砂堆があるにすぎない。角島の尾山

図3 下関北郊安岡付近の海岸地形断面概念図 (1975, 8, 小野)

には、北西から吹きあげた砂が斜面をはいあがって、島の頂上にも砂丘をつくっている。

川棚川と室津川の川口の間には黒雲母花崗岩の青山丘陵をはさんで田島とハケ浜に2列の浜堤列が発達し、それぞれ飛砂がおおう小砂丘を形成している。

下関付近では(亀山, 1968), 吉見海岸や安岡海岸にある1列の浜堤に集落がのり、花崗岩地域から流下する綾羅木川の川口一帯に3条の浜堤列がひろがって小海岸平野を形成し、飛砂が背後の洪積台地にはいあがって砂丘をつくっている。また、彦島の老山麓の西山には陸繋砂州が発達し、飛砂が薄くおおうというように、響灘の沿岸には、花崗岩地域の分布や、海底地形と地盤変動、卓越する北西風などが相まって、小規模ではあるが浜堤列と砂丘が分布している。

3) 人類の遺跡 響灘沿岸の砂丘地帯は、北九州とともに人類遺跡の稠密地域で、旧石器遺跡をはじめ、縄文・弥生・古墳の各時代や有史時代の遺跡を数多く包蔵している。その分布は、浜堤列や洪積台地の多い中央部以南の豊浦町や下関市域に集まり、北部には土井ヶ浜や沖田遺跡のほかにはみるべきものがない。現在までにみつかったおもな遺跡は、旧石器遺跡5箇所、縄文遺跡7箇所、弥生遺跡15箇所、古墳時代遺跡24箇所、有史時代のものも21箇所を数え(山口県教委, 1972), それらの多くが浜堤や洪積台地であって砂堆や砂丘におおわれているものが多く、砂浜地形の発達過程を知るうえに都合のよい条件を提供している。

II. 古砂丘の形成

1) 安岡古砂丘 本地域には、安岡半島と綾羅木川の間に二つの時期の古砂丘がみうけられる。その一つは、安岡半島の北東にある旧安岡中学校をのせていた安岡古砂丘で、その高度が標高30m余りであった。

筆者は以前、この孤立丘化した安岡古砂丘がぬきんでて高く、硬くしまった風成砂の層厚が20mにも達し、

しかも3mもある赤色風化殻が鮮かな赤色土(7.5R 4/6~4/8)で厚いことから、中部洪積統に位置づけたことがあった(小野, 1968a)。ところがその後、安岡中学校が移転し、古砂丘を切り下げて断ち割ったことから下部の礫層を観察することができるようになり、この砂丘をのせる円礫層が、クラストだけ風化した不完全風化礫であることがわかった。その層位と層相から綾羅木川礫層と同一時期のものであることを知ることができたので、上部洪積統の下部に当る時期(R/W)に下げて位置づけるのが妥当であると考えようになった。

2) 綾羅木古砂丘 安岡海岸の東部一帯には、風化礫層からなる平原礫層が蒲生野面をつくり、標高30mから40mの高度にひろがっている。蒲生野面の前面には、ほぼ水平位に堆積した綾羅木川礫層が広く分布し、その上部が赤色土化作用をうけている。安岡古砂丘はこの綾羅木川礫層の堆積の過程で形成された砂丘である。綾羅木川礫層は、瀬戸内北岸の宇部砂礫互層に対比できる不完全風化礫を含んだ円礫層からなるが、高度が標高10mから20mばかりなので、同じ高度の富任砂層(綾羅木古砂丘)と区別できなかったため、両者を同時異相と考えていた(河野・小野, 1969)。

ところがその綾羅木郷台地が、珪砂の採掘と宅地造成のために切り下げられたため、内部の構造を観察することができる機会をえた。その結果、図3に示したように、綾羅木川礫層がつくる中位段丘の前面に、同じ高さに富任砂層の一部をなす綾羅木古砂丘がおおい。その下部に新鮮な旧海浜の円礫層やラミナのある砂層があり、瀬戸内の中位段丘の下位面に当る丸尾原面に対比できるようになったので、両者を異った二つの時期の堆積物や地形面として訂正しておくことにした。また綾羅木古砂丘の上部に綾羅木Ⅰ文化とよぶ旧石器が、その古砂丘面を覆う砂層中に綾羅木Ⅱ文化と呼んだ細石器が出土し(小野, 1958), 前者と同時期の横野(吉村, 1965)や、武久(宝川, 1972)からも旧石器が出土している。

図 4 梶栗浜遺跡の旧礫浜面にあった縄文早期の土器 (金関恕原図)

