

瀬戸内海東部海域の地形発達史

小野寺公児* 大嶋和雄*

ONODERA, Koji and OHSHIMA, Kazuo (1983) Geomorphological development in the eastern Seto Inland Sea. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 34 (5), p. 217-239.

Abstract: The geomorphological development and history of Late-Quaternary sea level changes in the eastern Seto Inland Sea were established through analyses of continuous seismic reflection records, bottom core samples, radiocarbon dates, and surface topography.

During the Late-Quaternary marine transgression four terraces were formed; the first terrace is less than -10 m in depth, the second -15 to -25m, the third -40 to -50 m, and the fourth -60 to -70 m. The first terrace has been built by the abrasion and the second by deposition along the coast under the present sea level. The third is made of early Holocene marine sediments. The fourth is composed of Late-Pleistocene marsh sediments. Three standing sea levels are recognized from the bathymetry of the Inland sea namely, (1) the present sea level (present to 5,000y.B.P.), (2) -45 ± 5 m (10,000 to 12,000y.B.P.) and (3) -60 ± 5 m (14,000 to 16,000y.B.P.).

Bathymetric charts show that wherever sizeable bays are separated from the sea by narrow straits, deep holes exist either within the narrow or adjacent to them. In the entrance of the Osaka Bay (Tomogashima Channel), the deep holes have a depth of -120 m below the surrounding submarine terrace IV (-60 to -70 m) which may reflect the past sea level of about -60 m at the time of Tomogashima Channel formation (13,000y.B.P.). In Naruto Strait, the southern entrance to Harima Nada, the deep hole attain a depth of -210 m below present sea level with a sill at -50 m depth immediately adjacent to it. There is also a rock sill at the bottom which is -55 m below sea level. In Akashi Strait between Honshu and Awaji Island, the deep hole attains a depth of -150 m below the surrounding terrace III (-40 to -50 m). In these case, the depths of the sills and terraces may reflect the sea level (ca. -45 m) at the time of the Naruto and Akashi Straits formation (8,000 to 11,000y.B.P.).

1. はじめに

瀬戸内海沿岸域の工場用地化は、昭和40年代に入って急速に進み、瀬戸内海の自然海浜環境は、コンクリート護岸壁に次々と変えられていった。この環境変化の影響を把握し、環境保全の指針を策定するためには、自然海浜環境を育ててきた、瀬戸内海の地形発達史を解明することが先決課題の一つである。

筆者らは、「汚染底質調査技術の研究(産業公害特別研究, 昭和49年度-51年度)」において、瀬戸内海東部海域をモデル海域として取り上げ、その海底地形と表層堆積物の層厚分布調査を行った。そして、海底地形及び原地形図¹⁾を作成するとともに、各地形の形成史を第四紀後期の海水準変動論の立場から検討した。その結果、本海域の地形発達史は、友ヶ島水道、鳴門海峡及び明石海峡

の形成順序に支配され、海峡形成時の海水準は、海峡部に発達する海釜の地形的特徴から読みとれることが判明した。本論文では、原地形面と、それを浸食する海釜地形の形成順序から、瀬戸内海東部海域の地形発達史について述べる。

瀬戸内海に分布する海釜の成因については、2つの対立する見解がある。その1つは、矢部・田山(1934)、桑代(1959)、茂木(1963)及び大嶋(1980)が主張する潮流浸食説である。他の1つは、星野・岩淵(1963)が主張する旧河床の残存地形とするものである。その形成時期については、縄文早期以後現在まで引続いているとする説(茂木, 1963)、または、大阪湾の-70m以深に達する海釜(友ヶ島水道)は、完新統下部の堆積中もしくは、それ以後の低位海水準時とする考えがある(藤田・前田, 1969)。星野・岩淵(1963)は、海釜地形をウルム氷期最低位海水準時の河床底の埋積残りであると考えている。筆者らは、本海域に発達する海釜は、最低位海水準時以降の海水準上昇過程で、形成されたものと考えられる。

* 海洋地質部

1) 原地形とは、本海域に海水が侵入する直前の地形をいう。すなわち、堆積域では、b層の基底深度を結んだ地形であり、浸食域では現海底地形が相当する。完新統基底地形図にほぼ同じ。

小論を発表するにあたり、調査研究に御協力いただいた汚染底質研究グループの青木市太郎、横田節哉、有田正史、松本英二、木下泰正、井内美郎の各技官に対し、深甚なる感謝の意を表す。また、調査研究に御援助いただいた調査船「わかしお」(375トン)の高木光夫元船長ならびに、乗組員諸氏に衷心から感謝の意を表す次第である。

2. 調査海域の概要

本調査海域は、瀬戸内海東部に位置する大阪湾・播磨灘及び紀伊水道北部海域である(第1図)。

大阪湾は、北東-南西に長軸を有する楕円形の内湾であって、面積は約1,500 km²、湾内の最大水深は-65mである。湾の西部は、明石海峡で播磨灘に通じ、南部は、友ヶ島水道(紀淡海峡)によって紀伊水道に連らなる。湾内に流入する主な河川としては、淀川、武庫川、大和川などがあって、現世堆積物を供給している(第2図)。

播磨灘の面積は、約3,400 km²で、瀬戸内海では伊予灘に次いで第2位の大きな灘である。その最深部は、灘中央より西寄りにあって-45mである。灘の南東端には、うず潮で有名な鳴門海峡があって、紀伊水道に連らなる。流入河川としては、加古川、市川、揖保川及び千種川などがある。

紀伊水道北部の範囲は、和歌山県の湯浅湾と四国の小松島とを結ぶ北緯34°線以北の海域である。紀伊半島側

は、海岸の屈曲が激しく、沿岸部には岩礁や瀬が点在する。流入河川としては、紀ノ川、有田川などがある。四国側には吉野川が流入しており、河口前面には、沈水三角州の張出しがみられる。この海域の最大水深は-80mで、海底面の傾斜は、四国側に緩く、紀伊半島側に急になっている。

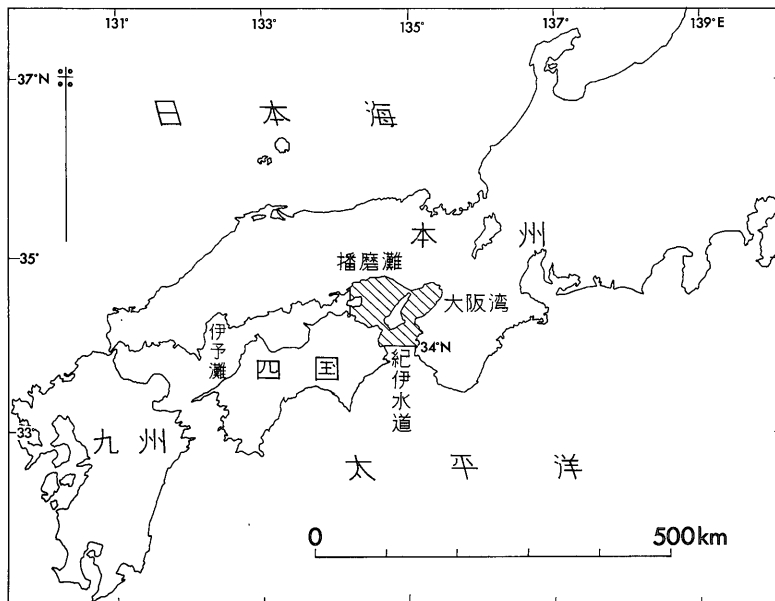
3. 調査方法

海底地形の調査には、29 kHz 精密音響測深機(沖電気製)を用い、海底表層堆積物層厚分布調査には、3.5 kHz 地層探査機(RAYTHEON 社製)を用いた。

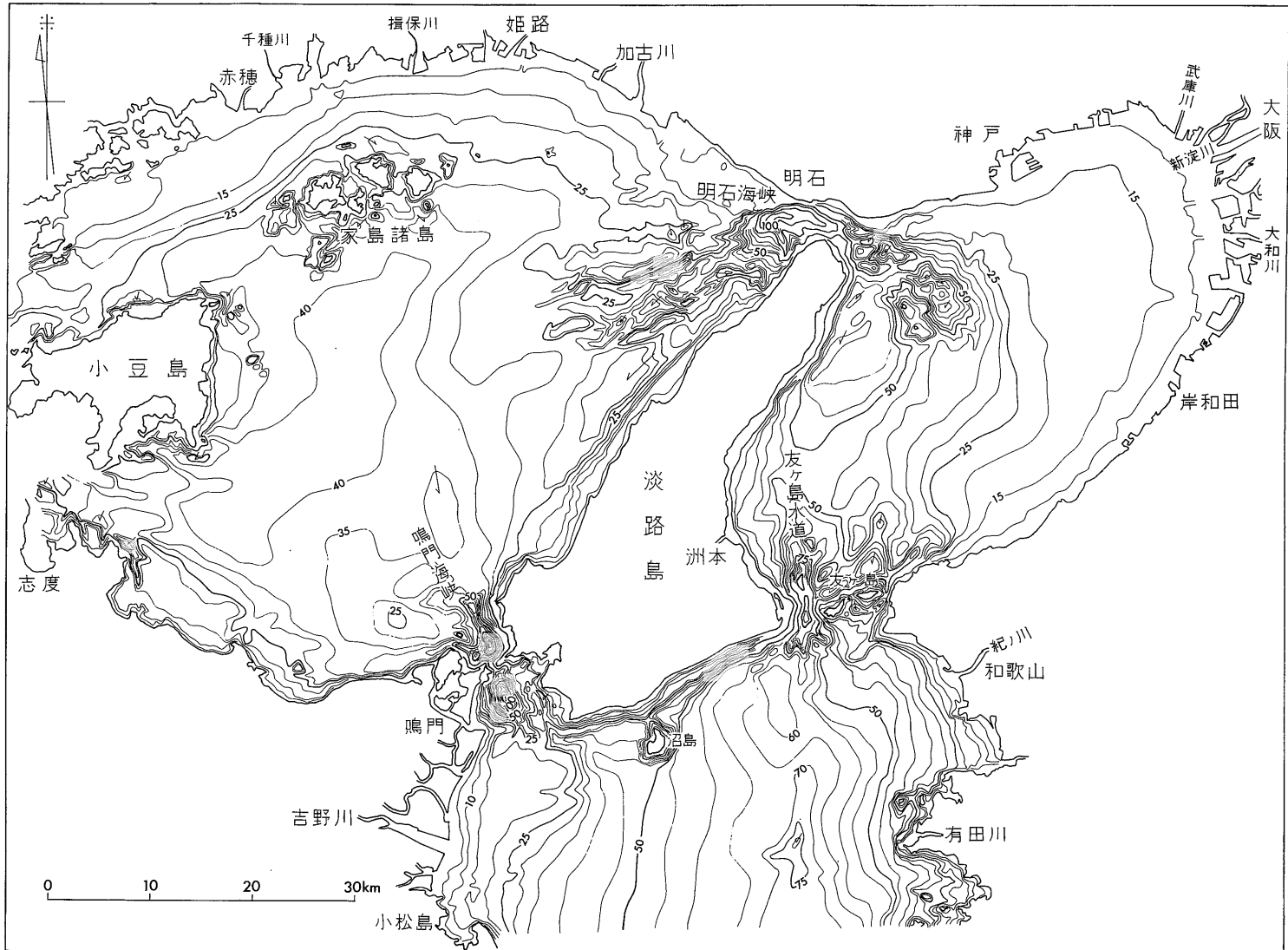
調査は、第3図に示すように、格子状の測線を設定して行った。実施した観測線総延長距離は、1,564 マイル(2,897 km)に達した。測線間隔は、大阪湾では約2マイル(約3,700m)、他の2海域では約4マイル(約7,400m)である。しかし、播磨灘東部及び南部の海域では2マイル間隔での補備調査を実施した。

船位決定は、レーダーによって行い、10分間隔で位置を求めた。また、測線の交点では、スミスマッキンタイア式グラブ採泥器による表層試料の採泥、及び20数地点において重力式柱状採泥器による柱状採泥を行った。

