沖積世低位海水準

茂 木 昭 夫*

Lowered sea levels during the Holocene age

Akio MOGI

There is disagreement concerning sea level changes during the past 7000 years. SHEPARD and CURRAY (1967) take the view that sea level stood $-6\sim 9$ m. lower 7000 years ago than at present, and that during this period it has risen gradually to attain the present sea level. Otherwise, FAIRBRIDGE(1961) believes there is evidence that the sea rose to higher levels during the past 6000 years, and that there have been three brief stillstands 3, 1.5 and 0.5 m. above the present sea level within this period. In Japan, the maximum sea level during the postglacial age was suggested to lie at 6 m. above the present sea level in the early Jomonian age. FUJII and FUJI (1967) believe there is a phase of lower sea level between 3000 and 1500 years ago than present sea level as proved by the submerged forests.

The author studied rocky micro-topographies in the shallow sea bottom to obtain any evidence concerning lowered sea levels during the Holocene age.

Submerged spur during the Holocene transgression may be better places to solve the above question. He took the method of projections of the overall depth points along the submarine spurs of the south coast of Shima Peninsula, the west coast of Shimonoseki City, the coast of Ena Harbour, Fukushima Prefecture and the coast of Cape Isono, Chiba Prefecture. In spite of the spurs dissected by grooves, summit level show 4 levels of about -2 m., $-3\sim 5$ m., $-6\sim 8$ m. and $-9\sim 12$ m. with each similar depths. Some of spurs has the recognizables on the summit at each levels, as Hirose and Watari submarine spurs.

About -2 m. plane may be abrasion platform related to the present sea level as pointed out by late Dr. MII (1962). Other three planes are abrasion platform related to the ancient sea levels. It is thought that there may be a possibility that those three levels lower than the present sea level are closely related to the fluctuation of sea level during the past 6000 years.

I. 低位海水準の存在と波食台

沖積海進の極大が現海面上数 m の高さに達し、その後昇降をくり返しながらい位置に達したか (FAIRBRIDGE 1961)²⁾, それとも現海面上に達することなく、じょじょに上昇を続けて現位置に達したか (SHEPARD and CURRAY 1967)²¹⁾ は、大きく意見の分れる所であつて、未だ決着のついてない問題である。しかし日本の多くの学者は、日本の各地から現海面上約 6 m および約 2 m の水準に、旧汀線を見出し、沖積海進

* 第七管区海上保安本部水路部

が日本では現海面上はほぼ6mの高さに達したことを信じている⁷⁸⁾¹⁴⁾。沖積海進の極大が現海面上6mの高さにあつたことを仮に認めたとしても、その後海面がただ単にじょじょに降下して現位置に達したか、小さな昇降をくり返しながら現位置に達したかの問題がある。高位海水準については、隆起ベンチや浜堤などによつて、幾つか知られているが、低位海水準については、北陸地方で見出されている埋没林の示す局地的なものしか知られていない⁸⁾。埋没林の示す低位海水準が、全国的なものであるかどうかは、未解決の問題である。10m以浅では、これ以外に旧海水準を示すものは、全く知られていないのである。低位海水準の証拠が得られ難い理由は、そこが現海底にあり、現在盛に埋積されている環境にあることによる。現在埋積から免れている露岩地域は、逆に活発な侵蝕にさらされているからである。もし低位海水準の存在が期待できるとすれば、高位海水準が隆起ベンチとして見出されることが多いと同じように、このような海底の露岩地帯こそ、その可能性を秘めていると予想される。

波食棚の外側海底には、波浪の侵蝕によつて沖の方に緩く傾いた平坦な面(波食台)*が形成されることを、三位(1963)¹³⁾、豊島(1967)²³⁾、武永(1966)²²⁾らは主張している。しかしその資料は断片的に過ぎない。同一海面に対して、波食棚と波食台の2つの異なつた level の平坦面が作られることになり、もしこれらが数mの海面変化や地殻変動を受けると、極めて錯綜した結果を招くことになる。果して波食台はどの level にどのような形態をとるものであろうか?、しかるに現時点では、波食棚の外側海底はほとんど不明に近く、盲点になつていと言つてもよい。

第1図 調査地域

1. 下関西岸
2. 志摩半島南岸
3. 東京湾磯根岬付近
4. 福島県江名港付近

筆者はこのような多く問題を含みながら、これまでほとんど研究の外にあつた、波食棚に接する露岩地帯の地形をまず明らかにし、波食台や低位海水準を指示するものが果して存在するか否か、存在するとすればどのような水準にどのような形態をとるかを明らかにしようと試みた。