III. 縄文時代の砂浜堆積物

1) 縄文早期の砂礫浜 砂浜遺跡の発掘調査や、珪砂の採掘工事の機会に、縄文早期末葉の砂浜堆積物をとらえ、当時の地形を推定することができた。

下関市安岡の梶栗浜遺跡では、弥生墳墓の発掘中に、海側に傾斜した礫浜に接して図 4 に示した縄文早期の甕形土器が、落して割れた状態のまま埋存している状況を観察することができた。このことにより、早期の土器が示す時代に、この円礫からなる南北方向にのびた礫浜(図 5 (1))が存在し、当時背後の洪積台地の侵食谷がラグーンの状態であったと考えられ、沖積低地がほとんど存在しなかったことを知ることができた。

彦島の宮ノ原遺跡 A 地点では、標高 3.2m 内外の高さに海進期の状態を示す海側に傾斜した礫層と砂層の互層があり、その上部の砂層中に縄文前期の古期の曾畑式土器をともしなう一つの炉跡が、波浪で揺りあげられながら

堆積していることがわかった(小野, 1961a)。この事實は、縄文前期の前半は間歇的な海進期で、それ以前にも礫浜があったことを示し、これが梶栗浜の旧礫浜に対応していることがわかったのである。

これらに対比することができる砂礫層は、山口市的美濃ガ浜遺跡と宇部市の月崎遺跡(潮見, 1968a)でも見ることができる。美濃ガ浜では、縄文前期の遺物を含む海成砂層の下位に、この花崗岩の島には全くない結晶片岩や砂岩の亜円礫を含んだ砂礫層が旧礫浜を形成している(小野, 1961b)。

これらの古い礫浜の分布は、洪積段丘の先端付近や、海岸のベンチにのっていて、沖積低地が未発達であったことを示している。旧礫浜の高度は、現在の標高にして梶栗浜で約 2m、宮ノ原で約 3m、月崎で約 5m、美濃ガ浜では約 3m である。

2) 飛砂とクロスナ化 安岡半島の海岸段丘に縄文早期の紫野遺跡(小野, 1961c)があって、往時の地表の凹みや掘り込み穴に黒色の風成砂が充填している。この風成砂はさきにみた縄文早期の旧礫浜が形成される過程か、その後間もないころ、北西風が吹きあげて生じた砂丘砂であるが、薄層であったためその後削剝され、わずかに遺構の内部に残っていたとみてよいであろう。

また東南に近い潮待貝塚のある洪積台地の台麓の砂丘の下部に、この期に相当するとみられる薄い泥炭や黒色のシルトや砂の堆積を(図 5 (3))、井戸を掘りあげた土層の層序から指摘することができる。これらの事実から推して、当時の気候は湿潤・冷涼で、植被もあり、砂丘

図 5 下関北郊潮待・神田両遺跡付近の砂浜の堆積過程説明図 (1975. 2. 15 小野)

- (1) 縄文早期の礫浜 (2) 縄文早期末葉の土器 (3) 黒色シルトと泥炭 (4) 縄文前期の礫 (5) 縄文海進の砂堆 (6) 砂礫 (7) 縄文中期末後期初頭の土壙と溝状遺構 (8) 縄文後期前半期の海成砂層 (9) 縄文後期後半の貝塚 (10) 縄文後期の砂丘砂 (11) 弥生前期末中期初頭の箱式石棺 (12) 弥生小海進の海成砂層 (13) 石製模造品と土師器・須恵器 (14) 古代小海進の海成砂層(土師器や須恵器を含む) (15) 中世の墳墓 (16) 近世の砂丘 (17) 現代の砂丘砂

砂がクロスナ化したものと思われる。この期の小規模の砂丘は、京都府函石浜遺跡の東方や、浜詰遺跡付近、喜界島の水天宮砂層、下北半島のムシリB遺跡(笹津, 1954)などにみられるものと同時期のもののようである。

3) 縄文海進の砂堆 本地域をはじめ西日本では、極力さがし求めてきたにもかかわらず、有楽町海進あるいは縄文海進とか後水期海進とよばれる汎世界的な海進期の堆積物がながい間みつからなかった。筆者は常々不思議に思い、何度かこのことを指摘し、その理由が、地盤変動の地域差にあるのではないかと考えたことがある。

ところがその後、1970年に下関市安岡所在の神田遺跡で大規模に発掘する機会がおとずれ、このとき、縄文前期の堆積物とみられる砂堆をとらえることができた(山口県教委, 1971)。すなわち、遺跡のある地区には、洪積台地の末端が低く西に傾斜する斜面に匍行して堆積した礫層(図5(4))が薄く、その上部に海成砂層が水平位に堆積している。この砂層は一見上下一連の層に見えるが、慎重に観察したところ、下位の灰白色砂層(図5(5))と上位の茶褐色を帯びた砂層(図5(8))は不整合で、その境界に人工とみられる1個の砂壇(図5(6))があり、シイの果実がその底の床面や境界面に散らばった状態で埋存し、この地面が縄文海進の極大期をすぎ、海退に転じてからの生活面であったのではないかと考えるようになったのである。