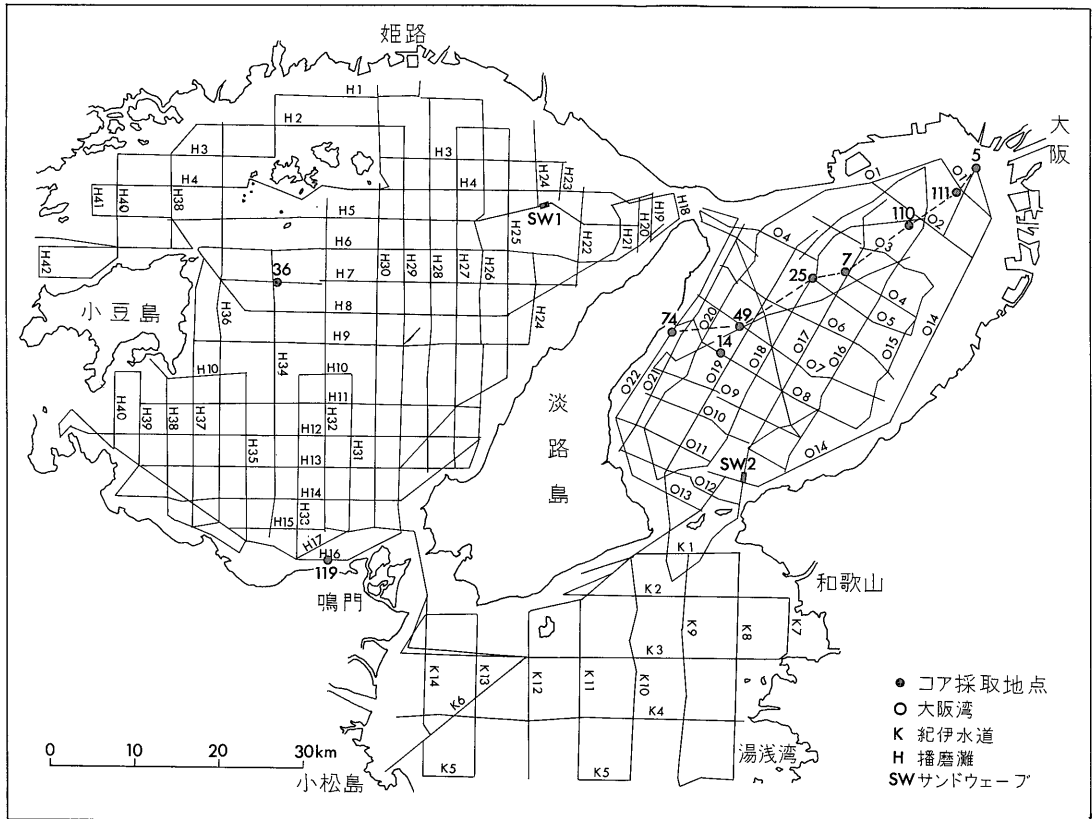
海底地形図(第2図)は、海図 No. 106(大阪湾及び播磨灘、1:125,000)上に観測資料を展開し、精密音響測深記録から得た測深資料及び海図の水深値から作成したものである。原地形図(第16・17図)は、3.5 kHz 地層探査記録から、表層堆積物基底の深さを求めて、描いたも



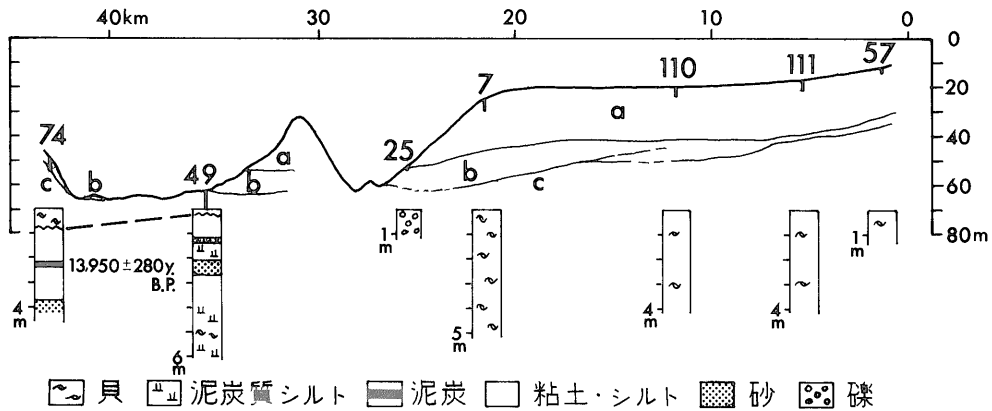
第1図 調査海域位置図



第2図 瀬戸内海東部海域海底地形図



第3図 瀬戸内海東部海域測線図
(SW1, SW2 は第15図, St. 74-5 の地層分布図は第4図参照)



第4図 大阪湾海底の地層分布
(大嶋ほか, 1975)

のである。また、3.5 kHz 地層探査記録から得られた反射層の同定・対比は、重力式柱状採泥器によって得た柱状試料のデータに依った(大嶋・小野寺ほか, 1975)。

4. 海底地形

瀬戸内海には、瀬戸と灘とが規則的に配置されている。瀬戸には、海釜という特徴的な潮流浸食地形(矢部

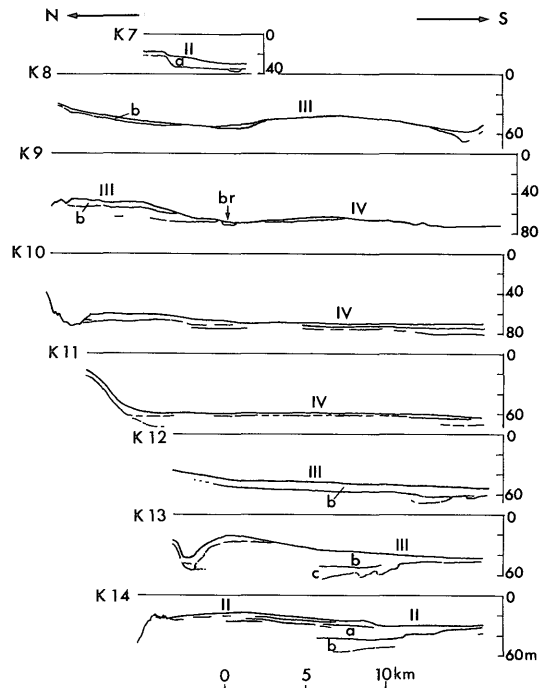
・田山, 1934)が発達する。それに対して、灘には数段の平坦面が発達している。

4.1 灘の海底地形、とくに海底平坦面について

灘の海底地形については、それぞれの海域ごとの、東西・南北測線地形断面に、3.5 kHz 地層探査記録による表層堆積物の反射層を記入した断面図(第5-10図)と、海底地形総括図(第11-13図)によって海底平坦面を検討した。

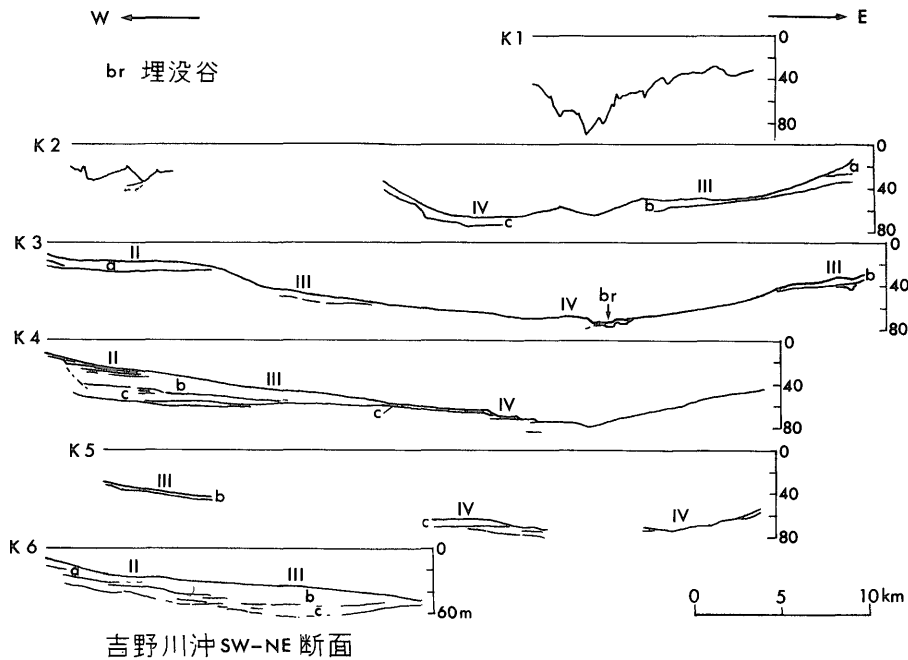
その結果、海底平坦面については、浅い方からI(0~-10m), II(-15~-25m), III(-40~-50m), IV(-60~-70m)の4面を、3.5 kHz 地層探査記録からは、a, b, c, dの4層の反射層が区別できた。

上記4層の反射層を構成する堆積物及び¹⁴C年代測定値については、大嶋・小野寺ほか(1975)²⁾が記載している(第4図)。それによると、a層は、最大層厚35mに達する貝殻混りの泥層で、完新統上部に対比される。b層は、a層と連続的の平行な反射パターンを示し、最大層厚30m前後で弱い反射層を挟んでいる。この弱い反射層は、薄い砂層がそれに相当している。b層は、完新統下部にあたる。以上、a層及びb層は海成層であり、b層からは、マガキ(st. 14, 10,820 ± 190y. B.P. GaK-



第6図 紀伊水道北部海域南-北地形断面及び地層反射面図

2) 本論文では、大嶋・小野寺ほか(1975)の地層及び地形面の命名を変更し、地層名には小文字のアルファベット、平坦面名にはローマ数字を用いた。



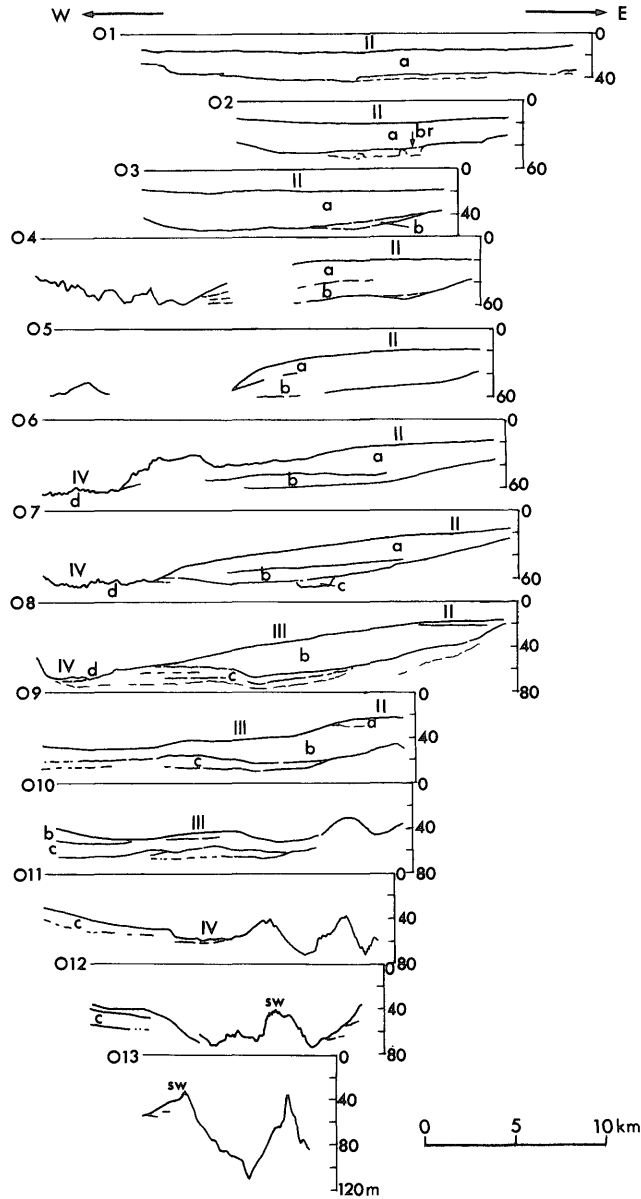
第5図 紀伊水道北部海域東-西地形断面及び地層反射面図

5703)が報告されている。この両層は、完新世海成堆積物として本調査海域全体に分布する。c層は、泥炭(13,950±280y. B. P. GaK-5706)を挟在する陸成粘土で、層厚は10m前後である。瀬戸内海形成以前の沼沢地、または潟湖に堆積したもので、大阪湾の柱状試料(st. 49)では、ヌマコダキガイを採取している。c層は、海底の浸食地形域に露出している。d層は、海釜または沿岸部の浸食面に地層の上面のみが強い反射層として記