このような研究を行うために、沖積海進によつて陸地の山脚が溺れ、現海岸付近は波食によつて平坦化(波食棚)されながらも、その下位に以前の山脚(海脚)が残存しているような場所を選んだ。この海脚上にこそ、このような地形が残存する可能性が大きいからである。このような地域で水路部の精密な測量の行われている志摩半島南岸、下関西岸、福島県江名港付近および千葉県磯根岬付近を研究対象としたのである(第1図)

II. 志摩半島南岸

1. 海岸および海底地形

志摩半島は北部の海拔70mから、南端の布施田付近の20mにわたる広い平坦な隆起海食台地であつて、これをふちどる海岸線はわが国の代表的なリアス式海岸をなし、英虞湾、矢次湾などの溺れ谷を作っている(辻村 1925²⁴⁾、大塚 1928²⁰⁾。台地面は北西部の基盤中生層の侵食面と南東部の先志摩層の堆積面からなる(吉川1949²⁶⁾)。この先志摩面の下位には中段段丘(20~15m、礫部面)および低位段丘(10~5m)が存在する(名古屋グループ1969)¹⁸⁾。海底には各溺れ谷から続く海底谷が-40mまで追跡されるので、先志摩層堆積後半島部が隆起して隆起海食台が生じ、その後で谷による開析が始まつたとされている。この時期が Würm の最大海面低下期に当るかどうかはさておいて、その後海進(沖積)が起り、谷が溺れて現在のようなリアス式海岸を形成したのであるが、谷の末端が-40mにあるのは、鹿島灘と同じように¹⁶⁾、この水準に一時的な海進の停止があつたことを示すものであろう。

第2図 志摩半島南岸の海底地形

調査区域 (1) 麦崎海脚 (2) マゲマキ海脚 (3) 三ツ島海脚 (4) 渡り海脚

志摩半島の南端布施田の南方には、ほぼ三面形の地域を占めて 20 m 以浅に多数の岩礁があり、その一部は大島、小島、鳴神島、幣ノ島となつて海面上に現われている(第2図)。この岩礁地帯は北部・中部・南部のブロックに分かれ、深さ 10 数 m のほぼ東西方向の谷または水道によつてへだてられている。これらの岩礁地帯は吉川が指摘したように、現在の海面すれすれの深さにある広い 1 つの海食台地と言うことができよう²⁶⁾。しかしこの台地の周辺斜面は、深さ 20 m まで複雑に開折されているのである。筆者の対象としているのは、この中の北部地域で、ここでは海岸から 400~700 m の間波食棚や海面すれすれの暗礁がひろがり、その南には 4 条の海脚が南にのびて布施田水道にのぞんでいる。各海脚の間には海岸近くまで達する谷が入っていて、これらは布施田水道の谷に合流して西方の -40 m 海底に達する。つまり志摩隆起海食台を開折した谷の一部である。したがつて海面がほぼ現在の位置に達してから、海岸と海脚との間の広い部分が波食されて平坦面が形成され、谷は埋積の過程に入つたが、斜面をなす海脚はそのまま残存して半島状になつたものと解される。これらの海脚を便宜上東から麦崎、アゲマキ、三ツ島、渡りと仮

第3図 麦崎海脚とアゲマキ海脚の海底地形 等深線間隔は1m

称し、麦崎海脚とアゲマキ海脚の地形を第3図に示した。

これで見ると海脚は入り組んだ明瞭なりんかくをもち、周り(両側の谷)の堆積から半島状に取り残されていることを示す。岩盤からなり多分基盤の中生層であろう。りんかくの1つの特徴は中程でくびれて鞍部をなしていることで、これは麦崎海脚から渡り海脚にかけて共通に見られ、その方向は WNW-ESE である。これはその南に隣る布施田水道の方向と一致し、更に南の水道に parallel であるから、多分構造性のものであろう。海脚の地形は多数の溝によつて刻まれて極めて複雑である。その溝の方向は東西方向のものが多く、恐らく地質構造に沿つて作用した侵食の結果を示すものであろう。アゲマキ海脚では等深線図からも侵食平坦面の存在を或る程度推定し得るが、麦崎海脚では起伏が激しく極めて困難である。したがつて次のような操作によつて侵食平坦面の存否を確めた。

2. 海脚上の侵食平坦面

測量原図上の全水深を各海脚毎に、海脚の延びと直角な方向に投影して第4、5図のグラフを作成した。各グラフの右側が直ちに波食棚と暗礁帯につながるが厳密なことは分らない。各投影点の上限の線はいわば切峯面であり、下限の線は切谷面に相当する。上限の線が等高性を示すならば、これは侵食平坦面と見なすことができよう。また水深はほぼ平均間隔で得られているから、その密集の度合はその水深の占める面積の広狭を示すと見て差支えない。

