

第四紀後期の海峡形成史¹⁾

大 嶋 和 雄²⁾

The History of Straits around the Japanese Islands in the Late-Quaternary¹⁾

Kazuo OHSIMA²⁾

The problem of the maximum depth to which the sea level dropped during the last glaciation is even more difficult and obscure than that of high sea levels. Some evaluations have been proposed, based on the estimations of the depth of the Holocene sediment base in the coastal plain or on the consideration of submerged sediments or geomorphological features now found on continental shelf. Many Japanese geologists estimate -100 to -140 m for the last glacial low stand sea level, but some doubt is cast on their data and opinions. Our estimate of -80 ± 5 m was a conservative interpretation based on dates for shells and peat obtained from the shelf and coastal plains of the Japanese Islands.

1. Charts show that wherever sizable inland seas are separated from the ocean by narrow straits, current erosion holes (sea caldrons) exist either in the narrow straits or directly adjacent to them. The Tsushima strait is a part of the shelf, although there is a relatively deep hole (to -160 m) along the east side of Tsushima Island. The depth of this deep hole attains 50 m below the surrounding relict wave-cut terrace (-110 m to -115 m). In this case, the depth of the relict wave-cut terrace may reflect the sea level (about -100 m) at the time of the Tsushima strait formation.

2. As a result of continuous seismic profiling surveys in Ishikari Bay, the buried valleys on the continental shelf are known to be deeper than 90 m. The buried valleys were formed at the stage of the lowest sea level, during the last Glacial Age. However, we observed that Ishikari river may be 10 m to 15 m deep near its mouth. The available data indicate a relative rise of sea level since the valley was cut, amounting to about 80 m.

3. The breadth to depth ratio of the straits around the Japanese Islands seems to reflect each still standing sea-level stage, such as -100 ± 10 m, -80 ± 5 m and -45 ± 5 m, after the formation of these straits.

4. For most of the Pleistocene, the Japanese Islands were connected with the Korean Peninsula, and the present major islands themselves were tied to each other. It is sure that large mammals such as elephants migrated into the Japanese Islands through land bridges. In the early Shimosueyoshi transgression (about 100,000 y. B. P.), when the sea level was about -100 m, the Japan Sea was connected with the Pacific through narrow passages located in the Korean and Tsugaru straits. At the time of the last Glacial Age, when the sea level fell to about -80 m, land bridges between Honshu and other lands were never formed. We now believe that it might have been 12,000 years ago when the sea level rose to about -45 m. This was the final stage of the land bridge in the Soya strait between Sakhalin and Hokkaido.

1) 1990年1月10日受付。1989年度第四紀学会シンポジウムにおいて講演。

2) 工業技術院地質調査所 Geological Survey of Japan.

I. はじめに

日本列島とアジア大陸とを分断する海峡形成史の研究は、生物地理学の分野で始められた。BLAKISTON (1883) は、北海道にはヒグマ、オオカミ、ヤマドリ、シマフクロウ等の樺太やアジア大陸北方系の動物が生息しているのに対して、本州にはツキノワグマ、ニホンオオカミ、キジ、ライチョウ等の固有種が生息していて、日本の動物分布は、津軽海峡を境にして二分されることに注目した。この事実から、北海道や樺太がともに大陸と連結していた古い時代にも津軽海峡は存在し、北方大陸系の動物は、津軽海峡（ブラキストン線）で南下を阻まれていたと推定した。そして、大陸からの分断は、北海道よりも本州（四国、九州を含む）の方が早かったと結論した。その後、爬虫類や両生類の分布をもとにした八田線（宗谷海峡線）をはじめとして、多くの生物分布境界線が、島々の形成史や気候区に基づいて提唱され、それら境界線の重要度についての論争が行われてきた。徳田 (1941) は、日本列島動物相の形成過程を東アジア産ネズミ類の系統分類学的研究から考察し、それまでの生物地理学的境界線論を総括するとともに、日本列島の形成史についても言及した。徳田 (1941) の推定した海峡形成の地質年代については訂正しなければならないが、相対的な海峡形成順序は、大嶋 (1980) の海底地形の研究結果から求めた海峡形成史とよく一致している。

実際の海底地形資料から、海峡形成史についての本格的な考察を進めたのは、湊 (1966) が最初である。湊 (1966) は、津軽海峡（青函トンネル工事海域）の海底に河川地形を想定するという解析方法によって、(1) 最終氷期の最低位海水準は -140 m まで低下した、(2) 日本列島とアジア大陸とは2万年前に陸地接続していた、という仮説を提起した。湊説は、日本第四紀学会の多くの会員に支持され、「日本第四紀研究」（日本第四紀学会、1976）にも採択されてきた。しかし、30周年記念出版物では、その地質学的な根拠は明らかにされずに、最終氷期の最低位海水準は -100 m に訂正され、朝鮮および津軽海峡は陸地化しない古地理図が発表されるなど、学会としての見解は定まっていないうである（座談会、1988）。しかし、この問題は、日本の自然史および日本人の起源解明にとっての先決課題であるため、早急に解決されなければならない。このような学会での動きとは独立して、大嶋 (1976, 1980, 1982, 1989) は海底地形および堆積物の調査結果をもとに、(1) 最終氷期の最低位海水準 $-80\pm 5\text{ m}$ 説、(2) 朝鮮、対馬、大隅および津軽海峡の形成は最終氷期以前であったことを、

一貫して主張している。しかし、現在でも海底地形資料の解析から、最終氷期の最低位海水準は -100 m 以下に低下したと主張する、以下の見解が支配的である。

1) 佐藤・茂木 (1982) 説：最終氷期の最大海水準低下は、埋積谷末端である $-105\sim -110\text{ m}$ よりも深くに達したであろう（石狩湾、対馬海峡）。

2) KAIZUKA *et al.* (1977) 説：東京湾湾口に発達する溺れ谷の基底深度が -90 m に位置するのは、約18,000年前に現海面下 -135 m にあった古東京川の河床底が 45 m 隆起した結果である。

3) 大場 (1988) 説：海底コアの微化石試料の酸素同位体比カーブの解析結果から、最終氷期の海水準低下量は $127\pm 30\text{ m}$ に達した。また、済州島付近の溺れ谷地形から黄河流域の変遷過程が読み取れ、この河口変遷が日本海海水の水質変化の原因と推定している。

本論文では、筆者による日本周辺の大陸棚の調査結果から、海峡形成史を考察するとともに、上記の三つの代表的な低海水準説を再検討する。

小論を発表するに当たり、御指導頂いた首藤次男先生、浦田英夫先生、藤江 力先生、魚住 悟先生、井上英二先生に心から御礼申し上げる。また、海洋調査を共にし、御援助下さった横田節哉、池田国昭、黒田 敬、秋元不二夫、井内美郎の諸氏および「東海大学丸 II 世」の佐藤孫七元船長、鈴木常夫元船長、「わかしお」の高木光夫元船長ならびに乗組員諸氏に心から感謝の意を表する。

本研究は、1972年以來行ってきた環境庁国立機関公害防止等試験研究による調査研究成果の一部である。

II. 海水準変動量評価の地学的背景

海底地形の特徴から、海水準変動を評価しようとする場合、調査対象地域の地形形成要因として、最終氷期以降の構造運動による地形変動量が、海水準変動量に比較して、その変動量が無視できることが必要条件である。なぜなら、本論文の結論である18,000年前の低海水準 $-80\pm 5\text{ m}$ から、12,000年前の $-45\pm 5\text{ m}$ を経て7,000年前に現海水準に達する過程での構造運動量が、数十m以上の大きなものであったならば、各停滞低海水準位を地形的な特徴から解説することは困難となるからである。

日本列島周辺の大陸棚外縁平均水深は、 $-140\pm 10\text{ m}$ にあるとみなした（岩淵・加藤、1988）。外縁平均水深 $-140\pm 10\text{ m}$ の大陸棚が発達する海岸には、中川 (1961) の III 面相当段丘面が分布している。したがって、日本列島沿岸において、その地形面高度を齊一にす

表1 石狩湾大陸棚の地形区分

地形面	水深 m	幅 km	勾配	形成要因	形成時の海水準 m
沿岸州	0~10	1.2~1.4	24'~27'	沿岸流	現海水準 0
三角州底置層	10~20	2.5~3.0	11'~14'	堆積面	
第1平坦面	20~38	15.0~16.0	3'	堆積面	
第2平坦面	38~48	4.0~5.0	7'~9'	再移動堆積面	-45~-48
傾斜面	48~55	0.7~1.0	24'~34'	沈水沿岸州	
第3平坦面	55~63	7.0	3'	堆積面	-57~-63
傾斜面	63~67	0.5	27'	堆積面	
第4平坦面	63~82	8.0~9.0	7'~9'	堆積面	-80~-82
傾斜面	82~90	0.5~0.7	50'~55'	波食面	
第5平坦面	90~110	10.0	9'	堆積面	-100~-120
傾斜面	100~130	1.0~2.0	51'~1°43'	波食面	

