

日本沿岸の海底地形

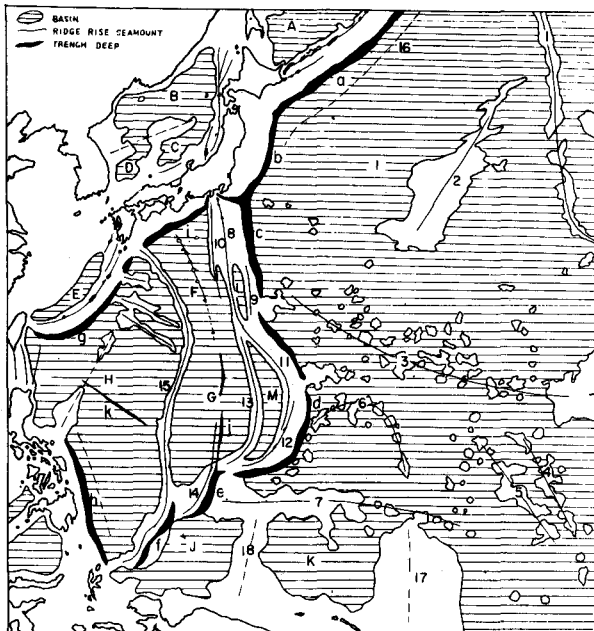
茂 木 昭 夫

1. 日本近海の海底地形

東太平洋が著しく偏在した中央海嶺と、これを横切る多数の巨大な断裂帯によって特徴づけられているのに対し、太平洋の北西隅を占める日本周辺の海域は、日本列島をはじめとする多数の島弧と、その前縁に沿う世界有数の海溝、およびその背後の縁海によって特徴づけられる。

海底には多数の海山が集中して分布し様々な海山脈を作っていることも西太平洋の特徴であろう。大洋底拡大説によれば、東太平洋海膨で形成された海洋地殻が、マントル対流によって西進し、この海溝の所でもぐりこむ。

日本周辺の大洋底は北西太平洋、伊豆・マリアナ海嶺によってこれから分けられたフィリピン海、およびオホーツク海、日本海、東シナ海の3つの縁海からなる。日本海には中央部に大陸の残片と考えられる大和堆があり、その北側の3000 m以深の日本海盆は海洋地殻で地殻熱流量が異常に高く、日本海の裂け目とする説がある。オホーツク海と東シナ海は日本海とは逆に、外側に海盆を残し、内側は厚い堆積物に埋められた広大な大陸棚を作る。広大な東海大陸棚の下には、山東半島から北朝鮮に向うもの、中国南東岸から韓国南部に向かうもの、現大陸棚の外縁に沿うものの3つの古海嶺があり、これらが堆積物をせき止め内陸側から外洋側へ向かって幅を拡げてきたと言う。



海盆および舟状海盆

- A: 千島海盆 B: 日本海盆 C: 大和海盆
D: 対馬海盆 E: 沖縄舟状海盆
F: 四国海盆 G: 西マリアナ海盆
H: フィリピン海盆 I: 北西太平洋海盆
J: 西カロリン海盆 K: 東カロリン海盆
L: 小笠原舟状海盆 M: マリアナ舟状海盆

海嶺・海膨および海山

- 1: 天皇海山列 2: シャッキー・ライズ
3: マーカス・ウェーク海山群 4: ラダック海嶺
5: ラリック海嶺 6: マジエラン海山群
7: カロリン海嶺 8: 七島・硫黄島海嶺
9: 小笠原海嶺 10: 西七島海嶺
11: 中マリアナ海嶺 12: 東マリアナ海嶺
13: 西マリアナ海嶺 14: ヤップ海嶺
15: 九州・パラオ海嶺 16: 北海道海膨
17: グリーニッチ海嶺 18: オーリビイ海嶺

海溝およびトラフ

- a: 千島・カムチャッカ海溝 b: 日本海溝
c: 伊豆・小笠原海溝 d: マリアナ海溝
e: ヤップ海溝 f: パラオ海溝
g: 南西諸島(琉球)海溝 h: フィリピン海溝
i: 南海トラフ j: 西マリアナ・ディープ
k: 中央海盆断層

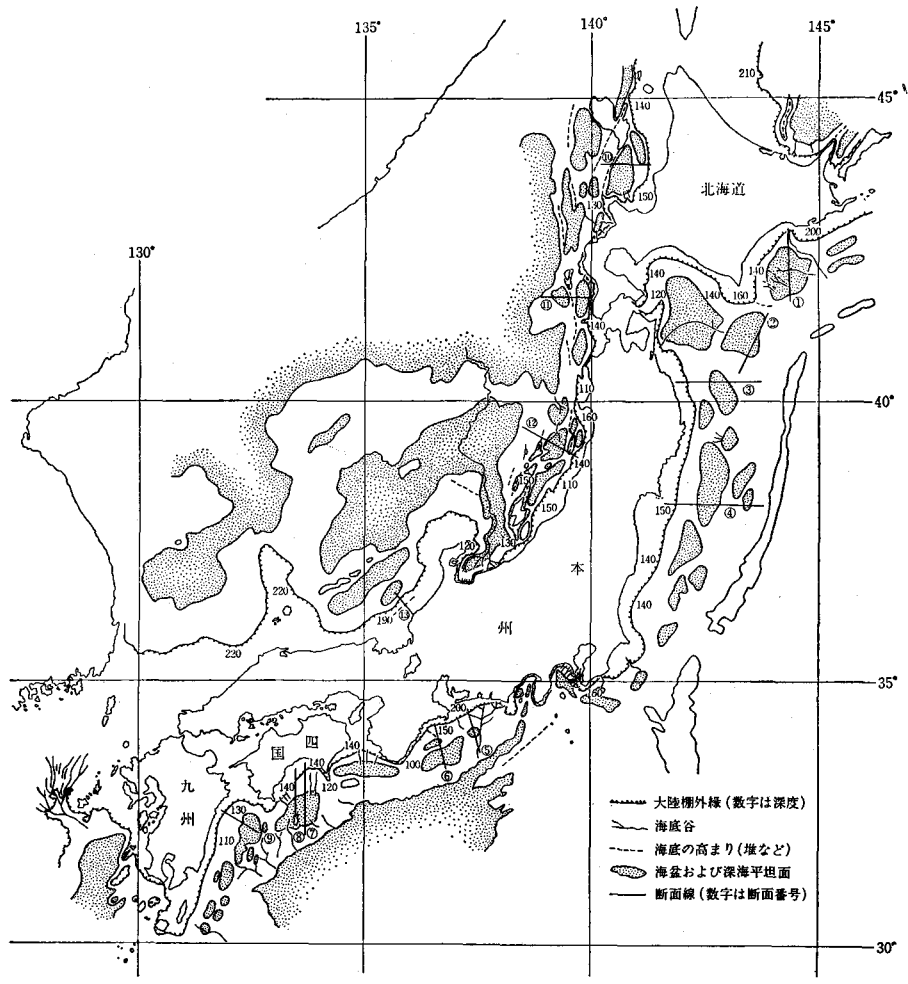
図-1 西太平洋の海底地形分類

フィリピン海は深さ4000～6000 mで、北西太平洋と共に大洋中の最も深い海盆の一つであり、海

洋地殻からなる。西縁に南西諸島、フィリピンの両海溝が存在し、伊豆－マリアナ海嶺東側の諸海溝と二重になっている。中央部を南北に走る九州－パラオ海嶺によって東西に分かれるが、西側は深く東側は浅い。西側のフィリピン海盆は、北部に東西方向の大東海嶺群があるほか、ほとんど深海丘からなる海盆で、中央部を北西から南東方向に走る中央海盆断層は、頂部に地溝をもった海嶺で、この海盆の拡大を起した古い死滅した中央海嶺と考えられている。東側海盆ではさらに中央を海山列（北部）と地溝（南部）が南北方向に走っていて、その東側を深海平原、西側を深海丘域が占める。北西太平洋は北部の海盆と南部の海山、ギョー、サンゴ礁の海域からなる。海盆の西縁は千島－カムチャッカ、日本、伊豆－小笠原、マリアナ、ヤップ、パラオなどの世界有数の海溝が境している。北西太平洋海盆は平坦な海底であるが、その中央に下部白亜紀の石灰質軟泥の分布するシャッキー海膨があり、その南の同じく白亜紀に形成されたギョー、環礁の海域と共に、地球上における最古の海盆と言われる。

