

山陰海岸における海蝕地形に関する研究

地理学教室 豊島吉則

Yoshinori TOYOSHIMA: A Study on Marine Erosive Features along San-In Coast

(1967年9月30日受理)

I. 序 論

1. 岩石海岸に関する従来の研究

岩石海岸の発達について、はじめて系統的な説明をしたのは D. W. Johnson (1919)¹⁸⁾ である。彼は、海岸縦断面の変化過程を、幼・壮・老の stage に分けて詳論した。彼によれば、沈水海岸においては、notch や波蝕棚 (wave-cut bench) が幼年期を特徴づけ、壮年期になるとそれらの地形は消失するという。そして、壮年期における海岸縦断面形は、河川における場合と同様に平衡縦断面形 (equilibrium profile) を示し、海蝕台 (abrasion platform) と堆積台 (wave-built platform) が発達するという。

Johnson は、さらに Hudson 河口から St. Lawrence 湾にかけての Acadia 海岸で実証的な記載を行ない、沈水型岩石海岸の特徴について、硬岩地域、軟岩地域、節理・断層・地層面などの構造支配を受けた地域の三つに分けて検討している (Johnson, D. W. 1925)¹⁹⁾。

こゝでは、硬岩地域における波の侵蝕量が非常に小であるとし、大陸棚を陸上地形の沈水によって説明している。また3000年ないし5000年前の海進を推定し、現在の海岸は海蝕の stage が若いことを認めている。

しかしこの研究の主題は地形発達史であり、研究の資料としては、主として海図や陸測図を利用し、それに陸上の野外観察を加えたもので、波蝕棚や海蝕台の記載は精密ではない。

Johnson (1919) の海岸発達史の仮説に具体的な証拠をもって反論したのは、Bartrum, J. A. (1926)¹⁾ である。彼は波蝕棚や notch が、幼年期にだけみられる abnormal なものと考え、Johnson 説に反対し、海蝕地形において、その条件さえ許せば、波蝕棚は常に出現する地形であると考えた。New Zealand では、波の静かな内湾に "old hat type" の波蝕棚が広くみられ、岩質や構造に無関係には水平に発達する。しかし海蝕崖は、Johnson の stage からみれば壮年期のように風化し、緩傾斜している。逆に外洋の stage のすゝんでいる筈の海蝕崖の下にも、storm bench とよぶ波蝕棚が発達する。このような事実は、波蝕棚が normal なものである証拠であるとし、海蝕の stage の進行と共に、波蝕棚が消滅するという Johnson 説に矛盾すると述べた。しかし彼は、波蝕棚の下方に平衡縦断面が発達していることにふれているのみで、海蝕台と波蝕棚の関係や、海蝕台の詳細な研究は行っていない。

* "old hat type" とは、内湾の島や半島が海蝕によって侵蝕され、水平で平滑な波蝕棚がとりまいて発達する景観を、ひさしの幅が広い「古帽」に似ていることから名づけたもので、海水に被覆されない部分の陸上風化作用が、波蝕棚形成に重要な役割をはたすという。

Cotton, C. A (1952)⁶⁾, (1956)⁷⁾ は Johnson (1919)¹⁸⁾ の海岸縦断面発達史の考え方をほぼ踏襲している。しかし海蝕は浅海にのみ働き、海蝕の下方限界は 10~20 fathom (18~36m) であるとした (Cotton, 1952, p.405)。また波蝕棚が内湾にも良好に発達することから、波蝕の外に溶蝕や乾湿の交代による岩石の風化作用が、波蝕棚形成に重要な役割をはたしていることを指摘している (Cotton, 1952, pp.413-416)。

最近 Cotton (1963)⁸⁾ は、波蝕棚に関する諸学者の見解を論評し、波蝕棚の水準や形成営力について異説の多いことを認めている。

第二次大戦後になって、海蝕地形に対する溶蝕、生物の作用などの評価が行なわれるようになった。

Emery, K. O. (1946)¹¹⁾ は、波蝕棚上の solution basin の形成過程について、California で詳しい分析を行なった。その結果タマキビ貝 *Periwinkle* (*Littorina*) などの生物の弱酸による岩石の分解で、0.03cm/年の波蝕棚面の低下が行なわれていることを報告している。このような研究は、Roger, R and K. O. Emery (1957)²⁷⁾ によってさらに詳しく行なわれ、他方 Purdy, E. G, and L. S. Kornicker, (1968)¹²⁾ は岩石風化にはたす海藻の役割を分析した。

Guilcher, A. (1958)¹³⁾ も石灰岩地域での notch, wave-cut bench の形成に、化学的風化作用が最も重要な因子であることを認め (Guilcher, 1958 pp.27-32)、温帯~熱帯における波蝕棚の微地形特性を報告した (Guilcher, 1958 pp.65-68)。

Guilcher¹³⁾ は従来強調された波の作用の外に、化学的・生物的・機械的 (乾湿の変化による) な風化作用を高く評価した。

三位秀夫 (1962)²³⁾ は、紀伊半島の田辺湾で波蝕棚を詳しく調べ、潮位による海水準の年間の被覆頻度と波蝕棚の高さに相関があることを指摘した。また波蝕棚が海水準風化 (sea-level weathering) によって形成されると結論した。

ところで低潮面以下の常に海水に覆われている海蝕台 (abrasion platform) についての実証的研究は著しく少ない。

Bradley, W. C. (1957)²⁾ は隆起海蝕台の地形と堆積物を検討し、沈水期における abrasion platform の形成過程と離水期における堆積物の堆積過程を論じた。さらに海蝕台にのる堆積物中の輝石の etching の有無から、水深 30feet (9.15m) 以深になると急速に侵蝕力が弱められると考えた (Bradley, 1958)³⁾。その結果、海蝕台の形成は水深約 9m までに限定され、その深度までの海蝕台の幅は 1/2 マイル (536m) であるから、より広い海蝕台の形成には沈水を要すると結論した。

Newell, N. D. (1961)²⁴⁾ は海蝕台について、その平面形や縦断面形を詳しく調査した。Bahama 諸島の古砂丘砂層 (eolianite) に形成された海蝕台の特徴は、放射状に分布する海蝕溝 (groove) と、spur の二つの地形から成り立っているという。そして海蝕台は暴風波 (Storm wave) の侵蝕によって、現海水準のもとで形成されつつある地形と考えた。Newell (1961)²⁴⁾ は、海蝕台について詳細な地形学的調査を行なった初めての研究者であろう。しかし、比較的軟弱な eolianite から構成されている地域を研究対象としているので、その結果を硬岩地域の海蝕台にまで一般化することはできない。

海蝕崖も海岸地形を構成する重要な要素である。Steers, J. A. (1962)³⁰⁾ は海蝕崖の形態の分析や形成過程の分析が不十分であると述べている。海蝕崖と思われるものの中には、かなり異なった成因のものもあるし、その形成時代も、Wood, A. (1962)⁴¹⁾ によれば、間氷期のようにかなり

古いものもあるといわれる。

海蝕崖の後退量をとらえる立場で研究されたものは比較的多い。

Emery, K. O. (1941)¹⁰⁾ や Shepard, F. P. and U. S. Grant (1947)³²⁾ は古い写真と現在の地形との比較から論じ、川崎逸郎 (1954)²¹⁾ や山内秀夫 (1964)⁴⁰⁾ は地籍図などの資料と現海岸の測量結果との比較から考察している。それらによると、地質の硬軟、節理などの要素と後退量とが密接な関係にあることが認められる。

以上のような岩石海岸の地形学的研究史を概括すると、第一に Johnson (1919)¹⁸⁾ による海蝕輪廻説の提唱があげられる。Johnsonの立場は、海水準が長期にわたって安定している場合の、理想的な地形変化を演繹することであった。これに対して、Bartrum (1926)¹⁾ の修正が行なわれた。

第二に、第二次大戦後大陸棚の地形や底質の資料が著しく増加し、海面や地盤運動の変化量について新知識が累積された結果、Johnsonの仮説 (Johnson, 1919)¹⁸⁾ は大幅に修正された。すなわち、海蝕は浅海にのみ作用するものであることが認められた (Shepard, F. P. 1948, p. 47, p. 162, Guilcher, A. 1958¹²⁾, p. 179, Bradley, 1958³⁾, pp. 967—947)。

また、海面の相対的変化が顕著であるため海蝕輪廻を完了するに足る時間がなく、世界の海岸は stage がきわめて若い。したがって岩石海岸の場合も、Johnsonの演繹的な地形分類は役に立たないから、現実の地形にあうような帰納的な地形分類や地形変化の説明が行なわれるべきであるという (Shepard, 1948²¹⁾, Guilcher, 1958¹²⁾)。

第三に、波蝕棚の微地形や海蝕崖の後退量などが定量的かつ精密に取扱われ始め、波蝕力や海水準との関係などが論じられ (豊島1956³⁹⁾, 三位1962²³⁾, 山内1964⁴⁶⁾, 武永1966⁵¹⁾, 高橋1967⁷⁾), 風化作用の分析も精密になった (Roger, Emery, 1957⁷⁸⁾)。しかし、Cotton (1963)⁹⁾ も指摘するように、波蝕棚などの形成機構が完全に説明される段階になっていない。また海蝕台の調査がほとんど行なわれていない。

2. 問題の所在

岩石海岸の地形を構成する要素は、海崖 (海蝕崖をふくむ)・波蝕棚・海蝕台の三つである。したがって岩石海岸の研究にあたっては、この三つの地形の形態的特性を十分知る必要がある。この三つの地形のうち、従来詳細な研究が比較的少なく、もっとも知識が不明確なのは、常に海面下にある海蝕台の地形である。そこで、海岸地形全体を明らかにするためには、特に海蝕台に関する正確な資料を豊富にする必要があると考える。

Johnson (1919)¹⁸⁾ は、海蝕崖から海側に発達する岩床に対して、波蝕棚 (wave-cut bench) および海蝕台 (abrasion platform) に分けて、両者を識別した。しかしながら、波蝕棚と海蝕台を意味する用語は、しばしば混同されたり (Sparks, B. W. 1961³⁴⁾, pp. 180—184), この用語を意識的に使用しない場合もある (Mii, H. 1962²³⁾)。

このような用語の混同は、波蝕棚と海蝕台の地形の特性が理解されていないためであり、特に海蝕台についての知識が十分でないためと考える。

波蝕棚は、潮間帯やその若干上の波のかぶる範囲にある、やや平滑な岩床であり、それは内湾に模式的に発達する“old hat type” bench (豊島, 1956の高潮線ベンチ) と外洋に発達する“storm”

* wave-cut bench, abrasion platform を波蝕棚・海蝕台とした根拠は、辻村太郎 (1947)⁴²⁾ 新考地形学 pp. 446—572による。

bench (Bartrum, J. A. 1926)¹⁾ に分類できると考える。これら波蝕棚の末端はやゝ急な小崖 (nip) があって、下位の岩床に移ることが知られている。波蝕棚より下位にあるこの面が、波蝕棚の沈下したものか、あるいは波蝕棚の形成営力とは異なった営力による異種の地形かは常に吟味する必要がある。Johnson (1919)¹⁸⁾ はこの下位の侵蝕地形に海蝕台 (abrasion platform) の名称を与え、この地形は長期間の海蝕作用によるもので、一般に緩やかな岩床面で波蝕棚より幅が広く、その上に砂礫がうすくおったり、凹所を充てんしているとした。そして砂礫を道具とした削割作用で低変し、平衡縦断面 (profile of equilibrium) に近づくものと考えた。Cotton (1952)⁹⁾, Thornbury (1954)³⁶⁾, Mii (1962)²³⁾ からも、海蝕台は波蝕棚と成因の異なる地形面であることを認めている。しかしながら、この海蝕台 (abrasion platform) がどのような過程をもって削割されているか、また波の運動を主体とする海蝕営力がどのように働いているかという海蝕台の形成過程や形成機構については明らかにされていない。

海蝕営力が、如何なる水深まで及ぶかという問題については、単に海蝕台の形成に関するのみでなく、海蝕基準面に関する重要な問題であるため、多くの議論がなされている。

Gulliver, F. P. (1899)¹³⁾ が提唱した wave base という概念は、本来波によって侵蝕作用と堆積作用が行なわれうる限界の意味を持っていた。Johnson (1919)¹⁸⁾ もその意味で wave base の用語を使用し、水深600 feet の値を波の作用限界であるとした。Johnson は海蝕台の形成が磯波帯 (breaker zone) で主に行なわれることを認めつつも、十分な時間をもってすれば、wave base まで低変すると予想した。彼は誤解を避けるため、以下のような注釈をつけている。

「この問題は、陸上における河川の平衡縦断面と河蝕の侵蝕基準面の関係に似ている。

海底の場合も、海蝕台の示す断面曲線や、海底の平衡縦断面も、海蝕輪廻の思想からみると、ある時期の安定 (平衡) を示すにすぎない」 (Johnson, 1919¹⁸⁾, pp. 225—226)。

こゝで注意すべきことは、Johnsonの wave base に対する考えは、海蝕が無限に続いた場合の仮想面を意味していることである。また最近の豊富な海洋に関する知見によれば、海流や潮流、乱泥流 (turbidity current) のような営力は大陸棚外縁よりはるかに深い海底に及んでいることがわかっている。したがって Johnsonの「wave base=600 feet」という値は誤りである。

海蝕の営力は、海峡における潮流の激しい侵蝕作用のように場所によっても異なるし、生物の岩石破壊作用や海底風化作用も一定の限界水深はない。したがって顕著な削磨作用を行なう限界水深を Johnsonの wave base と別な考え方で設定する必要がある。Dietz, Menard (1951)⁹⁾ は顕著な削磨作用 (vigorous abrasion) が磯波帯 (breaker zone) に限定され、その限界水深は約 9 m (5 fathom) であるとし、これを波蝕の有義水準 (level of vigorous abrasion) と名付けた。これに対して、Russel, R. J. (1957)²⁹⁾ は 11 m, Bradley (1958)³⁾ は 9 m, Mii (1962)²³⁾ は 8 m の水深を主張し、原則的に Dietz, Menard の説に賛成した。しかし吉川虎雄 (1951)⁴⁷⁾ (1953)⁴⁹⁾ は、多数の海図の分析により、水深 40 m ~ 50 m を現在の波による作用限界の水深とした。その後、吉川・斉藤 (1954)⁴⁸⁾ は房総半島沖の浅海を精査し、水深 10 m ~ 15 m の岩床が下部沖積層をきることから、この面が現在の海面に関して形成されつつある海蝕面と考え、Dietz, Menard (1951)⁹⁾ に反対した。他方 Shepard (1948)³¹⁾, p. 47) は storm 時の砂の移動限界を水深 30 ~ 40 feet (9 ~ 12 m) とし、水深 10 fathom (18 m) の海底にある cobble は苔状の海藻におゝわれているから著しい転動はないとした (Shepard, 1948³¹⁾, p. 162)。

