

日本海の2本のコアによる最終氷期以降の古環境解析

大場忠道*・堀部純男*・北里 洋**

1. はじめに

日本海はアジア大陸と日本列島にはさまれた平均水深約1,350mの縁海であり、その北半分は水深3,000mを越える平坦な日本海盆が広がっている。外海とは間宮海峡(水深12m)、宗谷海峡(55m)、津軽海峡(130m)、対馬海峡(広義130m)の4つの浅い海峡で通じているに過ぎず、半ば閉ざされた海である。ここに流入する主な海流は対馬暖流で、これが日本海への主要な熱の供給源となっている。対馬暖流は対馬海峡で2分または3分し主流が日本の沿岸ぞいを流れ、他は対馬海峡を北上した後蛇行しながら北東に向かい、秋田沖で主流と合流するといわれている。そして、その大半は津軽海峡から太平洋に、残りは宗谷・間宮海峡からオホーツク海に流出する。日本海の水深200~300m以深は冬期に沿海州沖で冷却されて沈降した低温(0.1~0.3°C)、低塩分(34.0~34.1‰)、高い溶存酸素(5~6m//l)を持つ日本海固有水と呼ばれる均質な水塊で占められている。このため現在の日本海の深部は酸化的環境におかれている。対馬暖流と日本海固有水との間(水深100~300m)には著しい躍層が生じ、それ以深海底まで0.2°Cと一定水温が保たれている。このような日本海の水塊構造は世界にもあまり例のない特異なものであり、古環境の研究にとって解析し易い条件を備えている。

浅い海峡で外海と接している日本海は、海面が著しく低下した氷期に対馬暖流の流入が大幅に制限され、また大陸からの象やその他の動物の渡来が示すように時には完全に遮断されて寒冷な海況に支配されたものと考えられる。そこで、第四紀における日本海古環境は各海峡の開閉と密接に関連して変化したに違いない。その様子は今までに調査された多くの日本海のコアにも伺い知ることができる¹⁾⁻⁹⁾。しかし、さらに詳細に日本海古環境を復元するためには微化石の酸素同位体比測定法による研究がより効果的である。¹⁸O/¹⁶O法は炭酸塩および海水の¹⁸O濃度の測定から、次式に従って古水温が算出できるばかりでなく、海水の¹⁸O濃度の変化より陸水や外洋水の流入の割合を推定し得るからである。

$$t = 21.4 - 4.19(\delta^+_{\text{s}} - \delta^+_{\text{sw}}) + 0.05(\delta^+_{\text{s}} - \delta^+_{\text{sw}})^2$$

* 東京大学海洋研究所, 東京都中野区南台1-15-1

** 静岡大学理学部, 静岡市太谷836

ここで、 δ_s および δ_{sw}^* はそれぞれ試料である炭酸カルシウムの ^{18}O 濃度とその炭酸カルシウムが生成した時の周囲の海水の ^{18}O 濃度である*。

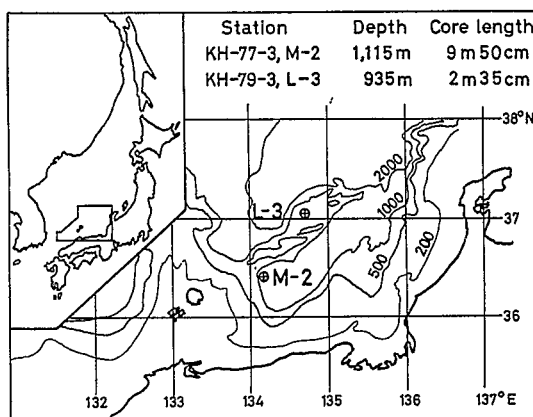
本稿では、日本海の隠岐堆から採取した2本のピストン・コアについて、堆積物の記載、浮遊性および底生有孔虫の群集解析、それらの殻の酸素同位体比の測定を行ない、その結果から古塩分・古水温の変化を調べ、津軽海峡や対馬海峡から外洋水の流入について考察した。また、以上の結果を総括し最終氷期以降の日本海の古環境変遷の復元を試みた。

