

# 沿岸海底地形に海水準変動記録を読む

大嶋 和雄<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

世界中相互に連結する海洋の海水準は、第四紀の気候変動に同調しながら変化すると共に、沿岸地形発達を支配してきた。したがって、原則的には世界中何処の海水準変動の情報であろうとも、沿岸環境変遷の研究に利用できる筈である。我が国には、流水の漂着するオホーツク海沿岸からサンゴ礁の発達する沖縄の島々まで、多種多様な沿岸環境が見られる。そして、5千年前の温暖期のサンゴ礁は東京湾館山にまで北上していた。一方、2万年前の宗谷海峡が陸地化していた寒冷期の冬には、石狩湾以北の日本海沿岸は流水で埋めつくされていたと推定されている。来世紀に予測される日本列島の気候および海水準変動は、これほど大きくはないであろう。したがって、最終氷期以降の海水準変動に伴う沿岸環境変化を復元できるならば、その復元資料から地球温暖化による沿岸環境への影響予測が可能となり、対策方針の立案にも貢献することができる。しかし、京都の万国地質学会議では、来世紀の環境変動が、現在とは地球上の海陸分布も異なれば、大気の大循環に影響するヒマラヤ山脈も存在していなかった白亜紀の気候に回帰するかのごとく論じられていた。このような未来予測では、現実の地球環境問題に対応することはできない上に、他分野の研究者からも相手にされなくなるであろう。

地球温暖化による海水準上昇を予測評価するためには、最終氷期以降現在までの海水準変化の実態把握が先決課題となっている。だが、最終氷期の低海水準から現海水準に上昇する過程での海岸線変化の記録は、大陸棚や海岸平野地下に埋没し、容易には調査もできないため、具体的な研究成果が得られなかった。そのため、最終氷期最盛期の低海水準位についての日本第四紀学会の見解は、10年毎に大きく変化し、現在に至ってもなお流動的である。こ

の海水準変動の実態解明は、沿岸開発・保全工事のための一連の調査によって解明されてきた。そして、この成果は日本列島の生物相と環境の歴史の変遷の理解にも利用されている。

## 2. 最終氷期の最低海水準

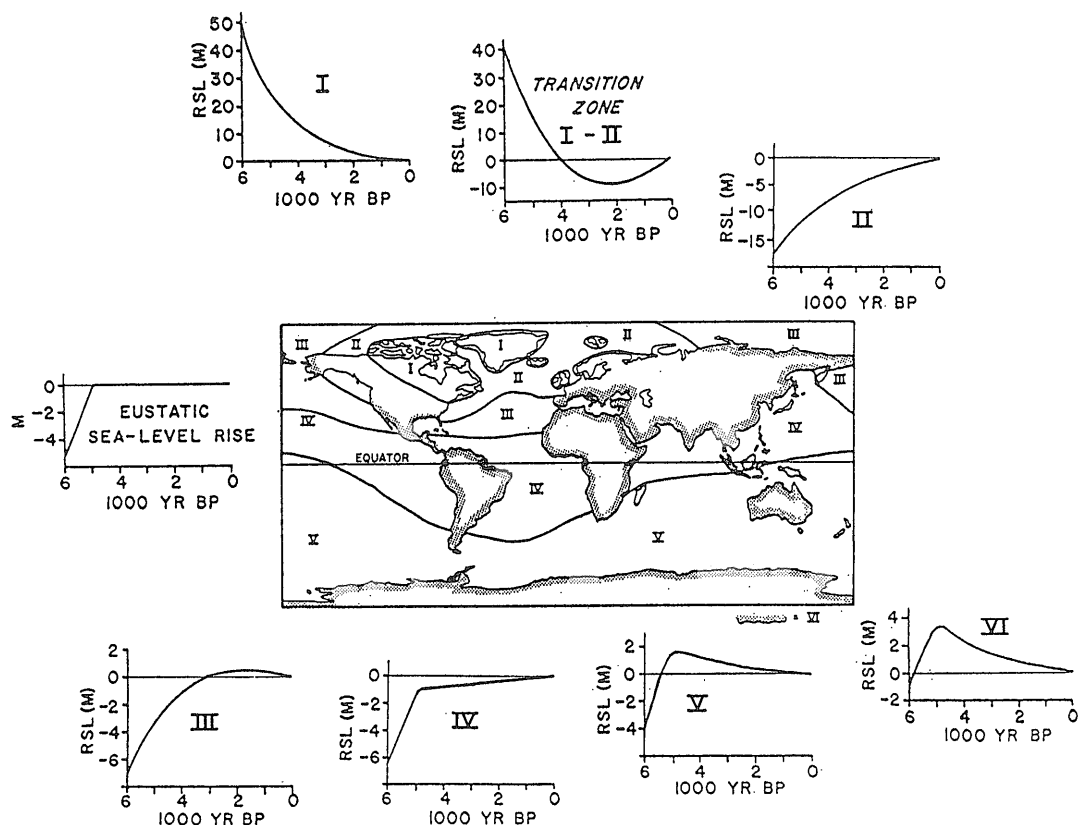
Maclaren (1842)以来の数多くの研究によって、最終氷期の最低海水準問題は既に解決したと誰もが考えるであろうが、実際には現在も混乱したままである。最終氷期最盛期の大陸氷河拡大によって、世界の海洋から陸上に移動した海水の推計量は、水深にして $120 \pm 60$  mの幅にある。この誤差50%は、その推計方法によるものである。代表的な推計方法には、氷河の復元および酸素同位体分別比等の間接法、大陸棚の沈水地形解析および放射性炭素年代測定値と測定試料採取深度との関係評価による直接法とがある。