Kuenen, P. H. (1950, 22) pp. 227—228) は、波高に等しい水深まで礫が転動し、波長に等しい

水深までシルトが移動することや、磯波帯における効果的な波蝕を認めながら、数10mの深度まで侵蝕の及ぶ可能性があるといっている。

このような見解の相違の原因は、波浪の効果的な侵蝕限界についての内容のとり方の相違による場合がある。しかし、さらに大きな原因は、海蝕台の地形や海底堆積物に関する知識が不十分のためと思われる。すなわち、波による海水粒子の楕円運動の理論値、海底堆積物の動きを示す証拠、海底微地形などの手がかりを、より総合的に精密に考察すべきものとする。

海崖 (coastal cliff) についても問題点がある。海に面した急斜面のすべてが、現在の波による海蝕崖 (sea cliff) とはいえない。ときには旧河蝕崖、ときには旧海蝕崖である場合もある。したがって、そのような異なった種類の営力による急崖、あるいは古い営力による急崖と、現海蝕による急崖とを区別しなければならない。

従来海蝕洞や波蝕窟などの微地形についても、その詳しい形態の記載は少なく、海水準との関係についても、まだ十分な資料が集積されていない。そのため、このような地形が沈水や離水の証拠として、どれだけの許容誤差で使用できるかわかっていない。

したがって、海蝕地形について基本的に重要なことは、地形の実測を精密に数多く行ない、その侵蝕形態や堆積物の特性から海蝕過程を検討することであると考える。

3. 本研究の目的

波蝕棚および海蝕台という二つの侵蝕地形は、海蝕地形の発達過程の研究において、きわめて重要な地形要素である。また、波蝕棚と海蝕台は離水した場合に海岸段丘を構成すると考えられる。したがって海岸段丘の基礎的な研究という副次的な意義もある。

本論文の目的は、現在の営力による海蝕地形の形成過程を明らかにすることにある。具体的には以下の四つの目的をふくんでいる。

第一に、波蝕棚と海蝕台とが、別種の地形であるのか、同一の地形が単に水準を異にするものかを明らかにすること。

第二に、波蝕棚と海蝕台とが異種の地形であるとすれば、それぞれの形成機構を明らかにすること。この場合、従来知識が不十分であった海蝕台の形成過程に重点をおいて解明する。また海蝕台の形成と密接に関係すると予想される波蝕の「有義水準」をも検討する。

第三に、岩石の抵抗性 (硬軟・構造・風化状態など) と海蝕営力との関係を明らかにすること。

第四に、海岸縦断面の発達過程を推論すること。

4. 調査地域の選定と調査の方法

われわれが観察する現在の海岸地形は、河岸段丘や火山地形などと同様に地形形成営力の歴史的な所産である。故に所与の海岸地形において、そのまゝの形ですべてを現営力との関係で議論するのは危険である。そこで、現営力が作用している現在の海岸地形の範囲を前もって予察することが必要である。このような基本的な立場をもって、調査地域を選定した。

前記の研究目的に適した条件として、海面の変化が小さいこと、海況がほぼ等しい範囲であることが、地形の要因分析のために必要である。このような条件のもとで、抵抗性の異なる二・三の岩石が分布している場合には、岩質と海蝕営力との関係を考察することが容易である。

山陰地方は潮差が少なく、平均潮差は20cmであり、また鳥取地震による地盤変動を受けていない。筆者は上記の条件をほぼ満足する地域として、鳥取県東部および中部の岩石海岸を選定した。この場合、岩石の条件を考えて、安山岩・玄武岩地域の代表地域として鳥取県中部の橋津から船磯までを選定し、第三系堆積岩地域の代表として鳥取県中部の酒ノ津から白兔まで、花崗岩地域の代表として、鳥取県東部の浦富海岸を選定した。

予察的段階では、大陸棚全体を広く概観する必要があるため、兵庫県浜坂沖から鳥取県西部の三保湾までの海底地形を調査し、鳥取県東部、中部、西部の三地区の水深60~100mまでの海底堆積物調査を行なった。

大陸棚調査の方法は、28kc魚群探知器による海底地形の計測で、船の位置はトランシットによって決定した。海底堆積物の採集はT・S小型ドレッジを使用して行なった。

ほゞ20m以浅の浅海底の精密調査は、以下のような方法をとった。海底地形の断面測量には、ロープを張って船位を決めつつ、5mあるいは10m間隔で測深し、その間の海底の状態は水鏡によって観察した。海底堆積物はドレッジ法と、船上からの視察とを併用した。

またとくに海底波蝕窟 (submarine notch) などの微地形の調査は、ポール・折尺・ロープなどを使用し、シュノーケルを用いた diving method によった。また、海蝕洞くつや洞門の調査にさいしては、その縦断面形・横断面形にとくに注意した。

海底堆積物については、その粒径や円率に着目し、海蝕台上の底棲動物や海藻の被覆状態をも観察した。

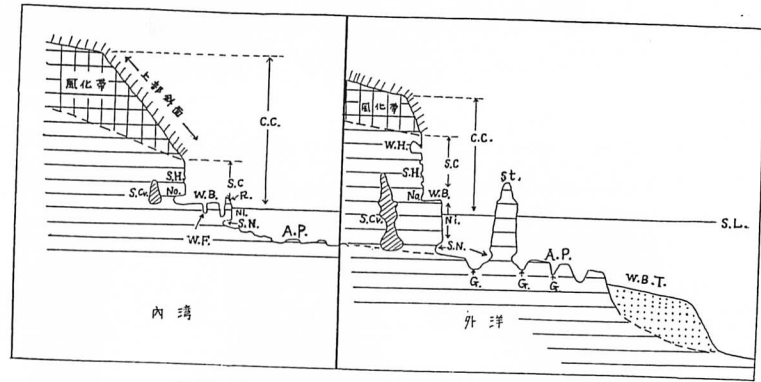
波蝕棚や海蝕崖の地形調査には、ハンドレベル・ポール・テープを使用した。他方、岩石の海蝕に対する抵抗性をみるため、節理や層理の傾斜・faciesなどの一般的調査の外に、打撃試験や節理傾度の測定を加えた。

その外、海岸微地形や海底の岩礁帯の分布状態などを把握する補助的手段として、空中写真を利用した。

本論文に使用した地形用語の概念

Butzer, K. W. (1962)⁴⁾ は地形の記述にあたって注意すべきこととして、成因が明確になる以前には、成因を内包する用語をできるだけ避けることがのぞましいと述べている。

筆者は議論の混乱をさけるために、本論文において使用したおもな地形用語について、第1表および第1図のように概念規定を行なった。これについては辻村太郎(1947)⁴²⁾ およびJohnson(1919)¹⁵⁾ によるところが多い。



第1図 岩石海岸の縦断面形の模式図と各部名称

A.P. (abrasion platform)	海蝕台	W.B. (wave-cut bench)	波蝕棚
C.C. (coastal cliff)	海崖	S.C. (sea cliff)	海蝕崖
S.Cv. (sea cave)	海蝕洞	No. (notch)	波蝕窟
S.N. (submarine notch)	海底波蝕窟	W.H. (wind cave, wind hole)	風蝕穴
S.H. (solution hole)	溶蝕穴	G. (groove)	海蝕溝
W.F. (wave furrow)	波蝕溝	Ni (nip)	小崖
W.B.T. (wave-built terrace)	堆積台	St. (stack)	離れ岩
R. (rampart)	波蝕残丘		

第1表 海蝕地形の用語表 (その1)

用語	相当外国語	用語の内容
海崖	coastal cliff	海に面した急斜面で、波蝕によるもののみでなく、その他の成因のものも含める。
海蝕崖	sea cliff	海蝕によって直接形成された急斜面。
上部斜面	coastal bevel	均質な傾斜で海側に傾く、草・木におわれた斜面。硬岩において保存が良好、通常海蝕崖の上にみられる。
旧海蝕崖	ancient sea cliff	過去の海蝕崖。
偽海蝕崖	false sea cliff	海岸に面しているが、海蝕以外の成因による崖。
小崖	nip	低い崖。Butzer 1962, p.198 は比高3m以下の崖をさしている。本論文ではこのていどの崖をさす。
波蝕棚	wave-cut bench	主として潮間帯にある平滑な岩床面。
海蝕台	abrasion platform	つねに海面下にある、やや平滑な岩床面で砂礫がうすくおっている。
離れ岩	stack	海蝕によって陸地と離れた高い孤立岩。
波蝕窟	notch	海蝕崖基部にできるくぼみで奥行きより幅の大きなもの。
海蝕洞くつ	sea cave	海蝕崖基部にできるくぼみで、幅より奥行きの大なもの。

第1表 海蝕地形の用語表 (その2)

用語	相当外国語	用語の内容
海蝕洞門	sea arch	海蝕洞くつが両側に開口したもの。
海蝕洞	sea cave and arch	本論では海蝕洞くつと洞門の両者をふくめた意味に使用した。
潮吹き穴	swallow hole	海蝕洞の天井が開口したもの。
海蝕風穴	marine pothole	海水の動きによって、波蝕棚、海蝕台に形成された円筒状のくぼみ。本論では"pothole"と略称した。
溶蝕凹地	solution pool	主に波蝕棚に形成され、深さに比し面積が大きいもの。
溶蝕穴	solution hole	主に波蝕棚に形成され面積に比し深さ大なるもの。
海底波蝕窟	submarine notch	つねに海面下において、海蝕崖やnipの基部にできるくぼみで奥行きより幅の大きなもの。
波蝕溝	wave furrow	軟岩や割れ目などに波の力で刻まれたもので波蝕棚を開析するもの。
海蝕溝	groove	海蝕台に形成された溝状の地形。
波蝕	wave erosion	波による侵蝕。
海蝕	marine erosion	波蝕をふくめた海の営力による侵蝕で、生物などの破壊作用、海流、潮流による侵蝕、化学的機械的風化作用などもふくむ広い意味に使用。
海面	sealevel	本論ではとくにことわらない限り、すべて平均海面の意味に使用した。

II. 本論

1. 調査地域の地形・地質概観

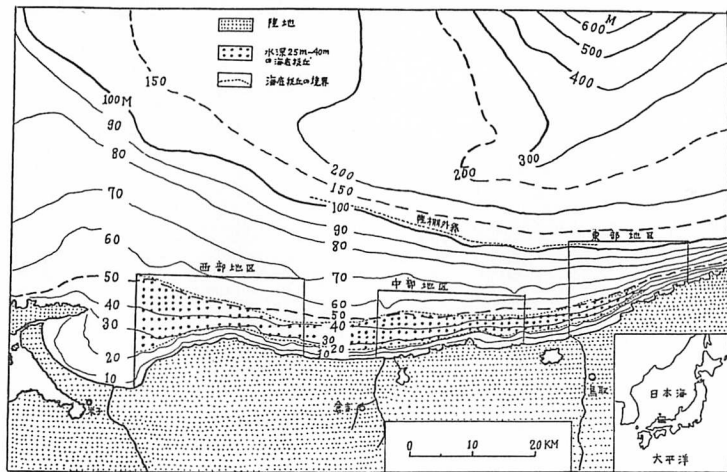
a) 海底地形

鳥取県沖における海底地形を概観すると、第2図のようになる。陸棚は西部が広く東部に向かって次第にせまくなり、表面の勾配も急になる。筆者の調査によれば、大陸棚上には、水深10m以浅、水深25mから水深40mまで、水深50mから水深100mまでの3段の海底段丘状の平坦面が認められる。

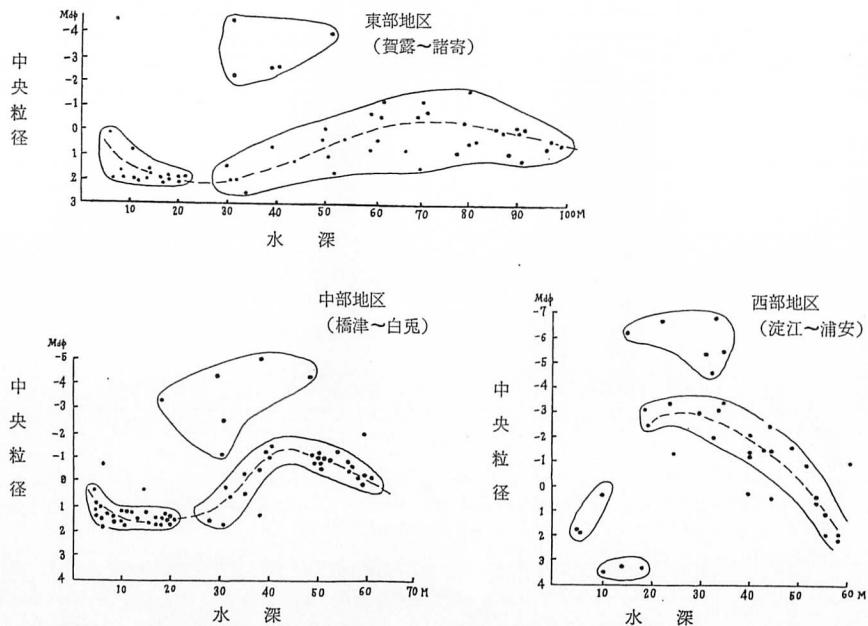
この地域における海底堆積物の分布をみると、ほぼ海底段丘の分布と一致した帯状構造を認めることができる。すなわち、水深25m以浅では主に砂であり、水深10m以浅はやや粗粒の新鮮な砂で構成される。水深20m内外には岩礫が多く、主として水深25mから水深40mまでの面には著しく粗大な礫が分布する。

水深50mから水深100mの面には礫と粗砂およびシルトが分布している。

水深と海底堆積物の中央粒径との関係を図示すると第3図のようになる。これによると、海岸から沖にむかって堆積物の中央粒径(Mdφ)は0から2へと細粒化する傾向がみられる。水深25m内外から著しく粗粒(Mdφ -5~-3)となり、さらに水深50m内外から再び細粒物質が分布する。このような堆積物の分布傾向は、鳥取県の東部・中部・西部のいずれの陸棚堆積物にもほぼ同様に現われ、かなり普遍的な現象である。