麦崎海脚 グラフ(第4図上右)の右端の方では-4m 付近から点が密集してくるので、この付近に上限の線をひくことができる。すなわちほぼ-4m 付近に幅約300mの侵食平坦面が存在することを示し、この線をこえてばらついている点は、平坦面上の残丘と見なすことができよう。

第4図 麦崎海脚における投影水深図(右上), 水深頻度分布図(左上)ならびに投影断面図(下)

この面の下限は-6~7m付近に降りた後, 大きな起伏をくり返ししながら, 沖の方へ約1300mの幅でひろがり, 全体的に-6~8mの等高性を示している。これは明らかにこの深さに作られた侵食平坦面の開析されたものである。局所的な点の密集部が-9~10m付近にあるのは, あるいはこの付近にさらに下位の平坦面が存在することを示すのかも知れない。

これらの投影点の各水深毎の頻度分布を見ると(第4図左上), -4~5mに1つの段があり, さらに-6~7mにも1つの段があり, 極大は-9~10mである**。これらは前述の投影点の分布からの推論と一致する。-15~16mにある1つの極大は, 切谷面が現われたもので, 周辺の堆積面を示す。第4図下は麦崎海脚の延びの方向にとつた実際の断面を, 重ね合わせて示したもので, 実際の地形は数mの起伏が連続したものであることが分る。それにも拘らず, 起伏の頂部に前述した各水準の等高性が認められることは, 十分読みとることができよう。

アゲマキ海脚 麦崎海脚に隣るアゲマキ海脚について, 同様な方法によつて見ると(第5図), 矢張り-4m付近にかなり明瞭な幅約300mの侵食平坦面が認められる。この下位には, 2カ所に顕著な残丘をのせてはいるが, ほぼ-6~7mに幅約700mの広い面を認めることができる。この面の陸側への延長は面の直下に, 点の密集地域となつて現われているが, これは地形図にも表われているように, -6~7m面が-4m面をとりまいていのである(第3図)。一方残丘の一部はほぼ-4mに達している。

頻度分布は-4m付近の段と, -7~8mの極大点とを示し, 上記の推論を支持している。-9~10mにさらに小さな極大点が見られているのは, 麦崎海脚の場合と同じように, -6~7mの下位にくる面の存在を示すのかも知れない。

第5図 アゲマキ海脚，ミツ島海脚，渡り海脚における投影水深図(右)とその水深頻度分布図(左)

ミツ島海脚 この投影点の分布はややばく然としているが，グラフの右側には矢張り $-3 \sim 4$ mの上限の線(切峯面)が認められ，左側の残丘状の頂部は，ほぼこの線によつておさえられているので， $-3 \sim 5$ m付近に侵食平坦面が存在したことは明らかである。

これを頻度分布で表わすと一層明瞭であつて， $-4 \sim 5$ mに矢張り1つの段， $-6 \sim 7$ mに明瞭なpeak，さらに $-9 \sim 10$ mにもう1つのpeakが存在することが知られる。これらは何れも麦崎海脚，アゲマキ海脚に現われたものと同じ水準である。

渡り海脚 この投影点の分布像の特異な点は， $-7 \sim 8$ mの水準に極めて密に点が密集して，1つの明瞭な平坦面の存在を示していることである。実際の地形もここでは広い平坦面として存在し，この上に大きな残丘をのせている。

頻度分布も-7~8mに極めて顕著な peak を示し、他の面は-4~5mおよび-11~12mに基だ不鮮明な段として現われているに過ぎない。

III. 下関西岸

1. 海岸および海底地形

下関市の西岸武久川の河口南側には、中生代の関門層群が北方に約 20° の傾斜で傾きながら海岸に露出し、河口の沖積低地をへだてた北側には、第三系の礫岩層が崖高約20mの海食崖をつらねている²⁵⁾。海食崖の基部には浅い海食洞が刻まれ、崖下には狭い波食棚が発達している(第6図)。

第6図 下関市西岸の海底地形図
等深線間隔は1m。(1)広瀬海脚 (2)武久海脚

広瀬の西方500mの沖には、岬から続いて彎曲しながら南へのびる広い浅堆がある。これを広瀬海脚と仮称する。この海脚と海岸との間には南に向う海底谷があり、広瀬海脚の南方-13m付近で消失する。その陸方延長は垢田の沖積谷に続くから、この谷は Würm の最大海面低下期に作られ、その後海進によつて埋め立てられて、僅かに12m以浅にのみ谷跡を残したのである。広瀬海脚の西側には、深さ10m付近に頂部をもつた多数の礁が分布する。海脚に接する東部の礁は、広瀬海脚に平行した南北方向をとり、礁と礁との間には同方向の溝が発達する。西部の礁はこれに直角な東西方向をとり、周囲は堆積面によつて埋め立てられ、礁は島状に残っている。多分東部の南北方向の礁や溝は、断層系に支配されたもので、西