2. 試料と実験方法

東京大学海洋研究所の研究船白鳳丸の航海 KH-77-3 および KH-79-3 において、隠岐堆の外縁と上部からピストン・コア、M-2 (36° 25.6' N, 134° 10.0' E) と L-3 (37° 04.3' N, 134° 42.2' E) を採取した^{11) 12)} (第1図)。

コアは船上で詳細な堆積物の記載を行なった後、最上部から10cm間隔に2cmの厚さの堆積物を切り取り、74 μ のフルイで水洗いを行なった。その残渣の大部分は有孔虫の殻で、層準によっては放散虫の殻、火山灰、少量の黄鉄鉱が含まれていた。これらの有孔虫群集は特に次の3点に重点を置いて解析した。

1. *Globigerina pachyderma* は殻の巻き方の変化。2. 浮遊性有孔虫の温暖種が産出する層準における群集組成。3. コアM-2の最上部から470cmまでの間の底生有孔虫の群集組成。 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 法の試料として、底生



第1図 コアの採取位置

Figure 1. Location of two cores

有孔虫は *Cassidulina japonica* と *C. norcrossi* のそれぞれ単一種を、浮遊性有孔虫は殻の大きさが125 μ と250 μ の間の群集を用いた。それらの殻約5mgを超音波で洗浄し、乾燥後25.0°Cの恒温槽内で100%リン酸と反応させた。発生した二酸化炭素は常法¹³⁾に従って精製し、同位体比質量分析計¹⁴⁾を用いて ^{18}O 濃度を測定した。海水試料は隠岐堆付近の表面から1,000mまでの間で8層の深さについて採水し、その ^{18}O 濃度を測定した。 ^{18}O 濃度は次式に従って表わされている¹⁵⁾。

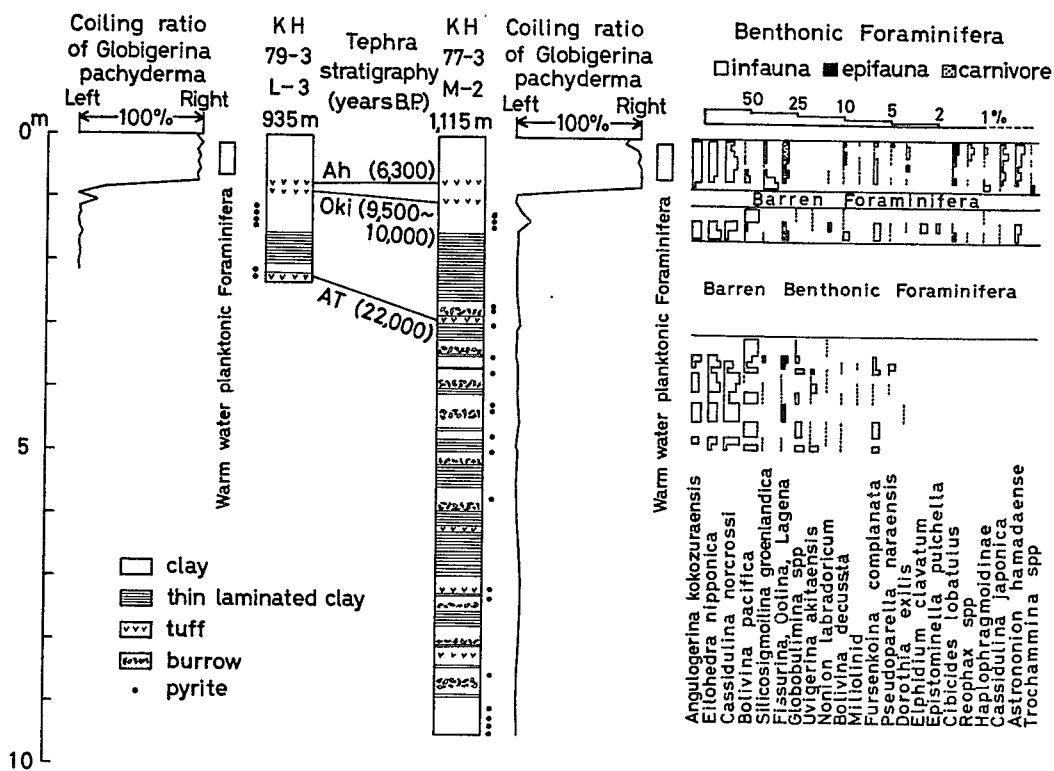
$$\delta^{18}\text{O} = (R/R_{\text{SMOW}} - 1) \times 1000 \quad (\text{‰})$$