### 2.1 氷河の復元

Hoghes et al. (1981)は、18,000年前の氷河分布域を復元し、氷河の弾性流動とその基底滑りの関係式から氷河の厚さを推計して、氷河の最大および最小厚さに対応する海水準低下量を163 mおよび127 mと求めた。Pelter and Andrews (1976)は、18,000年前の北半球の氷河面積と厚さの推計値から、氷河量と平衡する海水準低下を77 mと求めた。大陸氷河の面的な広がり、氷河性堆積物の分布から20%程度の誤差で把握できるが、氷河の厚さの推計には大きな誤差がつきまとう。したがって、氷河の物質収支評価には、現在も30%程度の誤差が含まれるのはやむを得ない。一方、大陸氷河の融解による陸地への荷重消失、融解して増量した海水による海底への荷重増加および地殻の粘弾性体的性質によるジオイド変形などについてのモデルおよび数学的解析法が、近年急速に発展してきた(Clark et

1) 地質調査所 首席研究官

キーワード：最終氷期、海水準変動、酸素同位体、海底地形、石狩湾、津軽海峡



第1図 北半球の氷河縮小に伴って変化する6つの地域の海水準変動. 各地域内では同じような海水準変動傾向を示す. (Clark et al., 1978)

al., 1978). Clark and Lingle (1979)は、北半球の氷河の融解によって17,000年前から5,000年前までに上昇した海水準を75.6 m と推計した. また、地球の後氷期海水準変動は、6つの地域的なタイプに区分されることを提案した(第1図). そして、これまで常識とされていた世界的に共通な海水準変動説は否定されることになった. その上で、地域的に傾向を同じくする各海岸特有の海水準変動史を解明することの重要性が、認識されるようになってきた. 大陸氷河の復元から推定される海水準低下は、75.6 m から163 m までの幅がある.

## 2.2 酸素同位体比

酸素には $^{16}\text{O}$ 、 $^{17}\text{O}$ 、 $^{18}\text{O}$ の三つの安定同位体がある. 現在の海水には $^{16}\text{O} : ^{17}\text{O} : ^{18}\text{O} = 99.763 : 0.0372 : 0.1995$ の割合で存在している. 海生生物の石灰質殻( $\text{CaCO}_3$ )の酸素同位体比( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ )は、生物が殻を作っていた海水温における同位体比で決められる. 殻および海水の同位体比を測定すれば、

殻の形成された場所の海水温が求められる. 化石の殻の同位体比の測定では、過去の海水が残っていないのでその同位体比が不明なため、化石が生息していた場所の海水温を直接求めることはできない.

大陸氷河が拡大したり消滅したりする氷河時代の気候変化は、海洋と大陸との間での膨大な水のやり取りを行い、その結果として海水の酸素同位体比を変化させてきた. 例えば、大陸氷河の発達する時期の酸素同位体比は氷河の方に軽い酸素が移動し海中には重い酸素が残るので、化石殻中の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比が大きくなる. 一方、氷河の存在しない時期の海水中酸素同位体比は一定となるので、殻の酸素同位体比は海水温そのものを反映する. すなわち、氷河時代(第四紀)の石灰質殻化石の酸素同位体比の測定によって得られるのは、大陸氷河規模の変化と海水温変化との複合結果であって、直接的な海水準変動ではない. それにも関わらず、海水準変動や水温変化が直接求められるかのような誤解に基づく報告が跡

を断たない。

Shackleton (1977)は、氷期最盛期の海水準低下を深海堆積物中の底生有孔虫化石殻の酸素同位体比から求めた。最終氷期最盛期の深海水には、 $^{18}\text{O}$ が約1.65%増加し、それは165 mの海水準低下に相当すると報告した。これは、氷河復元法によって求められた推定値(163 m)の上限に近い。Fairbanks (1989)は、Barbados 島サンゴ礁の連続コア試料中のサンゴの酸素同位体比および  $^{14}\text{C}$  年代測定値から、18,000年前の海水準低下は $121 \pm 5$  mにあったと報告した。また、氷河融解による海水準は単調に上昇したのではなく、二回の停滞期を挟む急速な海水準上昇によって特徴付けられることを詳しい海水準変動曲線として発表した(第2図)。しかし、この曲線から推定された低海水準には、周辺の地質学的事実との間に幾つかの矛盾点がある。例えば現在の海水準が-5 mにあるとか、北米大陸東海岸およびカリブ海沿岸の1万年前の海水準は-40 m付近にあったことは多くの地質学的事実によって確定されているにも関わらず(Bloom, 1983)、-60 mに求めるなどである。この原因として、バルバドス島が二つのプレートの沈み込み帯に位置しているにも関わら