第2図 鳥取県沖大陸棚の地形と堆積物調査地区



第3図 鳥取県沖大陸棚における堆積物の粒径と水深の関係

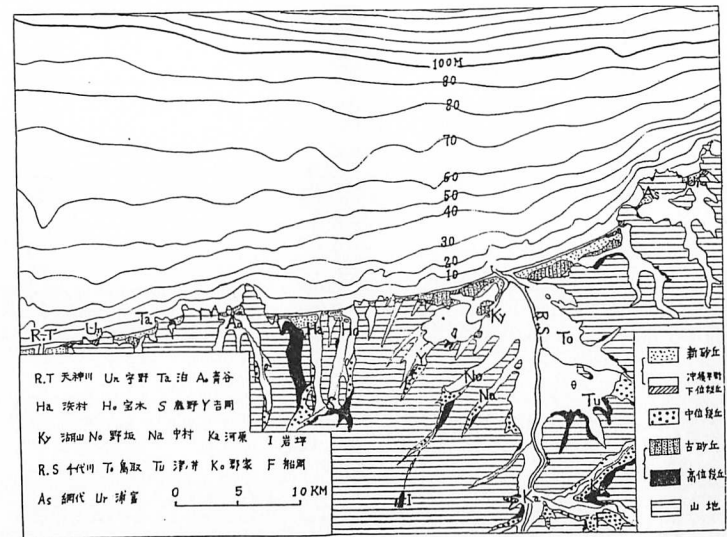
佐藤任弘 (1961)³¹⁾ は、東北の日本海沿岸の陸棚堆積物の分析を行ない、粗粒堆積物の出現する水深を28mあるいは30mと報告した。そして、沖合に粗粒物質が分布するのは、旧海岸堆積物の名残りと考えた。鳥取県沖の場合も粗粒物質の出現水深と、海底段丘の水深とが一致するので、それらの分布は現在の営力以外の力によるものと考えられる。また水深25m以深の砂は、石英の粒子が酸化鉄の汚染をうけて黄色を帯びているものがめだっている。これに対し、水深25m以浅の石英の砂粒は、新鮮で無色に近く、水深25m以深の砂とは著しく異なる。さらに粒径 (Mdφ) が2~3の砂で水深25m以深のものは、以浅のものに対して著しく円摩されている。

このような事実から、水深25m以深の海底堆積物は、それより浅い部分の海底とは異なった堆積環境のもとに生成したと考える。すなわち、海底地形、海底堆積物の粒径・色調・円摩度から解釈すると、水深25m以深の面は、現海面に関する波の営力によってではなく、おそらく過去の海水準に対応して形成されたものであろう。したがって、水深25mより浅い海底では、現在の波によって堆積作用が行なわれていると考える。ただし、侵蝕作用が水深25mまでおよんでいるかどうかは明瞭でない。なお、水深10m以浅には、海底砂洲の発達が良好で、海底における砂の動きが活発であると推定する。

b) 陸上地形

鳥取県沿岸の陸上地形は、高度および地形面の性質から、つぎのように四つに大分類される。すなわち、1, 山地 2, 高位段丘および「古砂丘」面 3, 中位段丘 4, 下位段丘および沖積平野面・新期砂丘である。(第4図参照)

山地は中国山地脊稜から階段状に低下し、海岸線付近で50mないし100mの高度になる。山地は一般に狭長な開折谷に刻まれ、壮年の斜面を有している。



第4-1図 鳥取県東部・中部の地形分類図

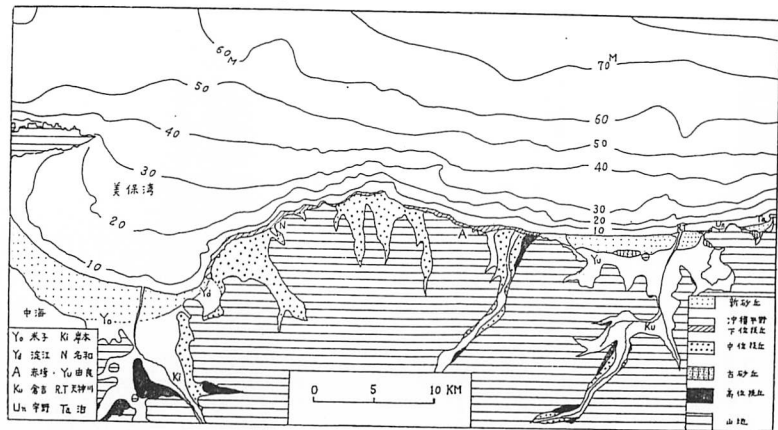
高位段丘は河川の中・上流部に発達しが、良好で、浅い谷によって開析され、大山ロームのうち上部ロームおよび中部ローム（pumice質）をのせている。高位段丘を構成する段丘砂礫層は赤褐色に風化している。また、この段丘堆積物には、一般に粘土層（豊島・赤木, 1965⁴¹）の津ノ井粘土層の発達が顕著である。

一方、海岸線付近には、高度20mないし30mの範囲に「古砂丘」砂層（豊島・赤木, 1965⁴¹）の湯山砂層が分布する。津ノ井粘土層と湯山砂層は同時堆積物である。「古砂丘」面上には、上部ローム・中部ロームがのっている。

また赤褐色風化土が発達する。地形面は浅い谷で開析されている。高位段丘（河岸段丘）といわれる「古砂丘」面（この面は、離水砂洲面の可能性がある。）とは直接に連続していないが、地形面の開析度、比高、ロームの層序・風化度が類似しているため、同時面と考える。

中位段丘は、開析を受けていない地形面と比較的に勾配が急である。鳥取県西部の大山山麓では扇状地を形成する。中位段丘の表面には、上部ロームのみをのせている。段丘構成物質は、径5cmないし30cmの礫層で、風化作用を全く受けていない。中位段丘は、鳥取県東部・中部では、河川の中・上流部に発達が良好である。西部の大山山麓では、典型的な扇状地をなし、その末端は比高数mないし20mの海蝕崖で限られる。中位段丘はさらに2段に細分される。

下位段丘は、大山山麓の旧海蝕崖下に帯状に分布し、離水浜を形成している。その高度は5m内外である。鳥取県東部・中部の海岸では断片的にみられる。下位段丘の地形は、離水浜堤・離水波蝕棚であって、前者の海拔高度は5mないし6m、後者の海拔高度は2.5m内外である。この離水浜に対応する河成面は未発達である。

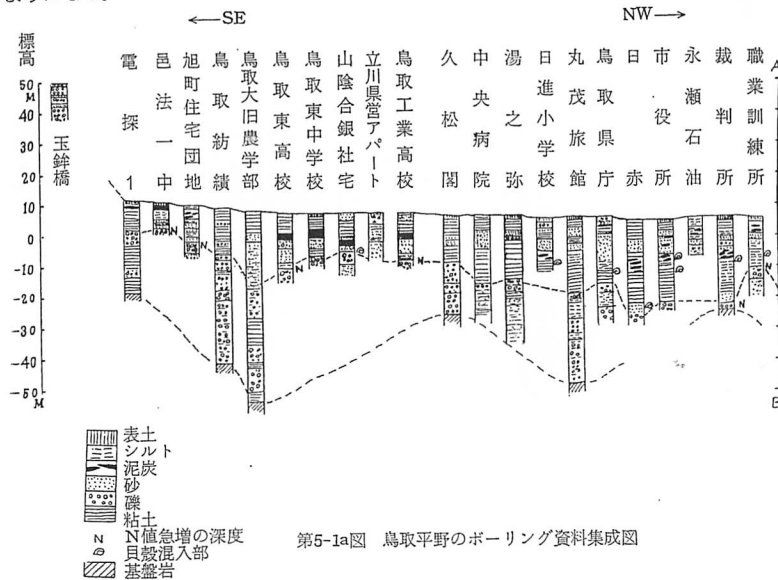


第4-2図 鳥取県西部の地形分類図

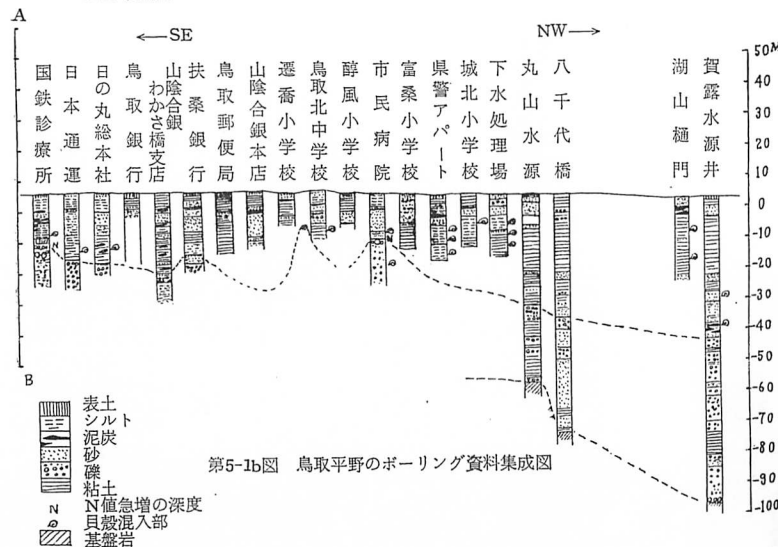
この下位段丘は、沖積段丘であって、堆積物は新鮮な砂礫からなっている。この段丘面上には、大山ロームはのっていない。しかし黒色腐植層（黒砂または黒ボク）がのっていることがある。この黒色腐植層からは、弥生～土師期の土器が出土しているから（豊島・赤木, 1964⁴⁰, 1965⁴¹），この面の形成は弥生時代以前と考えられる。この下位段丘の内陸縁には、旧海蝕崖や離水海蝕洞くつがみられる。この下位段丘をおおって、新期砂丘が少なくとも2列以上みられ、砂丘の内陸側には、後背低湿地やデルタなどの沖積平野面が展開している。

c) 平野の内部構造

ボーリング資料や、電気探査の結果を検討して、陸上地形と海底地形の関連を考察すると、つぎのようになる。

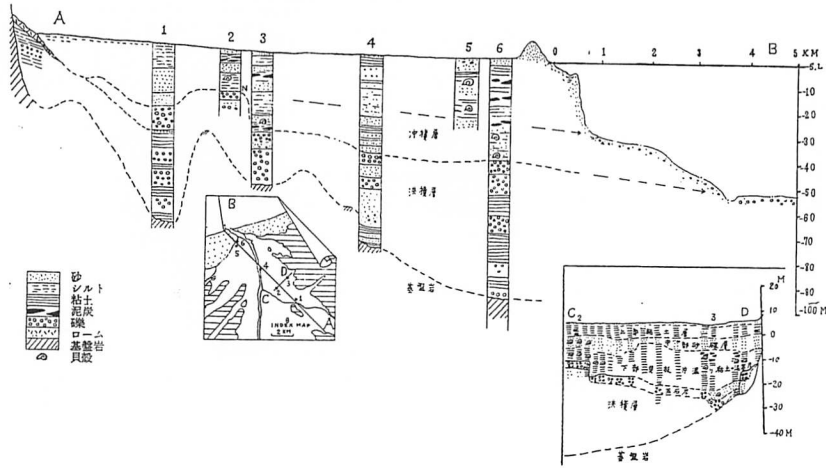


第5-1a図 鳥取平野のボーリング資料集成図



第5-1b図 鳥取平野のボーリング資料集成図

平野を構成する沖積層は、第5-2図の横断面において、最上部に厚さ2mの表土、数m以下の上部粘土層その下に厚さ3~5mの中部砂礫層、厚さ10mの下部貝殻片混り粘土・泥炭層(内湾性ないし河口性の貝片を含む)が互層をなしている。



第5-2図 鳥取平野の内部構造と海底地形

この下方には、いわゆる玉石層と固化した粘土層とがあり、N値が急に増大する。この玉石層は井関弘太郎(1956 A・B¹⁶⁾¹⁷⁾の基底礫層に相当する。この玉石層は沖積統基底面を示すと考えられているから、玉石層以下の地層を洪積統と考える。

第5-1, 2図によると、玉石層の表面は凹凸がみられ、高低2種類の面に分けられる。玉石層表面のうち高位の部分は、Howard, A. D. (1959)¹⁴⁾の命名に従えば、沖積統に埋積された fill top terrace (この場合は洪積統の粘土層など)となる。また低位の部分は fill strath 面と解釈する。沖積統基底の玉石層表面のうち、高位の面を海側に延長すると、水深25~40mの海底段丘に続くようである。低位の埋没面を海側に延長すると、水深50m以深の海底面に続く。(第5-2図)

沖積統に埋積された二つの面を、河川の中・上流部に分布する段丘面と対比すると、中位段丘とつながる可能性が濃厚である。もしこの推論が正しいとすれば、中位段丘のうちの上位の面と埋積された fill top terrace (鳥取市の地下15m, 海面下10mの水準の面)と水深25~40mの海底段丘がつながる。また、中位段丘の下位の面は、fill strath terrace (鳥取市の地下25m, 海面下20mの水準の面)につながり、水深50m以深の海底段丘に連続する。中位段丘面・沖積統基底面・海底段丘面の構成物質は、粒度・礫種・円摩度・風化度などの面からみても非常によく対応していて、面の対比に矛盾しない。高位段丘堆積物は、玉石層下の固結した粘土層・砂礫層につながるようである。しかし海底段丘堆積物との関係については十分な資料がない。

海底段丘、陸上の段丘および平野の地下構造を、地形と構成物質の面から概観した結果以下のことが明らかにされた。

高位段丘の形成時には、いわゆる「古砂丘」が砂洲または浜堤として出現していて、内陸側ではデルタまたは潟湖堆積物としての「津ノ井粘土層」の堆積が行なわれた。この粘土中の埋れ木の年代は、C¹⁴法で3年以上であった。高位段丘形成時の海面は、現在の海面よりかなり高かった。

中位段丘は、上述のように洪積世最末期に形成され、現在の海面より低い海水準に対応して形成された。そのとき、水深25~40m・50~100mの海底段丘が形成された。

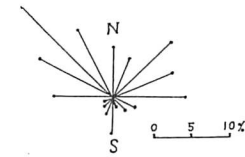
沖積世のある時期に、現在の海面より約2.5m高い海水準に対応して、幅のせまい浜堤や波蝕棚が形成された。この時期は弥生時代以前である。

調査地域の海岸は、このような地形発達を経て形成されているので、海底においては、水深25m以深の面は、洪積世に形成された化石的な過去の地形であると解釈する。また、いわゆる離水浜(raised beach)も過去の地形である。したがって、現在の海水準に関係した波浪の地形形成の範囲は、海拔2.5m以下の陸上と、水深25m以浅の海底とに限定する。

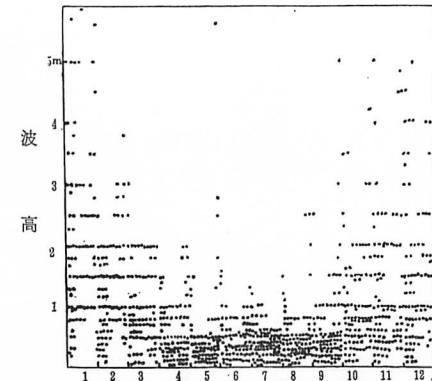
2. 調査地域の海況

一般に、海蝕営力の主体をなすものは波であるから、海蝕地形の形成過程を究明するためには、波の性質を明らかにする必要がある。

鳥取県沿岸における風の卓越方向を調査してみると、年間最多風向はNEである。しかし侵蝕力をもつ波浪形成に影響する風速5m/s以上のものを、田後港観測資料(運輸省, 1963¹⁴⁾)によって



第6-1図 田後港における風向頻度 (風速5m/s以上のものについて)