2. 大陸縁辺部 (Continental margin)

大陸縁辺部とは、海岸から大洋底までの地域を総称した用語で、これには大陸棚・大陸斜面・深海



図－2 日本周辺大陸縁辺部の海底地形 (茂木・佐藤 1975)

平坦面・大陸境界地やコンチネンタルライズが含まれる。日本周縁の大陸縁辺部を太平洋側と日本海側とに分けてその大勢を略述する。

a. 太平洋側

太平洋側の大陸縁辺部は、一番外側を日本海溝や南海トラフなどの海溝が画し、海岸から大陸棚・大陸斜面・深海平坦面および大陸斜面（海溝陸側斜面）の順序で配列する。大陸棚は0から-150 mまでの平坦台地、深海平坦面は-1000 mから-2000 数 100 mにわたる平坦台地で、それぞれ大陸斜面で画されているから全体的に階段状をなす。

日本の大陸棚は平均幅20 kmに過ぎず世界の平均72 kmに比べると著しく狭い。太平洋側で見ると東北北海道沿岸でやや発達がよく、西南日本で発達が悪い。特に発達の悪いのは伊豆半島のような火山地域、紀伊半島南部や室戸半島のように近年著しい地震性隆起運動の見られる地域である。大陸棚外縁の水深は-110 mから-200 mまでであるが、比較的一様で平均-140 mを示す。これは世界の平均に近い。大陸斜面はほぼ海岸線のりんかくに沿うように大陸棚を限っているが、特に西南日本では豊後水道、土佐湾、紀伊水道と半円状のじゅずつなぎになっている。

深海平坦面も東北日本で幅広く、かつなめらかで一様な傾斜で外縁に達するが、西南日本では幅も狭くかつ平坦面は内側に盆地状に発達し、外縁には逆にridge状の高まりが連なっている。深海平坦面外縁から南海トラフに降りる海溝斜面は、このような数条のridgeとそれらの間の小海盆・トラフとからなる。

大陸棚外縁から発して大陸斜面を刻み、深海平坦面に注ぐ多数の海底谷がある。その中のあるもの（釧路海底谷、片貝海底谷、鴨川海底谷、天竜海底谷など）は更に深海平坦面・海溝斜面を刻んで海溝底・トラフ底に達する。日本列島の太平洋側に沿う海溝は、東日本島弧-海溝系と西日本島弧-海溝系に分れる。前者は千島列島・東北日本・伊豆小笠原諸島に沿う千島-カムチャッカ海溝、日本海溝、伊豆-小笠原海溝で、最深所は小笠原の東で-9856 mである。後者は南西諸島に沿う南西諸島（琉球）海溝とその延長に当り西南日本の南を走る南海トラフである。南海トラフの東端は駿河トラフとなって駿河湾に入るが、その続きは伊豆半島の北側を廻って相模湾に現れ、房総半島の南端を相模トラフとなって南東に向かい日本海溝に接合する。

b. 日本海側

日本海側の大陸縁辺部は矢張り能登半島を境に、東北日本と西南日本では著しい対照をなし、前者では堆と海盆のさくそうする大陸境界地、後者では大陸棚の外側に広がる大陸縁辺台地によって特徴づけられる。

大陸棚は矢張り-140 m付近に外縁を有して狭いが、とくに火山地域である渡島半島沿岸、深海湾である富山湾で狭い。大陸棚の外側に発達する多数の堆は雁行状に配列して2列の海底山脈を形成している。1つは佐渡島から北方に連なるもので佐渡海嶺と呼ばれ、他は粟島・飛島から北方に続くもので奥尻島を通して武蔵堆まで続き、奥尻海嶺と呼ばれる。これらの堆列の間には多数の海盆が発達し、典型的な大陸境界地を形成している。

西南日本でもこの傾向は隠岐堆や若狭海嶺となって現われているが、著しい特徴は大陸棚の外側に広がる縁辺台地で、とくに隠岐島の北方に半島状にのびるものは著しい。深さは200数10 mから始まり外縁部は-300～400 mである。日本海にも多数の海底谷が発達し、大陸斜面を刻んで海盆底に達しているが、とくに著しいものは富山湾内に発した多数の海底谷が一本に集まって富山深海長谷となり、能登半島と佐渡島の間を北上して大和堆の東を廻った後日本海盆まで延々500 kmの間続く。

c. 大陸縁辺部の構造と発達

大陸斜面の内部構造を音波探査で見ると、斜面に平行した多数の反射面が見られ、この部分で陸側

から海方に向かって撓曲している場合が多く、一部でこれが断層崖に移化している。この撓曲構造は深海平坦面の下で向斜状にたわみ小褶曲を含みながら、深海平坦面の外縁部で背斜構造（隆起部）を作る。ほぼ-2000 mの平坦な深海平坦面から海溝（トラフ）に至る区域には、多数の逆断層が見られるが、これらは断層地塊となって前述の ridge を形成する。これらの断層地塊は何れも沖側で隆起し陸側に向って沈降するような傾動運動を行っている。海溝及びトラフでは外側の大洋プレートが陸地側の下にもぐりこみ、その境で陸地側はせり上るような運動をしているが、陸地側に見られる多数の傾動地塊は、この大洋プレートの海溝部におけるもぐりこみに伴って生じた逆断層による傾動運動と解される。

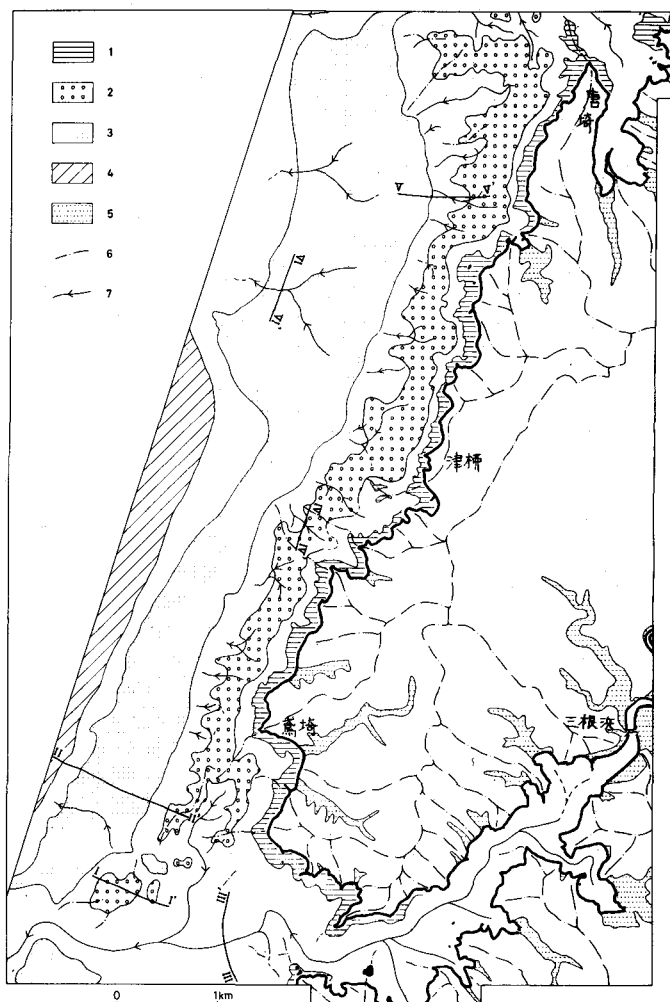
3. 大陸棚

大陸棚は前節で述べた日本列島の撓曲面を海岸付近で侵食して形成された侵食平坦面である。しかしこの広い平坦面が、位置が固定してからたかだか 5000 年位に過ぎない現在の海面に関して、波浪により形成されたものだろうか。一見平坦に見える大陸棚も、詳細な調査が進むと決して平滑なものではないことが分ってきた。岩石海岸の所では、海岸付近から起伏があるが、砂浜海岸の所でも初めはなめらかな地形であるが、-20 m 付近からかえって起伏があらわれ、階段状の地形や谷状の凹地などが現れてくる。底質分布も海岸から沖の方へ礫・砂・泥と細粒化するのは海岸付近だけであって、沖の方にかえって礫のような粗粒堆積物がパッチ状にあらわれ、所々に岩盤が露出するようになる。このような海底地形や底質分布の様子は、現在の波浪や流れによっては説明の困難な現象であって、過去の地形の沈水したものではないかと推定された。最近では陸上の第四紀学的研究の進展と相まって、古環境が復原され、その年代等も次第に明らかになり、大陸棚の大部分は第四紀における何回かの氷河現象に基づいた海面位置の変動に伴って、平坦化されたものであることが分ってきた。その代表的な地形として海底段丘と陸棚谷がある。大陸棚の大部分がこのように氷河期の産物で過去のものであるが、瀬戸内海のような潮流の強い所では、現在活発な海底漂砂が行われていて堆積物の再移動が行われており、日本のような地震の多い国では地震に伴う大陸棚の地殻変動も見逃せない。