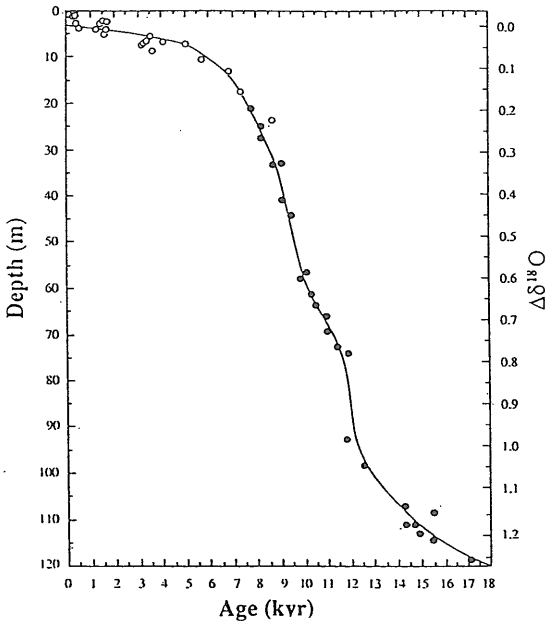
ず、地盤変動についての検討がされていない事、年代測定に用いたサンゴの生息深度を水深5mに限定した事などを上げている。

水温変化の小さい熱帯域に生息していたサンゴ化石の酸素同位体比変化は、基本的に氷河の融解量に対応するのであろうが、5千年前に降殆ど変化していないことは、5 m以下の海水準変動に対応する程の分解能がない事を示すのであろうか。Shackleton (1977)は、 $^{18}\text{O}$ の0.1%増加が10 mの海水準低下に対応するとしているのに対して、Fairbanks (1989)は、 $^{18}\text{O}$ の0.11%増加が10 mの海水準低下に対応させ、その採用した係数には10%の違いがある。何れにしても、氷河の融解過程が単調ではなかった事を具体的に証明した画期的な成果であるが、この海水準変動曲線と周辺の地質学的事実とは合致しないのも事実である。

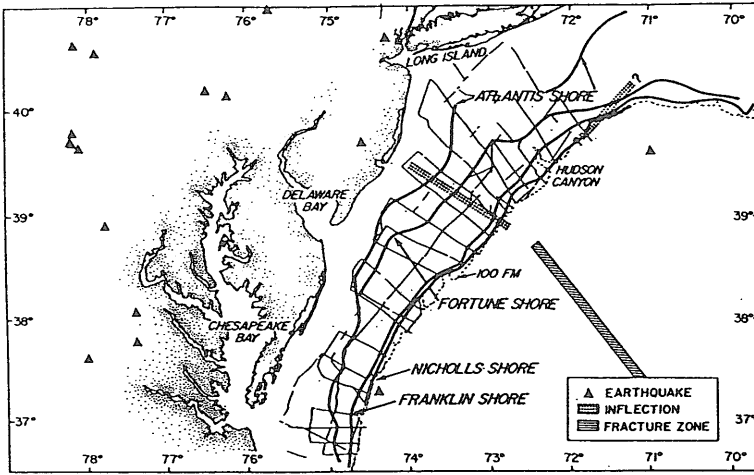
**2.3 大陸棚の沈水地形** Shepard (1963)によると、世界の大陸棚外縁の平均水深は-130 mにあって、この地形は大陸氷河の発達による海水準低下によって形成されたと考えられた。この外縁地形が、最終氷期に形成されたものか、それ以前の氷期に形成されたものかについての検討がされずに、海洋地質学者の多くは、最終氷期の最低海水準で形成されたものと信じてきた。しかし、日本列島沿岸の島棚から3万年前以前の哺乳動物化石や泥炭が、漁船のトロール網で数多く採取されている。したがって、水深100 m以深の大陸棚外縁平坦面は、最終氷期最盛期(2万年前)以前に形成されていたことは確かである。大陸棚形成後の最終氷期の最低海水準は、大陸棚を侵食する谷地形や沈水海岸地形から読み取れる。

大陸棚を侵食する谷地形は、北米大陸東海岸やスンダ海で研究されてきた。これらの溺れ谷の谷底深度は、いずれも70~90 mにあって、谷地形形成当時の海水準は、河口付近の河床底深度補正から-80 m付近にあったものと推定されてきた(Kuenen, 1950)。

ハドソン川沖海底谷近くの大大陸棚上には、三列の波食崖を伴う海岸地形が発達し、深い方から-100 mのNicholls 海浜(15,000年前)、-90 mのFranklin 海浜(13,000年前)および-40 mのFortune 海浜(9,000年前)と命名されてきた(Veatch and Smith, 1939)。これらの海浜形成は、氷河性海



第2図 バルバドス島サンゴ礁ボーリング試料の放射性炭素年代測定値と酸素同位体比分析値による海水準変動曲線。(Fairbanks, 1989)



第3図  
アメリカ合衆国地質調査所による地層探査測線と古海浜線分布。  
(Dillon and Oldale, 1978)

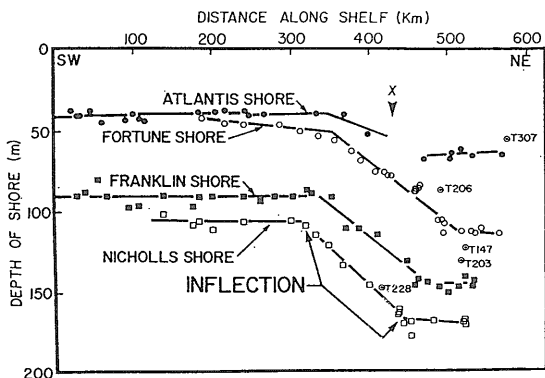
水準上昇過程での停滞期に関係するものであろう。Dillon and Oldale (1978)は、高分解能地層探査器を利用して再調査を行った(第3図)。そして、Chesapeake 湾と Long Island 島との間に残された大陸棚上の沈水海浜は、New Jersey 沖の屈曲帯を境にして、その南側の旧汀線は変動せずに保存されているが、北側では大規模な沈降が継続的に起こってきたことを確認した(第4図)。これまで安定大陸沿岸の代表として、最終氷期以降の海水準変動の研究に採用されてきた年代測定試料は、いずれも New Jersey 屈曲帯の北側の沈降域から採取されたものであった。すなわち、北米大陸東海岸は構造的に安定した地域であって、この地域で決定された最終氷期の海水準-140 m (Nicholls shore の北部)は世界的な基準値になると信じられてきたが、全くの誤