ここで R , R_{SMOW} はそれぞれ試料および標準平均海水 (SMOW) の同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) である。なお、測定精度は有孔虫の殻で $\pm 0.04\text{‰}$ 、海水で $\pm 0.02\text{‰}$ である。

* この式の適用は加熱処理をしない方解石の試料に限られる¹⁰⁾。

3. 堆積物と有孔虫化石群集の特徴

3.1 堆積物：2本のコアはいずれも褐色から暗褐色を示す石灰質粘土で、葉理の発達した層準と塊状の層準の互層から成る（第2図）。葉理の発達した層準には浮遊性有孔虫の殻を非常に多く含み、塊状の層準には有孔虫の含有率が全体に低く、所々に底生動物による匍跡（burrow）が見られる。2本のピストン・コアの最上部はそれぞれのパイロット・コアの堆積物と酷似しており、コア採取時にその最上部が欠如せずに採取されたことを示している。また、両コアの上部約1 mまでの層準は褐色を帯びた均質な粘土で放散虫を多く含んでいるほか、有孔虫組成も現在の表層堆積物のものとほとんど変わらない。しかし、それより下位の層準は全体に暗緑色で葉理や匍跡の発達が著しく、放散虫も少なく、また後述するように浮遊性有孔虫群集も上部の層準とは全く異なっている。さらに、この約1 m以下の層準に限って自性鉱物の野イチゴ状黄鉄鉱（framboidal pyrite）が含まれ、還元的な堆積環境であったことを示唆する。同様に、コアの下部の堆積物が環元的である



第2図 コアの堆積物および有孔虫群集の特徴

Figure 2. Lithological and foraminiferal faunal characteristics of two cores

という報告は以前に日本海のコアを調査した研究者によってもなされている^{14) - 6)}。

3.2 テフラ：今回調査した2本のコアには何層かのテフラがはさまれている(第2図)。そのうち、最上部から約80cm, 1m, 235cm - 3mの各層準に見られるテフラは新井ら¹⁷⁾によってそれぞれアカホヤ、隠岐、始良火山灰と同定されたものである。アカホヤと始良火山灰層は陸上試料で¹⁴C年代測定が行なわれており、それぞれ約6,300年前と約22,000年前である¹⁸⁾¹⁹⁾。そこで、この年代の明らかな2つの火山灰層を基準にしてコアの堆積物の年代を決定することができる。すなわち、各コアの最上部を現在とし、そこからアカホヤ火山灰層まで、さらには始良火山灰層までの層準は堆積物の厚さを比例配分し、始良火山灰層より下位の層準はそれより上位の層準における堆積速度を外挿して年代を求めた。

3.3 浮遊性有孔虫：両コアに見られる浮遊性有孔虫は*Globigerina pachyderma* (Ehrenberg)と*Globigerina umbilicata* Orr and Zaitzeffが群集の大部分を占め、*Globigerina quinqueloba* Natland, *Globigerinita uvula* (Ehrenberg), *Globigerinita glutinata* (Egger)などがそれに加わる。このうち最も寒冷種である*G. pachyderma*は両コアの最上部から80cmまでの層準に右巻き個体が、90cm以下の層準には左巻き個体が多く含まれる。また、80cm以上の層準に限って黒潮域に特徴的な以下の温暖種がわずかであるが産出する。*Globigerinoides ruber* (D'Orbigny), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globorotalia menardii* (D'Orbigny), *Globoquadrina dutertrei* (D'Orbigny), *Orbulina universa* D'Orbigny, *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker and Jones)。両コアの90cmより下位の層準には上位の層準で出現しなかった*G. umbilicata*を多産し、この種と*G. pachyderma*の左巻き個体とで群集の90%以上を占める。