4) 中期の海退と段丘上の遺構 下位の灰白色以下の砂層に古期の曾畑式土器と轟式土器を含んでいるのに対し、シイの果実の埋存面を覆う茶褐色砂層の下部には、下位の灰白色砂層にみられない前期後半に当る新期の曾畑式土器と、上部になるにつれて阿高式土器や船元式・中津式など中期から後期初頭の土器を含み、この砂層の堆積面に鐘ヶ崎式、福田KⅡ式など後期中葉から後半の土器を出す貝塚が築成されていることがわかった。

また近接した段丘面には口径と深さが2mもある大形土壇(図5の(7))が9個も群在し(山口県教委, 1971)、この地から200mばかり南にある潮待遺跡でかつてみつかった、断面がV字形の溝状遺構(小野, 1961d)(図5の(7)・図6)が同じ層準に相当することから、縄文前期の末から中期をへて後期初頭の間は海退している、洪積台地や前面の砂州が生活舞台になっていたことがわかった。

近傍の潮待遺跡や彦島の宮ノ原遺跡と、周防灘北岸の美濃ガ浜や月崎遺跡の海成砂層中から中期の阿高式土器がみつかっており、西日本では縄文中期に海水準が相対的に降下して汀線が後退し、居住空間が海側へひろがっ

図6 潮待貝塚B地点第Iトレンチ断面概念図(小野原図)

I 帯青黒色粘土層—縄文中期末後初頭の遺物包含層 II 黄褐色砂層 III 縄文後期中葉から後半の貝塚 IV 黄褐色砂層

図7 神田遺跡の縄文後期初頭の土坑群
(これらの土坑群は、縄文後期前半と古代小海進時の海成砂層におおわれて埋存していた)

ていたことを予想していたが宮ノ原と神田や潮待遺跡でみつかった事実は、この推定を一層強化することができた知見として重要である。

5) 後期前半の小海進とその砂堆 前項で触れたごとく、縄文後期後半に築成された貝塚をのせる沿岸州は、後期初頭以後、後期後半のある時期以前の間の小海進によって堆積したことを再確認することができた。この期の小海進はすでにしばしば指摘してきたとおりで(小野, 1963)、その際に形成された砂州の高さは、潮待や神田では現在の標高で5~5.45m、宮ノ原遺跡のB・C地点では海成層の高さが標高約6.6m、美濃ガ浜で7m内外、月崎遺跡では8m余りである。月崎遺跡には、潮待・神田の両貝塚と同一時期の生活面と炉跡があって、それらがその後の海進の波浪で擾乱された状態のまま埋存していた(潮見, 1968b)。

この小海進によって堆積した砂堆(図5の(8))は、細かく破碎されて磨滅した貝殻粒が縞状に多く混入して

図 8 西日本の砂質海岸の形成期と海水準変動傾向曲線 () の数字は図 5 に照応

いる。この砂層は、梶栗浜では弥生前期末・中期初頭の箱式石棺や石囲墓を（金関，1961），土井ヶ浜遺跡では 200 体をこえる弥生前期末葉の人骨を埋葬していた砂層であって（金関・坪井・金関，1961），ともにこの小海進のときに堆積した貝混りの砂層である。

このように本州の西端地方では，この縄文後期の小海進によって，第 2 列目の沿岸州や陸繋砂州と砂嘴などの砂浜地形が形成されたことがわかるのである。しかも特に注意をひくことは，砂州の高さが縄文前期の後水期海進のものよりも高いので，縄文前期の砂州を埋積してて発見を困難にしている。

6) 末期の陸化と貝塚人の生活舞台 縄文時代の後期後半から晩期にわたる縄文時代の末期には海退が進行し，後期前半の小海進によって堆積した砂州が露出して陸化し，後期の後半に貝塚（図 5 の (9)）がこの砂州の上に営まれている。

この期の貝塚を発掘して調べると，貝殻の間や風下に接して風成砂（図 5 の (10)）が堆積し，海退の過程で飛砂現象が起っていたことがわかり，この期の飛砂の堆積が図 8 の新砂丘Ⅱに対応する。また貝塚を構成している貝類は，アサリ・ハマグリ・チョウセンハマグリ・オキシジミ・バイなどが多く，ヤマトシジミやミスジカワナなど汽水棲や淡水産のものもみられるが，後に述べるような弥生中期の貝塚に多い暖海棲のハイガイや高鹹水産のマガキは全く見当らない（小野，1961e）。

海退による陸化は汀線を後退せしめ，縄文晩期から弥生前期のころには低地帯に水田可耕地を出現したものと推察することができる。この期の低地遺跡には，全国的に，薄い泥炭や黒色粘土とシルトが堆積し（藤，1966），西日本の標高 400m 以上の山地にクロボクをのこしており（小野，1970），当時の気候が湿潤で冷涼だったことを物語っている。