a 海底段丘

海岸から外縁水深約 130 m に至る広大な大陸棚が、一見極めて平坦な地形をなしているにかかわらず、詳細に検討すると階段状の地形からなることがつとに注目され、これらに海底段丘の名が与えられてきたことは周知の事実である。しかしながら陸上の海岸段丘に比べると、その地形は甚だ不鮮明で、等深線の広狭の度合、底質分布の特徴等から辛うじて辨别できる程度であった。したがって海底段丘の数も常盤・鹿島灘沖では 4 段に区別され、津軽海峡では 7 段に区別されるなど、地域により調査の精粗によりまちまちであったことは否めない。これは比高の小さな段丘崖が、現在の堆積作用によって容易に埋没されてしまう結果である。陸地からの堆積が少なく、且つ強い潮流などによる影響を受け難い離島のような所にこそ、その地形が完全に保存されていると思われる。ごく最近(1977年)水路部ではこのような典型的な例を対馬の西岸で明らかにすることができたので紹介する。

鹿崎及び伊奈崎の海岸には、海岸に平行した美事な海底段丘が発達している。その区分および海底段丘の性状は表-1 に示した通りである。



1. 現海成図
2. 第一海底段丘
3. 第二海底段丘
4. 第三海底段丘
5. 沖積低地
6. 主な尾根
7. 溺れ谷と埋積谷

図-3 対馬西岸(鷹崎海岸)の海底地形分類

表-1 対馬西岸の海底段丘

地 形 名	水 深	形 態	底 質
現 海 成 面	0 ~ -10m	波食棚・海食台(末端 -5 ~ 10m)	岩
“ “ 崖	-5 ~ 15	肢節あり, 谷により開析	岩, 砂
第 1 海 底 段 丘	-15 ~ 35	平坦, 埋没谷あり	礫, 粗砂
“ “ 崖	-35 ~ 55	肢節あり, 谷により開析	岩, 粗砂
第 2 海 底 段 丘	-55 ~ 80	平坦, 埋没谷あり, 局部的sand wave発達	未固結岩, 粗砂, 細砂
“ “ 崖	-80 ~ 90	平滑, 谷状凹地あり	岩, 未固結岩, 細砂
第 3 海 底 段 丘	-90m以深	平坦	未固結岩, 細砂

b 陸棚谷

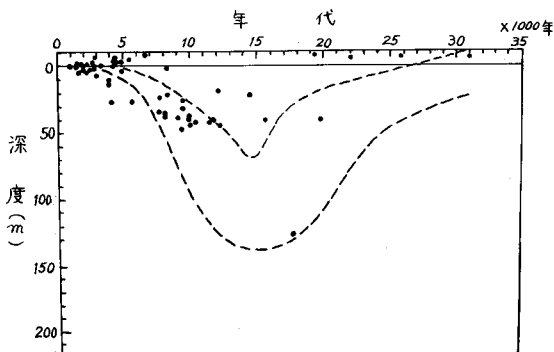
大陸棚上を浅く刻む谷で、前節の対馬西岸でも三根陸棚谷、仁田陸棚谷のような美事な谷が海岸湾入部の中に見られる。ここでは若干堆積物を受けてはいるが、谷の地形はほとんど原形をとどめている。その末端は完全にはおさえていないが、-90 m以深の第3海底段丘面にまで達しているようである。この海岸湾入部に見られる谷は、ここに注ぎこむ陸上河谷と完全につながり、1つの河系をなしていることが分るが、このリアス式の湾そのものが、この河系の中に海が侵入してきた結果であることを示している。したがって-90 m付近に海岸線があった当時の陸上谷として形成された後、海面が上昇し、海が現在のように谷筋に沿って侵入してきたことを意味する。

もう1つの谷のtypeは、第1海底段丘の端を刻む多数の短小な谷である。音波探査で見ると、これらの谷は段丘の端だけでなく段丘面をも刻み、現在の海岸にまで達しそこで陸上谷とつながっている。段丘面上で谷地形が消えているのは、段丘面が作られた時に谷が埋められておおいにかくされたからである。したがってここでは陸上谷が刻まれた後に海面が上昇して第1海底段丘を形成したので、谷はその下流側と、上流側(0~-15 m)にのみ残されたことを意味する。更にこの谷は第1海底段丘崖をおいた後消失してしまって、第2海底段丘には地形には勿論、堆積物の下にも谷地形は存在しない。したがってここでは、海面が-55 m付近にあった頃、第2段丘が形成され、ここに多数の陸上谷が注いでいたが、その後海面が上昇して-15 m付近に固定したため、谷の下流部は海没し、-15~35 mに新たに侵食平坦面を形成したという順序になる。

このような谷は日本の至る所で見出されているが、本州の周辺では堆積物によって埋積されて地形としては残っていない場合が少なくない。最近音波探査が一般的になって、このような埋没谷の状況も次第に明らかになってきた。東京湾の古東京川、久慈川沖の古久慈川、更に三河湾、伊勢湾、大阪湾などで知られ、いずれも陸上河谷とつながり、河川堆積物が谷筋に沿って見られること、この河床の陸上延長部には沖積層で埋まった陸上の埋没谷があり、上流に河岸段丘として追跡できることなどから、今日ではこれらの陸棚谷がウルム氷河期における陸上谷であったことがほぼ確証されている。

c 大陸棚の発達史と年代

スクリップス海洋研究所のCurrayとShepardはテキサス沖の大陸棚の堆積物中から、海岸線近くのみに住む貝類を選別し、 C^{14} 法による年代測定を行った結果、水深が増すにつれて年代が古くなるという美事な曲線を得た。この曲線はウルム氷期が終ってからの後氷期の海面上昇の跡を示すものとして、世界的に注目された。その後各地から資料が集まり、海水準の変動には幅があるが全世界的に同じような傾向を辿ったことが明らかになってきた(図-4)。これに日本の資料を入れると、地殻



破線で示した包括線は世界の安定大陸の大陸棚より得た値にもとづき画かれた海水準変動の幅。
黒丸印は日本各地の資料。

図-4 化石貝類の C^{14} 年代と水深との関係
(Emery stal 1970, 加賀美 他 1971 より)