*G. pachyderma*の現生種の分布については北大西洋で詳細な調査が行なわれている²⁰⁾。その結果、4月の平均表面水温7.2°Cを境としてそれより北の海域には左巻き個体が、南の海域には右巻き個体が多く、海域によってははっきりと棲み分けている。同様に、日本海の北部海域についても4月の表面水温6°Cを境に南北で右巻きと左巻き個体とが棲み分けている²¹⁾。そこで、右巻き個体を多産する両コアの80cm以上の層準は左巻き個体が多い90cm以下の層準より温暖であったと言える。このことは80cm以上に限って浮遊性有孔虫の温暖種が産出することからも裏付けられる。日本海の別のコアについても*G. pachyderma*の殻の巻き方と温暖種の出現状況が報告されており、Ujiié and Ichikura⁵⁾が調査したコアV28 - 265とRC12 - 378⁶⁾、Maiya, Saito and Sato⁷⁾が調査したコアRC12 - 379も今回の結果と、年代に関する以外は全く同様である。

3.4 底生有孔虫：コアM-2の最上部から470cmの間で27試料の底生有孔虫群集を検討

し、34属32種を同定した。群集は次の2つの層準で以下の群集ⅠとⅡに大別される。

群集Ⅰ：層準320cm－470cm： *Angulogerina kokozuraensis* ASANO, *Eilohedra nipponica* (KUWANO), *Cassidulina norcrossi* (CUSHMAN), *Bolivina pacifica* (CUSHMAN and McCULLOCH), *Globobulimina* spp. を主体とする群集で、泥の中に生息する infauna のほかに肉食性有孔虫の *Fissurina*, *Oolina*, *Lagena* を伴う。

群集Ⅱ：層準0－160cm：群集Ⅰに *Cibicides lobatulus* (WALKER and JACOB), *Rcophax* spp., *Haplophragmoidinae*, *Cassidulina japonica* (ASANO and NAKAMURA), *Astronion hamadae-nse* ASANO, *Trochammina* spp. を加えた群集で、生活様式から判断すると infauna, 肉食性のほかに海底で付着生活をする epifauna を伴う。この群集Ⅱは現在の日本海固有水に特有なもので、これに130－132cmに産出する *Elphidium clavatum* CUSHMAN と *Epistominella pulchella* HUSEZIMA and MARUHASHI の2種を加えた群集は現在太平洋側の北方浅海域にも生息している。²²⁾

底生有孔虫の分布のもう一つの特徴は、上述した2つの群集がほとんど存在しない層準が2ヶ所に見られることである。1つは80－110cmで、この層準では浮遊性有孔虫も皆無に近い。他の1つは165－315cmで、浮遊性有孔虫は多産するが、底生有孔虫がほとんど見当たらない。特に、200－315cmでは底生有孔虫は全く産出しない。また、底生有孔虫がほとんどいなくなるこの2つの層準の直下で *Bolivina pacifica* が群集の90%を越えるという興味ある現象が観察される。さらに、*Bolivina pacifica*, *Globobulimina* spp. *Fursenkoina complanata* EGGER の殻の薄い3種だけが葉理の発達した層準の所々で著しく多くなっている。このように、コアに見られる底生有孔虫の種類の変化と特異な群集の存在は海底環境の悪化と密接に関連しているものと推察される。

3.5 以上述べてきたように、2本のコアには堆積物や有孔虫の特徴が著しく変化する3つの層準がある。まず、第1の層準はコアM-2の320cmで、この層準において底生有孔虫の在来群集が何らかの原因で急激に消滅してしまう。第2の層準はコアM-2の160cmで、320cmから160cmの間産出しなかった底生有孔虫がこの層準において再び現われ始める。しかも、その群集組成には北太平洋浅海域の底生有孔虫類が混入してくる。第3の層準は両コアの80cm～1mの層準で、この層準を境として堆積物は暗緑色から褐色に変わり、黄鉄鉱がなくなり、それに代わって放散虫を多産する。そして、還元的环境で堆積したと思われる葉理や匍跡の発達した粘土から酸化的な均質粘土へと移行している。同時に、*G. pachyderma* は左巻き個体から右巻き個体へと急変し、*G. umbilicata* に代わって浮遊性有孔虫の温暖種が出現してくる。また底生有孔虫は現在の日本海固有水群集だけとなる。