潮待や神田の貝塚人は前面の海域で漁撈を行い，イノ

シシやシカなどの獣骨とイヌの骨があるところから狩猟も営み，石皿と磨石や，弥生前期や中期に似た V 字溝と大形土壇群の存在が，縄文後期に原始陸耕が行われていたことを示唆している。

IV. 弥生時代以後の砂浜堆積物

1) 弥生前期の小海退 稲作農耕が渡来した縄文晩期や，それが地域的に展開しはじめた弥生前期の海退現象は次の事実から指摘することができる。

(1) 下関市の西北方約 5.5km の海上にある縄文晩期の六連島遺跡は，六連島西南端の砂嘴に立地するが，包含層は標高 2.5~3.5m で，形成後波浪の擾乱をうけたのち埋没している（小野，1961e）。

(2) 弥生前期の綾羅木郷（金関・国分，1966）・伊倉（山口県教委，1973a）など巨大な農耕集落の遺跡が，いずれも海浜に近い台地の低湿地を抱いた低位の洪積台地に立地している。

(3) 弥生前期の中浜遺跡と土井ヶ浜遺跡や，前期末・中期初頭の梶栗浜遺跡など著名な原始墳墓が，縄文後期の前半に堆積したのも海退して陸化した，第 2 堤内側の標高 3m 内外の高さに営まれている。

(4) 対岸の遠賀川流域にある弥生前期の立屋敷遺跡が，遠賀川の河床下に埋没しているところから推して，当時水位が低く，陸化していたことを物語っていることなどをあげることができる。

華中で気候に順化した栽培稲であるとはいえ（永井，1959），亜熱帯原産の稲を作る農耕村落が，今日よりも冷涼であった日本列島へ進出して定着し，大きな村落を維持しえた原因の一つは，わずかではあるが海水準が下り，河畔や海浜の低地に，直播可能な水田可耕地が生じたためと思われる。

2) 弥生小海進 弥生時代の中期か後期のころ，小海進の傾向が見られることは早くから知られ，その発現期

図9 神田遺跡H区の砂堆断面説明図
(×印は土器, Δ印は石製模造品や土器と須恵器の出土層準) 下の図はグリッドの断面

や変動量に地域差があることも指摘されていた(中野・1956; 井関, 1968・1974)。筆者は本州西端部で、この期の海浜堆積物に関する資料の検出につとめてきた。堂ノ尾, 鎧, 北迫(直良, 1968), 引野, 中郷などの諸遺跡にみる暖海棲のハイガイと鹹水産のマガキを主とした小貝塚や、海浜から遠い丘陵の頂の高地性貝塚(小野, 1968b)の存在から、海水温と海水準の上昇を示唆する傍証的な知見を得たのであったが、海浜の砂堆は次期の海成層の底に埋没し、しかも波浪の作用によって擾乱されていて、弥生時代の高成の砂堆であることを示す概括

図10 神田遺跡の石製模造品の出土状況

的な考古地理的資料しかつかめなかった(小野・本村, 1968c)。

ところが先述のごとく、神田遺跡で5回にわたって広い区域を発掘する機会をえ、弥生時代とみられる海浜堆積物をとらえ、空白の一部を埋めることができた。神田遺跡のA区とH区の発掘中、縄文後期の貝塚を覆う砂層が連続する旧地形面で、剣形・鏡形および釧形の滑石製の石製模造品が、まとまって埋存している状態をつきとめた(山口県教委, 1972)。石製模造品をのせる海成砂層はA区では標高 4.3m ばかりで低く、鐘ヶ崎式・福田KⅡ式や津雲A式土器などの縄文式土器を含み、その層厚がH区で約 45 cm であった。

またこの種の石製模造品は、本地方では6世紀から7世紀の間に相当する古墳時代後期の古代製塩址(近藤, 1968)に相伴するところから推して、これらをのせる海成砂層が、最大限、縄文後期の末から古墳時代の後期の間に生じた小海進によって堆積した砂州であることがわかったのである。

この堆積の時期をもっとしぼると、次のように指摘することができる。貝塚が廃墟になった縄文後期から弥生時代の前期の時期は、先述のように小海退期で、時代的下限を示す古墳時代もクロボクや黒色シルトが推積した海水準の低下期であり、一方、ハイガイとマガキを主体とする貝塚の出現期が、弥生時代の中期から後期初頭の間に限られていることから推して、このころをピークに海浜地形にほとんど痕跡をとどめないいどの小海進があったことが考えられるのである。

このような弥生中期の小海進は、次のような諸事象からも察知することができる。すなわち伊東信雄によると、東北地方にはじめて稲作が波及したのが弥生中期で、今日でも稲作が不安定な青森県の内陸部にまで達し(石田ほか, 1968)、このころ気候が暖化していたことを示唆しており、吉崎昌一は、その後 5・6 世紀には冷涼化

して稲作前線が一時期後退し、北海道から続縄文文化圏の南の限界が宮城県北部まで南下したことを指摘している(吉崎, 1974). また大阪府の瓜生堂遺跡では弥生中期に小海進を示す堆積物の存在が注意をひき(安田, 1973), 鳥取県の白兎海岸では、弥生後期の土器を含む小砂丘の形成が、海進後の海退現象を示唆するなど(豊島, 1975), これら一連の事象がよく照応し、弥生中期後半に小海進が生じたであろうという以前からの推定を一層強化することができたのである(小野, 1975).