部の礁は節理に支配されたものではなかろうか。下関市には南北方向の断層系が発達しており²⁵⁾、彦島西端の波食棚ではほぼ東西方向の節理によつて輪かくが規定されて、ケスタ地形を作っているからである。

武久川の河口沖には指をひろげた形をした海脚があり、これを武久海脚と仮称する。海脚は東西方向の溝で刻まれているが、これは矢張り地質構造に沿つて掘られたものであろう。広瀬海脚は、等深線によつてもほぼ侵食平坦面の存在を推定し得るが、前節と同様な方法によつて、以下に広瀬・武久両海脚の侵食平坦面を検討する。

2. 海脚上の侵食平坦面

広瀬海脚 比較的面のよく保存されている海脚で、これの水深を投影すれば第7図上のようなになる。右端では-2m付近に狭い面が認められるが、これは現海岸線と広瀬(礁)の波食棚とを結び所にあたる。一たん深みをへだてた後、沖の方にひろがる-4m付近に、明瞭をひくことができる。これは実際に比較的広い原面を残している部分であつて、地形図(第6図)にもよく現われている。その右側の深みは-8m付近に点が集中し、明らかに平坦面の存在を示している。

第7図 広瀬海脚における投影水深図(右上)、水深頻度分布図(左上)ならびに縦断面(下)

この-8m面の沖の方の延長にも、比較的点の多い部分が続き、-4m面の下位にこれをつなぐ形で存在している。従つて-8m面は-4m面をとりまく形で発達していることが分る。

頻度分布には、-2~3m、-4~5mおよび-7~9mにそれぞれ極大値があらわれ、下位のもの程顕著である。海脚に沿う代表的な断面を第7図下に示したが、-4m面および-8m面が明瞭に示され、いずれも沖の方にゆるく傾いている。

武久海脚 武久川の河口沖にある狭い海脚で、上限の線は余り明瞭でないが、-3~4m付近に点の集中が見られる(第8図)。海岸(波食棚)寄りに-1.5~2mの水準に、比較的点のそろつた所があるので、あるいは侵食平坦面の存在を示すものであるかも知れない。-5~6mにかなり明瞭な点の集中があるのは、明らかに侵食平坦面の存在を示している。この面は上位の-3~4m面をとりまく形で発達する。

第8図 武久海脚と広瀬海脚西方岩礁帯における投影水深図(右)と水深頻度分布図(左)

頻度分布を見ると、 $-3 \sim 4$ m に明瞭な段が存在し、 $-5 \sim 6$ m に極大値があらわれている。この深さは広瀬海脚のものといく違っているが、面の広さと分布状況からみて、 $-3 \sim 4$ m 面は広瀬海脚の $-4 \sim 5$ m 面に、 $-5 \sim 6$ m 面は広瀬海脚の $-7 \sim 9$ m 面にそれぞれ相当するものと思われる。

広瀬海脚の西側岩礁 広瀬海脚の西側には無数の岩礁が散在しているが、興味あることはこれらの岩礁の深さにかなりの等高性が見られ、その深さは $-9 \sim 10$ m にある(第8図)。礁の東西の配列方向が、海岸の地層の走向、節理の方向と一致しており、沈水した波食棚を思わせる。

水深の頻度分布は $-9 \sim 11$ m に著しい peak があらわれており、多分 $-7 \sim 9$ m の下位の侵食平坦面であろう。

IV. 福島県江名港付近

1. 海岸および海底地形

塩屋崎の南の江名港付近は、第三紀層の開析された100 m 内外の丘陵が海に迫り、川の注ぐ所に狭い沖積谷を残すのみで、海食崖の発達したけわしい海岸である。したがって水深20 m 以浅には無数の岩礁が点在して、極めて複雑な海底地形を示している(第9図)。

海食崖下の波食棚は発達がよく、広い所では幅500 m 以上に達し、谷の注ぐ所で連続が中断されている。波食棚の外側には複雑な起伏をもった岩礁地帯が半島状に沖の方にのび、周りから堆積面がとりかこんでいる。この波食棚の外側からのびる海脚を、北部のものから殿島、江名、中田山および中之作海脚と仮称する。海脚と海脚の間は海底谷で陸上の沖積谷につづき、末端は -16 m 付近まで追跡される。この

第9図 江名海脚と中田山海脚の海底地形
等深線間隔は1m。

ような地形は志摩半島の場合と全く同じで、Würm 氷期の海面低下期に刻まれた谷が、沖積海進によって埋め立てられ、沈水した山脚は海岸付近で波食を受けたのみで、それ以下は-20m 付近までそのまま残存したものと考えられる。