変動を反映してかなり値は散らばっているが、およそこの変動の幅の中に入っている。したがってウルム氷河期の約1万5000年頃に海面が-80~150mと最も下り、この時に大陸棚の外側の平坦面が形成され、それ以後海面は上昇に転じ、途中小さな昇降をくり返しながら、5000年前にはほぼ現在の位置に達した。対馬西岸で見られた海底段丘の形成は、この後氷期の海面上昇の途中の過程を示していると言える。

d 大陸棚の改変

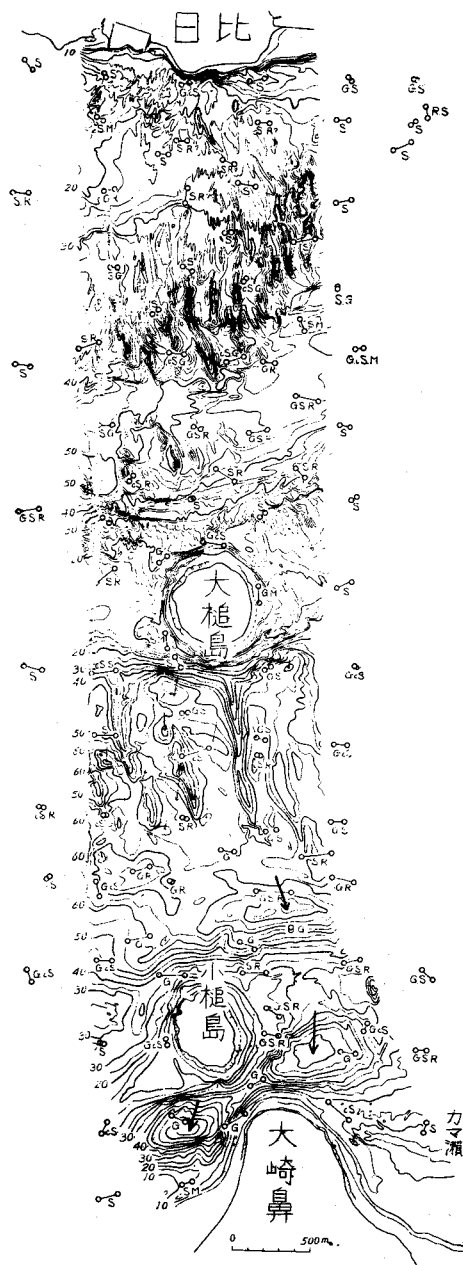
i) 海釜・海底砂州・sand wave

このように大陸棚の大部分は過去の地形で、現在直接侵食をこうむっているのはごく海岸付近に限られるが、瀬戸内海や海峡部などの強い潮流の流れている所では現在もなお著しい改変を受けている。

潮流の強い海峡部には海釜という著しい侵食地形が発達している。海釜にはその形状から、海峡を挟んでその両側に深みのできる双頭型、海峡の中央を谷状に通る樋型、島の周りにできる三日月型などがある。その深さは大小様々であるが、我が国で最も大きい海釜は、津軽海峡と速吸瀬戸にある双頭型で、共に最深部は-450mに達する。このような深い海釜が直接現在の潮流によって掘削されたという確実な証拠はないが、海釜底には岩盤が露出していて堆積物がないことや、侵食形態が基盤の地質構造に支配されている事実などから、潮流侵食によるものと考えられる。地質構造に支配されたものには、早崎瀬戸のように断層網に沿ってえぐられ網目状の形態をとるものや、津軽海峡西口のように断層でりんかくが限られたtypeのものがある。潮流による直接の侵食結果ではなく、潮流によって堆積が妨げられ、原地形が保持された為に局部的な深みが残って海釜を形成した例がある。

倉良瀬戸の小規模な海釜は、陸棚谷の一部が局所的に埋め残されたためにできたものである。このような場合は海釜の深さや形は旧地形を反映する。

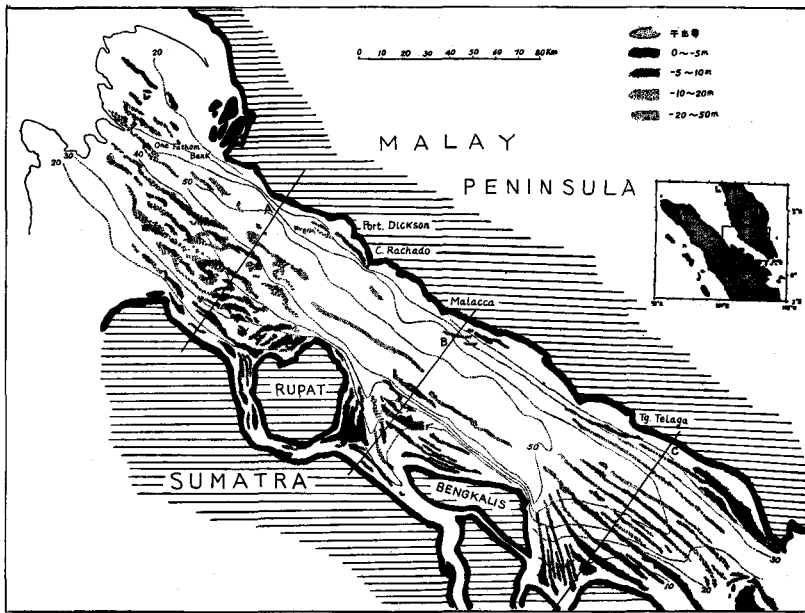
逆に堆積作用によってできたものに海底砂州がある。海底砂州には極めて大規模なものがあ



矢印は海釜、南北方向の細長い多数の高まりはsand wave
丸印は採泥地点で、記号は底質

図-5 備讃瀬戸の海釜とsand wave

り、黄海、マラッカ海峡、ドーヴァ海峡には延長 120 km に達する美事なものがある。我が国でも瀬戸



点線：砂州を取去った時の海底等深線

図-6 マラッカ海峡における海底砂州の分布

内海・島原海湾や海峡部に発達している。海底砂州には堆積性のものと侵食性のものとがあり、津軽海峡にある小向砂礫丘では周囲の海底面から続く不整合面があって、砂州はその上によって堆積性であるが、備讃瀬戸にある中ノ瀬では下に基盤の高まりがあって、現世の砂層は薄くその上をおおい侵食性を示している。この海底砂州は潮流の方向に著しく細長く直線状にのびるもので、しかも互に平行に配列する。この配列は黄海やマラッカ海峡で美事であるが、著しく規則的で配列の間隔は浅い所程狭く、深くなる程広くなる。海底砂州の分布水深は-50 mまでで、頂部水深が0~-20 mにあるものは現在活発に形成されつつあるものと見られるが、-20 m以深にあるものは過去のものであろう。異色なものとして対馬東水道の-80 m以深海底に最近発見された砂州がある。その分布パターンは現在黄海の-50 m以浅部に見られるものと極めて類似し、多分 Würm 氷期の海面低下の際に形成されたもので沈水砂州であろう。

sand wave は現在の海底漂砂を指示する微地形で、矢張り流れのある海域に見られる。前述の海底砂州に伴ってあらわれる事が多いが、大地形である海底砂州とは逆に潮流の強流方向に対して直角に sand wave の crest が配列する特徴がある。sand wave は海底砂州の上や斜面、海釜をはい上った海底面などにとくに多いが、流れがあって砂質の所であれば発達する。その分布水深は大陸棚外縁の-100 m以深にも顕著なものが知られている。sand wave の大きさ(波長、波高)は底質粒径、流れの強さ、水深等に関係するらしい。

ii) 大陸棚の地殻変動

1964 年の新潟地震の際、震源近くの粟島は西方に傾動しながら約 2 m 隆起し、対岸の羽越海岸では逆に沈降したが、粟島をのせる大陸棚も当然このような地震による地殻変動を受けた。水路部の調査の結果、海底では粟島付近一帯の海底が最大 5 m 隆起し、沿岸部では沈降したことが判明した。このように大陸棚は現在も地震などの地殻変動によって改変されているが、大陸棚が形成されてからせい

ぜい2万年位に過ぎない為、地殻運動の速さが平均1~2mm/yrであるとする、積算された変動量も20~40mに過ぎない。地震性地殻変動のよく分っている室戸岬で、大陸棚外縁が内側の土佐湾岸より20m浅くなっているのは、地震毎に海側が隆起してきた結果とよく合う。

しかし日本周辺の大陸棚外縁の深さは-100mから-200mまであって、そのバラツキはかなり大きい。北海道厚岸沖、三陸沖、遠州灘沖では-200mを越える。これらをすべてWürm氷期以後の地殻運動に帰してよいかどうかは未解決の問題である。

4. 沿岸の地形

a wave base について

現在波の侵食作用が直接及んでいる範囲は海岸付近に限られると述べたが、実際の深さまで及んでいるかという問題について、いろいろな議論がある。現在の海岸付近に見られる現海成面も、海面がほぼ現在の位置に固定した5000年の間に形成されたわけだから、その間いろいろな歴史的過程を経ており、単純にはいかない。ところがごく短期間に見事な海食平坦面が形成された実例がある。