3) 古墳時代の小海退 本州西端地方では、次のような資料から、古墳時代の前半が海退期で冷涼であり、そのご平安初期にかけて間歇的にしかも徐々に海進が進んだため、この間の時代は海水準が低かったようである。響灘沿岸では、古式土師器を出土する土井ヶ浜遺跡の砂浜の上層や、上記の神田遺跡の石製製造品の出土地点から知られるが、周防灘北岸では当時の海浜堆積物を適切に説明することができる知見が多い。

もっともよい例は、宇部市東岐波の波雁が浜遺跡である。この地では、古代製塩址の炉址や製塩土器の層位的な発達の実態から、標高9mの第3浜堤の主体部が古墳時代後半からの海面の上昇によって形成されたことを示している(小野, 1968d). また美濃が浜遺跡では、現在の満潮界の汀線すれすれの旧海底面に夥しい死貝を含む砂礫層がひろがり、その上位に堆積した砂礫層の中に土師器の包含層や、3層の炉址とともに進化した製塩土器の存在が、当時今日より水位が低かったことを物語っている。徳山市の老郷地遺跡でみるように、古式土師器を出土する住居地の床面を直接覆ったクロボクや(小野, 同地の岡原古墳では、後期古墳の封土の底の旧地表面に1969), クロボクが堆積しているという事実(山口県教委, 1970)が、前項でしるした東北地方の気候の冷涼化と照応し、このころやや冷涼であったことがわかるのである。

4) 古代小海進 この期の海進は見かけ上、本地方の沖積世で最も大きく、現在の汀線に近い第3浜堤を形成している。その高度は地域によって異なるが、低い方で防府市鞠生松原の約4・5m, 高いもので宇部市波雁が浜の9mである。安岡海岸では5m内外をはかり、第2浜堤をこえて第1浜堤につづく低位の洪積台地にまで堆積し、潮待と神田の両遺跡付近では、縄文後期後半の貝塚や、弥生時代の砂堆をおおい、標高が8m, その層厚は2mに達している。遺跡付近では、海進により、それ以前の遺物を波浪が揺りあげながら須恵器や土師器と石製製造品を含む砂堆を形成し、微量の貝殻を含む砂層も

あって、層序や文化遺物から形成のメカニズムや堆積の時期がとらえやすい。

このほか、平安前期の洪水の頻発や浸水による国府の移転現象もまた有力な傍証の一つである(木下, 1975)。

5) 中世の小海退と新砂丘 中世の小海退が原因になって発達した中世末期いごの新砂丘は2期に分けられ、中世末期から近世にかけて形成された巨大な砂丘を新砂丘Ⅳa, 明治中葉以降の飛砂による砂丘を新砂丘Ⅳbとよんでいる(小野, 1969). 歴史時代の古気候の永年変化の研究によると、15世紀前半に冷涼期の極大を示している(山本, 1974). 西日本にはこれと対応すると見られる小海退があって広大な干潟が出現し、巨大な新砂丘の形成をみた一方、近世の大規模な干拓新田が造成せられた(小野, 1962). この一連の自然・人文の両分野にみる大きな変貌は汎世界的で(藤岡, 1970), その遠因が、中世の小海退に関連する自然環境の変化にあったと考えられる。響灘沿岸では、安岡海岸の東に連なる富任の洪積台地には、中世の七辻古墓(図11)を新砂丘Ⅳa(図5(16))がおうている(吉村, 1964). この中世の古墓は鎌倉時代から室町時代の間に造営されたものと推測され、当時は洪積層の赤色土が露出した状態であったが、この古墓の埋葬が断たれたところか、それ以後のある時期から飛砂が激しくなり、遂に、厚さが2mにも達する新砂丘砂におおわれて埋没した。この事実から推して、中世小海退の極大期は室町期かそれにつづくことと推定されるので、新砂丘の形成は鳥取砂丘と同様(大西・伊藤,

図 11 下関市富任七辻の新砂丘に埋没していた中世の古墓。写真は採砂のため移転してから後の状況。(吉村次郎提供)