このように、コアM-2の320cm, 160cm, 両コアの80cm－1mを境として堆積物や有孔虫の群集組成に著しい相異が認められる。その原因は海底環境を含む日本海の高環境の顕著な変化に

よるものと考えられる。

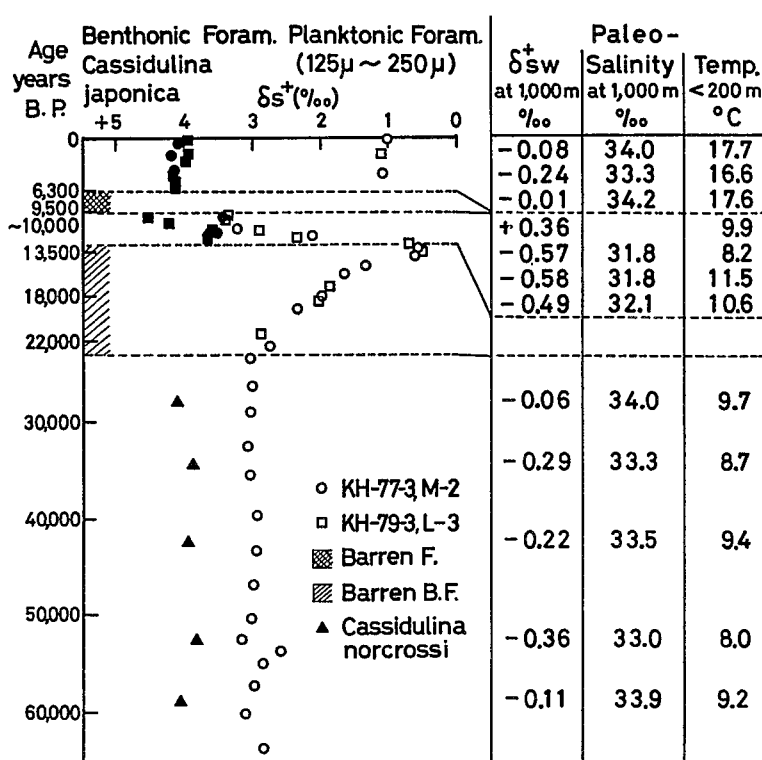
4. ^{18}O 濃度測定結果

第3図に2本のコアに含まれる底生および浮遊性有孔虫の殻の ^{18}O 濃度の測定結果を示す。底生有孔虫の *C. japonica* に関して、隠岐堆の表層堆積物から得られた現生種（原形質がローズベンガルで染色された個体）の殻の ^{18}O 濃度（ $+4.07 \pm 0.04\%$ ）は両コアの最上部における同種の ^{18}O 測定値と良く一致する。しかし、この種は両コアの上部約160cmまでしか産出しないため、それ以下の層準では同属の *C. norcrossi* の殻について ^{18}O 濃度の測定を行なった。底生有孔虫の場合、属が異なるとたとえ同じ海底に生息していても異なった ^{18}O 濃度を示すこと（vital effect）があるので同属の試料を用いることが重要である²³⁾。*C. japonica* と *C. norcrossi* の殻の ^{18}O 濃度はコアM-2の140cmの層準において比較することができるが、両者の値は0.14%の範囲で一致している。一方、浮遊性有孔虫の試料は殻の大きさが 125μ と 250μ の間の群集を用いたので、得られる ^{18}O 濃度はその群集を構成する各種の生息深度における平均的な水温と海水の ^{18}O 濃度によって決まる。この2本のコアの場合、上部約80cmまでは *G. pachyderma* の右巻き個体が群集の大部分を占め、それ以下では同種の左巻き個体と *G. umbilicata* の2種が群集のほとんどを占めているので、得られる結果はおよそこの2種の平均的な生息深度における水温と海水の ^{18}O 濃度の時代的变化を表わしているとみなすことができる。