る海岸段丘 (III 面) と大陸棚外縁平均水深 -140 ± 10 m との間に発達する海底地形 (海底段丘と段丘崖、沈水砂州、溺れ谷、海峡と海釜) は、構造運動によって形成されたと考えるよりも、ユースタティックな海水準変動によって形成されたと考える方が妥当である。今、調査研究対象とする朝鮮、対馬、津軽、済州、隠岐および宗谷海峡等は、いずれも大陸棚を侵食する地形であって、大陸棚形成後の海水準変動に対応して形成されてきた地形である。これらの海峡地形には、海峡形成時代の新旧や、その後の海水準変動過程が記録されている (大嶋, 1980)。停滞低海水準は、大陸棚の地形的特徴から、次のような基準によって読み取れる。

1. 幅 20 km 以上の大陸棚は、一様な勾配の平坦面からなるのではなく、堆積面 (傾斜 10 分以下) と浸食面 (30 分以上) との組み合わせからなる (大嶋ほか, 1978)。すなわち、大陸棚外縁形成後の海水準上昇過程において、4~5 回の海面停滞期の存在したことを、平坦面の傾斜変化解析から読み取ることができる。深い平坦面ほど、その形成年代は古い。そして、水深 100 m 以深の海底から採取される哺乳動物化石は、大陸棚外縁平坦面の形成年代が、哺乳動物化石群の生存していた時代 (100,000 年前以前) よりも古いことを証明している。

2. 大陸棚上の等深線に沿って分布する沈水砂州および露岩帯は、停滞低海水準時の海岸線を指示している (大嶋ほか, 1978)。

3. 大陸棚の溺れ谷地形分布から、当時の海岸線は溺れ谷河口の沖側にあったと判定されるが、その海水準は溺れ谷の川床水深よりも下ではなくて、上にあったと判定しなければならない (KUENEN, 1950)。例えば、現在の石狩川河口水深は -15 m にあって、川床水深が 0

m (現海水準) に達するのは、河口から 30 km 以上も上流である。また、東京湾に注ぐ荒川の河口水深は 8 m で、調査船が橋の下を航行できた河口から 7 km 上流の西新井橋付近まで、塩水くさびの発達していることを確認した (1989. 9. 20)。川岸でハゼ釣りをする人達は、河川の底層水に海水が侵入している状況から、河床が海面よりも下にあることを知っている。しかし、わが国の代表的な第四紀地学者達の溺れ谷地形から推定した低海水準は、川床水深、または、それよりも深い位置に求められている (湊, 1966; KAIZUKA *et al.*, 1977; 佐藤・茂木, 1982; 大嶋, 1988)。

4. 海峡最狭部の海底には、潮流浸食によって形成された海釜地形の発達することを、矢部・田山 (1934)、KUENEN (1950)、SHEPARD (1963) 等が明らかにしている。海釜の海底浸食形態から、海峡形成時の海水準が読み取れる。しかし、有明海研究グループ (1965) は、この海釜地形を低海水準期の河川浸食による河跡地形と誤解して、海水準変動曲線を作成したことが、その後の海水準変動研究に、大きな混乱を引き起こす原因の一つとなってきた。

海峡形成史は、第四紀後期の海水準変動に伴う海岸地形変化を復元することによって解明されるので、海水準変動史と海峡形成史とは一体の関係にある。

III. 石狩湾の溺れ谷が示す低海水準

佐藤・茂木 (1982) が報告した石狩湾中央部埋積谷の分布深度および形成年代について、1983 および 1984 年に大嶋ほか (1985) が再調査した。

石狩湾の海底地形は、その相対的な勾配変化をもとにして区分できる (表 1)。埋積谷は、海岸平野から第 5 平坦面にまで達しているが、その河床水深は 93 m で、

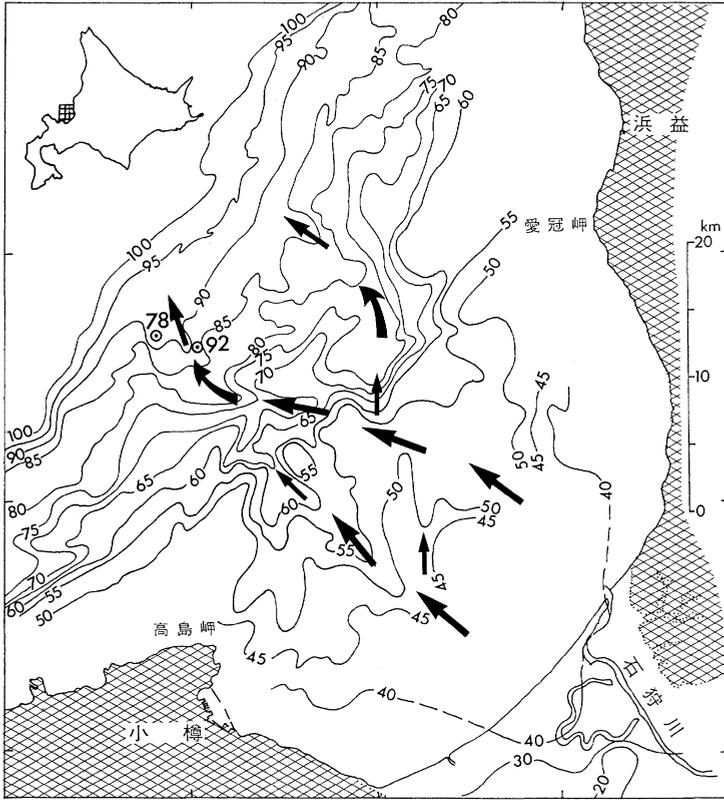


図 1 音波探査による石狩湾の埋没谷
矢印が谷筋.

-100 m には達していない (図 1). 谷を埋積する泥炭の堆積年代は、いずれも 30,000 年前以前である (図 2, 表 2). したがって、埋積谷の形成は 30,000 年前以前にさかのぼる. この泥炭層採取深度および形成年代から判定される最低位海水準は -93 m 以浅で、その年代は 20,000 年前ではなく、37,000 年前以前である. -93 m の河床底深度から推定される当時の低海水準は -93 m 以深ではなく、現在の石狩川河口水深 (-15 m) を根拠にすると -78 m ($93 - 15 = 78$) で、大嶋 (1976, 1980) の主張する最低位海水準 -80 ± 5 m を満足している.

石狩平野および大陸棚試料の年代測定値から、最大海水準低下 -80 ± 5 m の時期は、約 35,000 年前以前と推定される. わが国では、約 20,000 年前の最終氷期に最低位海水準 $-140 \sim -100$ m に達したと繰り返し主張されている. しかし、石狩湾の調査結果から、最低位海水準 -80 ± 5 m の時期は、35,000 年前以前にさかのぼる

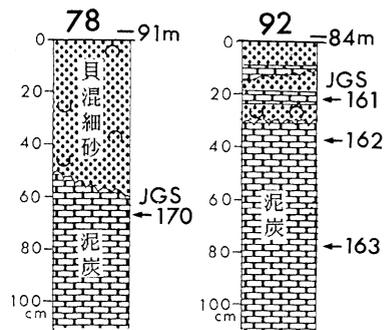


図 2 石狩湾埋没谷から採取した柱状試料
採取点は図 1. JGS 年代測定コード
(松本英二博士による)

可能性が出てきた. したがって、佐藤・茂木 (1982) の最大海水準低下の根拠とした石狩湾の海底には、末端深度が $-105 \sim -110$ m に達するような深い埋積谷は存在

表2 石狩湾採泥試料 ¹⁴C年代測定値

コード No.	年代測定値 y. B. P.	位置 東経 北緯	水深 海底下	試料	備考
JGS-161	34,500+1,500 -1,200	141°01.96' 43°27.55'	84 m 14~21 cm	泥炭	大嶋ほか(1985)の st. 92 重力式柱状採泥
JGS-162	34,800+1,500 -1,200	141°01.96' 43°27.55'	84 m 34~40 cm	泥炭	大嶋ほか(1985)の st. 92 重力式柱状採泥
JGS-163	37,400+2,300 -1,800	141°01.96' 43°27.55'	84 m 65~70 cm	泥炭	大嶋ほか(1985)の st. 92 重力式柱状採泥
JGS-170	31,110+ 830 - 760	140°59.72' 43°27.57'	91 m 60~70 cm	泥炭	大嶋ほか(1985)の st. 78 重力式柱状採泥

(松本英二博士による)