図12 宮ノ原遺跡，B地点断面実測図（小野原図）

I 含浮石褐色砂層 II 淡黄白色砂層 III 攪乱砂層 IV 灰白色砂層 V 含腐植黒色砂層

1960) このころ以後ということになる。山陰の砂丘（豊島・赤木，1964）や吹上浜砂丘など（成瀬，1969，角田，1973），巨大な新砂丘に相当する響灘沿岸のⅣa期の砂丘は，沖積世に形成された沿岸州の砂を供給源として発達している。しかし響灘の沿岸では大きな河川がなく，山地からの砂の供給が少ないうえに隆起量も少ないので，風成砂丘の規模が小さい。この期の新砂丘は，北から角島の尾山砂丘，八ヶ浜砂丘，富任砂丘，宮ノ原砂丘，芦屋砂丘（角田，1972）などがある。芦屋付近には古砂丘が発達しているが新砂丘の発達が悪く，飛砂が薄く古砂丘を被覆しているにすぎない。

6) 現代の飛砂現象とクロスナ化 近世後期には浜堤に防風林や防砂林が植林され，移動砂丘が固定化した，明治中葉から再び飛砂がはじまって新砂丘Ⅳbをつくった。しかし，飛砂防止の施設や砂丘地の積極的な農地開発によって抑止され，今日では固定砂丘になり，裸地で強風時に飛砂現象がみられる程度である。

図12は彦島の宮ノ原遺跡B地点の断面図である。図のⅢの攪乱層は左郷軍人徽章を包含しており，現代になって他の場所で廃棄された土砂と一諸に盛りあげたもので，この運搬土砂の層の上位に堆積したⅣの砂層はごく新しい現代の風成層である。またⅣ層の上位には厚さ10cmばかりの新鮮なクロスナ層が形成されており，最近，クロスナ化を促す自然環境下にあることを示唆し，このような現代のクロスナの存在は，偏西風波動帯の乱れといわれる寒冷化現象（福井，1973）と照応する知見として注意をひく。

V. 響灘沿岸の砂質海岸形成の特質

1) 形成過程の要約

以上，考古地理資料に拠って，本州西端の響灘東岸を

対象に，第四紀，とくに沖積世の海成層と風成層の堆積過程をのべてきた。ここで要約するとともに，本地域のもつ特質を摘記しておくことにする。

(1) 海岸の基盤面に堆積した村崎粘土層と平原礫層のうち，前者を下部洪積統に位置づけ，後者は一応中部洪積統におかれているが，確定は保留されている。上部洪積統の綾羅木川礫層と富任砂層を同時異相とされてきたが，両層は堆積の時期を異にする別個の地層であることが明らかになった。また安岡古砂丘は綾羅木川礫層中の砂丘で，綾羅木古砂丘は富任砂層と同時期の砂丘であることがわかってきた。

(2) 綾羅木川河口付近の安岡海岸では，図5に示したような沖積世の沿岸州と新砂丘の堆積過程を指摘することができる。このうち，同図(5)の縄文海進と，(12)の弥生小海進と推定される砂堆の存在を神田遺跡でも析出することができた。

(3) 安岡半島北西縁の汀線にある泥炭は，花粉分析による畑中健一の研究がある（畑中，1966）。これによると温暖期の植物化石層からなり，縄文海進によって生じた浅海性の入江堆積物とされている。この泥炭層を図5の砂堆に結びつけると，(5)の砂州面に散在するシイの果実の地形面の延長に位置づけられるようである。

(4) 沖積世の砂州は，縄文早期，縄文前期，縄文後期前半，弥生中期末葉，平安時代初期のそれぞれの海進の際に堆積し，それぞれの後の海退によって露出した地形面に堆積した。飛砂現象による砂丘の形成は，縄文早期の末と縄文後期後半や，中世の末から近世前半の間および明治末年から以後の現代である。

このうちおもな浜堤を形成した砂州は，第1浜堤が縄文早期，第2期浜堤は縄文後期前半，第3期浜堤は平安初期に堆積した砂州で，地形に変化を与えるような新砂丘は，中世の末から近世の前半の間に形成された富任新砂丘である。

(5) 砂堆や砂丘の形成時期と，クロボクやクロスナの形成期との関連から，図8に示した相対的海水準変動傾向曲線を描くことができる。

2) 響灘沿岸の砂浜形成の特質

(1) その第1は，ながい間本州最西端の海岸地帯では，後氷期のうちでもっとも顕著といわれる後氷期海進の堆積物がみつからなかったことからわかるように，この期の砂堆の発達が弱いことである。しかも海進時の海水準の高度が見かけじょう低く，そのごの2回の海進堆積物におおわれ埋没してみつかりにくく東日本と対照

的である(多田, 1964; 江坂, 1965; 遠藤, 1967; 阪口, 1968)。この現象は、西南日本が、東海陸地とよばれた東シナ海の沿岸地帯にみられる後氷期の沈水海岸の一部をなし、日本列島の東高西低の造地形運動との関連を示唆する現象ともみることができよう。