解である事が証明されたのである。大陸棚形成以後の海水準低下は最大でも100 m、最終氷期の低海水準は-80 m 付近にあったというのが、現在の妥当な見解のようである(Dillon and Oldale, 1978)。

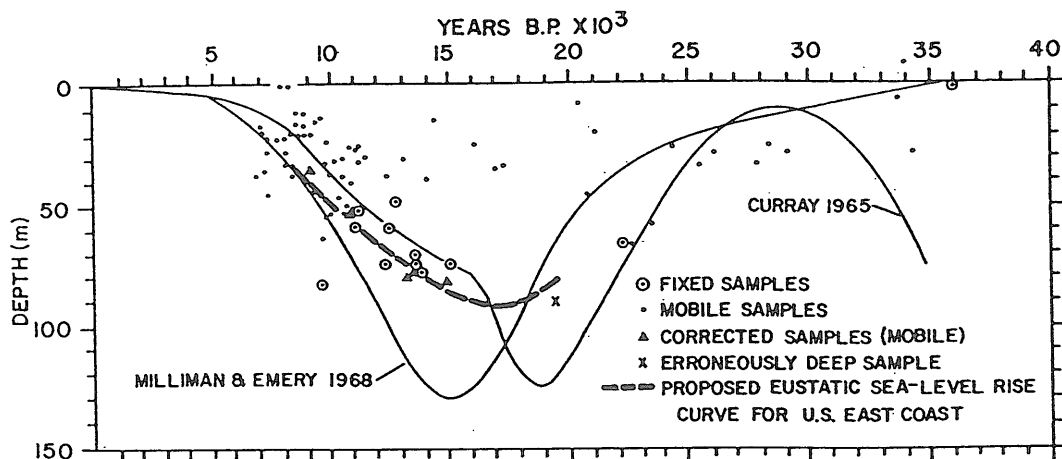
#### 2.4 <sup>14</sup>C 年代測定値と試料採取深度

過去3万年から4万年前以降の海水準変化は、海水準付近に堆積した試料の年代測定値によって推定されてきた。海水準を示す堆積物としては、泥炭、潮間帯棲貝類(マガキ、アサリ)、造礁サンゴなどがある。年代測定試料は、海岸平野のボーリングや大陸棚上の残存堆積物中から採取される。これら試料の年代測定値および測定試料の堆積深度補正を基にした海水準変動曲線が、数多く発表されてきた。しかし、研究が進むにつれて、1万年前以降については同じ様な結果が得られているのに対して、1万年前以前の曲線は千差万別で、世界的な標準曲線の求められない事が明らかになってきた。

Dillon and Oldale (1978)は、この混乱の原因の一つは、米国の大西洋大陸棚水深85m以深から採取された年代測定試料は、いずれも New Jersey 沖屈曲帯北側の沈降域からのものであることに注目した。彼等は海底地形の沈降量補正を行って、Curray (1965)および Milliman and Emery (1968)の最終氷期最盛期の最低海水準(-140 m)を、-85 m まで上方に移動改訂した(第5図)。その後の一連の論文において、氷期最盛期の年代は15,000年から18,000年前までと流動的であるが、最低海水準-85 m 説が支持されている(Emery and Merrill, 1979; Macintyre et al., 1979)。これまで、我が国の



第4図 古海浜線深度の陸地平行線への投影。番号を付した点が年代測定試料。  
(Dillon and Oldale, 1978)



第5図 アメリカ合衆国東海岸の海水準変動曲線。  
(鎖線：Dillon and Oldale, 1978の改正)

第四紀学会を混乱に陥れてきた Curray (1968) や Milliman and Emery (1968) の最低海水準 -120 m から -140 m 説は、その本家本元では既に訂正されていたのである。

酸素同位体比による最低海水準 -120 m 説を除くと、氷河復元、沈水海浜地形および <sup>14</sup>C 年代測定結果からの低海水準は -76.5 m から -85 m にある。また、酸素同位体比は、氷河の増減と海水温変化の複合結果を反映するもので、海水準を直接示すものではないため誤差が大きい。したがって、氷河荷重の直接的な影響を受けなかった我が国沿岸域の最終氷期最盛期の最低海水準は、 $-80 \pm 5$  m にあったと推定できる(大嶋, 1976, 1980, 1991)。

### 3. 日本の最終氷期以降の海水準変動

最終氷期の低海水準は、陸棚の浸食面および堆積物の直接的な調査によって正確に決定することができる。この海水準変動を解明するために、日本列島周辺で実施した7,500 km の精密地層探査記録および2,500点の採泥試料分析値の解析結果の一例を示す。