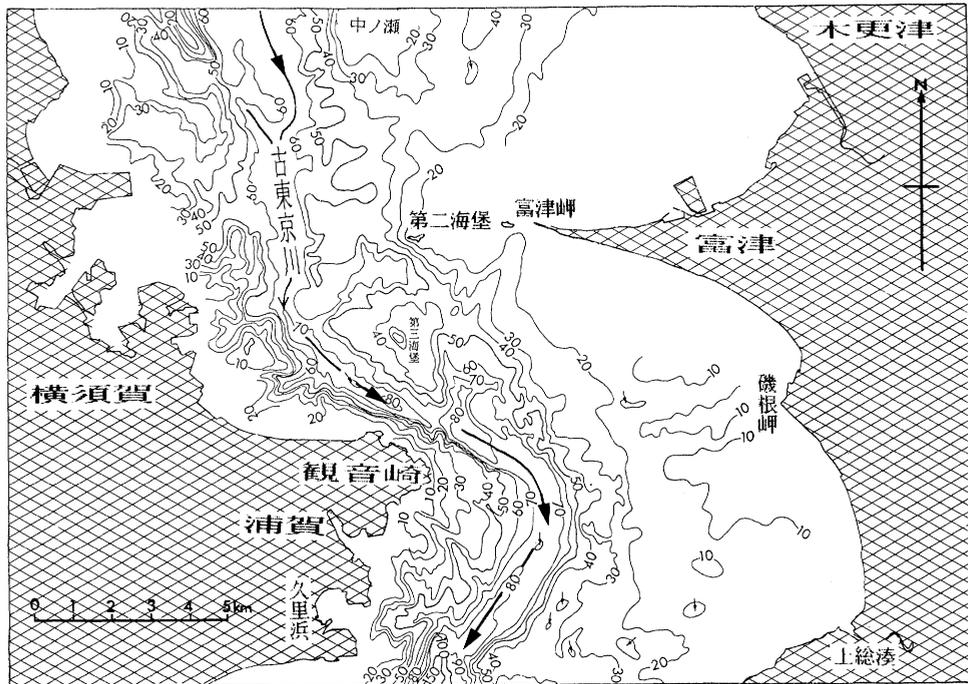


図3 東京湾湾口の表層堆積物基底等深線図

せず、また、その谷埋め堆積物の年代測定値は、予想以上に古い年代であった。

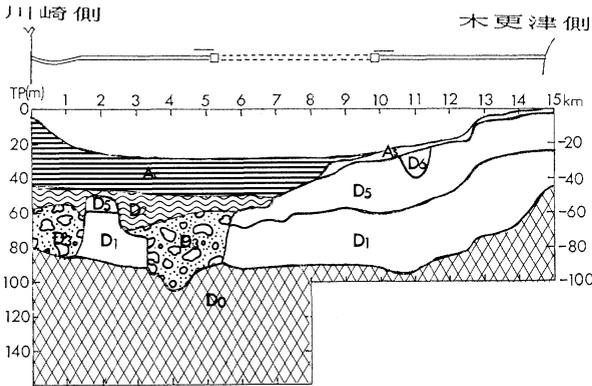
IV. 古東京川の河口地形が示す低海水準

KAIZUKA *et al.* (1977) は、東京湾湾口の溺れ谷深度が-90 m に位置するのは、18,000 年前に現海面下約135 m にあった古東京川の河床が、18,000 年間に45 m 隆起した結果であると推定している。

東京湾の海底地形および底質については、海上保安庁水路部(1971, 1973, 1974)が、沿岸の海の基本図

(No. 6363) として出版している。また、地質調査所(松本ほか, 1982)では、東京湾全域の地形および堆積物調査を実施した。これらの成果をもとにして、東京湾湾口部の海底地形図、底質分布図および表層堆積物基底等深線図を編集し、その解説を試みた(大嶋, 1988)。

浦賀水道海底の古東京川河口地形は、80 m 等深線を切っているが、90 m には達していないという事実認定は、KAIZUKA *et al.* (1977) と同じである。また、主流流路を洗掘する侵食凹地形底の水深は-90 m に達していないので、地盤変動が無視できると仮定したならば、



地質時代	堆積物	N-値	備考
完 新 世	Ac 粘土からシルト質粘土	1以下	有楽町層 相当層
	As シルト質細砂から細砂	18	
	D6 シルト質粘土		
更 新 世	D2 粘土	10	七号地層
	D3 砂から砂礫	7.0以上	
	D5 細砂から中砂	7.0以上	
	D1 粘土からシルト質細砂	19	
	D0 細砂から中砂	7.0以上	

図4 東京湾横断道路の地質断面

(原図 吉田, 1985)

古東京川の河口が、浦賀水道海底に存在していた時代の低海水準は、-90 m 以浅にあったと評価できる。表層堆積物基底地形図(図3)によると、富津岬と観音崎とを結んだ線よりも南側の表層堆積物基底地形は、現在の海底地形とほとんど変わらない。すなわち、湾口部は露岩地形か、堆積物の層厚分布は5 m 以下である。それに対して、内湾側の表層堆積物下には、水深60~70 m に達する古東京川の埋没谷が湾奥へと追跡できる。筆者の調査では、東京湾内湾側の軟弱地盤基底深度は-70 m 以浅にあって、その深度分布は、当時の浸食基準面に対応する古東京川の流路に支配されている。古東京川の河川勾配は、湾口から現在の江戸川河口までの距離70 km で、湾口深度90 m から江戸川河口の軟弱地盤基底深度70 m を差し引いた値20 m を除くと、約3.5千分の1以下となり、日本の海岸平野を流れる河川の勾配としては普通の値である。この安定した古東京川流路に対して、湾口を45 m も隆起させて浅くし、上流側の内湾域を沈降させて深くする構造運動を仮定する必要はない。また、主流に流れ込む枝沢は-70 m 等深線を切っているので、主流の浸食基準面は-70 m 以深にあったと判定される。すなわち、古東京川が浦賀水道に流れ込んでいた頃の低海水準は、-70~-90 m にあったと推定できる。次に、古東京川を埋積する堆積物を、東京湾横断道路の地質断面資料(図4)から検討してみる。

0~20 m 面は Ac 層(有楽町層)、40~50 m 面は D2 層(七号地層)のそれぞれ堆積面である。それに対して、30~40 m 傾斜面は D6 層の基底地形、50~80 m 面は D2 層の基底地形が示す浸食面である。すなわち、古東京川が本格的に埋積されたのは、D2 層が堆積しはじめてからである。そして、D6 層堆積前に、小さな海面

低下のあったことが地質断面から推定される。その後、縄文海進とともに、Ac および As 層が堆積していった過程は、接谷面の起伏量頻度分布から検証されている(大嶋, 1988)。この古東京川形成後の埋積過程を通じて、海水準変動を消去または、それを超える構造運動を、東京湾内湾側の海底地形および堆積物分布から読み取ることはできない。もし、最低位海水準-135 m 説が真実ならば、沈降域と規定される東京湾の D2 層基底深度は-135 m 以深になければならない。しかし、東京湾開発のために実施された数多くのボーリング資料は、D2 層の基底が-135 m はおろか、-80 m 以深で基底に達したという報告はない。

房総半島の鴨川と天羽を結んだ線の南側および三浦半島の久里浜と葉山とを結んだ線の南側には、多くの断層が存在する(地質調査所, 1976)。これらの断層群の東京湾側への延長線は、浦賀水道海底の水深100 m 等深線に谷頭を発する東京海底谷を切っているが、90 m 以浅の古東京川溺れ谷は切っていない。古東京川河口の近くを通る衣笠断層を海側に延長した線は、河口の南側を通過して、古東京川を切っていない。この衣笠断層による地盤変動量を久里浜住吉神社の縄文遺跡から評価すると、その隆起量は6,000年間で1~2 m、この隆起現象を海底地形から判定することは難しい。すなわち、東京湾の海底地質および地形的な事実は、古東京川の流路が18,000年前以降、海水準変動を消去するほど大きくは変動していなかったことを示している。古東京川河口水深-85 m から、現在の荒川河口水深7~8 m を用いて、当時の海水準を評価すると、-78~-77 m に求められ、最低海水準位-80±5 m を満足している。