録されるもので、散乱反射パターンの強い記録から礫質堆積物または、基盤岩類などが相当するものと推定される。

4.1.1 海底地形断面

紀伊水道北部海域：第5・6図において、測線 no. 3, 14には-20m以浅の平坦な地形が発達する。この面はII面に相当し、吉野川河口沖に広がる沈水三角州の頂置層にあたる。鳴門海峡寄りのII面には、サンドウェーブが



第7図 大阪湾東-西地形断面及び地層反射面図

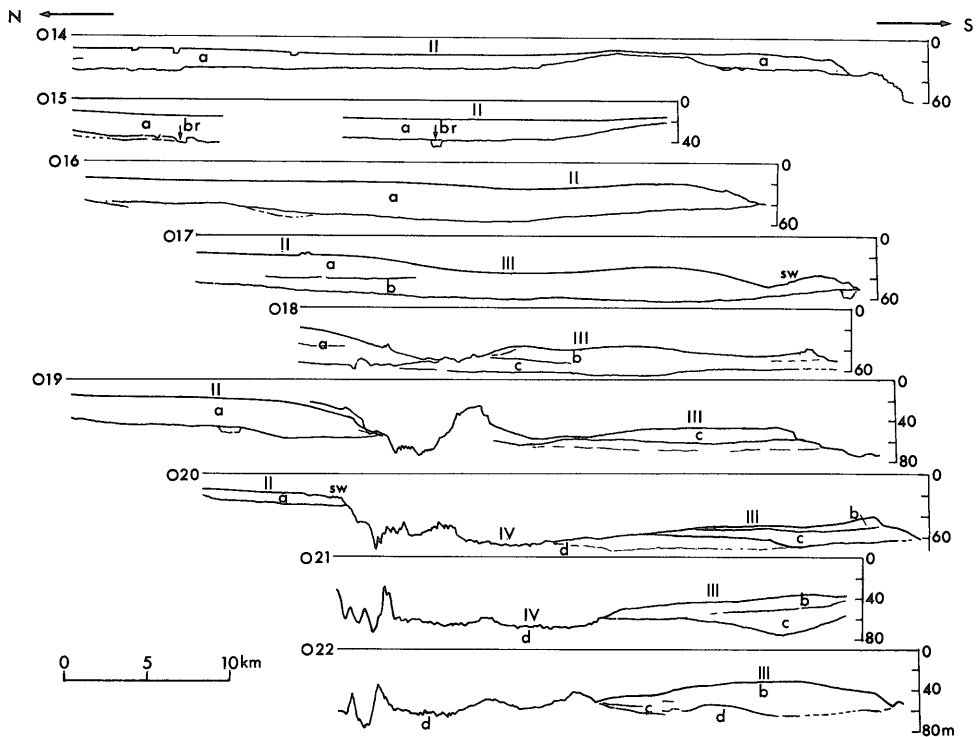
発達している(測線 no. 14). 測線 no. 2, 9 の-45~-50 mにわたってみられる凹凸の地形面は, III面に相当するもので, 起伏に富む堆積地形面を形成する. 測線 no. 3, 4及びno. 9-11では, -60~-70mのIV面に相当する地形面がみられる. IV面は, この海域の最深部に広く発達し, その形状は起伏が激しく, 潮流浸食地形面的特徴を示す. なお, I面に相当する0~-10m面は, この断面図上には現われていないが, 海底地形図(第2図)からは, 大部分の沿岸部に波食面として分布するのが確認できる. 以上, 本海域には4面(I-IV)の海底平坦面が識別される.

3.5 kHz 地層探査記録からは, 測線 no. 3, 6(第5図)に層厚約10mのa層が吉野川河口沖の沈水三角州の頂置層を形成し, その基底深度は, 現海水準下約30mにある. 平坦面I及びII面は, a層から形成されている. b層は, 測線 no. 4, 6, 12, 13に示されるように, 吉野川河口沖の沈水三角州の底置層を形成し, 層厚は約20mに達する. また, 紀ノ川河口沖(測線 no. 3, 9)でも層厚10m前後に達し, 共にIII面を形成している. この層の基底深度は-40~-55mを示している. c層はIV面を形成し, 沈水三角州の基底(測線 no. 4)部分では層厚約10mに達するが, 海底面に露出している海域では, 5m以下

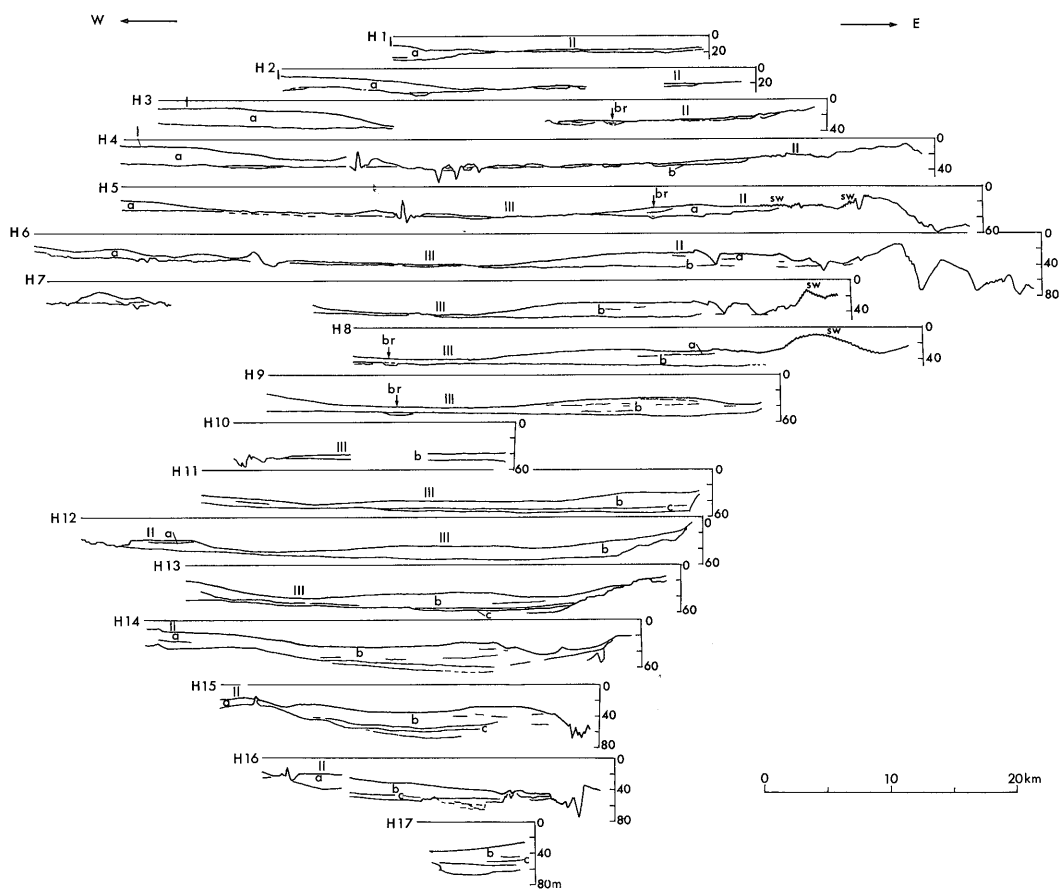
の薄層をなしている. d層は, 3.5 kHz 地層探査記録での最下部の強い反射層であって, この海域の音響的基盤をなす.

大阪湾: 第7・8図に示すように, 本海域では, -15~-25m(II面)の平坦な堆積地形の発達がみとめられる(測線 no. 1-9, 14-20). 測線 no. 6-10, no. 17-19では, -40~-50mの面(III面)が発達し, 堆積地形面を形成する. 測線 no. 6-8, 11, 12, 20-22には, -60~-65mの地形面(IV面)がみられ, その地形面はいずれも凹凸の激しい浸食面の様相を呈す. IV面は, 湾の最深部を占める. また, この面は, 紀伊水道に分布するIV面(-60~-70m)に比較して, 少し浅い位置にある. サンドウエーブは, 明石海峡東部の-20m(測線 no. 20)と, 友ヶ島水道近くの-40m付近の海底に発達している(測線 no. 20).

3.5 kHz 地層探査記録では, a層の最大層厚は35mに達し(測線 no. 3), その基底深度は-35~-45m付近にある. a層は, 湾奥部に広く分布し, 平坦面I及びII面を形成している. b層は, 最大層厚約30mで(測線 no. 8, 9, 22), その基底深度は, 最大-60mに達する(測線 no. 9). このb層は, 湾の南部に分布し, 平坦面III面を形成する. c層は, 層厚10-20m(測線 no. 20)で, 基



第8図 大阪湾南-北地形断面及び地層反射面図



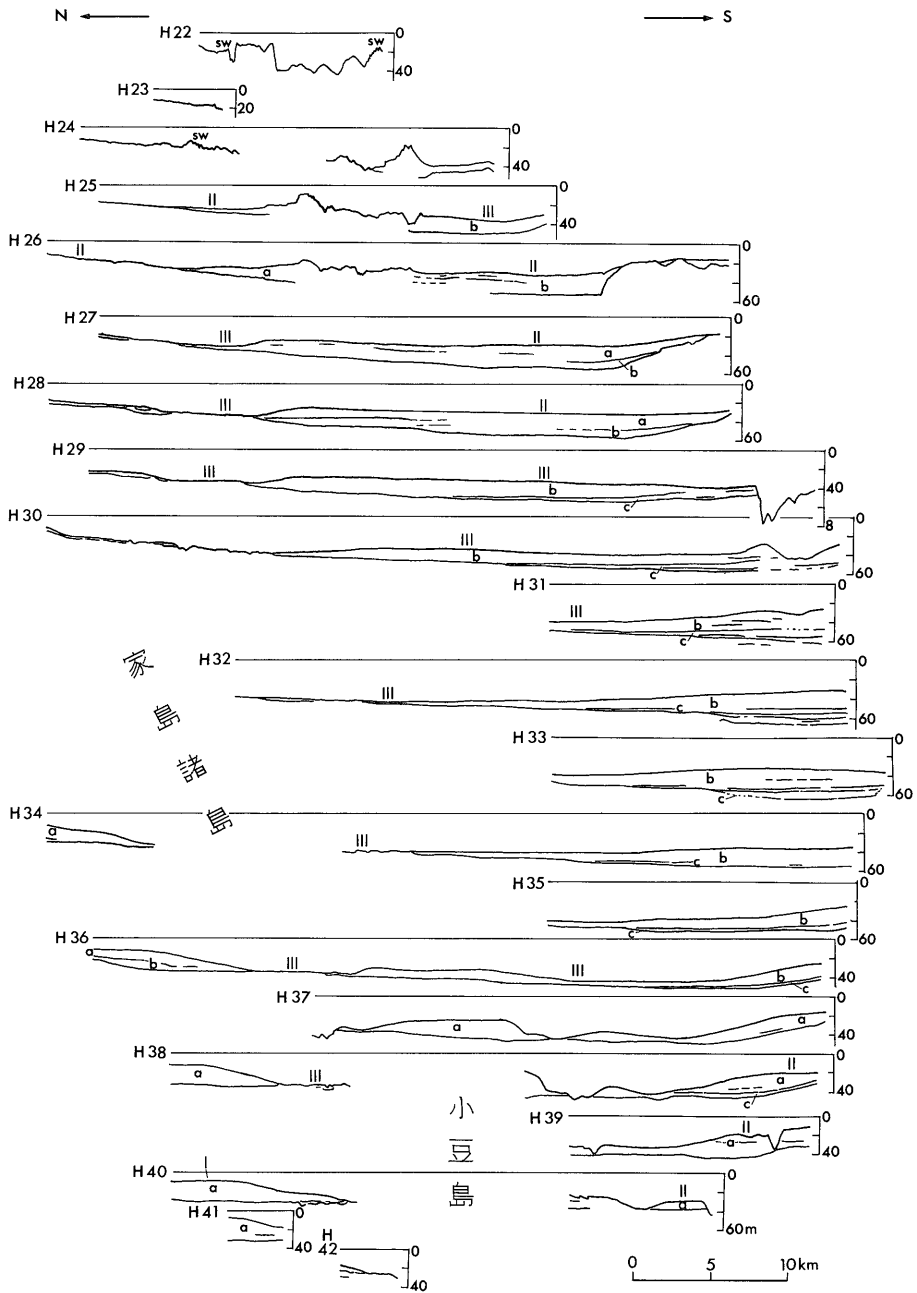
第9図 播磨灘東-西地形断面及び地層反射面図

底深度は $-60 \sim -65\text{m}$ を示し、平坦面IV面とはほぼ同深度となる(測線 no. 20-22). この地形面は、凹凸が激しく、浸食地形面を形成する。d層は、湾の最深部に分布し、この上面は強い反射面を記録するが、その内部構造は不明であって本海域の音響的基盤となっている。

播磨灘: 測線 no. 1-4(第9図)には $0 \sim -10\text{m}$ の平滑な面がみられる。また、海底地形図(第2図)からは、明石沖にも $-5 \sim -10\text{m}$ の平坦な地形面が分布している。前者は、家島諸島の西北部に分布するもので、堆積地形面とみられる。後者は、測線 no. 3の東部地形断面の様相からみて、露岩(波食)面であろう。これらの面は、I面に相当する。測線 no. 14-16の西端にみられる $-15 \sim -25\text{m}$ の平坦面は、堆積地形面としてII面を形成する。本海域に広く発達する平坦面としては、第9・10図で明らかのように、 $-40 \sim -45\text{m}$ の面(III面)である。地形面の特徴としては、測線 no. 4-7でみられるように、凹凸が激しく、浸食面の様相を呈している。しかし、測線

no. 8-16では、平滑な面となり、堆積地形面を形成する。この様相は、測線 no. 28-36のN-S地形断面図でも明らかである。サンドウェーブは、明石海峡に近い $-10 \sim -25\text{m}$ の海底に発達している(測線 no. 5, 7, 8, 22, 24).