1つは台湾澎湖水道に面した砂嘴が最近60年(1904~1969年)の間に、75m/yrの速さでけずられ、15km×4.5kmの広大な侵食平坦面が作られた。この新しい侵食面の外端の深さは-15mである。もう1つは1973年に西之島新島が突如として誕生したが、その後直ちに侵食が起り、3年間に南側の海岸が170m後退し、そのあとに見事な侵食平坦面が形成された。この海岸侵食速度は平均80m/yrで澎湖水道のそれを上まわるが、実際には更に限られた短期間のしかも台風時に形成された事が分っている。新侵食面の外端の水深は矢張り-12~15mにあり、澎湖水道の場合と一致する。

このような事実から見ると、現在の波浪による侵食限界の深度は約15mで、これ以上の深さには及んでいないと見られる。実際の海底の海岸からはほぼこの深さまでに見られる平坦海底は、したがって現在の海面に関して波浪により作られた現海成面と見てよい。東海村の砂浜海岸では平坦な砂質海底が-20m付近までおおい、その沖に起伏のある粗い底質の海底が露出するが、前者は現海成面であり、後者は古い海底段丘面である。対馬西岸の鳶崎の岩石海岸では、この面は-5~10mと浅いのは、固い基盤の為に、侵食による低下が未だ進んでいない為であろう。

b 岩石海岸

i) 海食崖とその後退

岩石海岸の最も典型的な形は、海岸に急傾斜でおりる海崖と、その前面にひろがる海面スレスレの平坦な台地(波食棚)からなるものである。この海崖や土壌や植生でおおわれた傾斜の比較的ゆるやかな上部斜面(coastal bevel)と、岩石が露出して垂直に切り立った海食崖(sea cliff)とからなることが多い。上部斜面は氷期の間陸上の風化作用が卓越した為に生じたものであり、海食崖は後氷期の海面上昇により波の攻撃によってできたもので、ほぼ5000年以後の産物と考えられる。この両者の

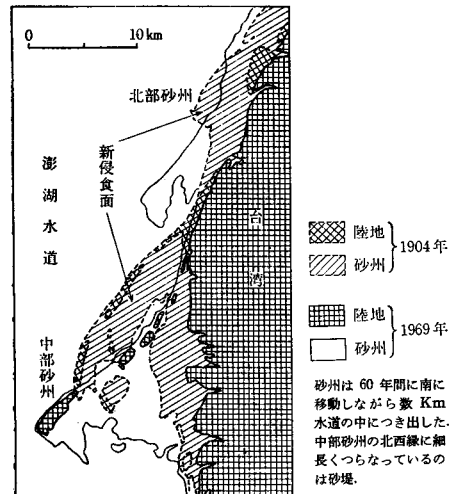


図-7 澎湖水道の砂州に最近60年間につくられた新しい侵食面(茂木1973)

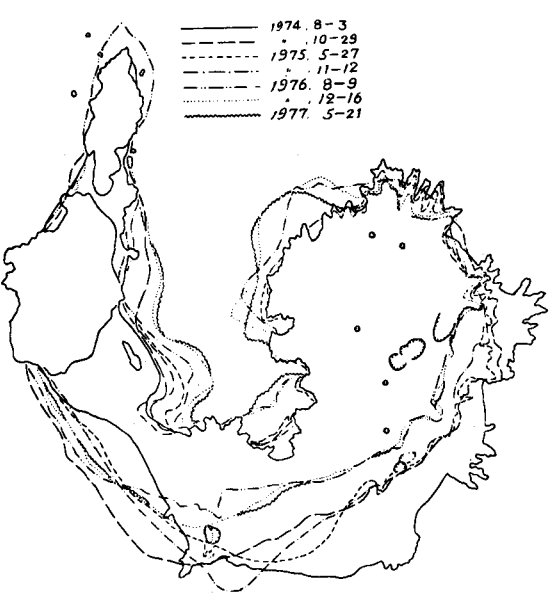
発達の場合は、海岸の暴浪にさらされている割合によることは勿論であるが、また岩石によって左右され、安山岩、玄武岩地域では上部斜面がよく発達し、第三系地域では海食崖がよく発達するという。

海食崖の後退速度は崖を構成している岩石の種類、年代等によって左右されるのは勿論であるが、その位置や周辺の地形に左右される。これまで報告されたその後退速度は表－２の通りである。一般

表－２ 海食崖の後退に関する最近の野外研究（砂村 1975年に追加）

発 表 者	地 域	地 質	後 退 速 度 (m/y)	対 象 期 間	調 査 方 法・手 段
山内(1964a)	大甕海岸	泥岩、砂岩	0.3~0.7	1912~1952	保安林分布図
山内(1964b)	渥美半島南西部	洪積統	0.6(max)	1888~1959	地籍図・地形図
Ho-dgkin(1964)	Point Peron	石灰岩	0.01	1953~1962	鋼鉄裂九棒
矢島(1965)	新島・羽伏浦	火山灰砂	5.5	1961~1965	地形図・実測
Zenkovick et al(1965)	黒海沿岸	{ flysh 火成岩	{ 0.02~0.03 ≪ 0.01 }	(20年間)	平板測量・水平写真
堀川,砂村(1967)	大熊海岸	泥岩、砂岩	{ 0.62 0.31 1.08 }	{ 1947~1961 1961~1963 1963~1965 }	航空写真・実測
Sorensen(1968)	{ Santa Cruz Montana	泥岩 礫岩	{ 0.15~0.39 0.26~0.29 }	{ 1851~1948 1912~1965 }	地形図・鉄道路 緑図など
Wood(1968)	Grenham 湾東端	Chalk	0.08~0.4	1872~1932	地形図
堀川,砂村 (1969, 1970)	屏風ヶ浦	泥岩	{ 0.73 0.79 0.91 1.47 }	{ 1884~1962 1946~1967 1960~1967 1965~1967 }	航空写真・地形図
野田(1971)	明石海岸	洪積統	1.0~1.5	1894~1955	地形図
Sunamnra (1973)	太東岬	泥岩	{ 1.11 0.70 }	{ 1960~1966 1966~1970 }	航空写真
大島(1974)	希盤南部海岸 (末続-広野)	{ 珪藻質シルト岩 シルト岩 砂岩	{ 0.80 1.4 0.74 }	1947~1973	航空写真
茂木(1973)	台湾西岸 (澎湖水道)	沖積砂嘴	75.0	1904~1969	海図
茂木,土出 (1978)	西之島新島	火山碎屑岩, 熔岩(沖積)	80.0	1974~1977	航空写真測量

に後退速度は非常に小さく現在の時間尺度でその現象を測定することは非常に困難である。1973年に生じた西之島新島の海岸侵食は、沖積層とは言え極めて珍しい例と言える。ここでは1974年8月から10月までの間に南側海岸が約100 m後退し、更に1975年11月から1976年8月まで再び同海食崖は約70 m後退した。この新島の南側海岸のみが侵食されたのは、新島の西側から北・東側に、旧西之島及び岩礁をのせた－5 m以浅の浅所（外輪山）がring状にとりまいて、自然の防波堤をなし、南側のみが－20 m以上の深さがあって暴浪の侵入を許しているからである。実際の海岸後退の大部分は、前述の期間



図－８ 西之島新島の海岸変化

のうちの、前者では1974年8月の台風16号、後者では1975年11月の台風20号によって起された可能性が強い。この侵食によってまず火山砕屑物がとり除かれ、火口をつめていた固い熔岩のみが残って岬を形成し、次いで第2期には火口熔岩は完全に周りから切り離された離れ岩となって海上に屹立し、新しい海食崖は更に内陸にある火口及び火口から流れ出した熔岩流の縁で抑えられた。このように洋上にある火山島の侵食は、台風の際の暴浪が主たる原因で、島の周辺の海底地形や地質の影響が顕著に見られる。

ii) 波食棚とその変位

崖海岸の最も単純な形は、海食崖の海側に海面スレスレの平坦な台地がひろがり、その末端からある傾斜で深くなるものである。この台地は波食棚あるいは単にベンチと呼ばれ、高潮面に一致する崖の基部から低潮面のわずか下位まで続く。この地形は海食を受ける岩石の抵抗の強さと海食の強さとの微妙なバランスの下に作られるもので、岩石の抵抗が強過ぎても弱過ぎても生まれない。