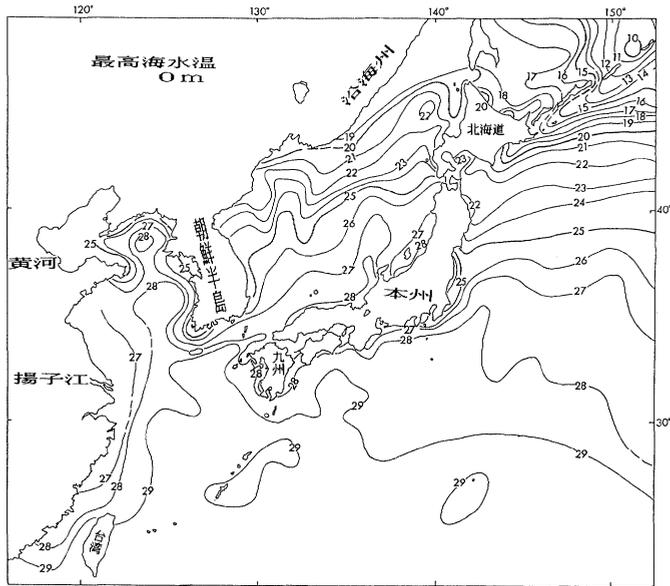


図5 日本列島周辺海域表層海水の最高水温 (°C) 分布
(原図 海洋資料センター, 1975)

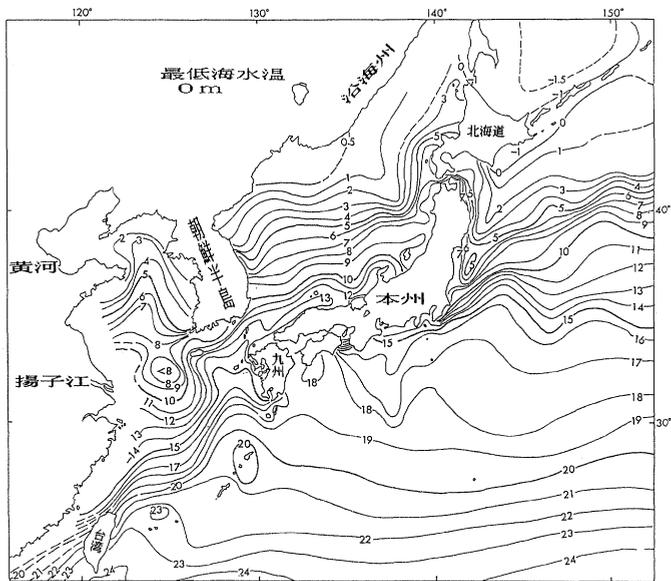


図6 日本列島周辺海域表層海水の最低水温 (°C) 分布
(原図 海洋資料センター, 1975)

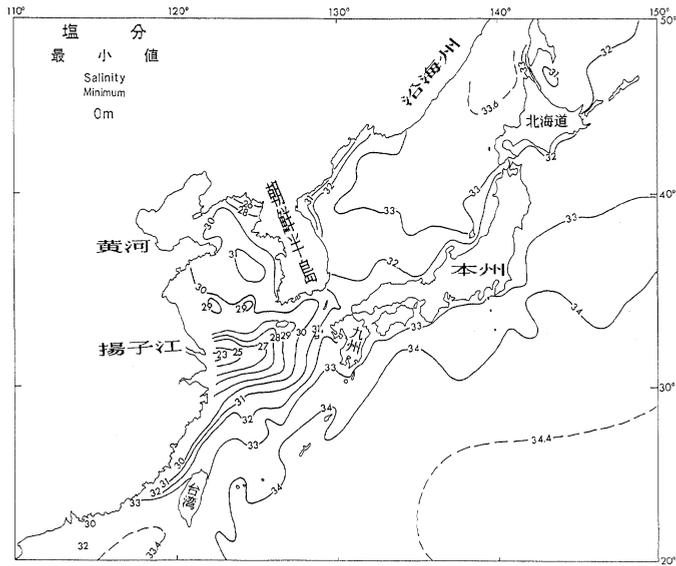


図 7 日本列島周辺海域表層海水の最小塩分濃度 (‰) 分布
(原図 海洋資料センター, 1975)

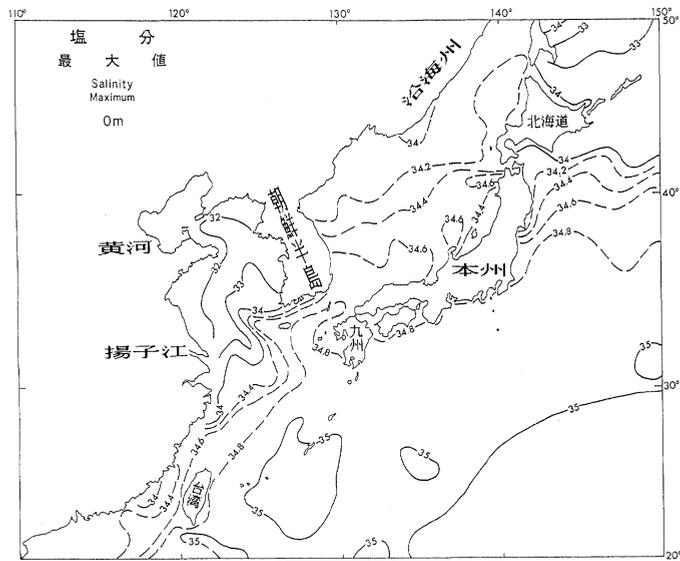


図 8 日本列島周辺海域表層海水の最大塩分濃度 (‰) 分布
(原図 海洋資料センター, 1975)

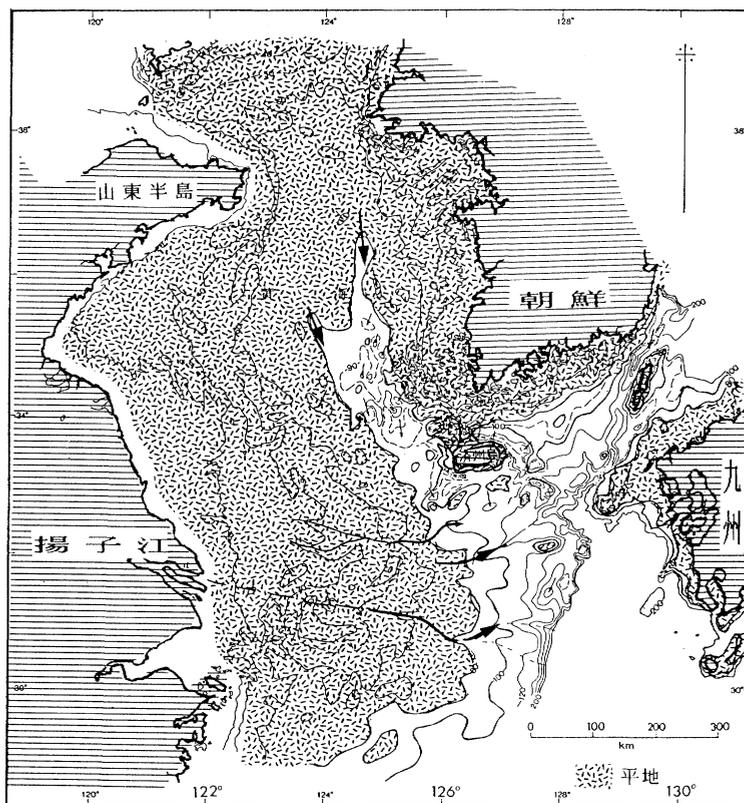


図9 海水準が80m低下した条件での東シナ海古地理

V. 済州島付近の水質変化と海底地形が示す低海水準

大場(1988)は、日本海から採取したコア試料中の浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比の垂直的な変化から、日本海の水質変化とその原因について論じた。日本海に水質変化をもたらした大きな原因は、揚子江からの陸水よりも、済州島の西側を流れていた黄河の流路が、島の東側に河口を変えたことによるものである。そして、当時の海水準は、現在よりも90mから100m低かった。さらに、最終氷期の最寒期海水準は -127 ± 30 mまで低下し、実際の低下量はマイナスの誤差範囲(-127 m以浅)に入ると推定した。

1. 日本海海水に黄河からの河川水が影響しているか

日本海の水質は、季節的に水温、塩分濃度、酸素量とも大きく変化することが、これまでの定期的な海洋観測から明らかにされている(海洋資料センター, 1975)。

表層水の最高水温分布(図5)は、黒潮の分流である対馬暖流の流況によって支配されている。この状況は、

東シナ海および黄海においても同様である。それに対して、最低水温分布(図6)は、沿海州側のリマン海流の消長に支配されている。津軽海峡周辺においても、日本海側から太平洋側への等温線の張出しが認められ、西から東への流れが卓越していることを示している。日本海水温の季節的変化の幅は、隠岐島付近で 16°C 、津軽や宗谷海峡周辺では 20°C にも達している。すなわち、現在の最低水温分布は、氷期の最高水温分布よりも低いため、堆積物試料の分析値から、氷期～間氷期の環境変化を論じる場合には、季節的変化の解釈できる分解能が要求される。しかし、試料の採取された海域付近の平均堆積速度は、年数mmを超えず、季節的な水質変化を解明するための分析試料を採取することは不可能である。