(2) こんにちの砂質海岸を形成している砂堆地形は二つある。このうちもっともよく発達しているのは、古墳時代の後半から平安初期にかけて間歇的に堆積していた古代小海進の砂州であって、これが現在のビーチの浜堤を形成している。これについて大きいのは縄文後期小海進の砂州であり、そのごの海退期に姿をあらわした浜堤の上に、後期後半の貝塚や弥生前期から中期前半にかけての原始墓が造営されている。

(3) 砂浜に遺存する考古地理資料からみた限りでは、先史時代に、北浦海岸は総じて沈水傾向を、響灘東岸は南高北低の地盤変動を示し、西瀬戸内北岸では安芸灘を中心とする造盆地運動(桑代, 1959)と、宇部付近の離水現象(小野, 1968e)がみうけられ、この傾向は有史時代も続いていて(山口県教委, 1973)、本地方の砂質海岸の形成のうえに基礎的影響を与えている。

む す び

遺跡や遺物など、人類の遺構や遺品を文化的示準化石として土地・地域に結びつけ、時間と空間の接点から海浜地形の変遷史を組みあげる考古地理学のばあい、資料のもつ性質や方法論上の得失をよくわきまえておかねばならない。

考古資料や考古地理的知見は、砂質海岸の堆積物の相対的年代を決めるうえで有効な方法である。しかし仮りに、砂浜の箱式石棺から紀年鏡や銭貨が出土したとしても、砂堆や砂丘が堆積した厳密な意味での正確な実年代をとらえることは至難である。しかも海浜地形は風浪による擾乱作用をうけるので、 ^{14}C 法や地磁気年代学の方法の対象にもなり難い。したがって海崖の崩落とか、土木工事や発掘調査のような特別な事情が起らない限り採取しにくい性質のもので、気永な継続的観察を行ない、資料を吟味して考察を進め、確かな知見を添加しながら相対的編年の補正を重ねる努力が要請せられるのである。

引用文献

- 江坂輝弥(1965)縄文時代の生活の舞台。日本の考古学, I, 河出書房, 473p.; 399—408.
- 遠藤邦彦(1967)日本海沿岸の過去2万年間の海水準変化。考古学ジャーナル, 3, 8—9.
- 藤 則雄(1966)日本における後氷期の気候変遷。第四紀研究, 5, 150—155.
- 藤岡謙二郎(1970)人文地理学。大明堂, 271 p., 78.
- 福井英一郎(1973)日本における最近の低温化の傾向とその動的考察。地理評, 46, 231—240.
- 畑中健一(1966)山口県安岡付近の第四紀堆積物の花粉分析。考古学研究, 13, 34.
- 石田英一郎・泉 靖一・有光教一・伊東信雄・金廷鶴・芹沢長介・宋文薫・坪井清足(1968)シンボジウム日本農耕文化の起源。角川新書, 210 p.; 64—69.
- 井関弘太郎(1968)先史時代・歴史時代の地殻変動。第四紀研究, 7, 127—130.
- 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 LXII 抜刷, 162—163.
- 桑代 勲(1959)瀬戸内海の海底地形。地理評, 32, 24—34.
- 金関丈夫・坪井清足・金関 恕(1961)山口県土井浜遺跡。日本農耕文化の生成, 東京堂, 376 p.; 223—253.
- 金関丈夫・国分直一(1966)下関市綾羅木郷台地遺跡発掘調査概報。下関市教育委員会, (15).
- 金関 恕(1961)梶栗浜遺跡。山口県文化財概要, 第4集, 山口県教育委員会, 144p.; 59—65.
- 亀山徳彦(1968)関門地方の第四系。地質雑, 74, 415—426.
- 河野通弘・小野忠熙(1969)中国地方西部の第四系。日本の第四系, 地学団体研究会, 433p.; 381.
- 河野通弘・岡村義彦・三上貴彦・西村祐二郎・高橋英太郎(1975)山口県地質図。山口地学会。
- 近藤義郎(1968)宇部市波雁ガ浜遺跡について。宇部の遺跡, 279p.; 244—252.
- 木下 良(1975)災害による国府の移転。歴史地理学会会報, (81), 25—26.
- 永井威三郎(1959)米の歴史。至文堂, 250 p.; 63—98.
- 中野尊正(1956)日本の平野。古今書院, 309 p.; 95—185.
- 直良信夫(1968)宇部市北迫遺跡の自然遺物。宇部の遺跡, 279 p.; 232—237.
- 成瀬敏郎(1969)鹿児島県吹上浜砂丘の地形。地理科学, 12, 48—57.
- 大西正己・伊藤正史(1960)砂丘の生いたち。大明堂, 268 p.; 68—76.
- 小野忠熙(1958)山口県下関市綾羅木弥生遺跡。考古学雑, 43, 235—249.
- 小野忠熙(1961a)宮ノ原遺跡。山口県文化財概要, 第4集, 144 p.; 42—46.
- 小野忠熙(1961b)美濃ガ浜遺跡。山口県文化財概要, 第4集, 144 p.; 41—43.
- 小野忠熙(1961c)紫野遺跡。山口県文化財概要, 第4集, 144 p.; 71—75.
- 小野忠熙(1961d)潮待貝塚。山口県文化財概要, 第4集, 144 p.; 69—70.
- 小野忠熙(1961e)六連島遺跡。山口県文化財概要, 第4集, 144 p.; 47.