#### 3.1 石狩湾陸棚の埋没地形

石狩湾の地層探査記録の反射層を採泥試料と比較検討して、表層堆積物基底地形図(第6図)を作成した(大嶋ほか, 1985)。

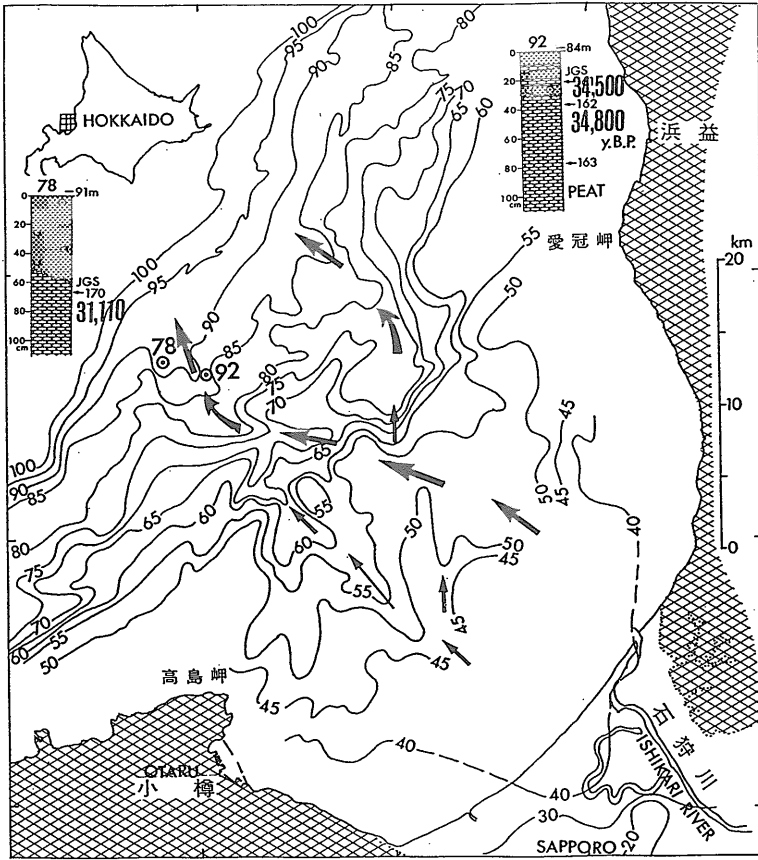
石狩湾の陸棚には、比高10 m 弱の崖によって区分される海底段丘が発達している。これらの崖の基

部深度は、45 m, 60 m および80 m にある。段丘崖は広い意味での沈水海岸線であって、これらの崖を形成するには、海水準上昇過程で約2,000年間の海水準停滞期間の必要であった事が、現在の海岸線形成に約3,000年の歳月が経過している事からも類推できる。石狩湾および平野の埋没谷は、現在の石狩川に接続する。最終氷期最盛期の日本海に流出していた石狩川の河口底最大水深は95 m に達するが、周辺の陸棚水深は80 m にすぎない。一方、現在の石狩川河口水深は10 m ~ 15 m である。したがって、最終氷期最盛期の海水準は、当時の河口底深度95 m より上位10 m ~ 15 m の80 m ~ 85 m にあったと推定できる。石狩湾の谷地形を埋積する泥炭層の <sup>14</sup>C 年代は、30,000年前以前である。以上の事実から、最終氷期最盛期の低海水準は、80 m ~ 85 m に求められる。

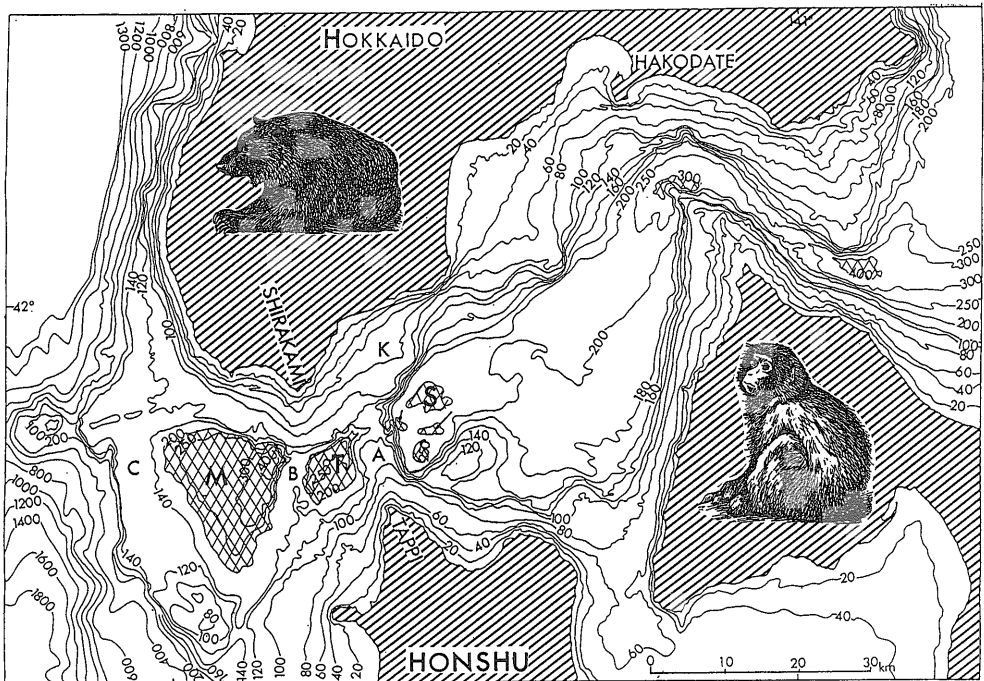
#### 3.2 津軽海峡の海底地形

日本鉄道建設公団は、1985年に青函海底トンネルを完成させた。青函トンネルは、本州竜飛崎と北海道白神岬とを結ぶ延長50 km の世界最長の海底トンネルである。この建設工事のために詳しい海底地形および地質調査が実施されているが(小向, 1956)、その補備調査を1976年に実施した。