表層水の最小塩分濃度分布(図7)には、揚子江から供給される河川水の影響を示す低塩分水が、済州島の南側から朝鮮海峡(対馬西水道)にまで30%の等濃度線として追跡できる。しかし、黄海および日本海では、黄河から流入する河川水の影響は認められない。黄河の流域面積 75 万 km^2 に対して、揚子江の流域面積は約2

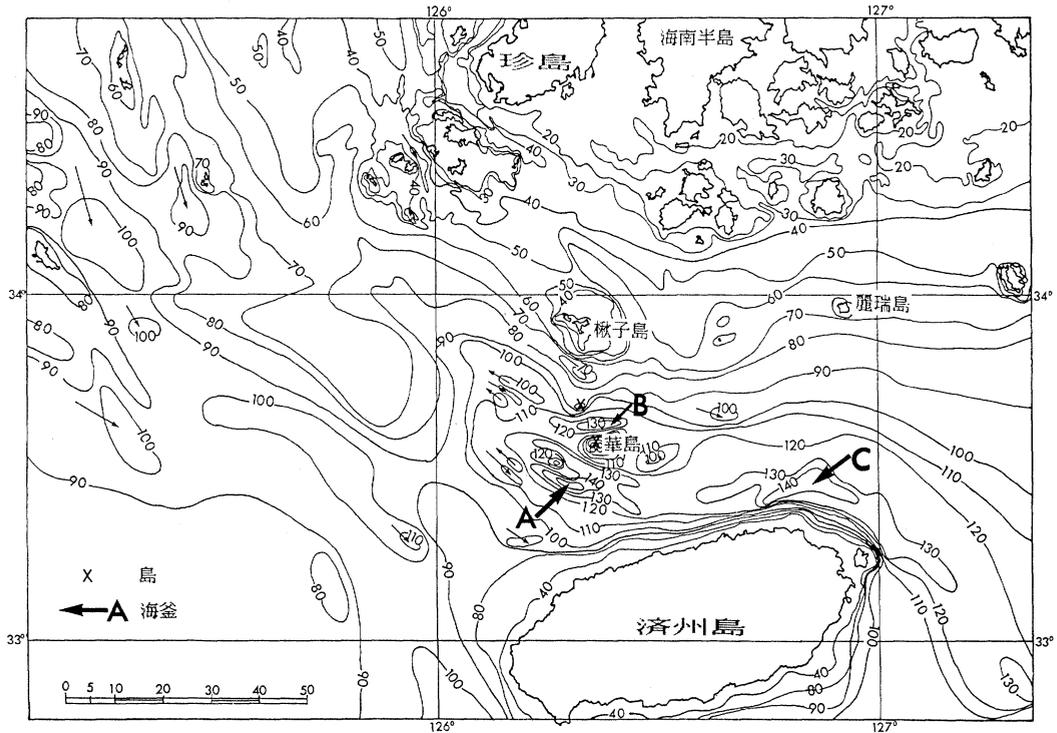


図10 济州海峡の海底地形
(原図 韓国動力資源研究所, 1982, 1984, 1986)

倍の 180 万 km^2 であるが、流量は 10 倍以上の差があると推定される。とくに、揚子江中流域の雨季雨量は、黒潮海域における表層貯熱量に関係すると報告されている (DING, 1990)。したがって、黒潮海域から遠く離れ、流域のかなりの部分が砂漠で占められる黄河の水量は、揚子江のそれよりも格段に小さいことが、最小塩分濃度分布図からも読み取れる。一方、塩分最大値の分布 (図 8) は、最高水温分布と同じく、対馬暖流の流況に支配されている。塩分濃度の季節的な差は、揚子江河口域では 10‰、対馬海峡付近で 4‰ もあるが、日本海中部以北では 2‰ 以下である。いかに揚子江河川水の影響が大きいかが理解されるであろう。この水質環境変化の影響は、対馬海峡付近から採取される貝化石群集には、汽水種と海水種、寒流系と暖流系とが混合して採取されることから確認されている (INOUE, 1975)。

最終氷期に海水準が $-80 \pm 5 \text{ m}$ 低下すると、台湾海峡、济州海峡、五島灘、宍岐水道、隠岐海峡、宗谷海峡および間宮海峡はいずれも陸化する。とくに、济州海峡と五島灘の陸化は、対馬暖流の流入量を半減させたであろう (図 9)。さらに、揚子江の河口は、東経 126 度の

济州島南側の 80 m 等深線にまで達するため、現在の揚子江雨季の水量をもとにして推定すると、対馬海峡から能登半島付近までの塩分は 30‰ 以下になって、大場 (1988) の日本海表層水の塩分 28~29‰ の推定値と矛盾しない環境になる。しかし、乾季の塩分分布は、リマン海流の流況に支配されるので、その塩分は 30‰ 以下になったとは考えがたい。大場 (1988) が主張するように、津軽海峡から親潮 (外洋水, 32‰ 以上) が流入したならば、その塩分は 32‰ (親潮の最低塩分濃度) 以下にはならないであろう。

最終氷期における日本海海水の低塩分化は、黄河からの流入水によるものではなく、济州島南側にまで達した揚子江河口からの雨季の河川水によるものである。また、低温化の主役は、津軽海峡から流入する親潮ではなく、リマン海流によるものであることは、冬季季節風風向からも推定される。冬季に揚子江の流量が減少することは、対馬海峡を通過する暖流の相対的な影響を大きくさせ、本州の日本海沿岸の積雪を増大させた。もし、冬季にも、揚子江からの河川水量が大きかったならば、現在の北海道オホーツク海沿岸のように、本州日本海沿

岸は流水で埋めつくされ、その沿岸陸域は乾燥気候下にあったと推定されるが、そのような証拠はない。

2. 濟州島東海岸に、黄河の河口が存在したことはあったか

韓国動力資源研究所は、朝鮮半島大陸棚の地形、地質図を25万分の1シリーズとして出版している。濟州海峡および周辺の地形図(No. 3, 1982; No. 4, 1984; No. 5, 1986)をもとにして、濟州海峡の地形図(図10)を編集した。

朝鮮半島と濟州島との間の幅約80kmの海峡には、多くの島々が分布し、海峡の幅を狭める島々の周辺には海釜地形が発達している。濟州島と華島の間には水深150m以深に達する海釜Aが、華島と楸子島の間には水深130m以深に達する海釜Bが見られる。これらの典型的な海釜地形は、水深90m以深の濟州島北側に分布する島々の付近にだけ発達し、濟州島西側の東シナ海溺れ谷地形中には見られない。したがって、これら海釜の形成は、海水準が-90m以浅に達してからである。また、濟州島と朝鮮半島とを結ぶ浅海域は、濟州島北西岸から北に延びる90m等深線によって描ける。すなわち、濟州海峡は90m等深線を切っていることから、海水準が-90m以深では、海峡が陸化していたと判定できる。水深130m以深の海釜地形は、-90m海水準時の陸上河川地形とは接続していない。なぜなら、上流側に位置する海釜Aの水深は、下流側の谷状地形-120mより30m以上も深く、陸上河川浸食地形ではないからである。濟州海峡の形成は、麗瑠島や楸子島の海峡側海岸線が70m等深線に並ぶこと、海峡鞍部に水深60~70mの平坦面が発達していることなどから、海水準が-60m付近に達してからと推定される。

以上のように、i) 揚子江からの河川水が、濟州海峡付近の季節的な水質変化を引き起こし、かつ、それが日本海へも影響すること、ii) 海峡に発達する海釜の成因は潮流浸食によること等から、大場(1988)の黄河河口変遷説は成立しない。また、最終氷期の最低位海水準-127m説を支持する証拠は何一つないことから、大場(1988)説は否定せざるを得ない。最終氷期以来現在まで、日本海の水質環境に大きな影響を与えてきたのは、揚子江からの河川水である。

VI. 対馬海峡形成後の海水準変動

大陸棚を浸食する対馬および津軽海峡など、鞍部最大水深が120m以深に達する海峡の沿岸には、III面相当の海岸段丘が発達する。これらの海峡形成は、本州日本海側の海岸段丘形成以前(約100,000年前以前)である

ことが、海成更新統の分布から地質学的に検証される。そして、津軽海峡は大陸棚外縁形成時の低海水準-130±10mから-110±10mまで上昇する過程で開口し、その後の最低位海水準-80±5mでは陸化しなかったことが論証されている(大嶋, 1980)。大嶋ほか(1982)は、対馬~五島海域の堆積物を報告する中で、対馬海峡の形成は、海水準が-100m付近にあった頃と主張した。