3.5 kHz 地層探査記録から、a, b, cの3層の発達が確認される。a層は、灘の北部に広範囲に分布するが、さらに、小豆島東岸、四国側沿岸及び淡路島西岸部にもみられる。a層の基底深度は約 -30m で、平均層厚は $10-20\text{m}$ である(第9・10図)。a層上には平坦面I及びII面が形成されている。b層の分布は、灘の面積のほぼ70%を占め、層厚は $20-30\text{m}$ である。b層は、明石・鳴門両海峡の縁辺に発達する(第9・10図, 測線 no. 6-9, 28-33)。その基底深度は $-50 \sim -55\text{m}$ を示し、地形面III面を形成している。c層は、灘の南部に分布し、層厚は5m前後、基底深度は約 -60m で、南部から北部に向かってやや浅くなっている。この海域のc層は、ほとんどb層に埋積され、 -50m 付近の最下層の反射面で消失してい



第10図 播磨灘南-北地形断面及び地層反射面図

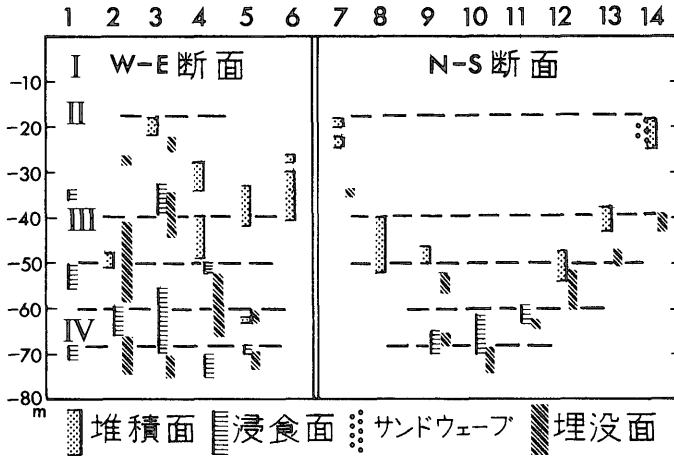
る(測線 no. 29-36).

4.1.2 海底地形平坦面

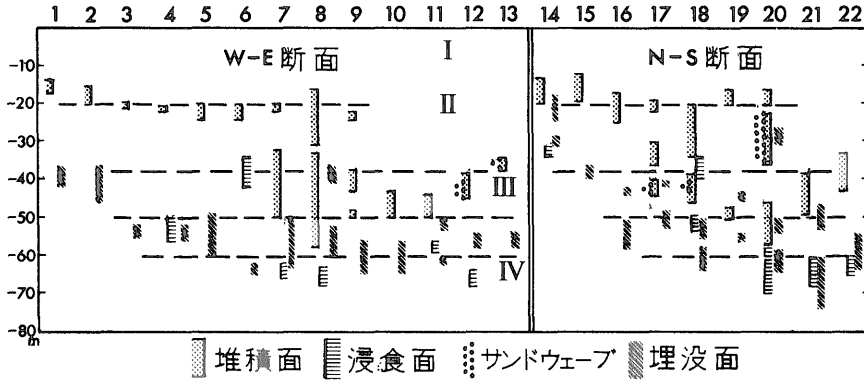
以上の資料から、海底地形平坦面の分布を、第11-14図にまとめた。

I面(0~-10m): 本調査海域の沿岸部に分布するも

ので、現海水準下で形成されている。最も広く発達している海域は、播磨灘北部海岸沿いに分布するもので(第14図)、明石沖では、露岩の波食及び潮流浸食面として、また、家島諸島北部の島陰では、堆積面として形成されている。



第11図 紀伊水道北部海底地形総括図 1-14;測線番号, I-IV;地形面区分



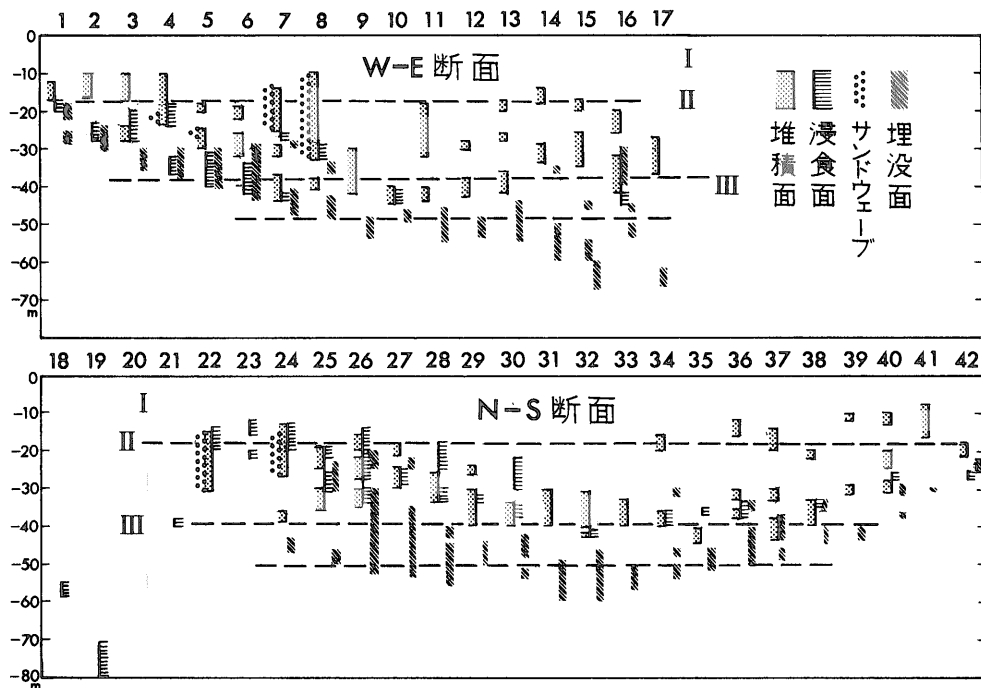
第12図 大阪湾海底地形総括図 1-22;測線番号, I-IV;地形面区分

II面(-15~-25m):大阪湾で最も広範囲に分布するもので、湾の面積の約50%を占めており(第14図)、I面と共にa層から形成される堆積地形面である。明石海峡付近の水深20-25mの海底にはサンドウェーブが発達している(第12図)。紀伊水道北部では、沈水三角州地形(第14図)がII面に相当し、鳴門海峡側にサンドウェーブが形成されている。播磨灘では、灘の北部から東部にかけて分布する面と、四国沿岸沿いに分布するものがある(第14図)。

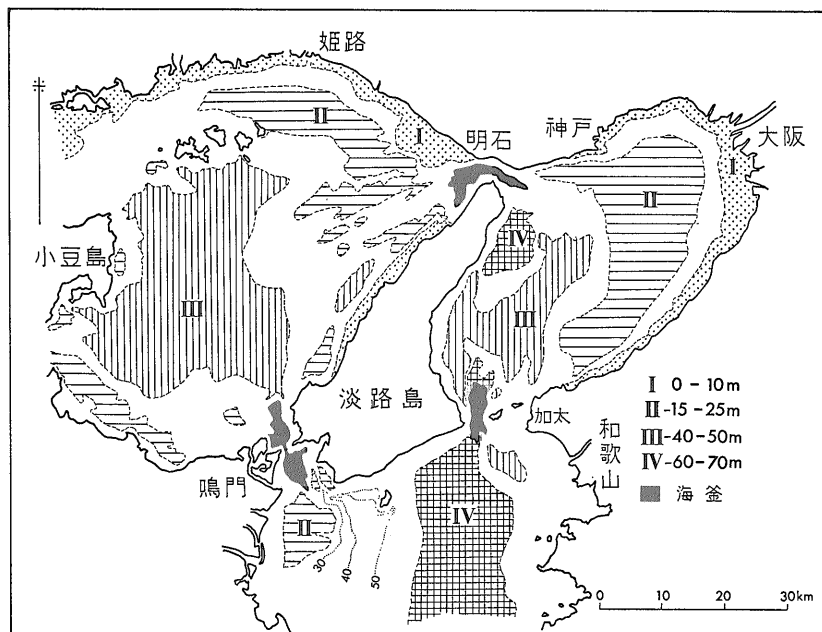
III面(-40~-50m):3海域のなかでは、播磨灘に分布しているものが、最も広範囲を占める(第14図)。家島諸島南部のIII面には、基盤が露出し、凹凸の激しい浸食地形を形成している。一方、四国側に向かっては、堆積物の厚さが増し、層厚20mを越える堆積平坦面となる。大阪湾では、湾中央から南部に広がっている。友ヶ島水道付近の水深40-45mの海底にはサンドウェーブが発達

する。紀伊水道北部では、紀ノ川沖に分布しているが、地形面はゆるやかな起伏をもつ波状堆積地形面となっている。以上、述べてきたIII面(-40~-50m)は、いずれもb層から形成されている。

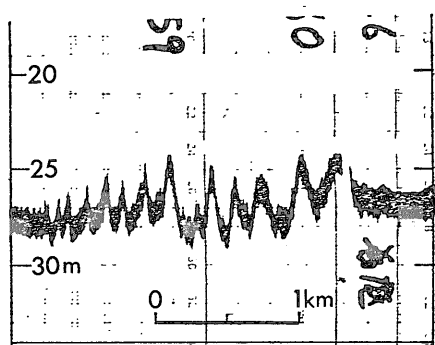
本調査海域において、サンドウェーブの発達が数カ所に認められるが、第15図に示すような2つの型のものが記録されている。これらを比較してみると、水深25m付近(第15図上図及び第3図)に発達するものは、非常に鋭い波頭を示すが、一方、水深45m付近(第15図下図及び第3図)のもの波頭は、丸味を帯びている。また、波長は両者とも180m前後であるが、波高は、前者が2.0-2.5mであるのに対して、後者は0.5mほどで、非常に低くなっている。このような波形の違いについては、単に水深差に起因するものか、または、過去に形成されたサンドウェーブの残存地形であるのか否かについては、今後検討を要する問題である(茂木, 1963)。



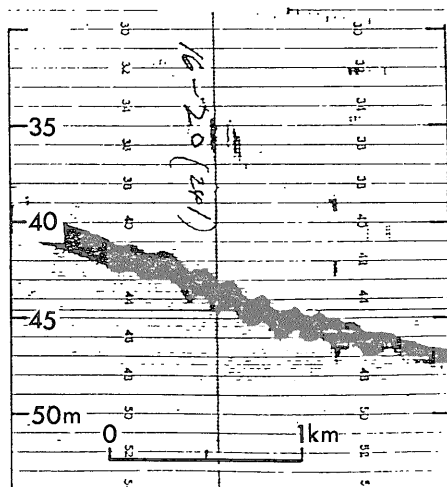
第13図 播磨灘海底地形総括図 1-42;測線番号, I-III;地形面区分



第14図 瀬戸内海東部海域の海底平坦面分布図



SW1



SW2

第15図 音響測深機によるサドウェーブの記録
(記録位置は第3図参照)