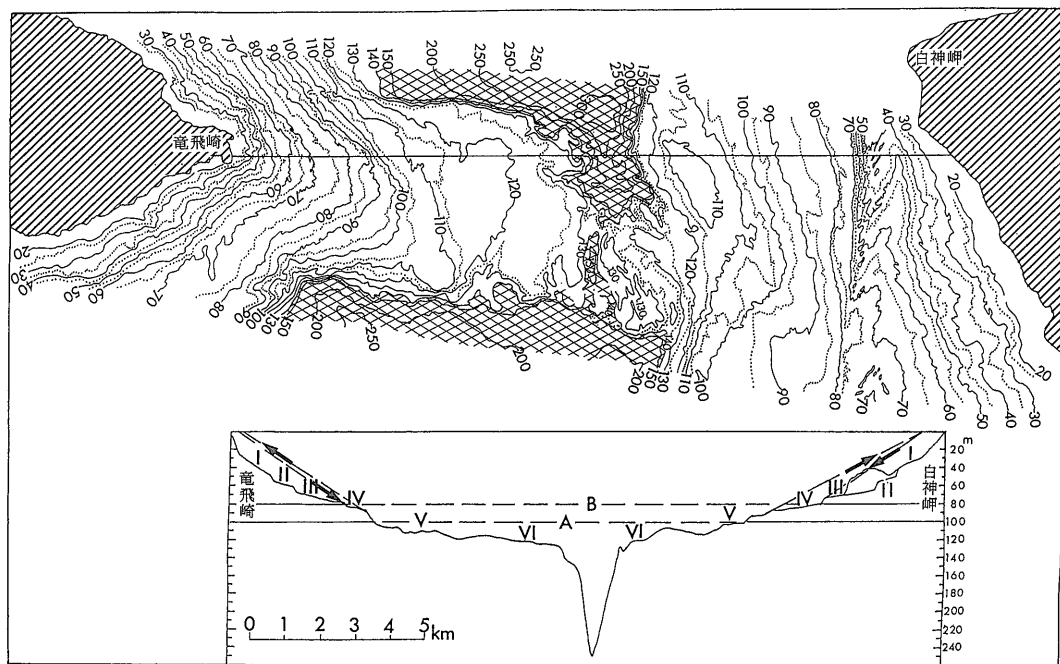
津軽海峡の海底地形は、中央部の東西に走る水道、この水道両端に発達する陸棚および海峡西口の鞍部地形によって特徴付けられる(第7図)。鞍部地形の両側には、低海水準時の潮流浸食による深い凹地形(海釜)が発達している。東側から須田海釜



第6図  
石狩湾の表層堆積物基底地形  
図(大嶋ほか, 1985).



第7図 津軽海峡の海底地形



第8図 津軽海峡西口鞍部の海底地形および断面

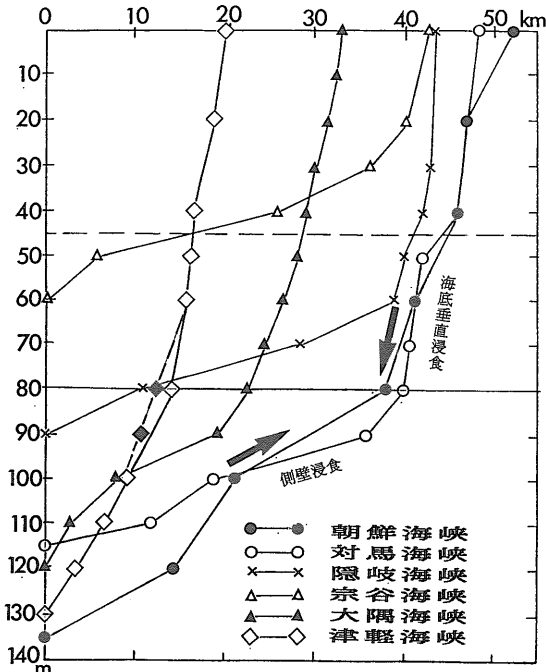
(250 m), 田山海釜(350 m) および松前海釜(450 m)が並び、これらの海釜は140 m 等深線によって縁どられている。すなわち、大陸棚形成後の潮流浸食によって、海峡の海釜地形は形成されてきた。

青函トンネルが掘削された西口鞍部上には、河岸段丘のような6段の対になった海底段丘が発達している(第8図)。これらの対になった海底段丘面は、1 m の比高差もなく対比できる。これは、特に重要な地形的特徴である。すなわち、海底段丘形成後に、顕著な構造運動の影響を受けなかった事を示しているので、津軽海峡は海水準変動研究にとって有利な海域である。これらの段丘はⅣ面を境にして、浅い方の地形面は波食面的特徴を有するのに対して、深い方の段丘面上には潮流浸食によって形成された凹凸露岩地形が発達している。また、北海道側の水深80 m までは、陸上河川の沈水地形が確認できる。しかし、水深80 m 以深の海底谷状地形は陸上河川水系とは関係せずに、その海域の潮流流向に一致している。すなわち、ⅤおよびⅥ段丘面上の微地形(起伏および谷状地形)は、海峡水道部の潮流浸食によって形成された特徴を示している。海峡形成後の停滞海水準は、Ⅱ面(-45 m)、Ⅲ面(-60 m)およびⅣ面(-80 m)に対応するものであろう。