海図No. 1003は、対馬海峡を朝鮮と対馬の間を西水道(朝鮮海峡)、対馬と壱岐との間を東水道(対馬海峡)、壱岐と九州との間を壱岐水道と命名している。本論で取り扱う対馬海峡は、壱岐と対馬との間の幅49kmの東水道である(図11)。対馬海峡は、対馬、七里ヶ曾根、壱岐を取り巻く水深80m以浅の斜面と、90m以深の平坦面とに二分される。水深80~90mを境界として、堆(A, B, C, I, G)、サンドウェーブ(M, W)、凹凸起伏(K, L)等の海底地形要素の発達状況がまったく異なる。対馬海峡の深い水路は、幅約7kmで北東-南西方向に延びているが、その両端は砂州状堆積物によって覆われている。水深100m以深に発達する砂州は、-80m低海水準にて形成されたと推定されている(佐藤・茂木, 1982)。水路中の海釜の規模は、表層堆積物基底地形図(図12)から読み取れる。海釜は、海峡最狭部付近の潮流浸食によって形成されるので、海釜形成時の海水準は、海釜付近の等深線幅が最も狭くなる水深から判定される。-120m以深の海峡幅は、海釜の南側(a-a)で狭く、-115m等深線に達して海釜発達域(b-b)が狭くなる。そして、海釜地形が拡大するのは、-110m等深線断面(c-c)においてである。したがって、海釜が形成された、言い換えると海峡が形成された当時の海水準は、-110~-115mよりも上に達していたと判定できる。

対馬海峡形成後の海水準変動は、海峡地形断面の変化から検討できる。海水準が50m低下すると、対馬海峡は七里ヶ曾根によって、二つの海峡に分けられる(図13, 表3)。

海底平坦面は、その勾配から10分以下のbc面(-45~-50m)、30分以下のfgh面(-85~-100m)、ijk面(-110~-120m)および1度以下のef面(-80~-85m)、hi面(-100~-110m)に区分できる。

現海水準での露岩浸食面としての波食面は、水深0~-10mの範囲に形成され、その最大幅は600mを超えないので、その勾配は1度付近にある。勾配が1度に近いefおよびhi面が波食面と仮定すると、ef面形成時の停滞海水準は-75~-80mに、hi面形成時のそれは

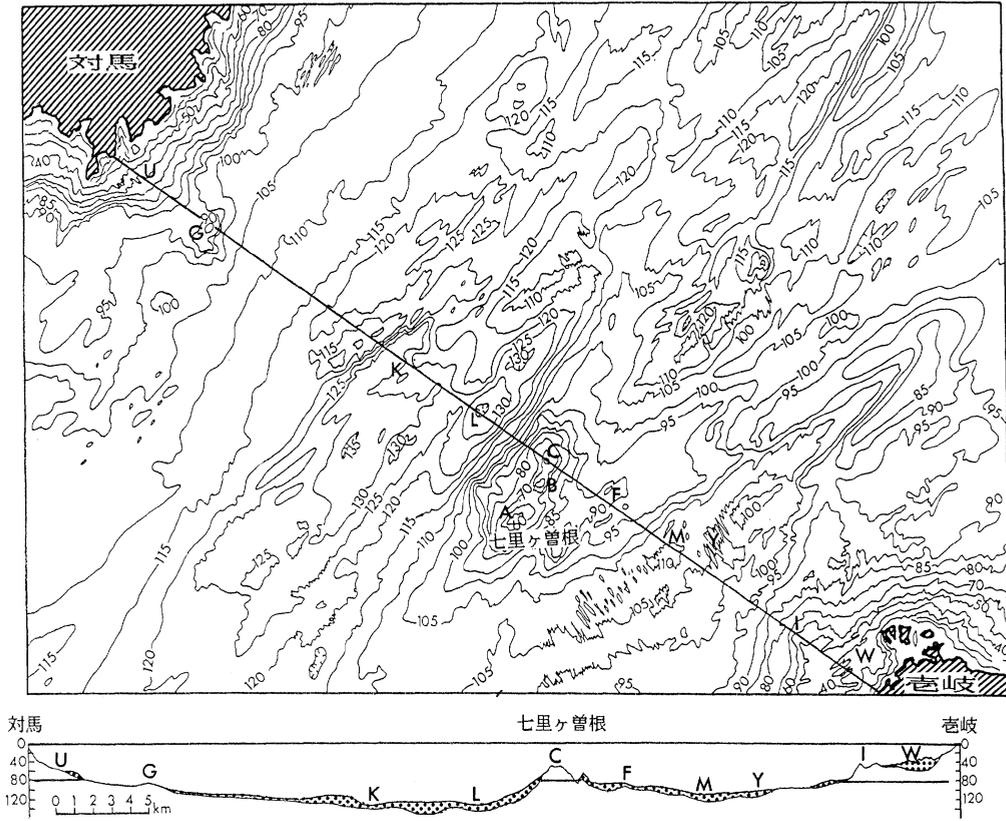


図 11 対馬海峡の海底地形

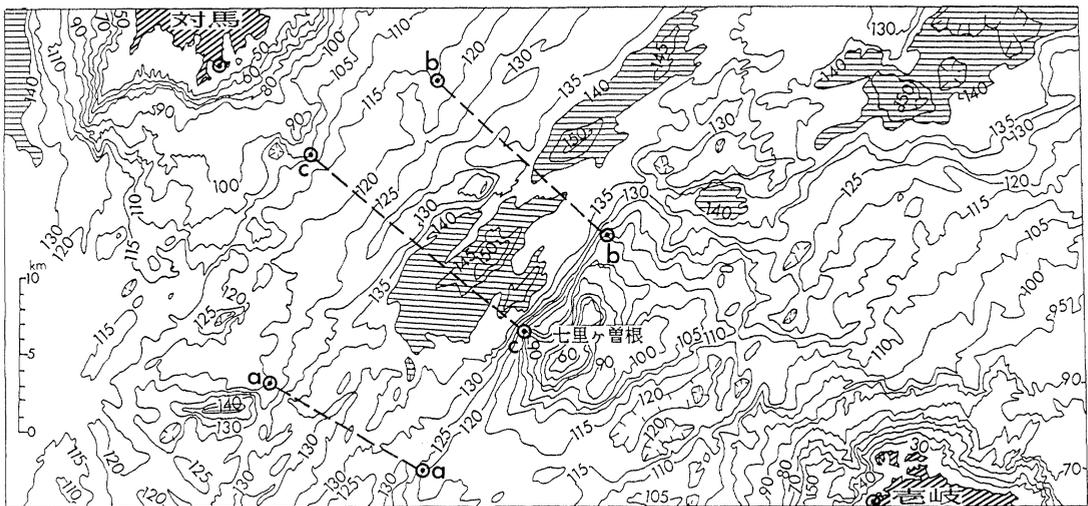


図 12 対馬海峡の表層堆積物基底地形
横線域は水深 140 m 以深.

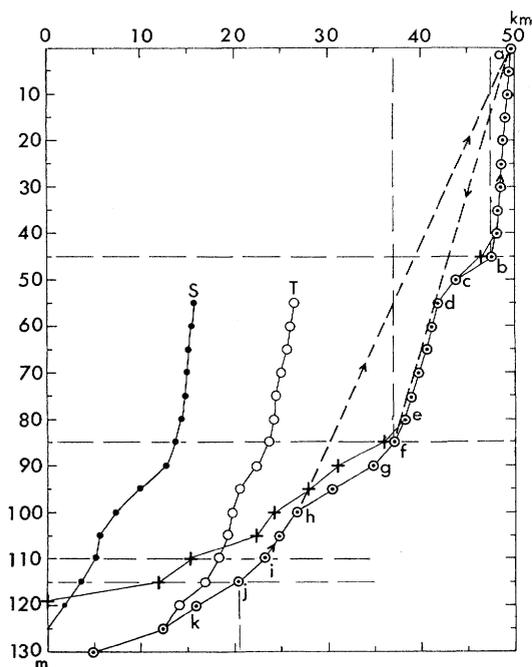


図 13 対馬海峡表層堆積物基底地形の水深と海峡最短幅との関係

S: 七里ヶ曾根水道 T: 対馬水道 +: 海底地形 ⊙: 表層堆積物基底地形

表 3 対馬海峡表層堆積物基底地形断面計測値

計測点	水深 m	海峡 km	勾配	形成機構	形成時の海水準 m
a	0	49.7			
b	45	47.8	2°43'		
c	50	43.6	8'	潮流浸食	-45~-50
d	55	41.9	40'		
e	80	38.4	1°38'	波浪浸食	-80~-85
f	85	37.2	57'		
g	90	34.9	30'	潮流浸食	
h	100	26.8	17'		
i	110	23.4	40'	波浪浸食	
j	115	20.3	22'	潮流浸食	-100
k	120	15.9	16'		

-100 m 付近にあったと推定される。

露岩浸食面として、勾配が 30 分以下で、幅が 5 km 以上も発達する地形が、波食面として形成されている例は確認されていない。現在の水理条件で形成されている近縁の露岩地形としては、明石海峡などの海峡入口付近