たとえば富山湾西岸の水見海岸では、風波の作用をまともに受ける海岸では発達が悪く、却って静かな海岸で発達がよいのはこのバランスの関係である。波食棚の陸側には海食崖の基部にノッチと呼ばれるくぼみや、これが深くなった海食洞が作られ、海側末端にはrampartと呼ばれる高まりがしばしば見られる。波食棚の表面には地質構造の影響のよく現れた微地形が見られ、とくに地質の層理に沿って侵食の抵抗の差の現れた微ケスタ

地形は一般によく知られている。この微ケスタはこの面が乾湿をくり返すため、たとえば泥岩では砂岩や凝灰岩より吸水膨脹・脱水収縮が大きく、破壊され易いためであるという。波食棚の成因についてはいろいろ議論があるが、一般には海面上の岩石が空気下の風化・剝作用によって破壊されているのに対し、海面下ではこれから保護されているため、風化物質がその境の面に沿って容易に波や流れに運び出される結果と考えられている。

波食棚が隆起したものを隆起ベンチというが、このような隆起ベンチは日本の各地に存在し、+2 m前後および+6 m前後の2つの水準に広く認められる。この+6 mの水準は、日本における後氷期の最大海進時の汀線（Daly 汀線）ではないかとする意見がある。一方地震に伴って隆起した最新の隆起ベンチも知られ、1922年の関東大地震に際しては、三浦半島南岸のベンチが+1～3 mの高さに隆起し、1964年の新潟地震に際しても栗島の波食棚が海面上に隆起した。青森県大戸瀬海岸には1793年の地震で隆起したベンチがあり、島根県唐鐘海岸には1872年の地震で隆起したベンチがある。

iii) 海食台

波食棚の沖側には通常周囲の砂礫の堆積面から突き出した浅い岩盤地帯が岬状にのびている。その表面は深い波食溝によって刻まれた起伏の激しい地形であって、決して単純に平坦な台地をなすものではない。しかしこの著しい起伏にもかかわらずその起伏の頂部をつらねた線は、いくつかの齊一な水深を示し、しかもしばしばその水準に局所的な平坦頂を残していることが少なくない。この平坦頂は-2 m、-3～5 m、-6～8 mおよび-9～11 mの水深に見られることが多い。

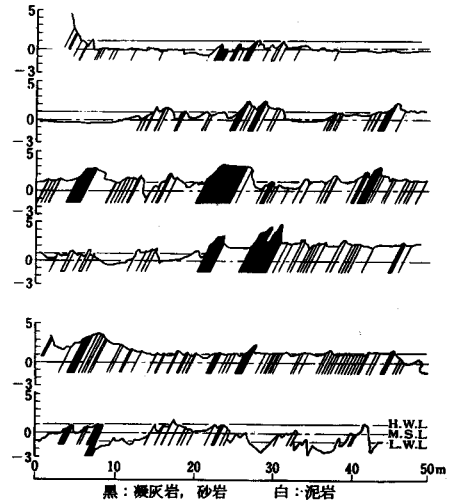


図-9 三浦半島荒崎海岸の波食棚断面（鈴木ほか 1970）

北海道の声間岬や野寒布岬には、平坦な波食棚から外側へ、見事なケスタ地形が-30m付近まで拡がっていることが発見された。ここでも0~-1mまで広い平坦面が見られ波食棚と見られるが、更に-8~-14mに平坦面が見られ、所によりその中間にも平坦な所が見られる。これらの平坦面のどれが海食台なのか、その他の平坦面はどのような成因をもつものかなど未解決な問題である。

ケスタ地形は前述のように波食棚の乾湿交代という特有の条件から生まれたものと述べたが、実際にはケスタ地形は-30m付近まで続き、しかも波食棚では比高が1m程度に過ぎないのに比べて、海面下では2~6m時に10mの所もあって遥かに顕著なのである。従ってその形成条件も考え直さなければならぬことを示唆している。このような見事なケスタ地形は、宗谷海峡で初めて見出されたもので、高緯度特有なものなのか今後更に広く調査することの必要性をも暗示している。

c 砂浜海岸

1) 砂浜海岸の構造

砂浜海岸の代表的プロファイルをとると、内陸部の後背湿地から海岸に平行に連なる数条の砂丘を越えた後、後浜に達し、前浜を経て海中に入る。海中に入ってからトラフの深みをへだててバーの列があり、沖浜の緩やかな海底面によって次第に深所に向かう。更に海岸付近を詳細に見れば、高潮位付近にバーム・浜堤、高潮位・低潮位付近に見られるカスプの列、海底では最も岸近くに半月型砂漣、その沖に見られる斜行型砂漣、最も沖には平行型砂漣というように、微地形にも砂浜海岸に平行した帯状配列が見られる。

東海村海岸で見ると、ここにはほぼ5列の砂丘があり、海岸付近の砂丘を除いてこの地方の卓越風向であるN60°E~N40°E方向に配列する。内陸側の砂丘程古く、第一期砂丘は縄文中期またはそれ以前、第二期のものは

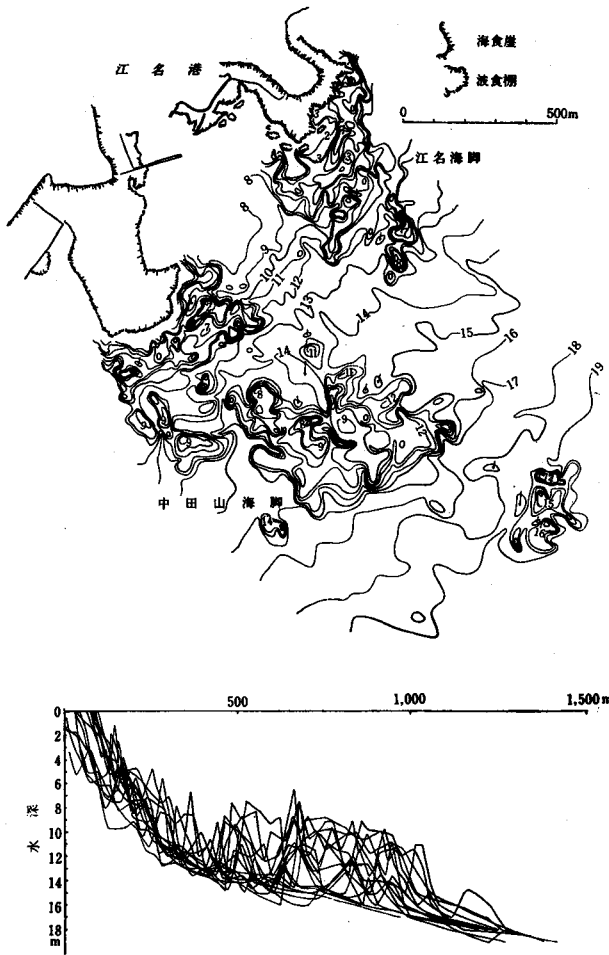


図-10 福島県江名港付近の波食棚と浅海底地形(上)と江名海脚の投影断面図(下)

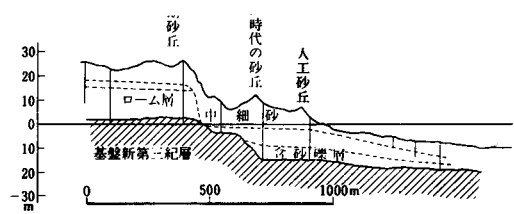


図-11

縄文中期以後、第三期のものは第二期より新しい侵食砂丘で、第四期のものは江戸時代頃と言われる。第五期のものは1923年の砂防工事により固定化し始めた人工砂丘である。