### 3.3 海水準変動に対応する海峡断面

海峡の自然地理的特徴の一つは、そこを流れる速い潮流である。潮流速は、海峡の海底地形および堆積物分布を支配している。潮汐流は河川水流と同じように、その速度は海面から海底摩擦で減速するまで、その流速を保持する。したがって、海峡の最小断面積には潮流浸食効果が良く記録されている。

氷河性海水準低下の過程では、海峡の海底垂直方向(下方)への浸食が卓越する。しかし、その下方浸食は、海峡最狭部の海釜を除いて、海峡の入口深度よりも深くには達しない。大洋に接続する海峡においては、その当時の海水準が浸食基準面となっていた。一方、海水準が上昇する過程では、海峡側壁への浸食が卓越する。この海峡地形への浸食効果が、日本列島を分断する主な海峡断面の幅と水深のダイアグラムに記録されている(第9図)。勾配の緩やかな線分は海水準上昇過程での側壁浸食に対応し、急な勾配の線分は海水準低下過程での下方浸食に対応する。勾配変換帯は、それぞれの停滞海水準を反映している。津軽、朝鮮および対馬海峡形成後の主な海水準停滞は、 $-110 \pm 10$  m、 $-80 \pm 5$  m および  $-45 \pm 5$  m に認められる。これらの海底段丘の形成年代は、周辺陸棚および平野の同一海水準で形成



第9図 海峡の各水深に対応する最短幅のダイアグラム

されたと推定される試料の<sup>14</sup>C年代測定値と、その深度との比較対照によって推定できる。

### 3.4 日本列島周辺試料の<sup>14</sup>C年代測定

日本列島周辺の陸棚および海岸平野からの採取試料の年代測定値を基に、海水準変動曲線を作成した(第10図)。1万年前から現在までの海水準については、茅根(1991)の東京湾富津岬でのオールコアボーリング試料の年代測定値による。12,000年前以前

の現海水準下60 m以深については測定試料数が少なく、その海水準変動曲線は確定していない。ただし、当所における2万年前以前の古い年代測定値は、液体シンチレーションカウンターを用いたベンゼン法によるもので、その年代値についての信頼性は高い。この海水準変動曲線から、海底段丘面の形成年代について検討してみる。

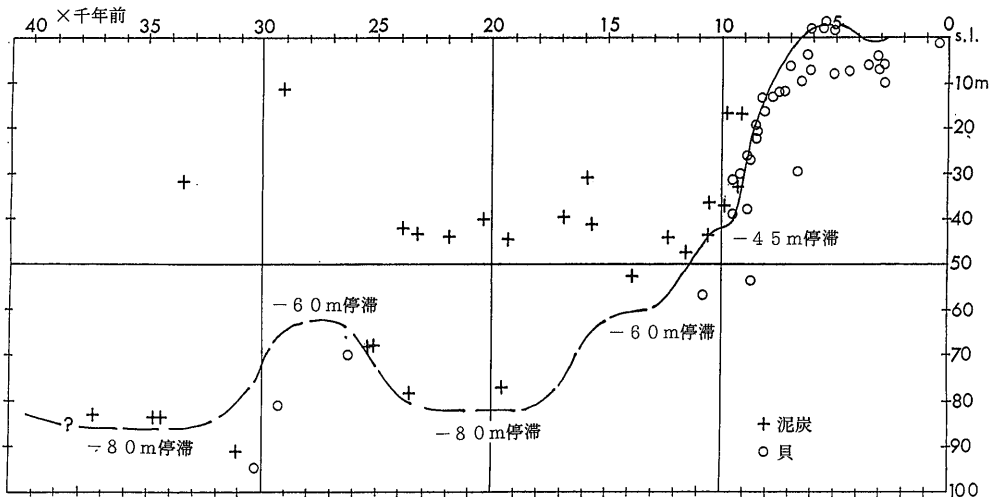
4万年前以降に海水準が $-80 \pm 10$  mまで低下した時期は、38,000年~33,000年前と23,000年~18,000年前の2回あった。 $-60$  m海水準は、28,000年~26,000年前および15,000年~14,000年前の2回、 $-45$  m海水準は11,000年~9,000年前の1回である。4万年前から2万年前の間では、海水準が $-60$  m以浅に上昇した事実はない。すなわち、津軽、朝鮮および対馬海峡の形成は4万年前にさかのぼるのに対して、宗谷海峡の形成は11,000年前以後である。この事実が、日本列島の陸上哺乳動物の地理的分布を支配してきたのである。

2万年前以降の海水準上昇は2回の停滞期を挟んで、3回の急激な上昇が認められる。

年代	上昇量	上昇速度
18,000~16,000年前	20 m	1 m/100年
14,000~11,000年前	15 m	0.5 m/100年
9,500~6,500年前	45 m	1.5 m/100年

5千年前以降の変動量は4 m以下、特に3千年前以降現在までは極めて安定な状態にある。

約1万年前に農業が開始されてからの4千年間



第10図 海水準変動史に関する日本列島での放射性炭素年代測定値と試料の採取深度分布



は、海水準上昇速度は極めて早く、地球温暖化によって21世紀に起こると予想される上昇速度の2倍以上である。このような海水準上昇による環境破壊の恐怖が、全世界的な洪水伝説としての原体験になったのであろう。