海脚は多数の溝によって刻まれているが、溝には方向性があり主方向は NNE-SSW で、これに従的に直角方向の溝が加わって格子状に開析している。NNE-SSW の方向は海岸に平行な方向で、陸上谷にもこの方向性が現われているから多分構造的なものと思われる。

2. 海脚上の侵食平坦面

殿島海脚 殿島の波食棚から南東にのびる海脚で、投影図(第10図)の上限の線は、-3m から-4m へゆるやかにのりた後急に深くなるが、-8m 付近から再び緩やかになつて、距岸600m で-10m に達

第 10 図 殿島海脚と江名海脚における投影水深図(左)と水深頻度分布図(右)

し、そこから再び急になつて -16 m の海底におりる。 $-3\sim-4\text{ m}$ の面は明瞭な1つの侵食平坦面を示し、 $-8\sim-10\text{ m}$ の広い面も侵食平坦面を示すものと思われるが、水深の頻度分布を見ると、水深点の集中は -8 m 付近と $-10\sim-11\text{ m}$ 付近とに分れるようである。下限の線は上に急で下に緩やかな concave curve を示し、これは海脚の囲りの堆積面の上限であると共に、切谷面すなわち谷(溝)の侵食基準面でもあらう。

江名海脚 殿島海脚の南に広い堆積谷をへだてて南東にのびる海脚である。投影された水深点の分布を見ると(第10図)、 $-1\sim-2\text{ m}$ 付近に狭いがやや水深点の集中のよい部分が認められる。さらに -4 m 付近を境にして、これより深い部分に急に水深点の増加が目立っているから、この付近に侵食平坦面の存在することは確実であろう。 -6 m 付近で水深点が明らかに沖の方にひろく点するのが見受けられるので、これも侵食平坦面を示すものであらうと推定される。ただ水深点が非常に少ないので、 -6 m 付近になるのか -8 m 付近になるのかよく分らない。頻度分布は $-5\sim-6\text{ m}$ に1つの peak を示しているにすぎない。ここでも下限の線は平衡断面形を示している。

中田山海脚 中田山の前面にひろがる波食棚の南東沖合延長にあたる海脚である。

投影図(第11図)を見ると -2 m 付近に明瞭でないが点がバラついており、やや集中度の高い所としては -4 m 付近、 -6 m 付近があげられるが、これも余り判然としない。確実なことは -8 m 付近から沖合へ広くひろがる上限の線であつて、これは明白な侵食平坦面である。しかし水深点の集中はむしろこの線よりも下位の -11 m 付近にあるので、この水準にも平坦面の存在が推定されよう。頻度分布は $-1\sim-2\text{ m}$,

第11図 中田山海脚における投影水深図(左上), 水深頻度分布図(右上)ならびに投影断面図(下)

−3~4 m, −5~6 m および −8~9 m でそれぞれ段になっているが, peak は却つて −10~12 m にある。−10~12 m で著しく高い頻度を示す理由には, 周囲の堆積面の水深も加わっていることを考慮しなければならないが, −8 m 面の下位にさらにこの水準の平坦面が存在することを示すものであろう。第11図下は海脚に沿つて多数の断面を重ね合わせたものであるが, −8~10 m 面は極めて顕著であることが分る。−5~6 m 面もよく分るが, その他の面はあまり判然としない。

中之作海脚 中之作海脚は中之作港前面の波食棚の南東沖にひろがる海脚である。

上限の線は余り明瞭でないが(第12図), 水深点の集中は −4~5 m 付近および −7~8 m 付近にかなり明瞭である。沖合では点がバラついているが, その上限はほぼ −8~11 m かけてひくことができる。頻度分布も −4~5 m, −7~8 m に明瞭な極大があり, −11 m 付近にも1つの山がある。これを断面で重ねて見ると, −3~4 m の平坦面, −7 m 付近の平坦面, −9~11 の平坦面の存在はかなり明瞭に読みとることができる。

V. 千葉県磯根岬付近

1972年に水路部で刊行した沿岸基本図「磯根岬付近」(1/10000)⁹⁾の調査結果を見ると, −10 m 付近に極めて顕著な侵食平坦面が示されている。中嶋・岩淵(1972)¹⁷⁾はこの平坦面を −20 m 以浅の平坦面として一括し, これが現海面に関して作られた現成の侵食面か, 過去の侵食平坦面の沈水したものを明確にしていない。この平坦面は厳密には −9~12 m にひろがるもので, 羽鳥等が1962年に東京湾周辺から広く発見した −10 m 以浅の海食台⁶⁾と一連のものなのである。

第12図 中之作海脚における投影水深図(左上), 水深頻度分布図(右上)ならびに投影断面図(下)