第6-2図 田後港における波高の季節的頻度

集計すると第6-1図に示すように、NWの風が最多風向となる。1959年から1961年にかけての3年間の風向分布は、NWのものが16.5%でもっとも多く、ついでNEが10.7%であった。したがって、波の来襲方向もNWが一番多く、ついでNEからの波が多いことになる。強風の季節的頻度をみると、冬に最大であり、1年を10~4月の強風期(NW系の風が卓越)と5~9月の静穏な弱風期に分けることができる。

また、1960~1962年の3年間の波の毎日の目視観測結果を図化してみると、第6-2図のようになる。これによると、10月から3月までの冬季に、波高2~6mの波の頻度が大であるのに対して4月から9月にかけては、波高1m以下の波が大部分である。また年間の最大波高は約6mである。したがって冬の季節風が卓越するとき、とくにNWからの波の侵入が岩石海岸の侵蝕に著しい影響を与えていると考える。

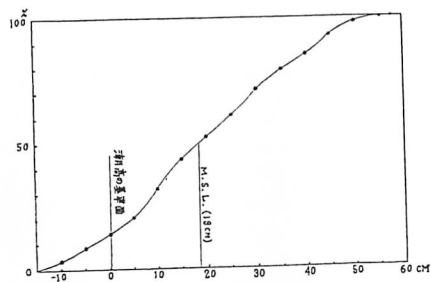
つぎに潮汐表²⁰⁾から、1年間の潮位をグラフ化して、潮位の性質を調べた。(第7-1、7-2図参照)

山陰海岸は、基準港が舞鶴であって、鳥取県沿岸の網代、赤碕などの漁港の潮位と基準港の潮位はほぼ同一である。したがって基準港(舞鶴)の潮位で山陰の潮位を代用することにした。

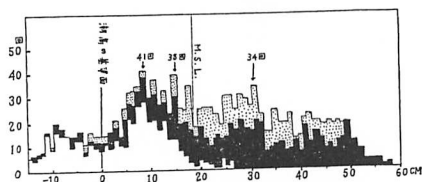
第7-1図にみるように、1年間の潮位の累積グラフをみると、平均潮位は潮高の基準面上約19cmの水準にある。そして図中の+5cmの水準と+22cmの水準付近に変換点がある。したがってこの範囲内に潮位頻度が多いと推定される。

また最低潮位は潮高の基準面より-15cm、最高潮位は+58cmであって潮位の最大振幅は37cmとなる。

この地域における潮汐の水準が季節的に如何なる変動を示すかを知るため、潮位の季節的頻度図(第7-2図)を作製した。これによると1月~4月に潮位は一般に低水準で、平均水面以下の水準に潮位が分布し基準面上9cmのところを最多値がある。しかし5~9月の波高の小さい季節には、潮汐の水準は高く、基準面上30~50cmの高さに潮位頻度が大である。10月~12月には前記2季節の中間の水準に潮位頻度が大である。



第7-1図 山陰海岸における潮位の年間累積曲線 (1960年)



第7-2図 山陰海岸における潮位の季節的頻度 (1960年)

■ 10~12月
□ 5~9月
▨ 1~4月
年間高低潮回数1402回

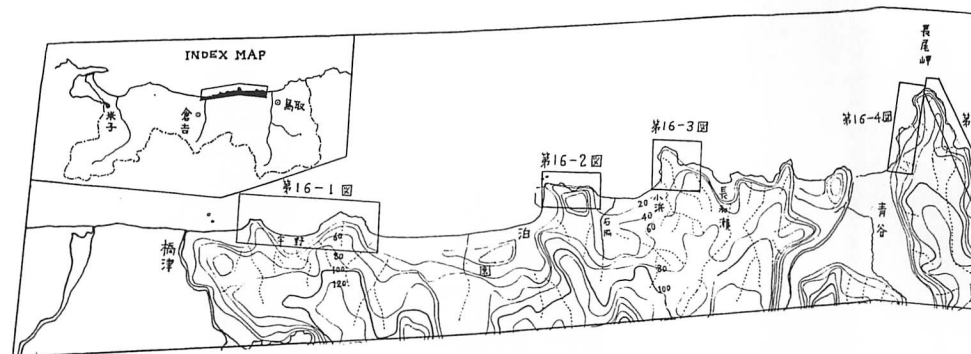
3. 花崗岩地域の海蝕地形*

4. 安山岩・玄武岩地域の海蝕地形

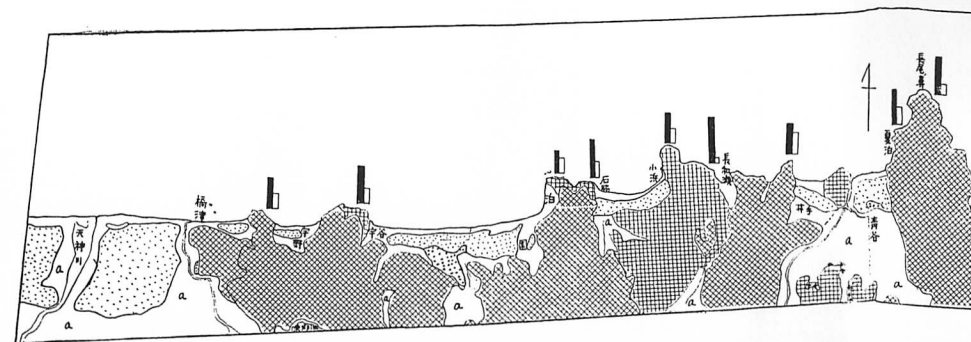
山陰海岸には、安山岩や玄武岩の露出が広くみられる。安山岩や玄武岩の露出する海岸では、海蝕崖や波蝕棚・海蝕台など、海蝕作用による侵蝕地形の発達は一般に不十分である。それに反して海蝕崖の上にある緩傾斜の上部斜面の保存は良好である。

また節理にそって陸上の風化が進行し、節理に囲まれたblockは崖下に崩落し、Powers, H. A. (1961)²⁰⁾の漂礫海岸 (boulder beach) を形成し、海岸地形を特異なものとしている。

* この項については、紙数の制限のため本文・図版ともに割愛した。参考文献50)によって内容を推定していただきたい。

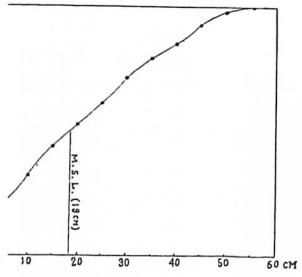


第14図 鳥取県中部沿岸の切断面図 (点線は小河川および懸谷)

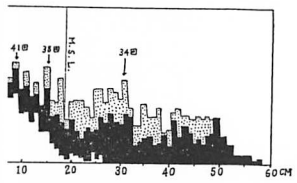


第15図 鳥取県中部沿岸の地質図 (五万分の一地質調査所図幅 (岩石の硬さは打撃試験により 節理頻度は1m²中の節理数

性質を調べた。(第 7-1, 7-2 図参



毎岸における潮位の年間累積曲線
(1960年)



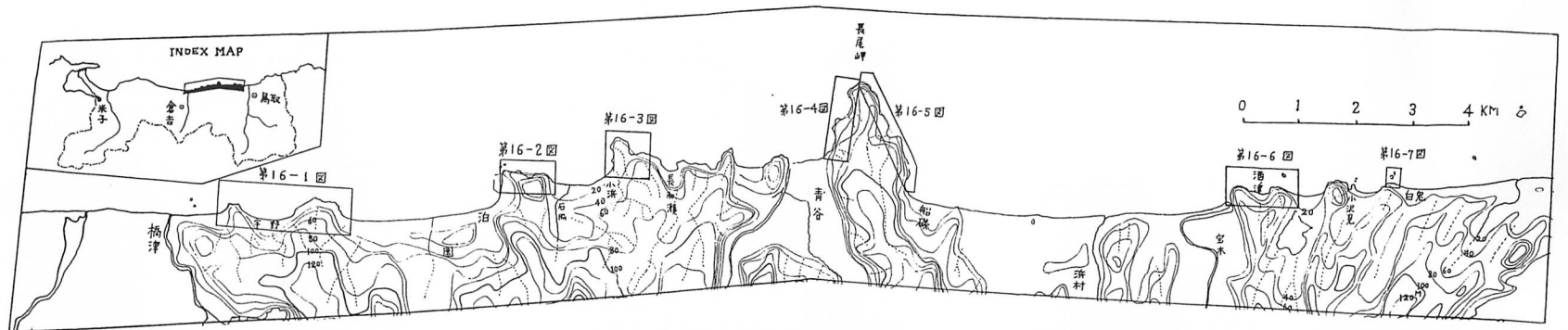
毎岸における潮位の季節的頻度
(1960年)

1402回

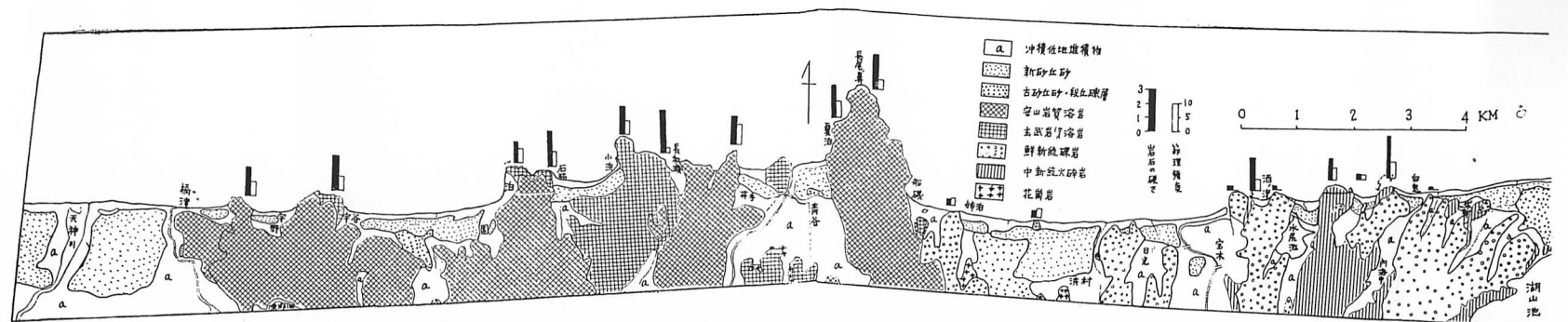
や玄武岩の露出する海岸では、海
段に不十分である。それに反して

は崖下に崩落し、Powers, H. A.
異なるものとしている。

参考文献50)によって内容を推定してい



第14図 鳥取県中部沿岸の切断面図
(点線は小河川および懸谷)



第15図 鳥取県中部沿岸の地質図 (五万分の一地質調査所図幅, 青谷, 鳥取北部を改変)
(岩石の硬さは打撃試験により
節理頻度は1m²中の節理数)

海蝕地形の発達那不十分であるということは、岩石の抵抗性が海蝕営力に対して相対的に大であることを意味する。このような岩石海岸の一例として、鳥取県中部の橋津から船磯にかけての岩石海岸を選定した。

a) 海岸地形の概観と構成岩石

陸上地形の大要をみるため、筆者は幅300m以下の谷を埋めて、研究地域の切峯面図を描き第14図を作製した。この図をみると、本地域の陸上地形は、細長い谷に開析された高さ100m内外の台地である。猪鹿倉忠俊(1934)¹⁵⁾は、橋津から船磯に至るこの台地を溶岩台地であるとした。この台地は緩い傾斜をもって北方に傾き、海岸線付近では高度60m内外となる。この台地面上には、大山ロームがのっている。沿岸の海拔20~30mの小範囲の部分がやゝ平坦であって、この面は段丘堆積物を欠いているが、おそらく海岸段丘と考えられる。

開析谷は海崖のところでは hanging valley になっている場合が多く、谷床縦断面に2ないし3個の遷急点をもっている。

台地は一般に風化がすすんでおり、土壌層の発達がみられる。また台地面下10mないし20mにわたって、深層風化が行なわれ、岩石は脆弱化している。

本地域の安山岩・玄武岩は、層的には、村山正郎・大沢稔(1961)²⁴⁾によって、亀尻玄武岩と鉢伏山安山岩とに分けられているが、筆者は、海蝕に対する抵抗性などの物理的性質には差異がないと考える。しかし局所的に存在する集塊岩質凝灰岩は脆弱で破壊されやすい。玄武岩・安山岩の溶岩は青黒色ないし暗灰色であり、微晶質で堅硬である。一般に板状節理が卓越している。

洪積層としては、橋津南方および泊西方に分布する、大山ロームに被覆される砂層がある。この砂層は「古砂丘」砂層にあたるもので、湯山砂層(豊島・赤木, 1965⁴¹⁾)に対比される。この砂層はこゝでは20mないし30mの高度の平坦な台地を形成している。

沖積層としては、砂浜堆積物と新砂丘砂・潟湖堆積物・離水浜堆積物などがある。

砂丘から内陸側の山地斜面は、一般に急斜して沖積面下にもぐるが、橋津付近では波蝕の跡が保存され、離水浜砂層および離水海蝕洞がみられる。

b) 海岸縦断面形

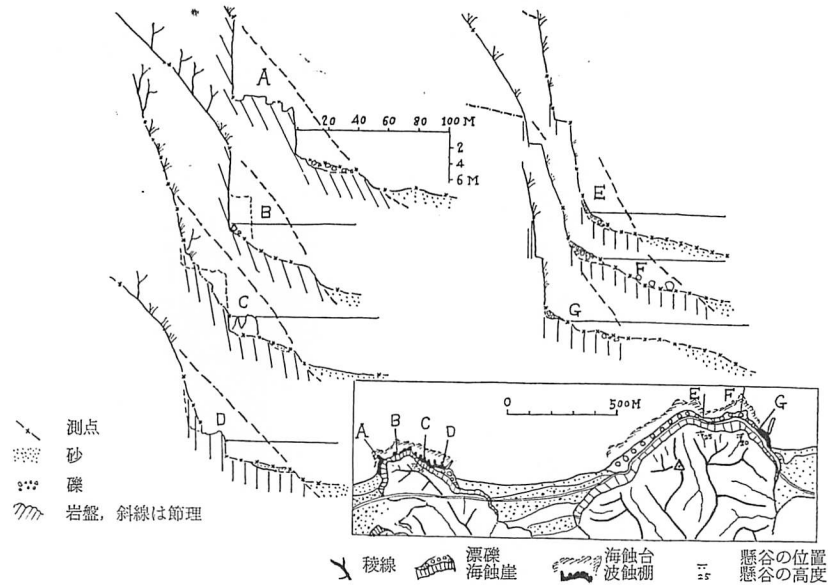
調査地域の岩石海岸全体を網羅するように測線を選び、多数の海岸縦断面を計測した。その結果を示すと、第16-1図~第16-5図のようになる。なお各地区の位置関係は第14図に掲げた。

すでに諸寄海岸(豊島, 1964³⁸⁾)および花崗岩地域⁵⁰⁾で述べたように、海崖は上部斜面と下部斜面に分けられる。上部斜面は緩勾配で、土壌層が薄く発達し、植生(黒松・一年生草本)が被覆している。上部斜面の位置・形態・構成物質からみて、上部斜面は過去の河蝕地形あるいは古い海蝕崖と考えられる。しかも、それらは陸上の谷壁斜面と連続する場合が多いので、その多くは沖積世初期の沈水以前に形成された谷壁斜面であると解釈する。