- 小野忠熙 (1962) 新田成立の自然的基礎. 地理科学, **2**, 1—6.
- 小野忠熙 (1963) 本州西端地方における海岸砂丘の形成期の研究. 地理評, **36**, 391—410.
- 小野忠熙 (1968a) 考古地理学からみた 海岸砂丘の形成時期と諸問題. 日本地理学会シンポジウム資料, 1—9.
- 小野忠熙 (1968b) 宇部市北迫遺跡と高地性貝塚集落の問題. 宇部の遺跡, 279 p.; 223—231.
- 小野忠熙 (1968c) 砂堆の構造と堆積過程. 宇部の遺跡, 279 p.; 119—120.
- 小野忠熙 (1968d) 第四紀の宇部の海岸地形. 宇部の遺跡, 279 p.; 256—266.
- 小野忠熙 (1969) 老郷地遺跡. 徳山市教育委員会 20p.; 5—10.
- 小野忠熙 (1969) 考古地理学からみた 海岸平野の形成—本州西端地方—. 日本地質学会第76年学術大会シンポジウム「海岸平野」資料集, 159—164.
- 小野忠熙 (1970) 本州西端部の黒土の成因と生成時期. 腐植年代学に関する総合研究, 資源研, 66—69.
- 小野忠熙 (1975) 弥生時代の砂浜海岸と人文生態. 地理, **20**, 12.
- 小野忠熙・本村豪章 (1968) 波雁ガ浜遺跡. 宇部の遺跡, 279 p.; 116—135.
- 笹津備洋 (1954) 青森県下北郡吹切沢遺跡. 日本考古学年報, **7**, 214 p.; 34.
- 阪口 豊 (1968) 沖積世における関東平野中央部の陸化期の年代. 第四紀研究, **7**, 57—58.
- 潮見 浩 (1968a) 月崎遺跡, 宇部の遺跡, 279 p.; 38—70.
- 笹津備洋 (1968b) 同上. 27.
- 角田清美 (1972) 芦屋町の自然の生いたち. 芦屋町誌, **18**, 6—17.
- 角田清美 (1973) 鹿児島県・吹上浜砂丘の地形について. 駒沢地理, **9**, 117—123.
- 多田文男 (1964) 自然環境の変貌. 東京大学出版会, 282 p.; 226—229.
- 宝川昭男 (1972) 下関市武久町の洪積世層出土尖頭器. 考古学ジャーナル, **7**, 19—21.
- 豊島吉則 (1975) 日本海岸の砂丘. 日本第四紀学会昭和49年度シンポジウム資料.
- 豊島吉則・赤木三郎 (1964) 気高町宝木高浜砂丘の形成について. 鳥取大学学芸学部研究紀要, **15**, 12—20.
- 和島誠一・麻生優・田中義明 (1964) 北九州における後氷期の海進・海退について. 資源研彙報 (63), 64—72.
- 山口県教育委員会編 (1970) 山口県徳山市久米岡原古墳発掘調査概要. 徳山市教育委員会, 18 p.; 6.
- 山口県教育委員会編 (1971) 神田遺跡第一次発掘調査概報. 25 p.; 5—12.
- 山口県教育委員会編 (1972) 山口県遺跡分布図. 山口県教育委員会.
- 山口県教育委員会編 (1972) 神田遺跡第二次発掘調査概報. 15 p.; 8—14.
- 山口県教育委員会編 (1973a) 伊倉遺跡. 山口県教育委員会, 109 p.; 108—109.
- 山口県教育委員会編 (1973b) 柳井市与浦遺跡. 下関市神田遺跡発掘調査概報. 32 p.; 12.
- 安田喜憲 (1973) 瓜生堂遺跡の泥土の花粉分析. 瓜生堂遺跡, **II**, 瓜生堂遺跡調査会. 104 p.; 76—102.
- 山本武夫 (1974) 日本の気候変動と沖積世の寒冷気候. 第四紀研究, **12**, 155—158.
- 吉村次郎 (1964) 七辻古墓 埋蔵文化財包蔵地調査カード. 下関市教育委員会.
- 吉村次郎 (1965) 原始・古代. 下関市史原始—中世, 83—87.
- 吉崎昌一 (1974) 北辺文化の変遷. 講談社, 164 p.; 102—103.