IV面(-60~-70m) : この面は、大阪湾と紀伊水道北部の最深部に分布するもので、d層の露出する凹凸の激しい浸食面となっている。

4.1.3 原地形面

3.5 kHz 地層探査記録からb層基底の深度を基にして描いたのが、本調査海域の原地形面図である(第16・17図)。

紀伊水道北部 : 現海水準下-70mを境にして、友ヶ島水道から真南に向かって谷状地形が発達している。また、四国側では、吉野川の旧河道跡(須鎗・阿子島, 1972)が、鳴門海峡の方向からの旧河道跡と-60m付近で合流して、-70m等深線が開いている。紀伊半島側からも、紀ノ川の旧河道と見られる地形があり、b層堆積以前には、この海域はこれら周辺河川が流れ込んでいた低地で

あったと考えられる。

海峡部における原地形面については、友ヶ島水道で-70m等深線が、鳴門海峡では、-50m等深線がそれぞれの海峡を横切っている。したがって、各海峡形成時の海水準は、これら等深線よりも海水準が、上昇していたと考えられる。

大阪湾 : ここでは、湾の西部に-60m等深線で囲まれた凹地がみられ、-60m海水準時には、水深10m余りの浅い湖沼が存在していたことが、泥炭層の分布(st. 49, 74)から推定される。また、湾の東北部からは、旧淀川の河道跡と考えられる地形が認められ、この湖沼に流入していた。南部の-60m等深線が切れる箇所は、友ヶ島水道への水路と考えられる。

播磨灘 : この海域は、全体として、淡路島寄りに深度を増大する非常にゆるやかな盆状地形をなしている(第17図)。最深部は、鳴門海峡の北部にあり、-60m等深線で囲まれている。-50m等深線は、明石海峡側から最深部に向かって谷状地形を示しており、また、灘の北部からは、旧加古川河道と考えられる地形が、-40m付近の等深線で開いている。そのほか、灘の北西部からも河川流路が推定され、この最深部は、かつての沼沢地であったことが、家島諸島南側に分布する泥炭層(st. 36)から推定される。海峡部では、明石海峡で-30m等深線が、鳴門海峡では、-50m等深線がそれぞれに発達する海釜によって切られている。

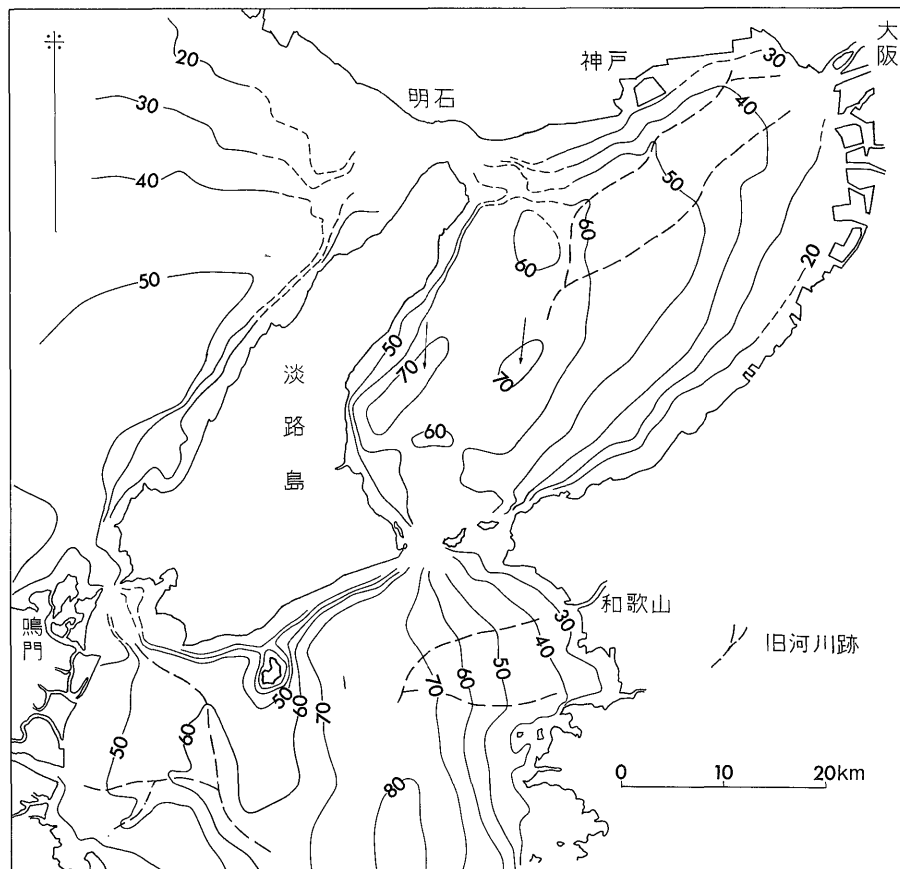
4.1.4 地形面の形成順序

紀伊水道北部及び大阪湾に分布するIV面(-60~-70m)は、それぞれ原地形面を海底に露出している。これは、海水浸入以前に、すでに存在していたc層からなる平坦面である。III面(-40~-50m)は、b層によって形成されているが、播磨灘(家島諸島南部)では、III面と同深度で原地形面が露出している。III面は、-40~-50mの海水準停滞期に形成されたものと考えられる。II面(-15~-25m)及びI面(0~-10m)は、その後の海水準の上昇する過程、及び現海水準下において形成されつつある。I面は沿岸部に沿う波食面、II面は堆積面に相当する。以上のように、本海域へ海水が侵入する以前にIV面は形成されており、海水準上昇に伴って、III面、II面及びI面の順に形成されたと考えられる。

4.2 瀬戸の海釜地形

海峡部の地形的特徴として、海釜が存在することはよく知られている。以下、各瀬戸の海釜の地形的特徴を述べる(第1表)。

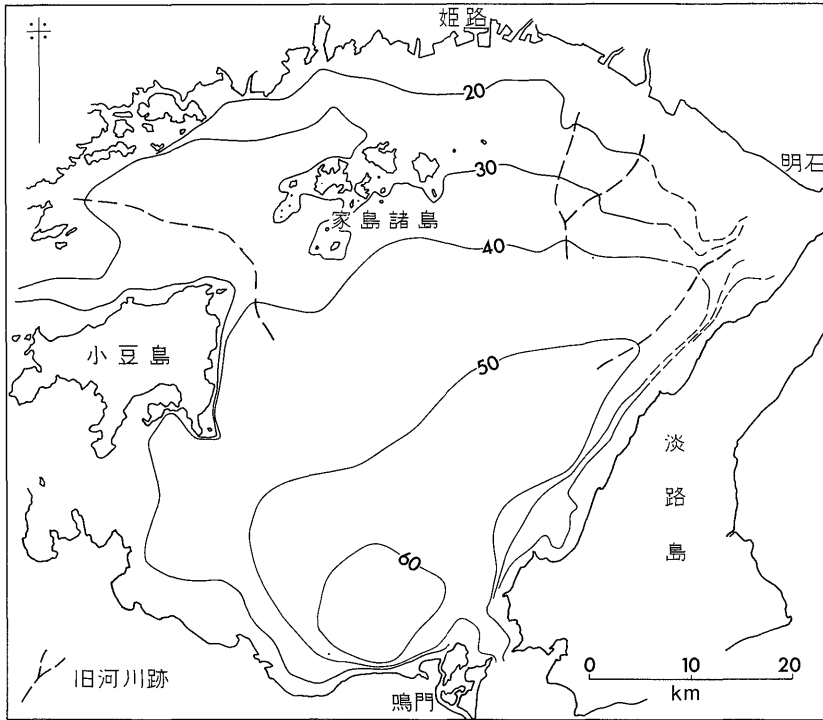
友ヶ島水道 : この海峡部の海釜は、単成型(矢部・田山, 1934)に属するものである。その形状は、南北に長い



第16図 大阪湾及び紀伊水道北部海域の原地形図

第1表 各海釜の地形的特徴

	友ヶ島水道	明石海峡	鳴門海峡
海釜型	単成型	単成型	双子型
最深部	-197 m	-148 m	南 -150 m 北 -215 m
最狭部からの距離	N 1.3 km	W 5 km	3.4 km 1.2 km
海釜壁の傾斜	W 4.7° E 5.0° N 0.9° S 0.8°	W 1.4° N 11.3° S 5.4°	W 5.1°, E 6.3° W 10.7°, E 9.6° N 1.7°, S 3.4° N 3.7°, S 9.1°
海峡最狭幅	4 km	4 km	1.2 km
海釜地形域の長さ・方向	12 km N-S	44 km W-E	15 km N-S
海峡最狭部断面積	0.3 km ²	0.2 km ²	0.02 km ²
海釜の始まる水深	S -70 m N -60 m	E -55 m W -35 m	-45 m -40 m
原地形面下刻水深	大阪湾 -67 m 紀伊水道 -70 m	播磨灘 -40 m 大阪湾 -60 m	-50 m -50 m



第17図 播磨灘海域の原地形図

楕円形であって、最深部は、海峡最狭部より北に片寄る位置(内海側)にあり、水深は197mに達している。また、その北部にも、水深約130mと110mの2つの海釜地形がみられる(第18図)。海釜斜面地形の特徴は、最深部の海釜底から東側は、一気に沖ノ島まで上っているのに対して、西側は、-75m付近に傾斜変換点が認められる(C-D断面図)。また、A-B断面では、東斜面の-70m付近に段丘状の地形がみられ、西斜面には-75mから海釜底にかけて階段状の地形が形成されている。さらに、E-F断面(北-南縦断面図)からは、北部で-75m、南部では-65m付近に傾斜の急変部が認められる。このように、友ヶ島水道では、-70m付近での地形変化が特徴的である。

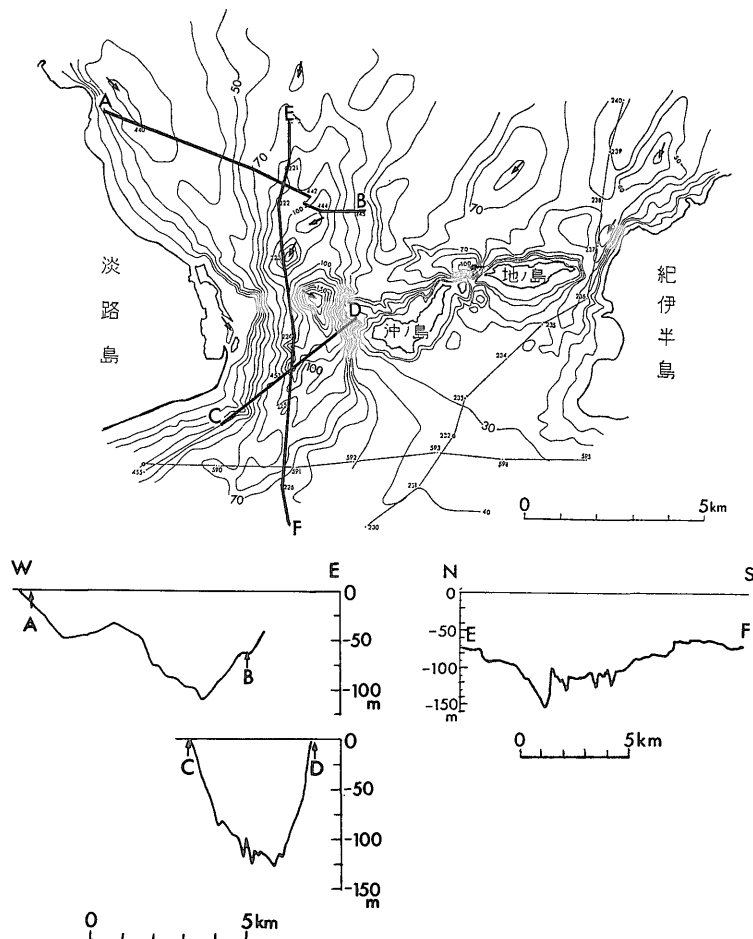
各海峡部に発達する海釜地形の形成は、各低海水準位における潮流浸食作用によるものであることはさきに述べた。その浸食作用の始まった低海水準位を求めるために、各海峡部を中心とする、起伏量図及び各切峰面(深度別)における起伏量の割合を計測した(第19-28図)。すなわち、切峰面は、潮流浸食作用を受ける前の原地形を示し、各切峰面における起伏量の変化は、構造運動が無視できる場合、浸食作用の大きさを示すと考えられるからである。