この平坦面は磯根岬の沖に東西方向に入る2条の埋積を挟んで、広く分布するものである(第13図)。とくに南部の染川の沖では広く岩盤となつて露出している。音波探査の記録では、基盤は東に傾いた単斜構造をなしているが、面はこれをほぼ水平に切っており、所により不整合に砂層がおおっているのである。この平坦面が現在つくられている海食面ではなく、過去の侵食平坦面の沈水したものであることは、この平坦面の一部が明らかに現成の堆積層によつて埋められている事実によつて、知ることができる。たとえば富津の南では多数の ridge を作っている砂層の下に埋められており、染川の西でも海岸に近い所が一部砂層でおおわれている。磯根岬の沖に見られる二条の埋積谷は、音波探査によつて明らかになったものであるが、-40m 付近まで追跡され東京海底谷に注いでいる。すなわちここにおいても、Würm の海面低下期に作られた谷が、その後の海

第13図 磯根岬付近の海底平坦面(-9~11 m)の分布 砂層はこの波食面をおおっている。

進によつて埋められた過程を物語っており、 $-9 \sim 12$ m の侵食平坦面は、この海進によつて沈水した山脚をけずつて作られた波食面であることを推定させる。

この磯根岬の侵食平坦面は、 -10 m の水準を保ちながら、富津岬の南側にひろがり、一旦埋積谷でへだてられた後、富津岬の北側に現れ、小櫃川の河口付近から千葉の方まで続くことが、羽鳥等⁶⁾の資料によつて明らかである。この海食台($0 \sim 10$ m)について貝塚は1962年に、海面がほぼ現在の位置に達した約5000年間に作られたとしたが¹⁰⁾、1969年には森山と共に、相模平野のほぼ同じ水準の波食台の形成時期について、沖積海進最大期以後縄文後半以前とした¹¹⁾。

第14図 海脚地形の概念的な模式断面図

VI. 侵食平坦面と波食台

以上4つの地域の波食棚の海側に続く海脚を精査した結果、表に示されるような4つの侵食平坦面が確認された。最上位の -2 m 平坦面は、幅が狭く(約150 m)断片的で余り明瞭とはいえない。しかし志摩半島南岸でこの面が現われていないのは、精査区域の外にあるためであり、同海岸の和具港付近では確かにこの面がかなり広く発達している。三位(1962)も和歌山県の田辺港でこの水準の平坦面を認めている。 $-3 \sim 5$ m 面(第二平坦面)は、全海脚を通じてほぼ同じ水準に明瞭に現われている。幅は300~400 mで、広瀬海脚には明瞭な原面が残っている。 $-6 \sim 8$ m 面(第三平坦面)は最もよく発達した面で、その幅は1000 m に達し、志摩半島の渡り海脚、下関西岸の広瀬海脚、江名港付近の中田山海脚には、それぞれ広く原面を残している。 $-9 \sim 11$ m にある第四平坦面は、第三平坦面との区別が余り明瞭でない点もあるが、中田山海脚で見る限り、明らかに第三平坦面の下位にこれを取りまいて広く残っており、十分区別される。東京湾に広く分布する -10 m の波食台は、その水準から見て、第四平坦面に相当するものと思われる。

冒頭に述べたように、波食棚の外側には現在の波の作用によつて沖の方に緩斜した波食台が形成される

第1表 各地域の海脚上に見られる侵食平坦面の深度

地	域	第一平坦面	第二平坦面	第三平坦面	第四平坦面
志摩半島南岸	麦崎海脚		-4 m	$-6 \sim 8$ m	$-9 \sim 10$ m
	アゲマキ海脚		-4	$-6 \sim 7$	$-9 \sim 10$
	三ツ島海脚		$-3 \sim 5$	$-6 \sim 7$	$-9 \sim 10$
	渡り海脚		$-4 \sim 5 ?$	$-7 \sim 8$	$-11 \sim 12 ?$
下関西岸	広瀬海脚	$-2 ?$ m	$-4 \sim 5$	$-7 \sim 9$	$-9 \sim 11$
	武久海脚	$-1.5 \sim 2$	$-3 \sim 4$	$-5 \sim 6$	(岩礁帯)
福島県江名港付近	殿島海脚		$-3 \sim 4$	-8	$-10 \sim 11$
	江名海脚	$-1 \sim 2$	$-4 \sim 5$	-6 または 8	
	中田山海脚	$-2 ?$	$-3 \sim 4 ? -5 \sim 6$	$-8 \sim 10$	$-10 \sim 12$
	中之作海脚		$-3 \sim 4$	$-6 \sim 8$	$-9 \sim 11$
東京湾磯根岬付近					$-9 \sim 11$