下部斜面は、上部斜面より急傾斜を示し、植生におおわれていない。この斜面は現在波の攻撃を受けて新鮮であり、現在の海面に対応した海蝕崖である。

海蝕崖の下には、海面上2~3mまでの高度をもつ波蝕棚(storm bench)と、海面すれすれの高度の内湾型の波蝕棚の2種類のものが分布する。さらに、海面上の高さが、内湾で2.5m、外洋では7mから10mに達する離水波蝕棚状の地形がある。しかし、それら各種の波蝕棚は、縦断面図にみられるように概して幅がせまく、連続していない。

海蝕台は、波蝕棚外縁の小崖(nip)の沖側から、あるいは直接海蝕崖の基部から発達する。海



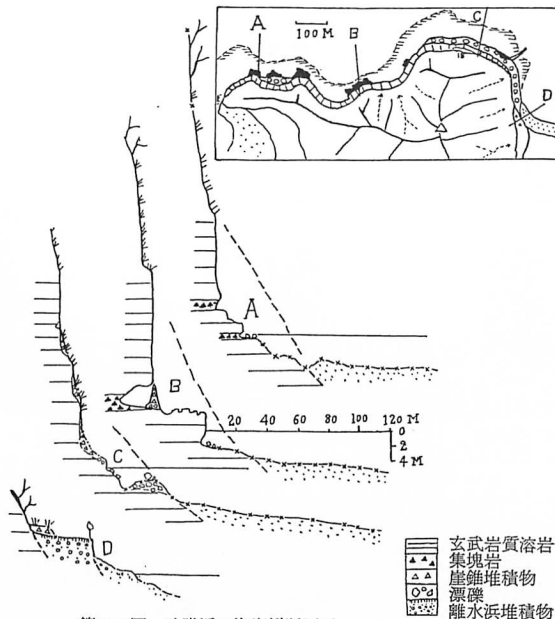
第16-1図 橋津～園の海岸縦断面形

蝕台の傾斜は、 3×10^{-2} から 27×10^{-2} までの範囲にあるが、その平均値は 11×10^{-2} で、かなり急勾配である。

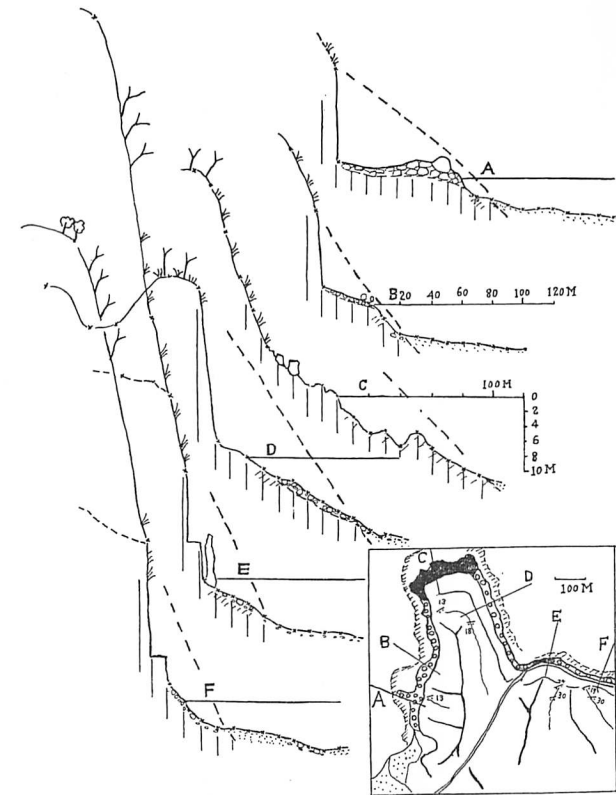
海蝕台の外縁は、水深 2 m から水深 13 m の範囲にある。しかし海蝕台外縁の水深のうち、2.5 m から 10 m の範囲に全体の 80% が集中し、その平均値は 6.8 m である。

海蝕台の表面は平坦であるが断面図に表現できない幅のせまい海蝕溝が節理にそって刻まれている。

また海蝕台上に漂礫がのり、その間に礫径 20 cm ないし 30 cm の円礫が堆積している場合が多い。第 16-1F の断面や、第 16-3D の断面にみられるように漂礫が多数海蝕台上をおおってい



第16-2図 泊附近の海岸縦断面形



第16-3図 小浜～長和瀬の海岸縦断面形

る地形がある。

海蝕台上には、スガモ・ミル・ホンダワラ・トゲモクなどの緑藻類・褐藻類が密生している。海蝕台上の礫が円礫されているにもかかわらず、海藻の付着が著しいという事実は、調査時の夏季においては著しい海蝕は行なわれていないことを暗示する。そして、storm 時に海蝕が行なわれることを推定させる。海蝕台の幅は、20 m から 110 m の範囲にあり、60 m 以下のものが多い。

この海蝕台と陸上の地形の連続関係をみると、海蝕崖の上の上部斜面の延長線に海蝕台外縁の小崖が連続する場合が多い。この関係を海岸断面図に破線で示した。図のように上部斜面が海蝕台外縁と連続するものと仮定すると、この破線と海水準の交点は、海蝕台形成以前の旧海岸線を示すことになると思われる。陸上の台地を開析する懸谷の縦断面は、断面図に鎖線で描いてある。これを延長しても海蝕台外縁とは連結しない。

c) 波蝕棚と離水浜地形

前述のように本地域の波蝕棚は、三種類に分類される。そのうち、最下位にあたる波蝕棚は、海

面の上下0.5mの範囲にあり、波の静かな所に小面積に分布し、幅も10m以下である。その実例は第16-2図のAの断面や、第16-4図のEの断面にみられる。

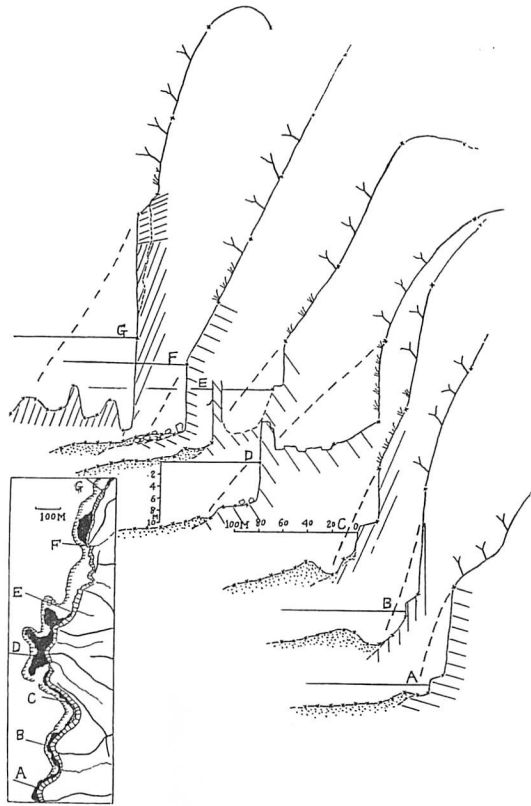
つぎに、海面上0.5m以上10mまでの水準に波蝕棚が分布している。これらは、一般に幅がせまく、storm bench型の形態的特徴をもっている。すなわち、波蝕棚表面は、内湾型または“old hat”型のように平滑なものではなく、節理などの構造に支配された起伏があり、岬の先端に向かって波蝕棚高度が高くなる傾向がある。

しかし、高度2.5mの離水波蝕棚が、波の静かな地域にも発見されることから、この水準の上・下のものを分けて考える必要がある。離水波蝕棚と考えられるものは、泊・石脇間の第16-2図のB断面に示されるものである。この波蝕棚の高さは海面上2.5mで、背後の海蝕崖には波蝕棚面に対応した海蝕洞がある。この海蝕洞の入口は崖錐でおおわれ、現在の営力が働いていないことは確実である。したがって

離水海蝕洞と考えられる。高さ2.5mの波蝕棚面は、現在でも波の飛沫を受け、大波には洗われることもあるが、離水海蝕洞と連続していること、風化（溶蝕穴の形成が良好なこと、薄い土層の形成・植生の付着）がやすすんでいることから離水の結果と考える。

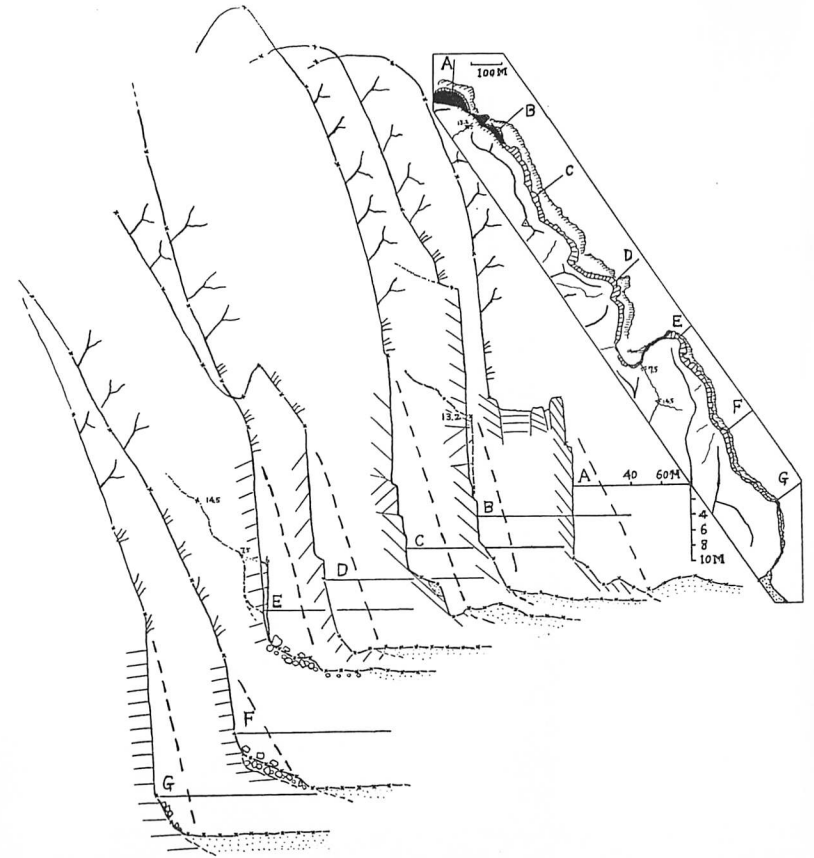
沖積世における離水現象の確実な例証として、もう一つの実例がある。橋津・泊間の砂丘の断面を調べると、第2列砂丘の前面に黄色砂礫層がある。この砂礫層中に大山ロームのメンバーであるpumiceが含まれている。このpumiceは円摩され、粒径2~3cmの礫からなる海成層として堆積している。この水準は海拔2.5mである。pumiceが海成礫として内陸に堆積しているので、その水準である2.5mは旧汀線をほぼ指示するものと考えられる。

橋津付近の旧海蝕崖にも、海拔約5mの海蝕洞が数個あり、離水海蝕洞と考えられる。また、旧海蝕崖の前面には浜堤が発達し、淡黄色に風化した含細礫粗砂層で構成されている。これも離水浜



第16-4図 長尾岬西岸の海岸縦断面形

堆積物と考えられる。



第16-5図 長尾岬東岸の海岸縦断面形

海拔2.5m内外の波蝕棚は、面の保存がよく、風化作用を顕著には受けていない。しかし波の飛沫を受け、溶蝕凹地や溶蝕穴が波蝕棚面に形成されている。

さらに高位には、7~10mの高度の離水浜がある。第16-4図のD断面および第16-5図のA断面に、この水準のものがみられる。この面は表面が風化・分解して、薄く泥や角礫がおおっているので、やはり離水波蝕棚と考えられる。しかし、溶蝕凹地が存在し、波の飛沫を受ける範囲にある。

各々の離水波蝕棚や storm bench は、いずれも節理にそって選択侵蝕が行なわれ、表面の形は不規則で平滑ではない。

本地域における波蝕崖の発達は不良で、僅かに集塊岩質の第16-2図A・B断面にみられるのみで

ある。海底波蝕窪 (submarine notch) も発達不良で、第16-2B・第16-3C・第16-4A図に見出されるのみである。海蝕洞もきわめて少なく、調査地域には数個しか存在しない。海蝕洞の規模も小で、幅員1m以内のものである。

d) 本地域の海蝕地形の特色

本地域は、花崗岩地域と同じく、冬の季節風 (NW風) が卓越し、NWからの波の侵入が岩石海岸侵蝕の主因となっている。したがって長尾岬の東岸と西岸における波蝕棚発達の差異のような地域差を生じている。

しかし、本地域では十分な海蝕が行なわれず、海蝕作用は沈水以前の地形を僅かに修飾しているにすぎない。海蝕台の幅が数10m以下 (平均値は34.8m) であることが、そのことを暗示する。

海蝕台の縦断面形は、一般に急傾斜を示し、その上に漂礫が散在するものが卓越する。この海蝕台上には円礫があり、また海藻の付着が著しい。したがって夏季の波の静かな時には海蝕は比較的緩慢で、冬季または storm時に活発な海蝕が行なわれるものと推定した。現成の波蝕棚はほとんど発達していない。しかし、海拔2.5m以上の離水波蝕棚は、現成の波蝕棚に比べて発達が良好である。このことは、離水後において、海蝕作用が十分に行なわれず、離水波蝕棚を破壊するに至らなかったことを示している。

5. 第三系礫岩地域の海蝕地形

第三系礫岩から構成されている海岸地形は、安山岩・玄武岩地域の海岸とは著しく異なる。海蝕崖は急傾斜で高く、海蝕台は広く、緩い勾配で傾く。波蝕窪も連続的に形成されている。すなわち著しい海蝕作用の結果を明瞭に示している。

a) 海岸地形の概観と構成岩石

第14図の切断面図によると、本地域の陸上地形は、海拔100m以下の山地であり、低位侵蝕面 (豊島, 1955³⁷⁾) の一部である。海岸線付近では山地の高度は60m内外である。

開析谷の一部は、海蝕崖の上部で懸谷となっている。懸谷の海拔高度は30~40mで、安山岩・玄武岩地域の20cm内外の海拔高度と比較して、高い水準にある。このことは、安山岩・玄武岩地域に比べて、海蝕崖の後退が著しいことを示す一つの資料となる。

第三系礫岩からなる山地は、海岸付近では山脚末端部が海蝕により切断され、山脚間には砂浜および砂丘が発達する。そのため、海岸線は、安山岩・玄武岩地域に比べて直線的である。