切峰面の作成には、友ヶ島及び明石海峡では、900×800m方眼、鳴門海峡では、350×350m方眼を用いた。また、起伏量は、上記方眼内の切峰深度と最大深度との差から求めた。そして、各海峡域の起伏量頻度を、10mごとの等接峰面深度に対して求め、以下の地形解析の基礎資料とした。

友ヶ島水道の起伏量図(第19図)³⁾を見ると、起伏量の比較的大きな海域(20-90m)は、水深-50m以浅の比較的平坦な海域(起伏量10m以下)によって囲まれている。すなわち、起伏量の大きな海域は、海釜地形発達域に対応する。切峰面頻度分布図(第20図左)からは、-70m以深の海域が、-70m以浅に比較して極端に少なく、地形面発達の変化が見られる。一方、各切峰面における起伏量分布図(第20図右)では、頻度分布のピーク位置の変化が、-70mと-80mとの間に見られる。この事実は、-70m切峰面以浅では、面全体において平坦面の占める割合が多いのに対して、-70m以深では、斜面の卓越することを示している。

以上のように、起伏量の頻度分布変化が、ある水深以下(海釜域)に限定され、その分布に一定の方向性が認め

3) 海図 No. 6383(1978) の基盤地形図から作成



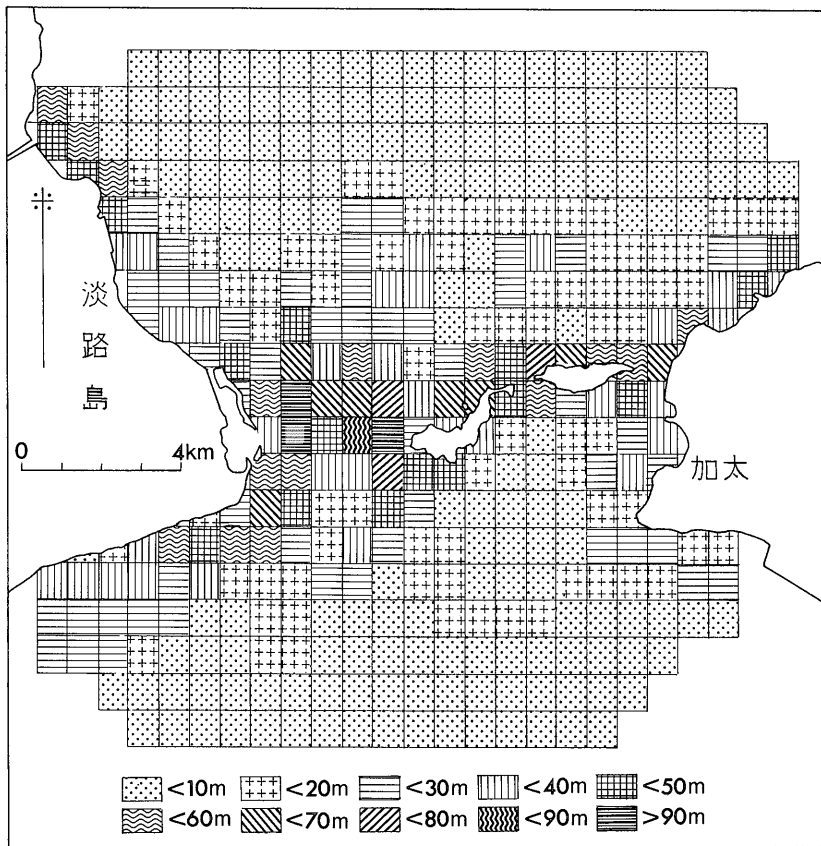
第18図 友ヶ島水道海底地形図

られないことは、海釜地形が構造運動によって形成されたと考えるよりも、海峡域に特徴的な浸食地形であると考えられる。このような考えは、矢部・田山(1934)が提唱する海釜地形の潮流浸食説を支持するものである。以上の立場から、友ヶ島水道の海釜は、潮流浸食地形であり、海釜形成当初の海水準は、 -70m で浅に上昇していたと推定される。

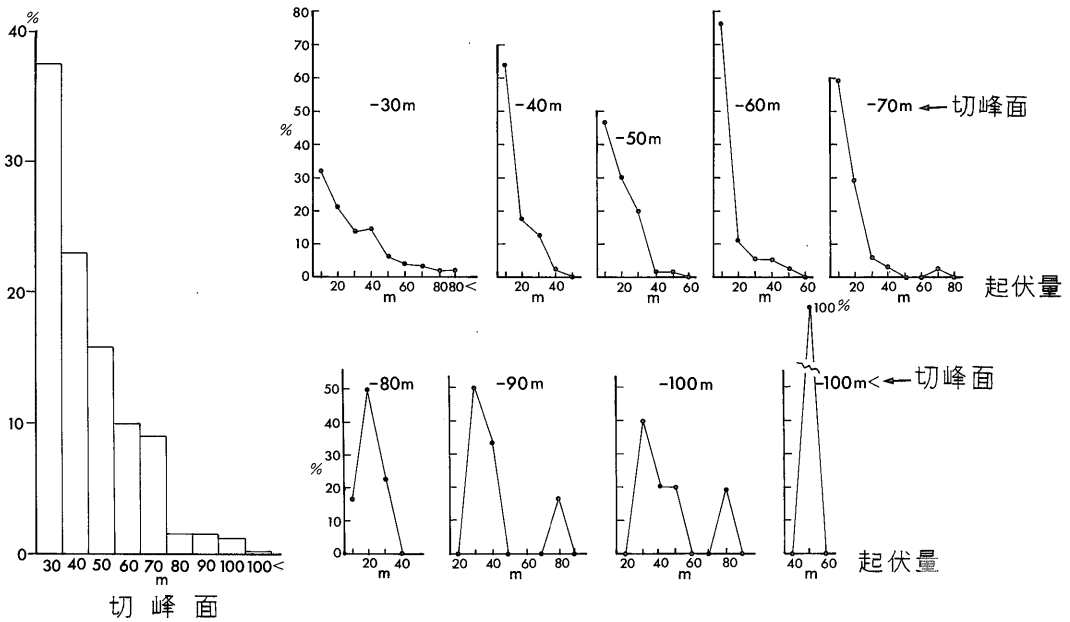
明石海峡：この海峡には、数箇の単成型海釜が連なり、最も深い海釜は、海峡最狭部から西約 5 km の位置にあり、水深は 148m に達する(第21図)。海釜が存在する海域は、東西に 15 km 以上におよび、東に向かうほど海釜の水深は浅くなる。海峡横断面図(第21図)からは、最深部の海釜地域(測線 D-C, E-F)の北側斜面は、沿岸部から海釜底まで直接下る地形を示しているが、南側斜面には、水深 50m 付近に平坦面が発達する。伊崎・金子(1960)による明石海峡東部の地形横断面図(測線 A-B)

でも、 -50m 付近で傾斜の変化が認められる。

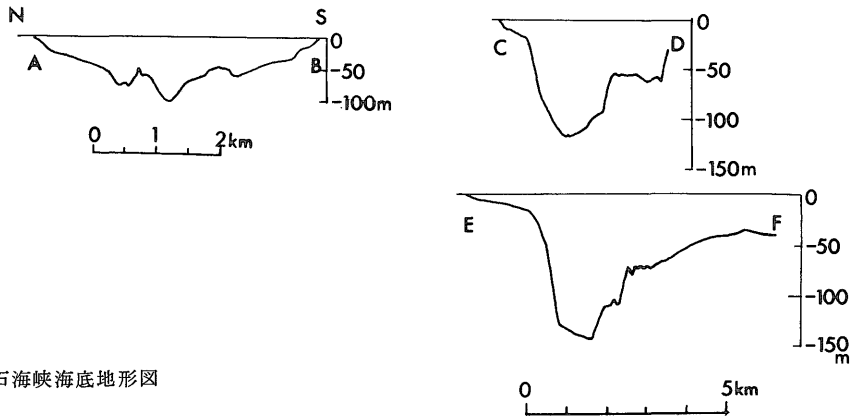
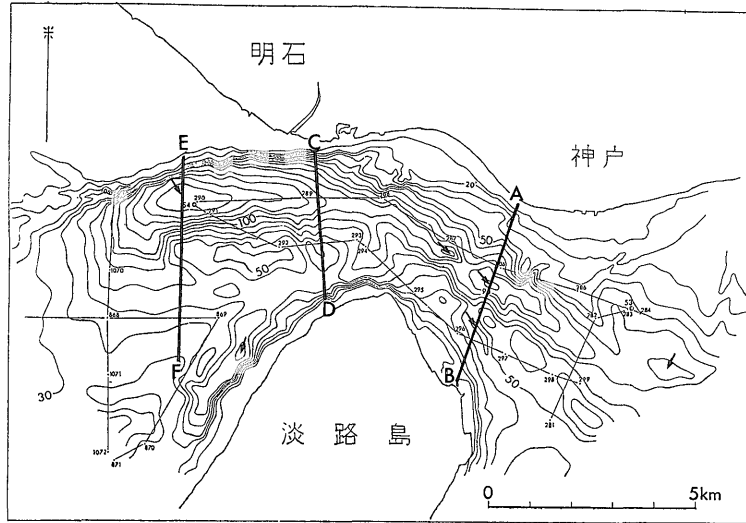
水路部発行の基盤地形図(海図 No. 6383^{3-a}, 1977)を基にして得た、明石海峡付近の切峰面の分布(第22図)をみると、 $-40\sim-60\text{m}$ の面が全体の 50% 以上を占める。その中で $-30\sim-40\text{m}$ の大部分が播磨灘側に、 $-50\sim-60\text{m}$ 面は大阪湾側に分布している。これは、両海域の原地形図(第16・17図)をみても明らかのように、海峡両端の地形面は、大阪湾側に比べて播磨灘の方が、一段高くなっていることが分かる。同じ方眼から作成した起伏量図(第23図)からは、浸食域を示す起伏量 20m 以上の水深は、大阪湾では水深 50m 、播磨灘側では -30m 前後で始まっている。この起伏量を各切峰面との関係からみると(第24図)、ヒストグラムのピーク部の顕著な変化が、 $-30\sim-40\text{m}$ 面に見られる。これらの地形的特徴から、海水準が -35m 付近まで上昇した時に明石海峡が形成され、潮汐流による洗掘作用の始まったことが推定され



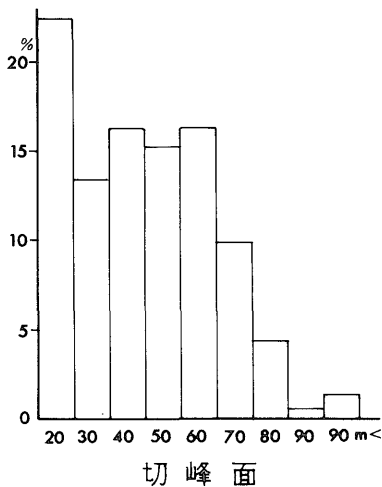
第19図 友ヶ島水道起伏量図



第20図 友ヶ島水道切峰面頻度図及び各切峰面における起伏量分布図
(計測数379個)