#### 4. ま と め

最終氷期以降の日本列島周辺の海水準変動は、次のようにまとめられる。

1. 石狩湾陸棚上に残された沈水海食崖の深度45 m, 60 m および80 m は、陸棚形成後の海水準上昇過程での停滞低海水準を示している。
2. 石狩湾の埋没谷河口深度95 m を現在の石狩川河口水深(10~15 m)で補正すると、当時の低海水準が80 m~85 m にあったと求められる。
3. 津軽海峡両岸に6段の対になって分布する海底段丘の内、浅い方の4段は、停滞低海水準 $-80 \pm 5$  m,  $-60 \pm 5$  m,  $-45 \pm 5$  m および現海水準で形成されたものである。
4. 日本列島を分断する海峡の地形断面ダイアグラムは、海峡形成後の主な停滞低海水準は $-100 \pm 10$  m,  $-80 \pm 5$  m および $-45 \pm 5$  m にあった事を示す。また、海峡形成後の最後の最大海水準低下は $-80 \pm 5$  m である。したがって、最終氷期に本州とアジア大陸とは陸続きではなかった。
5.  $^{14}\text{C}$ 年代測定値から、水深100 m 以深の大陸棚外縁地形が形成されたのは4万年前以前である。
6. 海水準が $-80 \pm 5$  m に低下したのは38,000~33,000年前および23,000~18,000年前である。
7. 海水準が $-60 \pm 5$  m に低下したのは28,000~26,000年前および15,000~14,000年前である。
8. 海水準が $-45 \pm 5$  m に停滞していたのは11,000~9,000年前である。
9. 4万年前から2万年前の間に、海水準が $-60$  m 以浅に上昇したことはない。したがって、宗谷海峡の形成は11,000年前以降である。

謝辞：本研究を進めるに当ってご協力頂いた松本英二、横田節哉、池田国昭、井内美郎、斎藤文紀、茅根 創の諸氏に感謝の意を表す。

#### 文 献

- Bloom, A. L. (1983): Sealevel and coastal morphology through the Late Wisconsin glacial maximum. In "Late-Quaternary environments of the United States", 1, 215-229. Univ. Minnesota Press.
- Clark, J. A., Farrell, W. E. and Peltier, W. R. (1978): Global changes in postglacial sea level: A numerical calculation. *Quaternary Research*, **9**, 265-287.
- Clark, J. A. and Lingle, C. S. (1979): Predicted relative sea-level changes (18,000 years B. P. to present) caused by late-glacial retreat of the Antarctic ice sheet. *Quaternary Research*, **11**, 279-298.
- Curry, J. R. (1965): Late Quaternary history, continental shelves of the United States. In "The Quaternary of the United States", 723-735. Princeton Univ. Press.
- Dillon, W. P. and Oldale, R. N. (1978): Late Quaternary sea-level curve: Reinterpretation based on glaciotectionic influence. *Geology*, **6**, 56-60.
- Emery, K. O. and Merrill, A. S. (1979): Relict oysters on the United States Atlantic continental shelf: A reconsideration of their usefulness in understanding late Quaternary sea level history: Discussion. *Geol. Soc. America Bull.*, **90**, 689-692.
- Fairbanks, R. G. (1989): A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.
- Hoghes, T. J., Denton, G. H., Andersen, B. G., Schilling, D. H., Fastook, J. L. and Lingle, C. S. (1981): The last great ice sheets: A global view. In "Last Great Ice Sheets" 263-317. John Wiley and Sons.
- 茅根 創(1991): 房総半島富津砂州の形成に伴う完新世の貝類群集の変遷。第四紀研究, **30**, 265-280.
- 小向良七(1956): 津軽海峡西口付近の海底地形。水路部報告, **45p**.
- Kuenen, P. H. (1950): *Marine Geology*. 568p., Wiley.
- Macintyre, I. G., Pilkey, O. H. and Stuckenrath, R. (1979): Relict oysters on the United States Atlantic continental shelf: A reconsideration of their usefulness in understanding late Quaternary sea-level history: Reply. *Geol. Soc. America Bull.*, **89**, 277-282.
- Maclaren, C. (1842): The glacial theory of Professor Agassiz. *American Journal of Science*, **42**, 346-365.
- Milliman, J. D. and Emery, K. O. (1968): Sea levels during the past 35,000 years. *Science*, **162**, 1121-1123.
- 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**, 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**, 23-37.
- 大嶋和雄(1991): 第四紀後期における日本列島周辺の海水準変動。地学雑誌, **100**, 967-975.
- 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低質汚染予防技術に関する研究。昭和59年度国立機関公害防止等試験研究成果報告, **64**, 32p.
- Peltier, W. R. and Andrews, J. T. (1976): Glacial-isostatic adjustment: I. The forward problem. *Geophysics Jour. Royal Astronomical Soc.*, **46**, 605-646.
- Shackleton, N. J. (1977): Oxygen-isotope stratigraphic record of the late Pleistocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series B*, **280**, 169-182.
- Shepard, F. P. (1963): *Submarine Geology*. 557p., John Weatherhill.
- Veatch, A. C. and Smith, P. A. (1939): Atlantic Submarine Valleys of the United States and the Congo Submarine Valley. *Geol. Soc. America Special Paper* **7**, 101p.

OHSHIMA Kazuo (1992): Sealevel and coastal morphology through the late Quaternary glacial maximum.

<受付: 1992年9月30日>