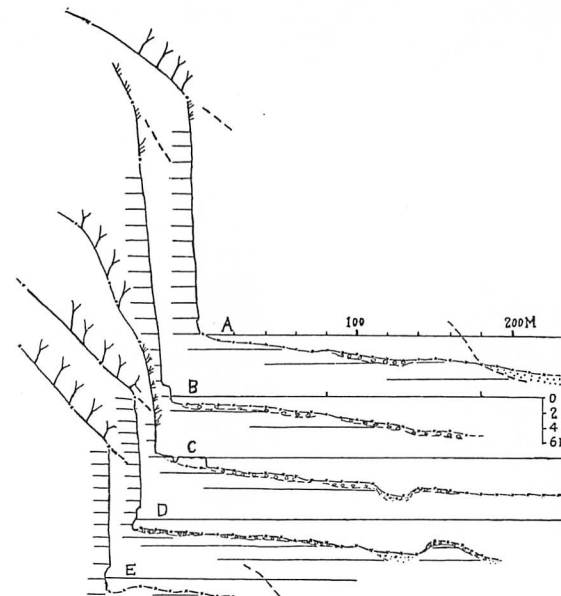
この地域の第三系礫岩は、礫径10~30cmの円礫を主体とし、砂質の cementing matter からなる地層で、ほぼ水平な層理をなしている。礫種は安山岩の礫が多く、花崗岩礫が僅かに含まれる。この地層は風化がすすみ、cementing matter が脆弱となり、崩れやすい性質をもっている。また礫自体も、いわゆる「くさり礫」化し、脆弱である。

b) 海岸縦断面形

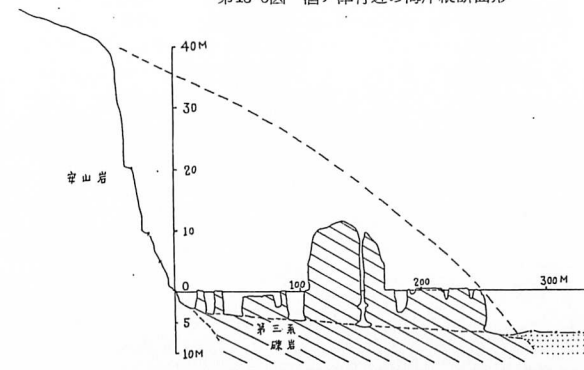
第三系礫岩地域の代表として、筆者は海蝕崖の発達が顕著な鳥取県中部の酒ノ津海岸を選定した。また、波蝕棚が広く発達している白兎海岸・淤岐ノ島を選定した。

調査地域の海岸には、70°~90°の垂直に近い海蝕崖が発達し、ところによっては overhang している場合がある。海蝕崖下には、水深1mないし2mの水準に連続的に notch が形成されている。

海蝕台の勾配は、花崗岩地域や安山岩地域に比較して、著しく緩やかで、 2×10^{-2} 内外で沖に向かって傾く。また、海蝕台の表面は平坦かつ滑らかで、顕著な海蝕溝がない。第16-6図のA・E



第16-6図 酒ノ津付近の海岸縦断面形



第16-7図 鳥取市白兎淤岐の島付近の海岸縦断面形

断面の海蝕台の幅は、それぞれ180m・110mであるがB・C・Dの各断面は、海蝕台の一部分であり、第17図のe-e'断面に示すように、海岸から海蝕台外縁まで1600mの距離がある。

第16-6図のC・D断面には、比高2m弱の nip が海蝕台中にあり、浅い凹地がある。E断面では、比高0.5mの nip で海蝕台外縁が限られる。海蝕台上には、長径10cmないし70cmの円礫が堆積し、長径1mないし1.5mの漂礫が散在する。これらの堆積物の粒径は、水深の増大とともに減少する傾向を示す。

また、一般に海蝕台上には海藻が密生し、ムラサキウニなどの底棲動物も豊富である。海蝕の道具となるべき円礫にも、海藻の付着している場合がある。しかし、これらの生物は、海底波蝕窪や海蝕洞などには全くみられない。このことは海蝕台の形成が、平常の波の静かな時にはほとんど行なわれないが、海蝕洞・notchなどの部分では常に摩蝕が行なわれていることを示している。

c) 波蝕棚と波蝕窪

波蝕棚は、第16-6図C断面付近に分布するのみで高潮面以下の水準にある。この波蝕棚の背後には、風化

のすすんだ急崖があり、ここでは波蝕作用より風化作用が卓越しているものと考えられる。この波蝕棚は Bartrum (1926)¹⁾ の "old hat type" bench に相当する。

A断面の海蝕崖基部には、奥行き深い波蝕窪(高さ1.3~1.6m, 奥行き1.0~2.8m)があり、その下底は高潮面と一致する。この地点における海蝕崖の後退は、1年間に0.5mであった。D・E断面の海蝕崖基部には、典型的な海底波蝕窪が発達している。その凹地底には、円摩度の高い礫がみられる。波蝕窪前面の海蝕台上には、崖から崩落した岩塊や樹木が乱雑に堆積し、海蝕崖の後退が現在顕著に行なわれつつあることを示している。

波蝕棚の発達が良い事例として、第16-7図の淤岐の島付近があげられる。図の左方の海蝕崖は、安山岩で構成され、安山岩に不整合関係で第三系礫岩が重なる。淤岐ノ島の周囲には高潮面以下の水準に波蝕棚が発達している。一方、安山岩の海蝕崖には、波蝕棚の発達が不良で、幅5m以下のせまい波蝕棚が付着している。

他方、海底においては、島全体をとりまいて海底波蝕窪が深く刻まれ、削摩作用が行なわれている。海底波蝕窪の存在する水深は、海面下5~6mである。この島をめぐる海底堆積物は、粗砂および細礫であり、海底には漣痕がみられる。したがって、水深6m内外においても砂礫の転動は活発であることがみとめられる。

この海底波蝕窪は、淤岐ノ島を横断する波蝕溝内に最も良く発達している。そこでは、海面下2.3mの水準に浅い凹みがあり、水深5.1mの海底に奥行き2mの海底波蝕窪が良好に発達する。この海底にある連続のよい notch に接して、細礫からなる堆積物がみられ、漣痕が形成され、堆積物の円摩度も大であった。したがって、この海底波蝕窪では、これらの砂礫を道具として、現在削摩作用が行なわれつつあると解釈した。

d) 本地域の海蝕地形の特色

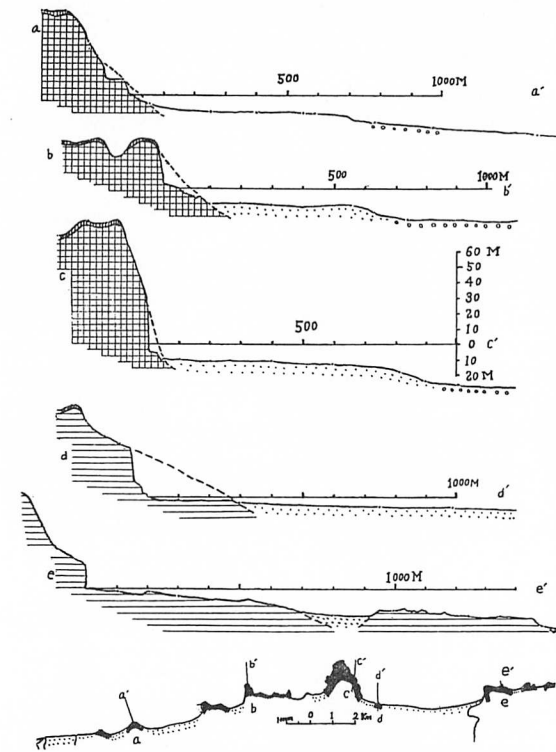
本地域においても、花崗岩地域や安山岩・玄武岩地域と同様に、NWからの冬季の storm wave が岩石海岸侵蝕の主因となっている。

第三系礫岩地域では、他の岩石に比べて、海蝕台の発達がきわめて良く、海蝕台の幅は最大1600mに達する。また花崗岩地域や安山岩・玄武岩地域の海蝕台と比較すると、縦断面形からみた勾配は緩やかで、平滑である。

海蝕溝の深い開析はみられず、浅い凹地があり、rolling している。したがって、海蝕台の中でもっとも平滑なタイプに属する。海蝕台上には、他地域と同様に漂礫や円礫が被覆しており、海藻など生物の着生も良好である。波蝕窪・海底波蝕窪の発達は顕著で、そこには新鮮な削摩の痕跡を示し、生物の付着は認められず、海蝕崖の急速な後退が行なわれつつあることを示している。

海崖の上部斜面(保存は一般に著しく悪い)を延長して、海蝕台外縁との連続関係を調べると、第16-6図において、A・E断面は連結する。しかし、B・C・D断面は連結し難い。これは、海蝕崖の後退量が大であるため、上部斜面が失われた結果と解釈する。

波蝕棚の幅の発達と、海蝕台の幅の発達とは、見かけ上比例しない。すなわち、A・B・D・Eの各断面では波蝕棚が欠けているが、海蝕台の幅は広い。しかし、第16-7図の断面では、海蝕台は未発達であるが、広い波蝕棚が存在する。このことは波蝕棚と海蝕台とが、常に共存するとは限らないことを示すとともに、波蝕棚が海蝕の stage の初期に発達しやすいことをも暗示している。



第17図 海蝕地形と陸上・海底地形の関係

6. 各地域における海蝕地形の比較

a) 海岸縦断面形の比較

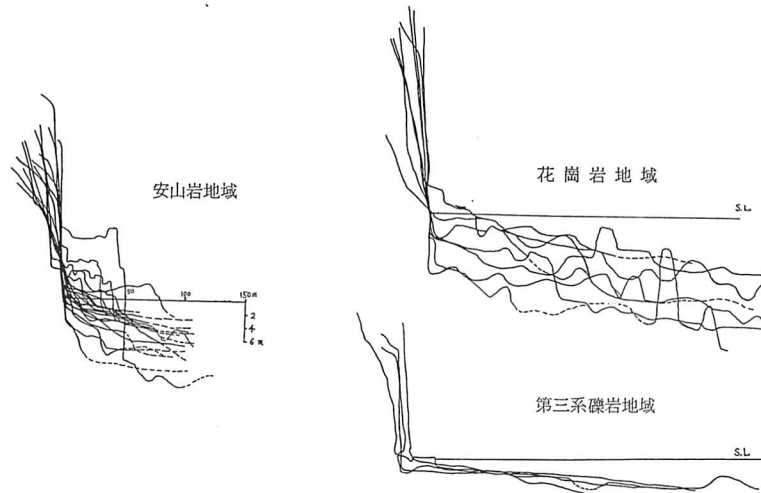
鳥取県沿岸について、海岸縦断面形を岩石別に重ねて図化すると第18図のようになる。この図から以下のようなことが考えられる。

海蝕台の発達は、第三系礫岩にもっとも良好で、幅200~300m以上にわたり、1000m以上に発達する部分もある。

安山岩・玄武岩の地域では、海蝕台の幅は数10m以下であるにすぎない。

花崗岩地域における海蝕台の発達程度は、岩礫地域と安山岩・玄武岩地域の中間である。

海蝕台の幅員の顕著な相違に関与する条件は、第一に波を主体とする海蝕営力、第二に地形・地質である。鳥取県沿岸の対象とした地域は、相互に接近しており、巨視的にみた場合、波の営力にも、地形の起伏の特徴などにも大きな差異がないと考える。ただし同一岩石の海岸地域内では、内湾と外洋とで、波の営力に差異があるのはいうまでもない。



第18図 岩石による海岸縦断面形の差異

したがって各岩石海岸の海蝕台の幅員の差異に最も大きな影響を与えているのは、構成岩石の海蝕に対する抵抗性の差異であると考えられる。

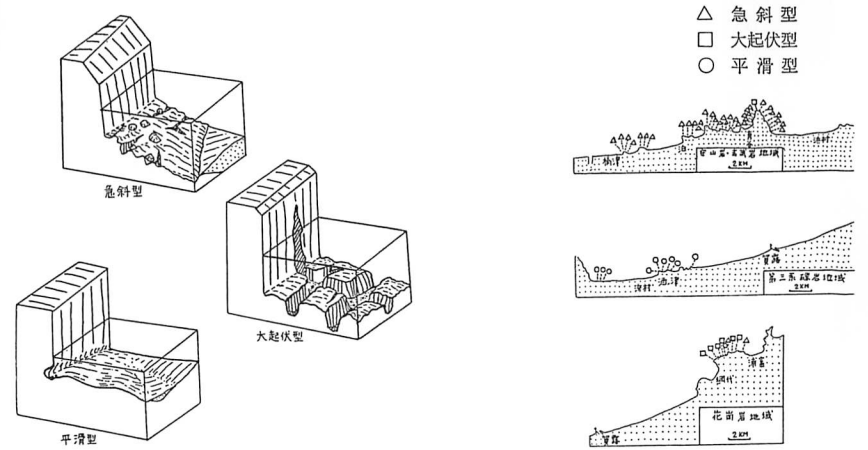
ハンマーによる打撃試験* によって岩石の硬さをみると、第三系礫岩は軟かく、安山岩・玄武岩と花崗岩は硬い。ただし節理の頻度からみると、1m²当りの節理数は、安山岩・玄武岩は4~6本(平均値4.5) であり、花崗岩は5~20本(平均値11.4) できわめて多い(第2表参照)

このような岩石の性質の差異から、海蝕台の幅員の差異が説明されると考える。なお傾斜に著しい差異があることは、海蝕台の深さに一定の限界水深があることから、幅員の大なるものほど傾斜は当然緩やかになると考えられる。

第2表 各地域の地形と岩石(数字は平均値)

	海蝕台の形状値			構成岩石の性状		
	傾斜	外深の水深	幅員	硬さ	節理頻度	
第三系礫岩地域	1.9×10 ⁻²	4.9m	194.2m	軟 1.4	著しく粗	2.3
花崗岩地域	4.2×10 ⁻²	7.7m	107.8m	硬 2.2	密	11.4
安山岩・玄武岩地域	11.0×10 ⁻²	6.3m	34.8m	硬 2.2	粗	4.5

* 半ポンドハンマーで数回打撃し、岩石が崩壊したとき、そのハンマーの把握の位置がハンマー先端から10cm, 20cm, 30cmであるとき、1, 2, 3と表現した。したがってこの値は相対的な硬さを示すにすぎない。



第19図 海蝕台の形態的特徴によるタイプ分け

第20図 海蝕台の三類型の分布

調査地域における海蝕台の形態的特徴をみると、第19図のように、急斜型・大起伏型・平滑型の三つのタイプに分類される。

急斜型は、上部斜面と低い海蝕崖をもち、海蝕台は幅がせまい。この型は、安山岩・玄武岩地域の海岸に多くみられる。

大起伏型は、節理や断層のような弱線にそって、海蝕溝が格子状に形成され、海蝕台の spur との比高が大である。

平滑型は、傾斜が緩やかで、海蝕溝による凹凸が目立たず、滑らかな縦断面を示し、上部斜面の発達は不良である。

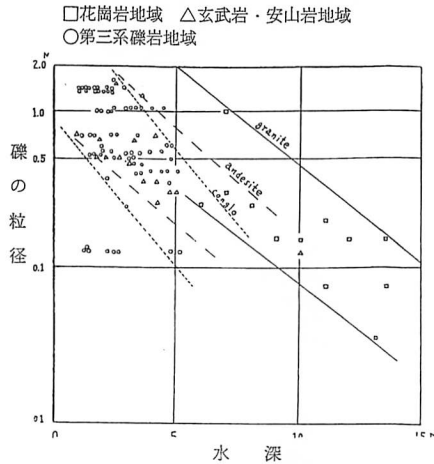
このような三つの海蝕台の型の分布を検討すると、第21図のようになる。すなわち、急斜型は安山岩・玄武岩地域に多く分布し、大起伏型は花崗岩地域とほぼ対応する。平滑型は第三系礫岩地域と合致する。