砂丘の粒径は海岸付近のものから内陸に向かって細くなる。第三期砂丘より内陸側では砂丘の下に海拔20m前後の段丘が埋まり、第四期砂丘の下には-7mの段丘が埋没している。第五期砂丘と現海浜の下には、-15mの深さにごく緩く沖の方へ傾いた新第三紀層の基盤があり、その上に砂礫層をのせる。現海浜から-20m以浅海底を作る中、細砂層はこの上をレンズ状におおい、-20m以深海底ではほとんど薄失して、礫層または基盤岩が露出するようになる。このようなクサビ状の堆積物の集積は、海面がほぼ現在の位置に固定してから行われたものではなくて、氷期の海面低下の際に散布された大陸棚上の海浜堆積物が、その後の海面上昇に転じてから再移動されて、現在の海岸線付近に集積したという考えがある。

ii) 海浜変形と海底地形

東海村海岸の海浜礫を見ると、最大礫径は久慈川河口から磯崎海岸に向かって礫径を減じており、重鉱物組成を見ても久慈川系で、久慈川河口で排出された土砂が、南部に向かう漂砂によって海岸沿いに運ばれたことを示している。この海岸には1段のバーが発達しているが、1956年から1957年の間に矢張り南へ約500m移動しており、漂砂の方向を示している。

この海岸には波長30~60m、約300mおよび約2000mの3種のorderの海岸線の波状屈曲がある。30~60mの波長を示すものは通常のカスポであり、後の二者は大カスポである。波長30~60mのカスポは波長300mの大カスポの中で、1つの周期を作るような大きさの変化がある。通常大カスポのbayの奥で最も大きく、カスポapex部分で最小となる。沖合のバーの発達状況を見ると、ここでは二群に分れ、各群は波長約2000mの海岸線の大湾入部に対応して存在しており、かつ、各群のバーはそれぞれ波長約300mの大カスポに対応して分断されている。1956年から1957年に至る間の南への移動は、各群のバーの位置移動から知られるだけでなく、これに対応する海岸線の大湾入部の移動からも裏付けられる。

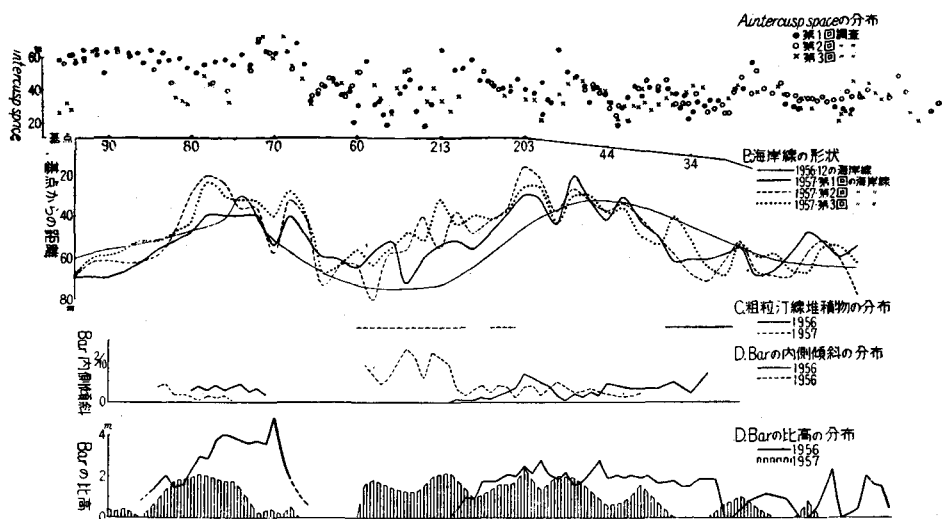


図-12 東海村海岸における海岸線の形状およびbar, cusp との関係

海浜には季節による Cycle が見られ、beach cycle と呼ばれる。日本海岸では静かな夏季（堆積期）と季節風の卓越する冬季（侵食期）との間に明瞭な cycle があり、太平洋岸ではそれ程明瞭ではないが台風期が侵食期に当る。沿岸海底では変化量は小さいが 浜とは逆の cycle があるようである。すなわち静かな時期に砂が海岸に寄せられて打ち上げられ、砂浜の成長の原因となるが、暴浪期には砂浜から侵食し去られた土砂が沿岸海底に堆積して、却って海底を浅くする。筆者が二宮海岸で調査した結果では、ここにはバーがなく、海岸には波長約 300 m の大カスポがあり、その延長と見られる僅かな張り出しが10数mの海底まで続いていた。春から秋の台風期に向かう間海底は一方的に侵食されたが、その侵食ヶ所はこの大カスポの延長部であった。大カスポの延長部は幾分周囲より高くなっているから、波の屈折による収斂を起こすからである。台風期には逆に堆積だけが起ったが、その堆積ヶ所はこの大カスポの延長部で、沖の方へ舌状にのびる堆積区を形成した。この堆積作用により大カスポから沖合へのびる僅かな高まりが形成され、次の時期の海底侵食を誘発することになる。すなわち海岸と海底との間の堆積物の循環は大カスポを通して行われているのである。

iii) 沿岸州（バー）とその分布

筆者は 1963 年に日本の全砂浜海岸について、縦断面形から表-3 のような分類を行ない、その分布状況について 図-13 のようにまとめた。すなわち日本の海岸では外洋に面した主要な砂浜はすべてバー海岸で、1 列のバーを有するものから多い所では 4 列のバーを有する海岸まで多様である。バーの数は日本海沿岸が最も多く 3 段～4 段で、日本の南岸が 2 段または 1 段でこれに次ぎ、東岸が最も少なく通常単一のバーからなる。バー頂部水深の大勢を見ると、日本海沿岸が一般に深く平均-3.0 m 以深を示す。能代・庄内・石川・鳥取・伯耆海岸では-4.0 m 以深に達し石川海岸の-5.0 m が最深である。これに次いで太平洋側南岸でとくに土佐湾岸と遠州灘沿岸で深く、ともに-4.7 m に達する。太平洋側東岸が最も浅く-2.0 m 前後にある。これを比高で見ると日本海沿岸、太平洋側南岸が大体 2 m 以上を示して大きく、太平洋側東岸が 2 m 以下で小さい。最も大きいのは石川海岸で 4 m に達し、新潟・庄内・土佐湾岸が 3 m でこれに次ぐ。距岸距離も同様で石川海岸や庄内海岸では距岸 700 m に位置する。

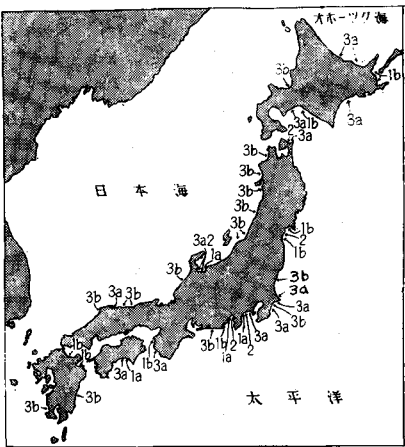
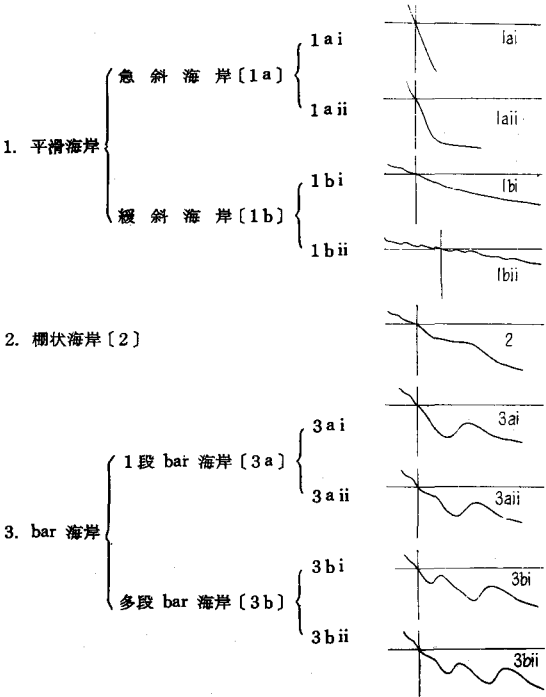