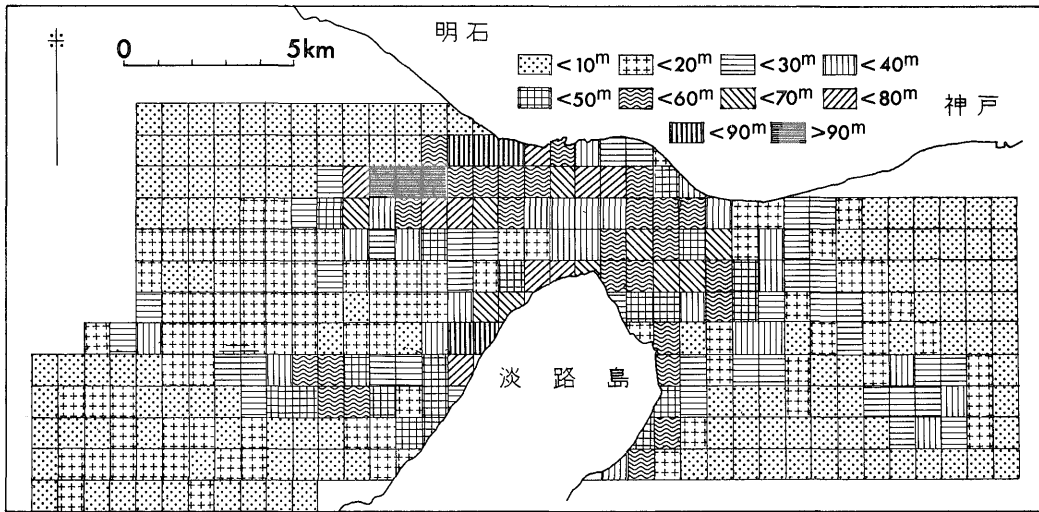
第21図 明石海峡海底地形図



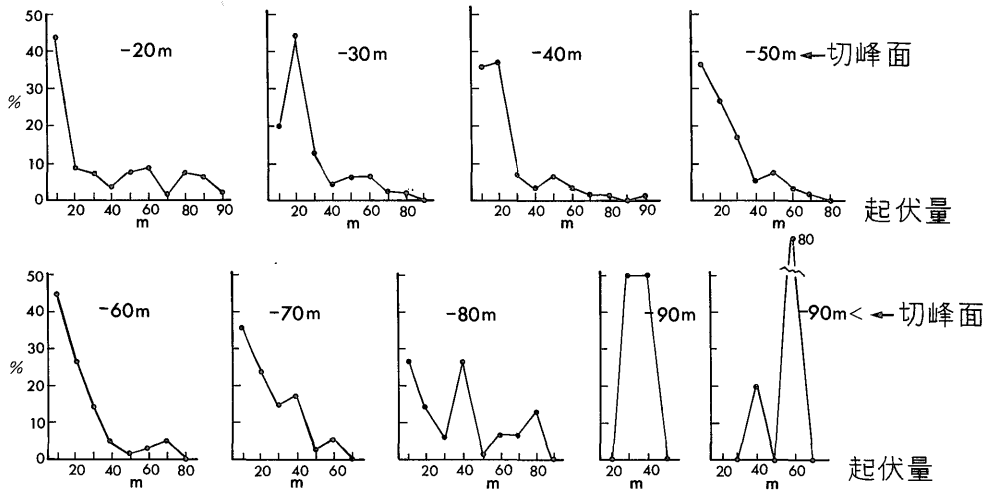
第22図 明石海峡付近切峰面頻度図
(計測数343個)

る。

鳴門海峡：この海峡に発達する海釜は、双子型(矢部・田山, 1934)で、海峡鞍部を境にして北部(播磨灘)と南部(紀伊水道)に対になって分布する。海峡の幅は、1.2 km で狭く、両岬の突端部には波食面が発達しており、-10m等深線で切られる海峡幅は、わずか600mほどである(第25図)。海峡鞍部の水深は、最も深いところで約-55mである。播磨灘側に発達する海釜は3つあり、その中で最も深いのは-215mで、鞍部から1.2 km の位置にある(第25図)。その東部には約-140m、北部には-80mのものが形成されている。紀伊水道側の海釜の水深は約-150mで、鞍部から約3.4 km の位置にあり、播磨灘のものに比べて水深は浅く、鞍部からの距離は、3倍弱の位置にある。海釜地形の特徴は、両者とも南北の長楕円形をなし、海釜斜面は、海釜底の南側斜面では急になっている(第25図, C-D断面図)。



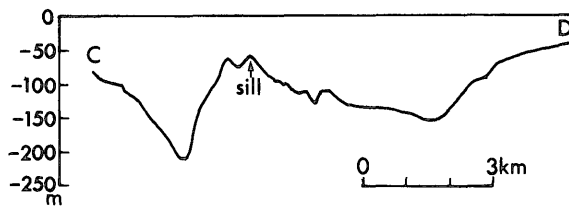
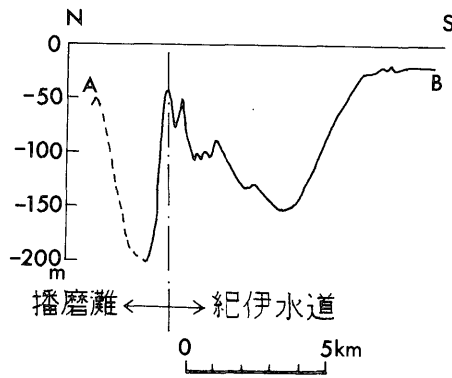
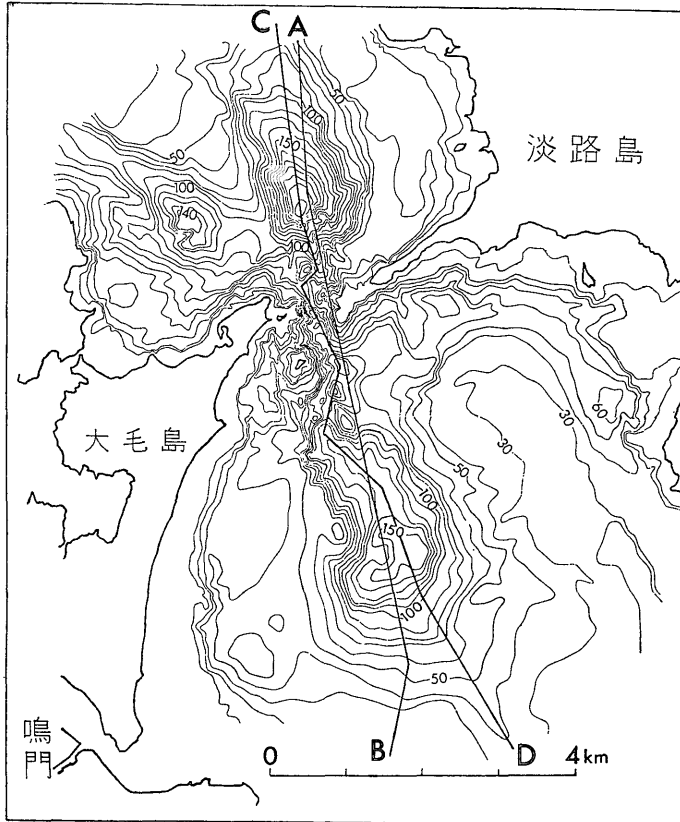
第23図 明石海峡起伏量図



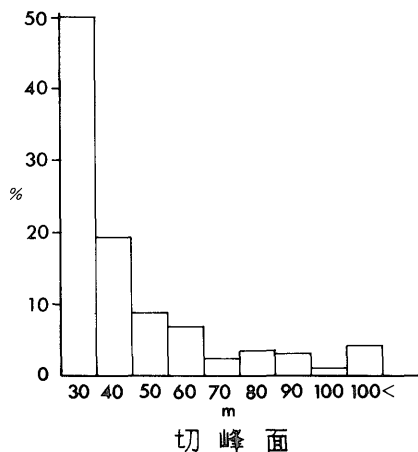
第24図 明石海峡各切峰面の起伏量分布図

切峰面と起伏量との関係については、海図 No. 112 (1957) の水深資料を基に、作成した地形図によって検討した。その結果、切峰面の分布(第26図)は、-30m以浅の面が大半を占めるが、-30~-40m面を境にして急激に減少する傾向を示している。また、起伏量図(第27図)でも起伏量20mを越す水深は、-30~-40m付近より始まっている。さらに、各切峰面に対する起伏量の間をみると(第28図)、-40~-50m面からヒストグラムのピーク位置の変化が始まっている。この水深は、前述した鳴門海峡の海釜で切られている、原地形面の水深とほぼ一致していることから、鳴門海峡の成立は、海水準が-40~-50m付近に上昇した時期と推定される。

以上のように、切峰面と起伏量との関係から、3海峡ともいずれも、起伏量が20m付近でのピーク部において、顕著な変化を示している。この変化するところの各水深が、各海峡成立時の海水準を反映するものと考えられる。したがって、友ヶ島水道では-70~-80m、鳴門海峡では-40~-50m、明石海峡では-30~-40mの各切峰面が、それぞれ浸食され始めた時に、海峡が成立したものと推定される。また、原地形図(第16・17図)からは、それぞれの海峡部において、ヒストグラムのピーク部の変化するところの水深と、同深度の地形面が海釜によって切られていることから、海峡成立と同時に、この面から潮汐流による海底浸食が始まり、海水準上昇の過



第25図 鳴門海峡海底地形図



第26図 鳴門海峡切峰面頻度図
(計測数450個)

程で、これら海峡部に海釜地形が形成されたものと推定される。したがって、前述した地形的諸特徴から、海峡の成立は友ヶ島水道が最初で、次いで鳴門海峡が、最後に明石海峡の順に形成され、現在の環境に至ったものと考えられる。

5. 瀬戸内海東部海域の地形発達史

瀬戸内海東部海域における原地形面(第16・17図)を埋積する直前の時代は、大阪湾の st. 74(第10図)から採取された泥炭の年代(13,950±280y. B. P. GaK-5706)、及び泥炭層を不整合に覆う地層(st. 14)から採取されたマガキの年代(10,820±190y. B. P. GaK-5703)からみて、約13,000年前と考えられる。

友ヶ島水道付近の原地形図において、-70m面が海釜で切られているが、このことは、-60±5mに海水準が達した頃に海峡が成立したことになる。また、日本列島周辺における第四紀後期以降の海水準変動の資料(第29図、大嶋、1980)によると、海水準-60±5mの年代は、約13,000年頃とよみとれる(第2表)。したがって、IV面に残された、紀伊水道から大阪湾に連絡する河川跡は、この時期の海水侵入路となったであろう。

海浸が進み、st. 14のマガキが生息していた時代(約11,000年前)の海水準は、現海水準下約-50mにあったと推定される。したがって、原地形図(第16図)において-50mより深い部分は、当時の海水面下にあったことになる。大阪湾の場合、淀川・武庫川などの旧河川地形が、原地形の-50m等深線を切り、-60m等深線で示される潟湖に注いでいたことが原地形図からよみとれる。このことは、海水準が現海水準下-60m付近に停滞して

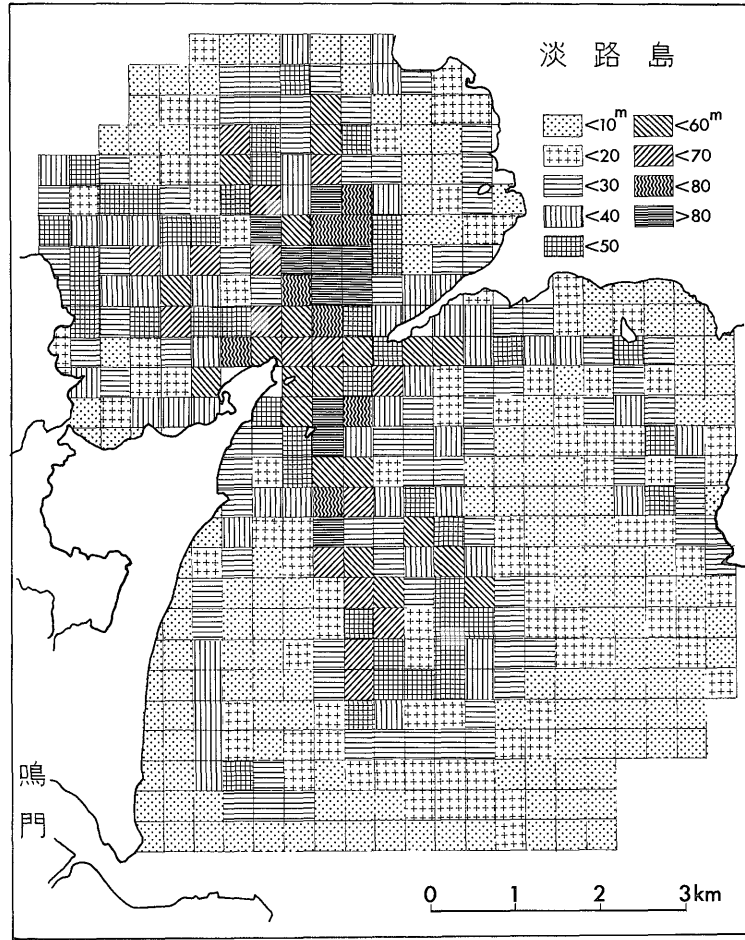
いたことを示している。当時の大阪潟湖は、狭い友ヶ島水道を経て、紀伊水道に連なる汽水湖のような環境にあった。友ヶ島水道の海釜地形は、現海水準下-65m付近に達した頃から、紀伊水道と大阪潟湖との間の潮流浸食によって形成されたものと推定される。潮流流の大きさは、水道部の幅と、潟湖の面積及び潮汐差によって決まるので、海水準が現海水準下-50m位になってから一段と、その浸食作用が大きくなったものと推定される。