海蝕台を薄くおおう砂礫の粒度と水深の関係は、第20図のようになる。これをみると、海底礫の粒度は水深の増大とともに減少することが明らかである。したがって、海蝕台上において、砂礫は分級作用と摩滅作用を受けていることが暗示される。その場合、第三系礫岩地域、安山岩・玄武岩地域、花崗岩地域を比較すると、粒度変化の傾向に多少の差異がみられる。これは、礫自体の抵抗性の差異の他に、海蝕台の勾配の差異と関係があると考えられる。

b) 海蝕の下限

海蝕台を被覆する海藻の分布状態の一例を第22図にかかげた。これによると、花崗岩地域では一般に海藻がまばらに被覆しているが、安山岩・玄武岩地域や第三系礫岩地域では、種類も多く、密生していることが示される。

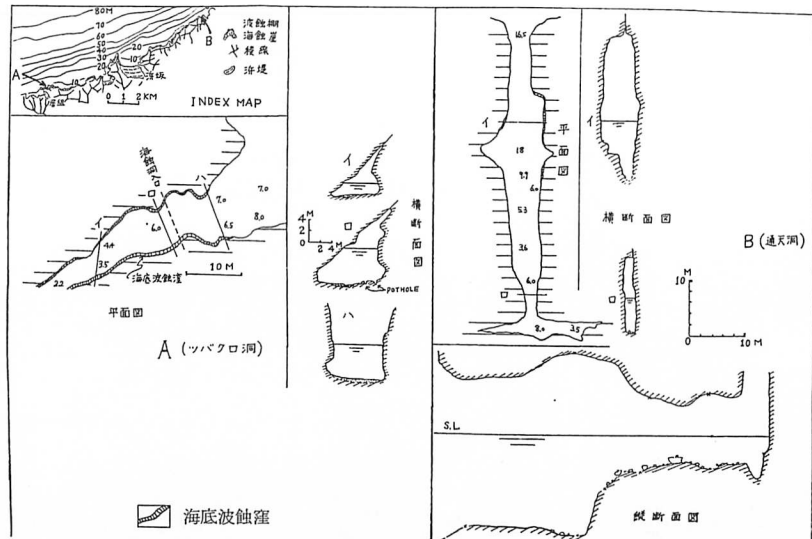
山陰海岸では、アオサ・イソモク・トゲモク・ホンダワラ・スガモなどの海藻が、岩盤に付着しムラサキウニ・イガイなどが岩の凹みに生息している。これらの存在は、夏季の波の弱い期間には著しい海底削摩作用が行なわれていないことを示している。しかし、海蝕洞や、海底波蝕窟などで



第21図 海蝕台における堆積物の粒径と水深の関係

は、海底生物の付着が認められず、海蝕が絶えず働いていることを示している。したがって、海蝕の下限を調べる場合には、このような微地形を精査することが重要であると考えられる。

海蝕の及ぶ限界水深を調べるため、各岩石海岸で、海底波蝕窪を計測したが、花崗岩地域の浦富海岸の東側に隣接する但馬海岸に適切な事例が発見された。そこで、但馬海岸の事例を引用しながら、海蝕の下限を議論することにする。



第23図 海蝕洞内における海底波蝕窪(平面図における数字は水深)海底波蝕窪

第23図のA・Bは、但馬海岸の外洋に面した海蝕洞である「ツバクロ洞」、「通天洞」の各々の平面図、縦・横断面図である。

ツバクロ洞は、N55Eの割れ目に沿った海蝕洞であるが、断層の傾斜が35°南に傾いているため、その横断面形も傾き、非対称形をなす。この海蝕洞の水面下の壁面下部に、海底波蝕窪が形成されている。イ点では水深2m内外の水準にえぐれの最奥部があるが、海蝕洞の入口に向かって、その水準は変化し、海蝕洞下底の水深の増大とともに深くなる。ロ断面では海水4m内外になり、えぐれの水準は深くなるが、えぐれの切れ込みは弱くなる。

そしてハ断面のように不明瞭になり、水深7mで遂に消失する。海蝕洞下底は緑色凝灰岩の平坦な岩床で、部分的にごく薄く砂が被覆している。ロ断面には直径30cm内外の pothole の発達が良い。砂の堆積している部分では、漣痕が水深8mまで認められる。このことから、現在の海面のもとで、砂を道具とした削摩作用が激しく行なわれていることが明らかである。そして、海底波蝕窪が、浅い海底から深い部分に連続的にみられ、水深7mで消失することは、以下のことを示している。海蝕作用は、洞くつのような幅のせまい部分に激しく働らく。そして壁面全体を侵蝕するが、洞くつ側面を砂礫を道具としてえぐり、海底波蝕窪を形成する。そして次第に側侵蝕を拡大して、洞くつ下底は海蝕台の embryo となり、これが海蝕台の地形へと発達していく。その侵蝕管力は、本地区では水深7mが限界である。

ツバクロ洞外の水深8m以深の部分は、角礫質の漂礫が乱雑に堆積しているが、削摩の証拠はみられず、著しい侵蝕は受けていないと解釈する。

第23図のBは、浜坂の東、三尾大島付近にある通天洞の実測図である。この海蝕洞は、NS方向の断層に沿って細長く伸び、奥部で東西方向の割れ目とつながって、交点の天井部が陥落し、山地斜面上に swallow hole 状に開口している。この部分から地表水が滝となって洞内に落下している。この海蝕洞の構成岩石は凝灰角礫岩である。この海蝕洞の特色は、著しく水深が深いこと、海蝕洞の下底が2段の面から成り立っていることである。

本海蝕洞の縦断面図をみると、洞くつ入口から洞くつ中央部にかけて、水深16mから水深18mの範囲の深い岩床があり、天井部も高い。しかし、その奥部は水深5mないし6mの岩盤があり、漂礫や円磨された礫がその上を薄く被覆している。上位の面と下位の面とは急崖で接している。ここでは海底波蝕窪は明瞭ではないが、イ断面にみられるように、水深6mまでは追跡できる。したがって、この洞くつでも縦断面図と横断面図からみて、水深6mが現営力の下限と考えられる。

海底波蝕窪のみられる限界の水深は、外洋と内湾では当然異なる。兵庫県の諸寄湾(豊島,1964)では、水深2mまで海底波蝕窪が認められ、花崗岩地域の内湾鴨ヶ磯でも水深1.5mまで追跡できた。しかし、外洋に面した第三系礫岩地域の白兔海岸(II.5.C pp.85~86)では、水深6mまで追跡し得る。

海底波蝕窪が形成され、ある深度のところで消失するという事実は、その深度の水準を境界にして、侵蝕のすすみ方が著しく変化することを表わす。波の作用を考察する場合に、海底波蝕窪は、波の効果的な作用限界を判定する有力な指標になると考える。

Dietz, Menard (1951)⁹⁾によれば、海蝕の顕著な作用限界は、磯波帯(breaker zone)にあり、最大波高の1.5倍の水深であるという。山陰における最大波高は、6mであるから海蝕の著しい限界水深は9mとなる。この値は、海底波蝕窪から判定した限界水深よりやや深い。

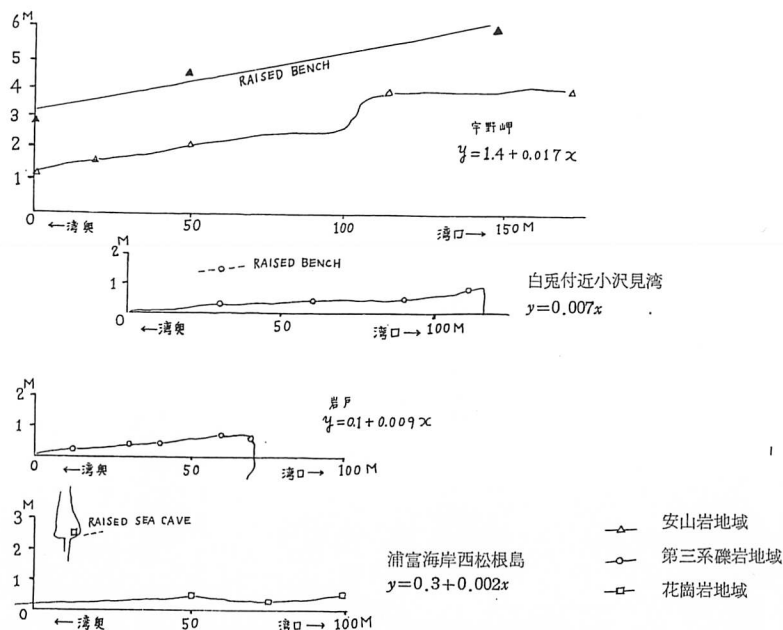
他方、海蝕台の外縁深度は、各々の縦断面形によって偏差が大きいが、平均値を求めると、第2

表にも示したように、花崗岩地域で7.7m、安山岩・玄武岩地域で6.3mの値を示す。この値は、海底波蝕窪から推定した値に近似している。なお第三系礫岩地域での4.9mという値は、実測した範囲が、全海蝕台の一部であるから、ここではとりあげなかった。

海蝕台外縁の深度を、波の作用限界とするのは誤差が大きき、Bradley (1958)³⁾も指摘するように、海蝕台が徐々に沈降しつつ発達する場合には、海蝕台外縁は非常に深い深度に及ぶので実際的でない。しかし、本研究のように高い精度で、海蝕台の測量を数多く行ない、下位の海蝕台を注意して除外すれば、真実に近い値が得られると考える。

c) 波蝕棚と海蝕台の比較

山陰海岸における海蝕地形において、海蝕台の地形を詳細に調査した結果、海蝕台と波蝕棚とは本質的に異なる地形であることが明らかになった。以下に主な相違点を記載する。海蝕台は、沖に向かって、 2×10^{-2} ないし 10×10^{-2} で傾き、湾奥から湾口にかけての海蝕台内縁の水準も沖側に傾く。しかし、個々の波蝕棚の断面は沖側に傾くが、波蝕棚の内縁の水準は、第24図のように湾奥から湾口に向かって、むしろ上昇する傾向がみられる。



第24図 湾奥から湾口への波蝕棚高度の変化

第24図は、山陰の各岩石地域における波蝕棚の高度分布を調べたものである。これによると、湾の奥から湾口にむかって、波蝕棚内縁の高度が増大することが示される。このことは、波高が湾奥から湾口に向かって増大する度合と一致し、野外において常に認められる現象である。

つぎに、海蝕台と波蝕棚には、地形の起伏度が異なる点があげられる。海蝕台は起伏が大で、波蝕棚よりも面の凹凸が大きい。

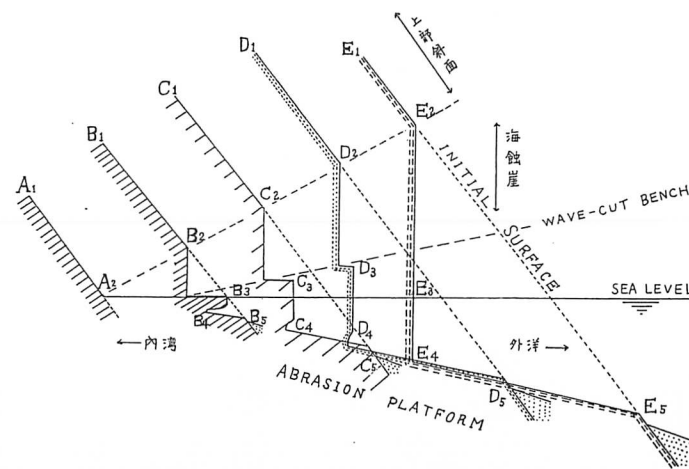
第三に、海蝕台上には、漂礫や円礫・砂などの堆積物がのっているが、波蝕棚には堆積物を原則として欠いている。しかし、波蝕棚上には風化分解した岩片が薄く veneer としてのりがある。

このような差異から、海蝕台を形成する主な営力は、砂礫を道具とした削摩作用および block 状の脱壊作用 (plucking) であり、波蝕棚形成の主な営力は、風化作用であると考えられる。

そして波蝕棚形成の水準 (風化水準……岩石の乾湿の交代による風化を主要なものと考える) は場所による波の到達・期上する水準に対応すると考える。

このような考え方を海岸縦断面に適用したのが、第25図のダイアグラムである。このダイアグラムの原型となったのは、第16-4, 5図の長尾岬の縦断面形である。

第25図中の A_1A_2, B_1B_2, \dots の斜面は、安山岩地域に発達する上部斜面であって、沈水以前の斜面である。 B_2, C_2, \dots, E_2 は海蝕崖の上端で、外洋に向かって次第に高くなる。 B_3, C_3, \dots は波蝕棚外縁を示す。 B_4, C_4, \dots は海底波蝕窪、 B_5, C_5, \dots はそれぞれの断面での海蝕台外縁である。



第25図 内湾から外洋にむかう海岸縦断面発達の様式図

この図において、内湾の最奥部 A_2 点では海蝕は零で、 B_2 では侵蝕量が少なく、波蝕棚のみの発達のみみられ、海蝕台を欠く。しかし外洋では D_2 や E_2 の様に侵蝕量が大きく、海蝕台が広く、波蝕棚は 'storm bench' 型となり高度を増す。内湾から外洋にかけて、海蝕崖や波蝕棚の高度は次第に大となるが、海蝕台外縁の水深も大となる。また、 B_4, C_4, \dots にみられる海底波蝕窪の深度やえぐれ方も、外洋に向かって変化する。

陸上の地形・地質や海蝕力などの条件を同一と仮定した場合、海蝕量が大である地域の方が、海蝕量の少ない地域より海蝕の stage はすすんでいると考えられる。したがって、このダイアグラムでは、外洋の D_2, E_2 の断面形の方が、 A_2, B_2 の内湾より stage がすすんでいるものとする。

この図では、海蝕の下限についての表現をしていないので、海蝕台の勾配は同一である。しかし現実の地形においては、一定の海蝕の限界水深がある。したがって外洋のもの（または stage のすすんだもの）はより緩やかになる。

第18図において、第三系礫岩地域の海蝕台の勾配がもっとも緩やかなのは、このような理由によるものと考えられる。

III. 結 語

筆者は、まず現在の海岸地形の考察は、過去からの地形発達の変化過程の中でとらえるべきであると考え、海底地形・海底堆積物・陸上地形および沖積平野の地下構造からみて、現在の波の営力による海岸地形と過去の営力による地形とを区別した。すなわち、海面下では、水深25m以深の海底地形、陸上では、高さ2.5mの離水波蝕棚より高位の地形は、過去の地形であると考えた。