第3図の結果を過去から現在に向かって各時代ごとに考察しよう。

約6万年前から2.3万年前頃までの底生有孔虫の ^{18}O 濃度はわずか5試料ではあるが $+3.92 \pm 0.15\%$ とほぼ一定している。同様に、浮遊性有孔虫の ^{18}O 濃度も5.3万年前頃のわずかな変動以外 $+3.00 \pm 0.08\%$ と一定しており、当時の日本海的环境は安定していたようだ。この期間の浮遊性有孔虫は前述したように、*G. pachyderma* の左巻き個体と *G. umbilicata* の2種が群集の大部分を占める。また、Ichikura and Ujiie⁶⁾も指摘しているようにこの2種の割合は層準によって著しく異なる。たとえば、コアM-2の2.5万年前の試料には *G. umbilicata* が、3万年前の試料には *G. pachyderma* がそれぞれ全体の90%以上を占める。それにもかかわらず、得られた ^{18}O 濃度が一定しているということはこの2種の生息深度がほぼ等しいことを意味しているのかもしれない。

6万年前から2.3万年前の間一定の値を保ってきた浮遊性有孔虫の ^{18}O 濃度は約2.3万年前から急激に減少し始め、約1.35万年前までの間に約2.5%も薄くなる。この現象は2本のコアに明瞭に表われている。このことは、もし水温だけが変化したとすると約 10°C の水温上昇に相当する。しかし、水温が全く変化せずに海水の ^{18}O 濃度が薄くなってもよい。その原因については次章で考察するが、この間、底生有孔虫が産出しないことも浮遊性有孔虫の ^{18}O 濃度の減少と全く無関係ではなさそうである。



Assumption1: Water temperature at 1,000m does not change.

2: $\delta^{18}O_{\text{meteoric water}} = -9 \pm 1 \text{ ‰}$

3: $\delta s^+_{<200m} = \delta s^+_{\text{at 1,000m}} + 0.2 \text{ ‰}$

Temperature scales;

$$t = 16.9 - 6.17(\delta s^+ - \delta s^+_{\text{sw}}) + 0.52(\delta s^+ - \delta s^+_{\text{sw}})^2 \text{----- (1)}$$

$$t = 21.4 - 4.19(\delta s^+ - \delta s^+_{\text{sw}}) + 0.05(\delta s^+ - \delta s^+_{\text{sw}})^2 \text{----- (2)}$$

第3図 2本のコアの底生および浮遊性有孔虫の殻の ^{18}O 濃度とそれらの値から推定された古海水の ^{18}O 濃度、古塩分、古水温

Figure 3. Oxygen isotope values of benthonic and planktonic foraminiferal tests in two cores, and their estimated ^{18}O contents, salinity and temperature of paleo-coean in the Japan Sea. Equation (1) is used for the unroasted test of *Cassidulina* which had grown around 0°C. Equation (2)¹⁰⁾ is used for the unroasted test of planktonic foraminifera between 0 and 25°C.

約 1.35 万年前に浮遊性有孔虫の ^{18}O 濃度は + 0.52 ‰と最も薄くなり、その後一転して濃くなり始める。このことは、約 1.35 万年前から急速に水温が低下し始めたかあるいは海水の ^{18}O 濃度が濃

くなってきたかのどちらかである。いずれにしてもこの時期に著しい環境変化が起ったことは確実である。約 1.35 万年前から 1 万年前頃までの間で浮遊性有孔虫の ^{18}O 濃度は約 3% 濃くなるが、その影響は約 1.3 万年前から再び現われ始めた底生有孔虫にまで及んでいる。約 1.3 万年前から 1 万年前頃までの底生有孔虫の ^{18}O 濃度は浮遊性有孔虫の ^{18}O 濃度の変化とはほぼ平行し約 1% 濃くなる。

約 1 万年前から 6,300 年前の間で有孔虫の殻はほとんど産出しないが、その後現われる底生および浮遊性有孔虫の ^{18}O 濃度は以前の傾向とは全く異なり再び薄くなっている。すなわち、底生有孔虫で 0.4%, 浮有性有孔虫で 2.4% の減少が見られるが、このことは約 1 万年前から 6,300 年前の間で再度日本海に環境変化が起ったことを意味している。