図-13 日本における海浜型の分布

表-3 日本における海浜型の分類



バーは海岸に対して全体的に平行に分布する。しかし、よく見ると海岸に平行にのびる直線状の型(I)と海方に円弧を向けながら配列する型(II)とがある。後者の円弧の直径は大カスプと一致し、円弧の外側で最も深く、両端に次第に浅くなって海岸の大カスプとつながる。この型は一方に偏すると彎曲の形が非対称となり、極端になると雁行した配列の型(III)に漸移する。日本海沿岸にはこのような(II)、(III)の型が発達しているが、新潟海岸で見ると夏には(II)型を示すが、冬になるとリップカレントが異常に発達してバーの一方の端を欠潰し、海岸に斜交した大カスプとバーが発達するのである。

1つの連続した海岸におけるバーの分布状況を見ると、たとえば馬淵川河口海岸ではバーは北部から南部に向かって次第に近づき、頂部水深、比高共漸減する。

海底の20m等深線は逆に北部で海岸に近く、南部で急速に海岸から離れる。このような現象は八郎潟海岸や東海村海岸、相模湾岸などでも見られ、バーの発達には海底の勾配に関係するらしい。日本全体について見ると、バーは海岸・海底勾配が急すぎても緩やかすぎても発達せず形成に適当な勾配があるようである。

砕波帯内の底質の分布状況を東海村海岸で見ると、著しい粗粒底質は前浜からトラフに至る急斜面上に分布している。トラフからバーにかけては $1.0 \sim 2.5\phi$ の中、細砂で、とくにトラフとバーで顕著な粒度差は見られない。注目されるのは北部でバーを斜めに横断する数条の狭い粗粒帯が見られることと、粗粒帯がバーの沖側斜面の -5m 等深線に沿っていることである。前者はリップカレントの道筋を示すものと思われ、後者は過去の汀線あとである可能性がある。

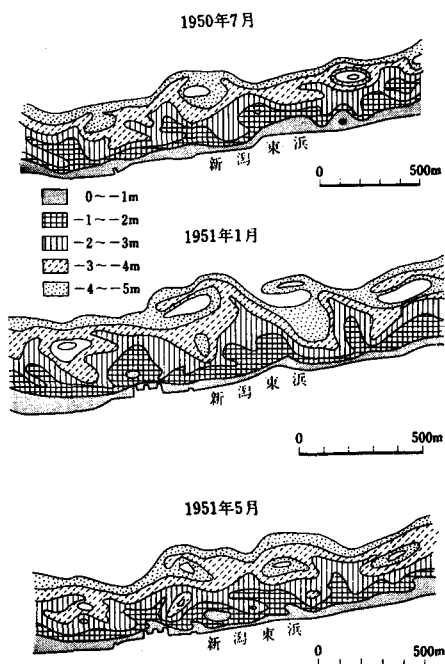


図-14 新潟海岸におけるバー平面形の季節による変化
(堀ほか、1951)

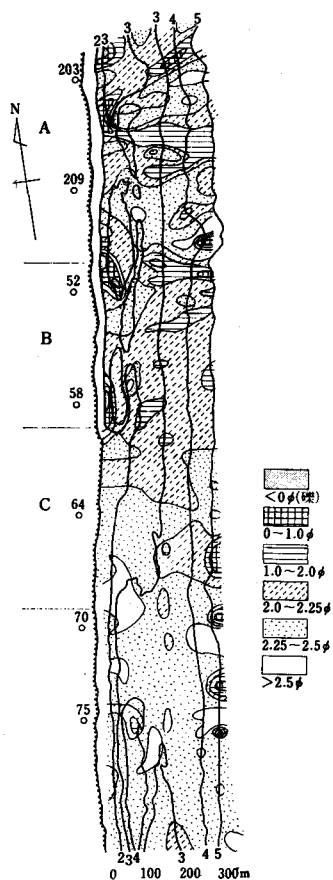


図-15 東海村海岸の砕波帯における底質粒度分布

IV) 沿岸漂砂と台風・津波による海底侵食

台湾澎湖水道には3つの砂州が発達しているが、前述のようにここでは60年の間に著しい変化が生じ、各砂州はそれぞれ南へ移動した。その移動の道程を見ると、各砂州の先端部の沖にはいずれも海底砂堆(−5m以浅)が存在していたが、これと砂州との間の溝が埋められて、新しい砂州はこの砂堆を先端部とする新砂州に発展したのである。このため北部の砂州は南西方向に約11kmのび、中部砂州では6km南西部にのびて北側が4.5kmの幅でけずりとられた。南部砂州では1kmの幅でけずられて南へ5kmのびた。このように砂州はまず先端部の沖に砂堆が形成され、これの成長により沿岸流が砂堆の外側を回るとなると、急速に砂州の移動が生ずると思われる。

西之島新島で見られたように、海岸・海底の侵食には台風の際の暴浪とか津波などの影響が大きいと思われる。

チリ地震津波の時、三陸の諸港湾では著しい破壊を受けたが、この時各港湾は谷筋に沿って侵食された。その侵食の状況を見ると港湾の形に支配され、平常埋積の著しい河口港や細長い港湾で侵食量が著しく(石巻、気仙沼)、埋積の少なかったラップ状の港湾(女川、大船渡、釜石)で少なかった。そして水深変化を起した水深は15mを越えなかった。

伊勢湾台風の際もミオ筋に沿って著しい侵食があり、木曾川三角州は直接ミオ筋を通して排出された土砂と、三角州頂置層の侵食からもたらされた土砂によって、前置層が著しく前進した。すなわち台風や津波のような異常な場合には、沿岸海底では日頃埋まりつつあったミオや谷筋に沿って侵食され、深さが回復されると共に、三角州のような堆積地形は、前置層が前進して発達が促進されると言えよう。

参 考 文 献

- 1) 加賀美英雄・飯島 東・奈須紀幸(1960) 茨城県東海村沖の陸棚堆積物について、地質雑、66, 453
- 2) 町田 貞・井口正男・松本栄次・石井孝行・池田 宏(1972) 伊豆下田、多々戸海岸における砂れん型とその配列、地理評、45, 216-230
- 3) Mii, H., (1962) Coastal geology of Tanabe Bay, Sci. Rep. Tohoku Univ. (Geology), 34(1), 1-93
- 4) 茂木昭夫(1960) 東海村海岸の地形変化について、地理評、33, 393-411
- 5) 茂木昭夫(1963) 日本の海浜型について、地理評、36, 245-266
- 6) 茂木昭夫(1965) 神奈川県二宮海岸における海岸・海底の季節的変動、地理評、34, 727-738
- 7) 茂木昭夫(1973) 台湾西岸における砂州の大規模変化、地理評、46, 171-184
- 8) 茂木昭夫(1977) 日本近海海底地形法 一海底俯瞰図集一、東京大学出版会
- 9) 奈須紀幸・飯島 東(1959) 海岸堆積物とその供給源について、東海村海岸調査報告書、1, 186-223
- 10) 大矢雅彦・関根 通(1970) 東海村海岸砂丘の自然地理学的研究、茨城キリスト大紀要、4, 78-98
- 11) Sonu, C., (1960) A Treatise on Shore Processes and Their Engineering Significances, univ. Tokyo.
- 12) 鈴木隆介・高橋健一・砂村継夫・寺田 透(1970) 三浦半島荒崎海岸の波食棚に見られる洗濯板状起伏の形成について、地理評、43, 211-222
- 13) 砂村継夫(1975) 波による岩石海岸の地形変化 一最近の研究とその問題点、地理評、48, 395-411
- 14) 高橋達郎(1967) 隆起ベンチの形態に関する若干の考察、東北地理、19, 53-60
- 15) 田中則雄・小笹博昭・小笠原 昭(1973) 航空写真による汀線変化の解析(東日本篇)、港湾技研資料、163, 1-95
- 16) 塘 恒夫ほか(1951) 浅海部における海底地形と底質、新潟県海岸対策委員会報告書、1, 40-104
- 17) 豊島吉則(1967) 山陰海岸における海食地形に関する研究、鳥取大教育紀要、17, 153-167
- 18) 吉川虎雄(1950) 海岸縦断面の発達 一ベンチの形成を中心として一、東大地理学研究、1, 99-113