大阪潟湖には、b層の堆積が始まり、沿岸部はマガキの生息地帯となる。一方、鳴門海峡は、この時期から少し遅れて、海水は海峡中央鞍部(-55m)を越え、播磨灘に流入するようになる。その直前の播磨灘の-50m以深は、鳴門海峡の鞍部に堰止められた淡水湖であって、播磨灘低湿地帯を流れる河川が流入していた。

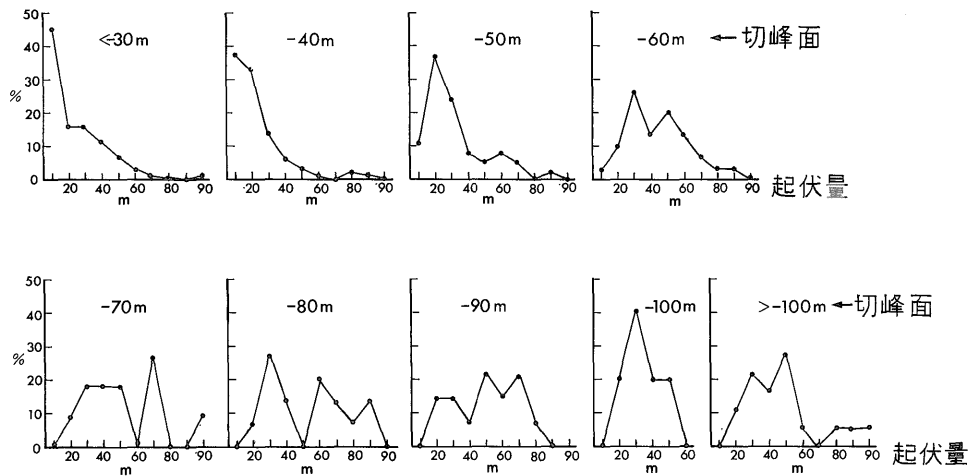
播磨灘からの延長谷地形は吉野川の沈水扇状地を解析して、紀伊水道の-50m等深線に開いている。このことは、海水準が-50m以下では、播磨灘からの河川水が、紀伊水道に注いでいたことを示すものである。一方、播磨灘の採泥点 st. 36(-44m)(第2図)の柱状試料に観察される洪積統泥炭(21,860±710y. B. P. GaK-5701)の浸食状態から、現海水準下-40mの時期には、海水が侵入し、播磨潟湖が形成され、b層の堆積をみる。明石海峡はまだ、播磨潟湖と大阪湾との間の鞍部水深-35m前後を越えることができなかったため、淡路島と本州とは陸続きであった。したがって、現播磨灘の60%強を占める-40m等深線で囲まれた、播磨潟湖の潮汐差による海水交換は、現在より狭い鳴門海峡によってまかなわれていた。当時の鳴門海峡の潮流速は、現在よりかなり大きかったことが、海釜深度(最大-215m)、岩盤の浸食地形、巨礫の分布などから推定できる。

明石海峡の形成は、海水準が-35m位に到達してからである。この明石海峡形成の際の海水は、播磨灘から大阪湾に向かって、旧河川沿いに落ち込むように流入したであろう。各海峡部での海水の流出入量は、灘の面積が最大になった縄文海侵の最盛期(5,000-6,000年前)に最も大きかったと考えられる。

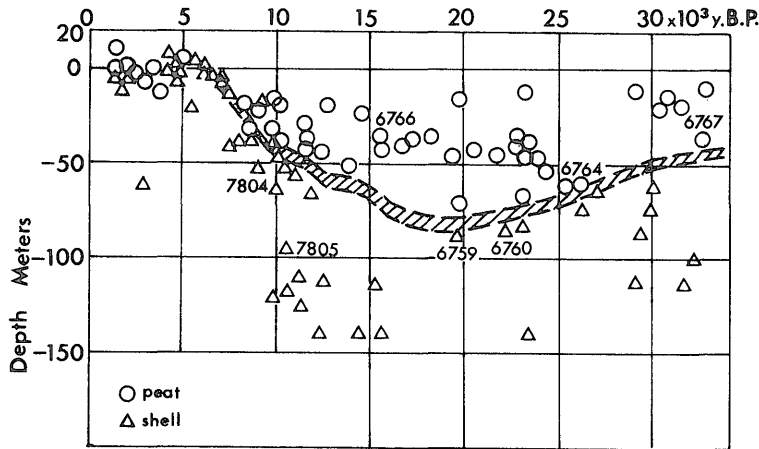
b層から産する火山灰を、須鎗・阿子島(1972)は、オンジ火山灰(下位の腐植層、7,680±140y. B. P. GaK-1643)(松井・西嶋、1969)に対比している。また、小豆島の西に位置する豊島、井島の縄文早期(7,000-8,000年前)(江坂、1954)の貝塚構成員が、ヤマトシジミやハイガイ(8,400±350y. M-237、芹沢、1982)からなり、また、st. 119(第3図、水深40-45m)から採取されたシジミ貝からも、播磨灘は、その当時は汽水環境にあったと考えられる。したがって、明石海峡の形成は上記の資料から、約



第27図 鳴門海峡起伏量図

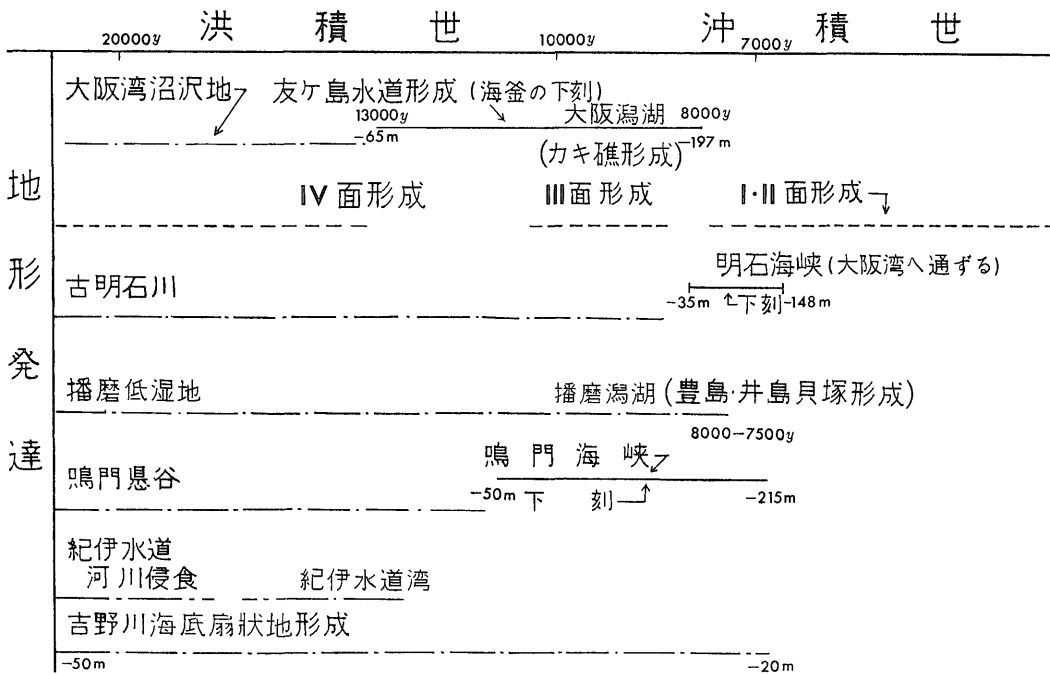


第28図 鳴門海峡各切峰面における起伏量分布図



第29図 第四紀後期以降の海水準変動, 数字は GaK の分析番号 (大嶋, 1980)

第2表 瀬戸内海東部海域の地形発達史



8,000年前頃と推定される。また、大阪湾、播磨灘に広く分布する平坦地形面Ⅲ面(-40~-50m)は、-40m前後の海水準停滞期に相当するもので、8,000年前には、ほぼ形成されていたものと推定される。この明石海峡が形成されてからは、播磨灘北部の海水は、明石海峡を経て大阪湾に至り、淡路島東岸沿いの外洋水と交換するようになる。

6. まとめ

1) 瀬戸内海東部海域の灘には、海底平坦面が発達し、I面(0~-10m)、II面(-15~-25m)、III面(-40~-50m)及びIV面(-60~-70m)が認められる。但し、播磨灘にはIV面はみられない。

2) 3.5 kHz 地層探査記録から4つの反射層が識別さ

れ、上からa層(完新統上部)、b層(完新統下部)、c層(更新統上部)及びd層(音響的基盤岩類)に対比される。これらの地層と海底平坦面との関係は、I・II面はa層上に、III面はb層上に、IV面はc層またはd層上に形成され、IV面は、大阪湾・紀伊水道北部海域の原地形面となっている。

3) 海底平坦面の形成には海水準との関係があり、I面は現海水準位の波食面、II面は現海水準の堆積面、III面は現海水準下-45±5m、IV面は、現海水準下-60±5mにそれぞれ形成された。

4) 灘間を連絡する海峡部には、潮流浸食地形である海釜地形が発達している。友ヶ島水道の単成型海釜は、-70mの原地形面を下刻し、その最深部は現海水準より-197mに達する。鳴門海峡の双子型海釜は、海峡鞍部(-55m)を境にして、内海側(播磨灘)が水深215m、外海側(紀伊水道)が-150mほどであり、内海側が深くなっている。明石海峡の単成型海釜は、播磨灘の-30m原地形面を下刻して、その最深部は-148mに達している。

海峡形成順序は、友ヶ島水道(約13,000年前)→鳴門海峡(約11,000年前)→明石海峡(約8,000年前)の順になる。

5) 海釜地形の形成については、3.5 kHzの地層探査記録から作成した原地形図(第16・17図)からも明らかのように、海釜底深度に達するような旧河道跡は存在しない。しかし、これら海峡部にも先行河川が存在し、海水は、その河道に沿って侵入してきたことは推定できる。したがって、海釜は、海潮流の浸食作用によって形成されたものであって、旧河床面の埋積残りとは考えられない。

文 献

江坂輝弥(1954) 海岸線の進退からみた日本の新石器時代. 科学朝日, vol. 14, no. 3, p. 75-76.
 星野通平・岩淵義郎(1963) 瀬戸内海の生いたちに関する2・3の問題—鍋島水道を例にして. 地質学雑誌, vol. 69, p. 147-156.

藤田和夫・前田保夫(1969) 大阪湾の“沖積層”とその基底(大阪湾の“沖積層”そのII). 第四紀研究, vol. 8, p. 89-97.

伊崎 晃・金子徹一(1960) 明石瀬戸東部の音波探査とその解析. 物理探査, vol. 13, p. 36-45.

海上保安庁水路部(1957) 鳴門海峡, 海図 No. 112.

————(1970) 大阪湾及び播磨灘, 海図 No. 106.

————(1977) 明石海峡, 海図 No. 6383³°.

————(1978) 友ヶ島水道, 海図 No. 6383⁴°.

桑代 勲(1959) 瀬戸内海の海底地形. 地理学評論, vol. 32, p. 24-35.

前田保夫(1980) 縄文の海と森. 蒼樹書房, p. 7-75.

松井 健・西嶋輝之(1969) 久万盆地の音地火山灰層の噴出年代. 地球科学, vol. 23, p. 263.

茂木昭夫(1963) 備讃瀬戸東部の海底地形発達史. 地質学雑誌, vol. 69, p. 521-535.

大嶋和雄・小野寺公兎・有田正史(1975) 流出重油の漂跡と海底堆積物. 地質ニュース, no. 254, p. 32-41.

————・松本英二・有田正史・横田節哉・井内美郎・木下泰正・小野寺公兎・青木市太郎(1975) 汚染底質の調査技術に関する研究. 環境保全研究成果集, no. 48, p. 1-14.

————(1980) 海峡地形に記された海水準変動の記録. 第四紀研究, vol. 19, p. 23-37.

芹沢長介(1982) 日本石器時代. 岩波新書, 232p.

須鎗和巳・阿子島 功(1972) 四国東部および淡路島の海岸平野の原形. 地質学論集, no. 7, p. 161-170.

矢部長克・田山利三郎(1934) 日本近海海底地形概観. 地震研彙報, vol. 12, p. 539-565.

(受付: 1982年7月6日; 受理: 1982年12月8日)