と言われている。これが事実であるとする、この4つの面のどれかがそれに相当することになる。旧侵食面と現在の波食台とを区別すべき何の手がかりももたないが、最も浅い位置にあることと、DIETZ と MENARD が主張している base of vigorous abrasion の深さから見て、-2 m 面をこれに当てるのが最も無理のない考え方であろうか。三位も田辺湾で、この水準の面を現在の波食台とした。そのように考えると、江名港においては、海食崖が約 650 m 後退する間に、波食棚の外端は約 150 m 後退したことになる。しかし海脚を格子状に下刻している多数の海食溝の存在は、この考えに疑問を投げかけている。この溝が陸上谷の沈水したものでないことはその地形から明瞭であり、海面下の侵食地形であるとする現在 active な侵食作用を行っている可能性が強い。したがって波食棚の外側海底における現在の侵食作用は、海食溝などによって周囲の堆積面の level に向って次第に岩盤を低め、最終的に周囲の堆積面とほぼ同じ level に平坦な岩床を作るように作用しているのではないかという考えも生れてくるのである。

何れにしても4つの侵食平坦面のうち、少なくとも下位の三つは明らかに過去の海水準を指示した侵食平坦面であることは疑いない。

VII. 沖積世の海水準について

以上4つの地域について、波食棚外側に残っている海脚部を精査した結果、何れも多数の溝によって刻まれているにかかわらず、山稜はかなりの等高性を示し、一部ではその水準に確かな平坦面を残していることが分った。

とくに注目すべき事は、これらの侵食平坦面の水準が遠く離れた地域にもかかわらず、極めてよく一致することである(第1表)。

このことはこれらの侵食平坦面の形成が、局地的な地盤変動に由来したものでもなく、構造ベンチのように地質構造が侵食作用によって洗われて生じたものでもないことを示し、明らかに最近の海面変化に由来したものであることを示している。これらの山脚が何れも Würm 氷期以前の海面低下に際して刻まれた谷に接して存在し、谷の侵食から残された部分に当ることから、Würm 氷期以前の海退の過程で形成されたもの、すなわち河岸段丘の可能性についての考慮も払わなければならないが、これらの水準が現海面に極く接して存在していること、地域的な高さの相違がほとんどないことは、前述の思惑を完全に払拭し去るものである。したがって沖積海進以後約6000年の間に形成されたものとして間違いはない。

冒頭に述べたように、沖積最大海進の存否については大きく2つの意見に分れる。SHEPARD や CURRAY の主張するように、7000年 B.P. 頃までの急速な海面上昇と、その後の緩慢な上昇によって現海面に達したとした場合、果してこれらの3~4つの水準に侵食平坦面を作り得るであろうか。これらの階段状の侵食平坦面の存在は、すでに間接的(急激な)海水準の変動を示しているのであって、極めて緩やかな海面変化によつては生じ得ないことを意味している。

日本においては沖積海進の Maximum を示すものとして、+6 m 付近の旧汀線が知られており、さらに+2 m 付近にその後の海水準を示す旧汀線が一般に知られている³⁾¹⁰⁾²⁷⁾。小野(1963)¹⁹⁾は中国地方西部に縄文中期以降4回の小規模な海進があつたことを報告しており、その他の海岸平野からも3~4列の浜堤群が報告されて、沖積最大海進以降何回かの海面の停止または小規模な海進を経て現在に至つた事が示されている¹⁴⁾。しかしその間、現海面以下までの海面低下をさし挟むことを強く主張しているものは稀であつた。藤(1966)³⁾および藤井(1967)⁴⁾⁵⁾等は富山湾を始め北陸地方の海底から発見された埋没林の年代がほぼ3000~1500年 B.P. を示すことから、沖積最大海進以後埋没林の水深の示す-5 m 付近に海水準が低下し、その後再び上昇して今日の位置に達したと主張した。しかし埋没林の発見は北陸地方のみに限られていたのである。

しかるに遠く離れた地域から、共通してほぼ同じ水準に沖積世の侵食平坦面が3~4つの level に発見された。このことは沖積最大海進以後、海面は順次低下して今日の位置に達したのではなく、FAIRBRIDGE

の示したような小さな振動をくり返ししながら、現在に至つたことを示すものと考え。この4つの level 中、-3 ~ -5 m にある侵食平坦面は、北陸の埋没林の深さと一致するので、ほぼその時代に形成されたと考えてよからう。-9 ~ -12 m にある面がすべて相模湾や東京湾の埋没波食台に対比できるとすれば、その時代は縄文前半となる。この2つの面の時代設定から、深い所の平坦面時代が古いと推測するのは最も無理のない推論と思われるので、-6 ~ -8 m 面は、その中間の時代に想定することができるように思われる。そしてこれらの低位海水準は、縄文海進頂期以降の各海退期を指示するものと解釈するのである。