の海底の潮流浸食面があげられる (小野寺・大嶋, 1983)。fgh 面が潮流浸食面であると仮定すると、fgh 面形成時の海水準は、fgh 面下縁水深 100 m より上位約 20 m 以内であって、かつ fgh 面上縁水深 85 m よりも上位の -80~-85 m が、求める停滞低海水準になる。同様に、ijk 面形成時の海水準は、-100~-110 m に求められる。

ef 面を fgh 面形成時の波食面と考え、両地形面を形成した停滞海水準は、-75~-85 m にあったと推定される。同様に、波食面 hi と潮流浸食面 ijk を形成した停滞海水準は -100~-110 m に求められる。また、bc 面が形成された海水準は -45 m 付近にあったことが、七里ヶ曾根 (堆) の堆頂水深 (-45~-55 m) から推定される。以上の表層堆積物基底地形の特徴から、次のような海峡形成史が読み取れる。

-100 m 付近に海水準が停滞していた頃に、海峡主流部の水路地形および海釜が形成された。その時期は、III 面形成時期以前である。海峡沿岸における III 面分布をもとにして推定される海水準上昇の軌跡は、海水準上昇に伴って形成される波食面の勾配によって近似できる。すなわち、海水準 -100 m 付近で形成された波食面 hi と、現海水準における海峡幅 a とを結んだ線で近似される。線分 ahi の勾配は 5° 30' で、現海水準における波食面勾配に近い。したがって、線分 ah は、海水準上昇過程の浸食地形を示すものと見られる。

III 面形成後、最終氷期の海水準低下によって、海水準上昇過程で形成された平坦面は浸食破壊されるので、その海峡地形断面の勾配は急傾斜になる。すなわち、線分 ah を浸食し、かつ勾配の急な線分が、海水準低下過程での浸食状況を示すものと考えられる。該当する線分としては af または ab があげられる。これらの線分は、いずれも基盤岩石の浸食地形から求めたもので、線分 ab (勾配 2° 42') は線分 af (勾配 1° 33') を切込んでいることから、線分 af 形成後に線分 ab が形成された。したがって、線分 ah 形成後、言い換えると III 面形成後の最低位海水準としては、波食面 ef を形成した -75~-80 m が推定される。点 e に海水準が低下した時期を最終氷期の最大海面低下期とすると、その年代は 19,000~17,000 年前である (CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1976)。また、点 b での海水準停滞は 12,000~10,000 年前、現海水準に達したのは 7,000 年前である。この条件をもとにして、海水準変動速度を計算する。

点 e (-80 m) から点 b (-45 m) までの海水準上昇速度は、

$$35 \text{ m} / 5,000 \text{ 年} = 7 \text{ m} / 1,000 \text{ 年}$$

点 b から点 a (現海水準) までの上昇速度は、

$$45 \text{ m}/3,000 \text{ 年} = 15 \text{ m}/1,000 \text{ 年}$$

であって、この速い海面上昇速度では、潮流浸食平坦面は形成されていない。

最終氷期の最低位海水準時 (19,000~17,000 年前) に海水準が -115 m 以下に低下して、対馬海峡が陸化した場合について検討する。この場合でも、12,000~10,000 年前の海水準は $-45 \pm 5 \text{ m}$ にあり、海峡幅は 49 km にあるという基本条件は同じものとする。そして、17,000 年前以降の海水準が -110 m 付近に達した段階で、対馬海峡は形成され、hi 面および ef 面形成のための海水準停滞期間を、最低位海水準 $-80 \pm 5 \text{ m}$ 説の場合と同様に、2,000 年間と設定する。

17,000 年前以降の -110 m 海水準から、12,000 年前の -45 m 海水準位まで上昇する間に、-100 m および -80 m での海水準停滞期間 4,000 年間を挟まなければならない。この場合、1,000 年間に 65 m という海水準上昇速度を仮定しなければならない。このように速い海水準上昇速度では、潮流浸食平坦面や波食面は形成されないで、線分 ab よりも急傾斜な地形が、-45 m 以深に残されているはずである。しかし、-45 m 以深に線分 ab よりも急勾配な地形は存在しないので、佐藤・茂木 (1982) の仮説は支持されない。

最終氷期の最低海水準位において対馬海峡が陸化したと仮定すると、海水準低下現象を示す急勾配地形の線分 ae が、-115 m に達していなければならない。なぜなら、-110 m 海水準位までは、対馬海峡は陸化せずに存在しうるからである。その他、海峡主流部に堆積する表層堆積物は、海水準低下過程で浸食運搬され、海峡最狭部の海底には海釜が形成されたはずである。その場合、海釜の形成される位置は、海峡断面 c-c の南側に推定される。しかし、海釜地形の発達には、海峡が当初に形成された b-b 断面付近に発達するだけで、海峡南側の a-a 付近には見られない。以上の事実を総合的に考察すれば、海峡形成後の最大海水準低下は $-80 \pm 5 \text{ m}$ までであったと評価するのが妥当であろう。この $-80 \pm 5 \text{ m}$ 低下説は、津軽海峡および石狩平野の調査研究結果とも一致している。

VII. 考 察

停滞海水準を示す海底地形には、波食面、潮流浸食面、堆積面、海釜および埋積谷等がある。

津軽や対馬海峡のように詳細な海底地形および底質分布が判明している海域では、波食面と潮流浸食面とを一对のものとして識別できる。潮流浸食面は、面上に数多

くの海釜地形が発達するから判定は容易である。潮流浸食面から推定される停滞海水準は、潮流浸食面よりも 15~20 m 上位に求められる。露岩波食面は、水深 0~10 m に形成され、その最大幅は 600 m 以下である。石狩湾大陸棚上には、埋積谷やパッチ状に分布する波食面が確認されている。しかし、海峡部での浸食営力は、波浪よりも潮流の方が大きい。これまで、対馬海峡の波食面と考えられてきた幅 1 km 以上の平坦面は、水深幅が 10 m 以上、面上に発達する海釜地形の分布等から潮流浸食面と訂正される (大嶋ほか, 1982)。

石狩湾の水深 10~48 m までに、現世堆積物からなる堆積面が発達している。津軽や対馬海峡においても、水深 40 m 付近の砂が、サンドウェーブを形成しながら現在も移動している。堆積面の分布水深幅は、潮流浸食面や波食面よりも広く、かつ、いくつかの停滞海水準時の堆積物を重複するため、堆積面から、その平坦面形成時の海水準を確定することは難しい。

津軽海峡形成後の最低位海水準は、潮流浸食面外縁水深 96 m の上位 15~20 m の -76~-81 m に推定され、この値は対馬海峡の潮流浸食面から推定した -80~-85 m、石狩湾の波食面から推定した -80~-82 m とほぼ一致する。計測誤差を考慮しても、最終氷期の最低位海水準は $-80 \pm 5 \text{ m}$ の範囲にあるものと評価できる。

10,000~12,000 年前の停滞海水準が、 $-45 \pm 5 \text{ m}$ にあったことは、大陸棚および海岸平野から採取された貝殻や泥炭試料の採取深度と ^{14}C 年代測定値から求められ、この値については異論がない。12,000~17,000 年前の間に、 $-60 \pm 5 \text{ m}$ での海水準停滞を、津軽海峡および石狩湾の地形面から考えざるをえない。対馬海峡では顕著ではないが、壱岐水道では確認されている。この面の形成年代で問題となるのは、石狩平野の -60 m 埋没段丘を形成する海成層の堆積年代が 26,000~30,000 年前と求められていて、 $-60 \pm 5 \text{ m}$ 面には、26,000 年前の古い地形面も存在することである。また、石狩湾の埋積谷は、35,000 年前以前に形成された谷地形であって、大陸棚は何回かの海面変動の影響を受けている。とくに、大陸棚外縁に達する最大海面低下は、37,000 年前以前にもあったという事実は、今後の検討問題である。

津軽および対馬海峡が形成されたのは海水準が $-110 \pm 10 \text{ m}$ まで上昇した頃と推定される (表 4)。そして、海峡形成後の海水準低下は $-80 \pm 5 \text{ m}$ であることが、海峡の地形解析結果から検証されている。また、海水準が -90 m に達しても海峡として存在していた朝鮮海峡にも、同様な地形的特徴が読み取れる (大嶋, 1980)。仮に、最終氷期の最低位海水準において朝鮮海峡が陸化し