このような認識のもとに、主として山陰海岸において、海岸縦断面形を中心として、現営力による地形の形成過程を把握しようとした。その結果、結論として以下のことが要約される。

山陰海岸において、岩石の異なる三つの地域を研究対象地域としたが、岩質の差異にもかかわらず、共通していることは、次の点である。

海蝕台と波蝕棚は、異質の地形であり、両者は形態的にも形成営力の点でも異なる。海蝕台は、砂礫を道具とした削摩作用が主営力で storm のときに主に形成される。波蝕棚は“storm bench”と“old hat type bench”あるいは内湾型ベンチとの2種類に分類され、それらは海水におおわれた水準より上の風化作用と波の合力で形成される。

海蝕台の形成は、海底波蝕窪と対応していることが明らかとなった。海底波蝕窪によって知られる海底削摩作用の限界水深は、但馬の海岸では水深6~7m、第三系礫岩の分布する鳥取県中部の白兔海岸で、水深6mである。

海底波蝕窪から判断される海蝕の限界水深は、野外観察によって確認できる有効な指標と考えられる。この値（水深6~7m）と海蝕台外縁の水深の平均値とは、ほぼ一致する。

つぎに、海蝕地形に岩質の差異が反映している点を述べる。

海蝕台の幅員は、花崗岩地域、安山岩・玄武岩地域、第三系礫岩地域において著しく相違する。これは、構成岩石の節理頻度と硬さによると考える。

海蝕台は、地形的特徴から、急斜型、大起伏型、平滑型の三つのタイプに分類される。その分布をみると、岩石の種類によって著しく制約されていることが明瞭である。

以上のことをまとめて、海岸縦断面の発達過程を図的に表現した。すなわち、海蝕崖の上にある緩斜面（上部斜面）は、海蝕のおくれた安山岩地域に発達する。これを過去の斜面と考え、海岸縦断面の発達過程における原面（initial surface）として、筆者は第25図のダイヤグラムを作製した。この図において筆者は内湾から外洋にむかって、波蝕棚と海蝕台は異なった傾向線をもって発達してゆくものとする。

そして海岸断面形の発達過程はAからEにむかって一連の変化をすると推論した。

謝 辞

この研究をすすめるにあたり、絶えずご指導・ご激励をいただいた東京教育大学の町田貞博博士に心から御礼申し上げる。

また、研究のすすめ方についてご指導いただいた幸田清喜博士、福井英一郎博士、尾留川正平博士、山本荘毅博士に、厚く御礼申し上げる。

Summary

It goes without saying that both wave-cut bench and abrasion platform are significant features in studying the rocky retrograded shore. The object of this article is to clarify the history of forming the marine erosive features by shore processes at the present sea-level. That implies materially the following four points.

The first point is whether the two features (wave-cut bench and abrasion platform) are completely different or not. The second is that, if the two features are different, the mechanism of each feature should be analysed. There is little knowledge about abrasion platform, and so the topography must be studied intensively, and the level of vigorous abrasion must be testified. The third point is to clarify the relation between the resistance of rock (hardness, structure, weathered condition, etc.) and the marine processes. The last point is to consider the hypothesis on the development of shore profile.

The writer selected the surveyed area suitable for his object, where the tidal ranges are small and the marine processes are similar. Under such condition, if there are different rocks, it is easy to analyse the relation between the rock resistance and the marine processes. There are small tidal ranges (mean range; 20cm) along the San-In coast.

The writer preliminarily surveyed the topography of the continental shelf off San-In coast, and analysed many sediment samples on the shelf. In the shallow water (less than 20m deep), the more precise surveys have been done by sounding with 5~10m interval, and by observing submarine micro-topographies. In some cases, skin diving method was often used to observe micro-submarine features directly, such as submarine notches and potholes. Moreover, the coastal terraces and the inner structure of alluvium were surveyed.

The results are as follows;

1. The two features are evidently different in the form and origin. The abrasion platform is mainly formed by the corrosion of sand or gravel particles, tools of abrasion, under the stormy conditions. The wave-cut bench, however, is formed by the component agency of weathering action and wave action above the level constantly covered with sea water, and can be classified into two types; storm wave bench and "old hat bench".

2. The profile of abrasion platform has been developed almost coincidentally at the level of submarine notch.

3. The level of the vigorous abrasion is considered to be coincident at the level of the deepest submarine notch. It is about -6~-7m deep on Tajima coast, and -6m at Hakuto in the tertiary conglomeratic region. Judging from the level of submarine notch, this limiting level (-6~-7m deep) is just the same as the mean depth at the margin of abrasion platforms.

4. The difference in rock type affects the breadth of the abrasion platform. In the tertiary

conglomeratic region, the platform is the widest in its breadth, moderate in the granitic region and in the andesitic region it is the narrowest.

Three types of abrasion platform are proposed, which are heavily controlled by rock types.

In conclusion, the diagram which indicates the development of the shore profile (Fig.25) is proposed.

参 考 文 献

- 1) Bartrum, J. A. (1926) ; Abnormal Shore Platforms,
Journ. Geol. vol.34 pp.793-806
- 2) Bradley, W. C. (1957) ; Origin of Marine Terrace Deposits in the Santa Cruz Area, California,
Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 68 pp. 421-444
- 3) Bradley, W. C. (1958) ; Submarine Abrasion and Wave-Cut Platform,
Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 69 pp. 967-974
- 4) Butzer, K. W. (1962) ; Coastal Geomorphology of Majorca, A.A.A.G. vol.52 pp.191-192
- 5) Byrne, J. V. (1964) ; An Erosional Classification for the Northern Oregon Coast,
A.A.A.G. vol. 54 pp.329-335
- 6) Cotton, C. A. (1952) ; Geomorphology—An Introduction to Study of Landforms—, 6 Ed.
pp.405-416
- 7) Cotton, C. A. (1956) ; A Test of German Non-Cyclic Theory and Classification of Coast,
Geogr. Journ. vol.120 pp.353-360
- 8) Cotton, C. A. (1963) ; Level of Planation of Marine Benches,
Zeitsch. Geomorph. NF. 13d. 7 Heft.2 pp.97-111
- 9) Dietz, R. S. and H. W. Menard (1951) ; Origin of Abrupt Changes in Slope at Continental Shelf Margin,
Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. vol.35 pp.1994-2016
- 10) Emery, K. O. (1941) ; Rate of Surface Retreat of Cliffs Based on Dated Inscriptions,
Science, vol.93 pp.617-618
- 11) Emery, K. O. (1946) ; Marine Solution Basins,
Journ. Geol. vol.54 pp.209-228
- 12) Guilcher, A. (1958) ; Coastal and Submarine Morphology,
Methuen and Co., London 1st Ed. pp.1-274
- 13) Gulliver, F. P. (1899) ; Shoreline Topography,
Proc. Amer. Acad. Art. Sci. Bd 7 pp.149-258
- 14) Howard, A. D. (1959) ; Numerical Systems of Terrace Nomenclature. A Critique,
Journ. Geol. vol.67 pp.239-243
- 15) 猪鹿倉忠俊 (1934) ; 海岸地形が示す水準変化 (I, II), 中国地方,
地学雑. vol.46 pp.404-412 pp.488-496
- 16) 井関弘太郎 (1956A) ; 島根半島付近に認める沖積世初期海水準, 地理評. vol.29 pp.438-442
- 17) 井関弘太郎 (1956B) ; 沖積世における地盤運動とコースタシ, 地理評. vol.29 pp.620-628
- 18) Johnson, D. W. (1919) ; Shore Processes and Shoreline Development,
John Wiley and Sons, New York 1st. Ed. pp.1-584
- 19) Johnson, D. W. (1925) ; The New England-Acadia Shoreline
—Studies in American physiography—,
1st series, New York pp. 157-235
- 20) 海上保安庁水路部 (1961) ; 潮汐表, I巻 pp.1-293 海上保安庁, 東京
- 21) 川崎逸郎 (1954) ; 千葉県飯岡町付近の地形, 地理評. vol.27 pp.213-217
- 22) Kuenen, Ph. H. (1950) ; Marine Geology. John Wiley and Sons, New York pp.227-228
- 23) Mii, H. (1962) ; Coastal Geology of Tanabe Bay, 東北大学理科報告. 地質学II vol. 34
No.1 pp.1-93
- 24) 村山正郎・大沢穰 (1961) ; 五万分の一地質図 青谷・倉吉 同説明書, 地質調査所 pp.38-40
- 25) Newell, N. D. (1961) ; Recent Terraces of Tropical Limestone Shores,
Zeitsch. Geomorph. 3. pp.87-106
- 26) Powers, H. A. (1961) ; The Emerged Shoreline at 2-3m in the Aleutian Islands,
Zeitsch. Geomorph. 3. p.37
- 27) Purdy, E. G. and L. S. Kornicker (1958) ; Algal Disintegration of Bahamian Limestone Coast,
Journ. Geol. vol.66 No.1 pp.97-99
- 28) Roger, R. and K. O. Emery (1957) ; Chemical Erosion of Beach Rock and Exposed Reef
Rock, Geol. Surv. prof. pap. pp.260-T
- 29) Russel, R. J. (1957) ; Geological Geomorphology, Bull. Geol. Soc. Amer. vol.69 No.1 pp.1-5
- 30) 佐藤伝蔵 (1928) ; 山口県ほか二県における天然記念物および名勝報告 pp.94-109
- 31) 佐藤任弘 (1961) ; 浅海堆積物の粒度型について, 地質雑. vol.67 No.785 pp.58-65
- 32) Shepard, E. P. and U. S. Grant (1947) ; Wave Erosion along the Southern California Coast,
Bull. Geol. Soc. Amer. vol.58 pp.916-926
- 33) Shepard, F. P. (1948) ; Submarine Geology, Harper, New York pp.1-348
- 34) Sparks, B. W. (1961) ; Geomorphology, Longmans. Green and Co, London pp.180-184
- 35) Steers, J. A. (1962) ; Coastal Cliffs : Report of a Symposium, Geogr. Journ. vol. 128 pp.303-320
- 36) Thornbury, W. D. (1954) ; Principles of Geomorphology, New York pp.432-441
- 37) 豊島吉則 (1955) ; 鳥取県東部の地形, 鳥取大学報 (自然科学) vol.6 pp.46-52
- 38) 豊島吉則 (1956) ; 三浦半島先端部の海蝕地形, 地理評 vol.29 pp.240-252
- 39) 豊島吉則 (1964) ; 兵庫県諸寄湾付近の海岸および海底地形, 鳥取大学報 (自然科学) vol.15 pp.1-11
- 40) 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, 鳥取大学報 (自然科学) vol.15 pp.12-20
- 41) 豊島吉則・赤木三郎 (1965) ; 鳥取砂丘の形成について, 鳥取大学報 (自然科学) vol.16 pp.32-45
- 42) 辻村太郎 (1947) ; 新考地形学, (I) 古今書院 pp.449-572
- 43) 築地 明 (1947) ; 鳥取県東部海岸の地盤運動, 地理評 .vol.21 No.1
- 44) 運輸省 (1963) ; 田後港調査報告書, 第三港湾建設局 田後工事事務所
- 45) Wood, A. (1962) ; Coastal Cliffs ; Report of a Symposium,
Geogr. Journ. vol.128 pp.123 pp.307-309
- 46) 山内秀夫 (1964) ; 原町市大豊海岸における海蝕崖の後退について, 地理評 vol.37 pp.138-146
- 47) 吉川虎雄 (1951) ; 海底に対する波浪の作用限界, 日本地理学会 學術大会講演要旨 pp.29-30
- 48) 吉川虎雄 (1953) ; 日本周縁の陸棚に関する二・三の考察, お茶の水大学自然科学報告 vol.4 No.1.
pp.138-150
- 49) 吉川虎雄・齊藤光格 (1954) ; 房総半島千倉港付近の海岸ならびに海底地形,
東京大学地理学研究, No.3 pp.40-50
- 50) 豊島吉則 (1965) ; 花崗岩地域の海蝕地形, 鳥取大学報 (自然科学) vol.16 pp. 46-59

- 51) 武永健一郎 (1966) ; 沖縄南大東島のShore Feature, 地理科学 No.5 pp.1-22
 52) 高橋達郎 (1967) ; 隆起ベンチの形態に関する若干の観察, 東北地理 vol.19 No.2 pp.53-60

追記

本論文は東京教育大学に提出した学位論文 (1967年3月10日受理) の大要である。紙数の制限のため、本文の目次、図版目次および II.3. (花崗岩地域の海蝕地形) の本文ならびに 図版全部を省略した。なお、本論文の資料収集は、鳥取県水産試験場の各位、多数の本学学生、その他多くの方々のご援助によって可能となった。厚く感謝の意を表す。

The Relation between Rake Angle and Surface Roughness of Brass Bar in Lathe Work

Shigeo MOTOKI*
 Noriaki YAMASAKI**
 Nobuhiro KAWAMURA***

元木重雄・山崎紀明・川村信裕：黄銅棒の旋盤加工におけるバイトのすくい角と表面あらさとの関係

(Received Sept. 30, 1967)

Synopsis

The relation between the rake angle of a tool and the surface roughness of a brass bar in lathe work was studied, from which the followings were obtained:

- (1) A slight deviation in rake angle results in a large amount of difference in surface roughness.
- (2) A tool with the rake angle of 25° gives a good result.

I. Introduction

Not a few reports have been published on the rake angle of a tool in turning a brass bar in lathe work, where the optimum rake angle of a tool of high speed steel is given by 0° ¹⁾, $0^\circ\sim 10^\circ$ ²⁾, and $15^\circ\sim 20^\circ$ ³⁾, respectively. The authors made an experimental study to find the optimum value of the rake angle.

II. Experiments

The point-nosed tools of high speed steel (SKH4, of Hitachi make) were prepared with the rake angle of -5° , 0° , 5° , 10° , 15° , 20° and 25° , respectively, to turn a brass bar of 40mm in diameter. The angle was accurately shaped with the angle gauge. Fig.1 shows the other angles of the tool.

The lathe used for the experiment is of Wasino make, LR-50, with the bed length 1,400mm, and the swing 400mm.

The test piece is brass (58.7%Cu, 41.3%Zn), whose size and shape are shown in Fig.2. The

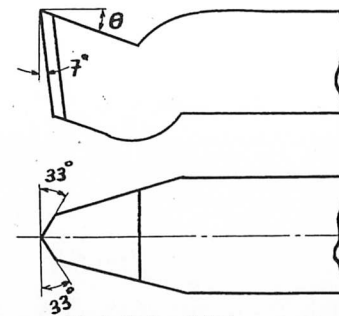


Fig.1 Angles of tool

* Laboratory of Polytechnics
 ** Attached Lower Secondary School
 *** Ine Lower Secondary School, Kyoto Prefecture