VIII. む す び

日本の遠く離れた4つの地域の手脚上から、ほぼ同じ水準に発達している侵食平坦面を見出した。これらは検討の結果、縄文海進以後の海面変動が、数回現海面以下に達した際(海退)、形成された可能性が強い。形成年代を知る直接的なデータはないが、その中のあるものは、北陸の埋没林と同水準にあり、他のものも外国で知られている沖積世の低位海水準²³⁾と、何らかのかかわりを有しているものと予想しているが、今後の課題である。

文 献

- 1) 第四紀総合研究会(1969): 日本の第四系, 地学団体研究会.
- 2) FAIRBRIDGE, R. W. (1961): Eustatic changes in sea level, *Physics and Chemistry of the Earth*, 4, 99-185.
- 3) 藤 則雄(1966): 沖積世泥炭層と埋没林との層位学的研究, 地質雑, 72, 11-22.
- 4) FUJII, S. and FUJI, N. (1967): Postglacial sea level in the Japanese Islands, *Jour. Geoscience, Osaka City Univ.*, 10, 34-51.
- 5) FUJII, S. and MOGI, A. (1970): On coasts and shelves in their Mutual relations in Japan during the Quaternary, *Quaternaria* (Roma) XII, 155-164.
- 6) 羽鳥謙三, 井口正男, 貝塚爽平, 成瀬 洋, 杉村 新, 戸谷 洋(1962): 東京湾周辺における第四紀末期の諸問題, 第四紀研究, 2, 69-90.
- 7) 羽鳥謙三, 柴崎達雄(1971): 第四紀, 共立出版.
- 8) 井関弘太郎(1972): 三角州, 朝倉書店.
- 9) 海上保安庁水路部(1972): 東京湾磯根岬付近海底地形, 地質調査図(1/10000).
- 10) 貝塚爽平(1962): 東京湾沿岸地帯の地盤構造(演旨), 地理評, 35, 659-660.
- 11) 貝塚爽平, 森山昭雄(1969): 相模川沖積低地の地形と沖積層, 地理評, 42, 85-105.
- 12) MII, H. (1962): Coastal geology of Tanabe Bay, *Sci. Rep. Tohoku Univ. (Geology)*, 34, No. 1, 1-93.
- 13) 三位秀夫(1963): 海食と海水準との関係, 海洋地質, 2, 8-16.
- 14) 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, 139-148.
- 15) 茂木昭夫(1971): 汀線と碎波帯, 浅海地質学, 東海大出版会, 109-252.
- 16) 茂木昭夫, 岩淵義郎(1961): 常盤沖ならびに鹿島灘陸棚の海底地形と底質, 地理評, 34, 39-58.
- 17) 中嶋 逞, 岩淵義郎(1972): 東京湾磯根岬付近海底地形地質調査報告, 海上保安庁 水路部, 3-30.
- 18) 名古屋グループ(1969): 伊勢湾周辺の第四系, 日本の第四系(専報15), 地団研, 319-329.
- 19) 小野忠潔(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, 391-411.
- 20) 大塚弥之助(1928): 志摩磯部村付近の自然地理学的地史の一部の研究(上・下), 地理評, 4, 175-189, 284-297.
- 21) SHEPARD, F. P. and CURRAY, J. R. (1967): Carbon-14 determination of sea level changes in stable area, *Progr. in Oceanography*, 4, 283-291.
- 22) 武永健一郎(1966): 沖縄大東島の shore feature, 地理科学, No. 5, 1-22.
- 23) 豊島吉則(1967): 山陰海岸における海食地形に関する研究, 鳥取大教育研報, 18, 64-98.
- 24) 辻村太郎(1925): 先志摩の海岸地形, 地球, 3, 85-100.
- 25) 植田芳郎(1957): 下関市の地質—特に関門層群の層序と構造について, 地質雑, 63, 26-34.

26) 吉川虎雄(1949) : 志摩隆起海食台, 地理評, 22, 218-227.

27) 吉川虎雄(1950) : 海岸縦断面の発達—ベンチの形成を中心として—, 東大地理学の研究, No. 1, 99-113.

* 波食棚の外側に波の侵食で作られる沖の方に彎曲して傾いた平坦面は, 波食台とか海食台とか呼ばれているが, 波食棚の外側が堆積されて作られる wave built terrace に対して, 主として海食台の名が使われているので, 混同をさけるため, ここでは侵食で作られるものを波食台とした。

** 水深の深い方は浅い方をとりまいているので, 同じ傾斜ならば当然広くなるべきである。水深頻度分布曲線が段をなすのは, 上下両水深で, ほぼ同じ面積(数)を意味しているのであるから, このことは逆に深い方の一般傾斜が浅い方のそれよりも急になっていることを意味し, 浅い方の水深に傾斜の緩やかな平坦面の存在を推定できる。
(1972年11月17日受理)