表4 日本列島周辺海峡の形成史

地質時代	絶対年代	海水準	形成された海峡	分断された島	
完新世	5,000	+3±1 m	関門海峡 備讃瀬戸 五島灘	本州と九州 本州と四国 九州と五島	
	7,000	0			
	8,500	-30±5			
更新世	最終氷期	12,000	種子島海峡 鳴門海峡 宗谷海峡 済州海峡 隠岐海峡	種子島と屋久島 四国と淡路島 北海道と樺太 朝鮮半島と済州島 本州と隠岐	
		16,000			-45±5
	間氷期	18,000	対馬海峡 大隅海峡 津軽海峡 朝鮮海峡	九州と対馬 九州と種子島 本州と北海道 大陸と本州陸塊	
		20,000			+20±10
		60,000			-100±10
	氷期	150,000	-110±10	奥尻海峡 佐渡海峡 宮古水道	北海道と奥尻島 本州と佐渡 沖縄と宮古島
-130±10					

た場合、海水準低下現象を示す、現海水準での海峡幅と水深 80 m での海峡幅とを結ぶ急勾配の線分が、-80 m 以深にまで達していなければならない。なぜなら、朝鮮海峡は、-110 m 海水準低下時にも陸化せず、海水準低下条件での潮流浸食作用を受けていたからである。しかし、朝鮮海峡の急勾配線分は、津軽海峡や対馬海峡と同じように、-80 m 付近で終わっている。これらの事実は、最終氷期の最低位海水準は-80 m 付近にあったことを示している。

わが国の海水準変動に言及する論文の多くは、研究者自身の調査研究試・資料に基づくものは少なく、他人の調査資料に勝手な解釈を加えることによって混乱を引き起こすだけという、科学的な批判検討の対象とは成りえないものが大部分であった。また、一度世に広められた最低海水準-140 m 説を訂正することは、研究者の保守的心情から、いかに難しいものであるかを痛感させられてきた。筆者の結論は、海水準変動量評価の地学的背景の成立が前提条件であって、条件が成立しない場合には破棄されることは言うまでもない。

VIII. ま と め

最終氷期の最低位海水準-100~-140 m 説の根拠と

されてきた論文は、再検討の結果、いずれも間違いであることが証明された。これまでの-100~-140 m 最低位海水準説では、大陸棚および海峡の地形的特徴、海岸平野の軟弱地盤基底深度、海峡形成に支配される生物地理学的境界線の意義等、どれ一つとして合理的な説明のできるものはなかった。したがって、結論としては、大嶋(1980, 1982)の主張を3度繰り返さざるをえない。

1. わが国の多くの第四紀学者は、最終氷期の最低位海水準は、-100~-140 m にあったと信じている。しかし、それらの論拠を検討した結果、-100~-140 m 説の論拠は地質学的事実に基づくものではないことが、証明された。

2. 日本列島を分断する海峡の深度と、深度に対応する最短幅との関係から、海峡形成後の比較的長い海水準停滞は-100±10 m, -80±5 m, -60±5 m および-45±5 m にあったと評価できる。

3. 日本列島沿岸の大陸棚や海岸平野から採取した浅海棲貝類や泥炭の採取深度および年代測定値の総括から、最終氷期(17,000~19,000年前)の低海水準は、現海水準下約80 m にあったとしても矛盾しない。この低海水準位は、日本列島を分断する海峡の地形的な特徴

とよく一致している。

4. 更新世の大部分において、日本列島と朝鮮半島とは陸地接続し、日本列島の島々もまた、互いに接続していた。その証拠として、ナウマンゾウをはじめとする多くの大型陸棲哺乳動物が日本列島に生息していたことは、大陸と日本列島とを結ぶ陸橋が存在していたことを示している。海水準が約-100 m にあった下末吉海進初期に、日本海は朝鮮および津軽海峡によって太平洋に連なった。最終氷期の海水準が-80 m に低下しても、本州と大陸との間には、陸橋が形成されることはなかった。

最後に、本研究を暖かく御支援下さった峰山 巖先生、国分直一先生、木下浩二先生に深甚なる謝意を表する。

引用文献

- 有明海研究グループ (1965) 有明・不知火海域の第四系。地団研専報, no. 11, 86p.
- BLAKISTON, T. (1883) Zoological indications of ancient connection of the Japan islands with the continent. *Trans. Asia Soc. Jap.*, **2**, p. 126-140.
- 地質調査所 (1976) 東京湾とその周辺地域の地質。特殊地質図及び説明書, no. 20, 91p.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976) The surface of the Ice-age Earth. *Science*, **191**, p. 1131-1137.
- DING, L. (1990) Relationship between Rainfall during Rain Spell in the Middle-Lower Valley of the Yangtse River and Surface Heat Flux in the Kuroshio Region. *Japan-China Joint Research Programme on the Kuroshio*, p. 230-237, Science and Technology Agency, Japan.
- INOUE, E. (1975) Goto-Nada Sea and Tsushima invest-igations, Northwestern Kyushu, 1972 ~ 1973. *Cruise Rep.*, **2**, 68p., 地質調査所。
- 岩淵義郎・加藤 茂 (1988) 第四紀地図の作成過程からみた大陸棚。第四紀研究, **26**, p. 217-225.
- 海上保安庁水路部 (1971) 野島崎 (No. 6363-2), 相模湾 (No. 6363-5), 沖ノ山 (No. 6363-6)
- 海上保安庁水路部 (1973) 浦賀水道 (No. 6363-1)
- 海上保安庁水路部 (1974) 東京湾北部 (No. 6363-9)
- 海洋資料センター (1975) 海洋環境図。外洋編—北西太平洋。164p., 日本水路協会。
- KAIZUKA, S., NARUSE, Y. and MATSUDA, I. (1977) Recent Formations and Their Basal Topography in and around Tokyo Bay, Central Japan. *Quaternary Research*, **8**, p. 32-50.
- 韓国動力資源研究所 (1982) 韓国大陸棚海底地質図 No. 3.
- 韓国動力資源研究所 (1984) 韓国大陸棚海底地質図 No. 4.
- 韓国動力資源研究所 (1986) 韓国大陸棚海底地質図 No. 5.
- KUENEN, P. H. (1950) *Marine Geology*. 568p., Wiley, New York.
- 松本英二・大嶋和雄・西村 昭・木下泰正・斎藤文紀・村上文敏・青木市太郎・富樫茂子・狛 武 (1982) 赤潮による底質汚染機構に関する研究。昭和 56 年度瀬戸内海等沿岸海域の汚染防止に関する研究, **62**, 15p., 環境庁。
- 漆 正雄 (1966) 日本列島の最後の陸橋。地球科学, no. 85・86, p. 2-11.
- 中川久夫 (1961) 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年。東北大地古研邦報, **54**, p. 1-61.
- 日本第四紀学会 (1976) 日本の第四紀研究。428p., 東京大学出版会。
- 大嶋忠道 (1988) 海水準変化に関するコメント。第四紀研究, **26**, p. 243-250.
- 大嶋和雄 (1976) 洪積世末葉以降の海水準変動。北海道考古学, **12**, p. 9-22.
- 大嶋和雄 (1980) 海峡地形に記された海水準変動の記録。第四紀研究, **19**, p. 23-37.
- 大嶋和雄 (1982) 最終氷期の最低位海水準について。第四紀研究, **21**, p. 211-222.
- 大嶋和雄 (1988) 東京湾湾口の溺れ谷水深。地質ニュース, **411**, p. 10-19.
- 大嶋和雄 (1989) 第四紀後期の海峡地形史 (演旨)。日本第四紀学会講演要旨集, no. 19, p. 8-11.
- 大嶋和雄・池田国昭・山屋政美 (1978) 石狩湾の海底地形からみた低地帯の地形発達史。地調月報, **29**, p. 461-476.
- 大嶋和雄・井上英二・小野寺公児・湯浅真人・黒田 敬 (1982) 対馬一五島周辺海域の堆積物。地調月報, **33**, p. 321-350.
- 大嶋和雄・横田節哉・井内美郎・鈴木泰輔・松本英二・池田国昭・村瀬 正・羽坂俊一 (1985) 開口性沿岸海域開発に伴う底質汚染予測技術に関する研究。昭和 59 年度国立機関公害防止等試験研究成果報告, **64**, 32p., 環境庁。
- 小野寺公児・大嶋和雄 (1983) 瀬戸内海東部海域の地形発達史。地調月報, **34**, p. 217-239.
- 佐藤任弘・茂木昭夫 (1982) 海底地形からみた日本海の海水準変化。第四紀研究, **21**, p. 203-210.
- SHEPARD, F. P. (1963) *Submarine Geology*. 557p., John Weatherhill, Tokyo.
- 徳田御稔 (1941) 日本生物地理。201p., 古今書院。
- 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, **12**, p. 539-565.
- 吉田光雄 (1985) 東京湾横断道路の計画と地質調査 (演旨)。昭和 60 年度日本応用地質学会予稿集, p. 103-108.
- 座談会 (1988) 日本第四紀地図をどう読むか。第四紀研究, **26**, p. 317-340.