上述したような底生および浮遊性有孔虫の殻の ^{18}O 濃度の変化は過去の水温および海水の ^{18}O 濃度の変化によって引起されたもので、もし、これら 2 つの原因による影響を区別できれば、古水温および古塩分の変化を求めることが可能である。

□5. 古塩分・古水温の算出

$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 法は実測される炭酸カルシウムの ^{18}O 濃度のほかに、その炭酸カルシウムが生成した時の海水の ^{18}O 濃度がわかって初めて古水温の絶対値が求まる²⁴⁾。あるいは、何らかの方法で古水温が推定できれば当時の海水の ^{18}O 濃度を算出することができる。ところで、日本海は他の海と異なり、水深 200 – 300 m から海底まで低温、低塩分、高い溶存酸素を持つ日本海固有水と呼ばれる均質な水塊で占められている²⁵⁾。日本海がこのような特異な水塊を保持していることによって、以下に述べる手順に従って、日本海の高環境を解析することが可能である。

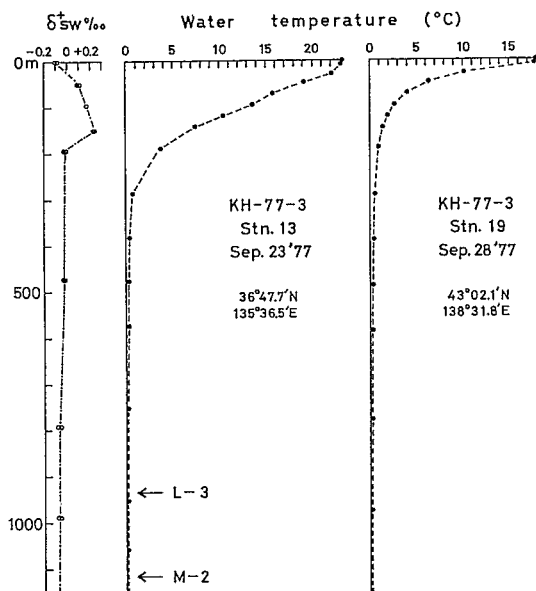
5. 1 古海水の ^{18}O 濃度の推定

第 4 図は北海道西部沖と隠岐堆付近における水温の鉛直分布図である¹⁰⁾¹¹⁾。両海域共 300m 以深は水温 0.2°C の日本海固有水で占められている。もし氷期に北海道西部沖の海況が隠岐堆付近まで南下したとすると、表面水温は著しく低下するが、300m 以深の水温は全く変化しないであろう。たとえ、氷期に水深が 80~130m 低下したとしても、2 本のコアが採取された当時の最も浅い深さは 805m および 985m となるに過ぎず水温は変わらない。ところが、もし反対に底生有孔虫の ^{18}O 濃度の変化が海水の ^{18}O 濃度の変化によらず底水温が変化したために起ったとするならば、 ^{18}O 測定値の最小値 (+3.53%) が観察される約 1.2 万年前における 1,000m (2 本のコアの現在と氷期における平均的な深さ) の水温は +1.4°C となり、その最大値 (+4.54%) が観察される約 1 万年前は -0.4°C となる。1~1.2 万年前は最終氷期と後氷期の過渡期であり、その時代に 1,000m の水温が現在より高く、あるいは氷期より低かったとは到底考えられない。従って、底生有孔虫の ^{18}O 濃度の変化は、1,000m における水温が変化したためではなく、海水の ^{18}O 濃度が変わったために引起されたものと考えられる。そこで、水深 1,000m の水温が過去においても現在と同じ 0.2°C

であったと仮定し、第3図(1)式の *Cassidulina* の温度スケール*の t に 0.2°C を、 δ_s^+ に *Cassidulina* の殻の ^{18}O 測定値を、それぞれ代入して過去の海水の ^{18}O 濃度(δ_{sw}^+)を求めると第3図の右から3列目に示す結果が得られる。日本海の1,000mにおける古海水の ^{18}O 濃度は大部分が負の値を示すが、それは日本海に淡水が流入して起こされたものである。

5.2 古塩分の推定

日本を含む北緯30度から40度の中緯度に降る雨は現在約 -8‰ の ^{18}O 濃度を持つといわれている²⁶⁾。氷期にはさらに高緯度に降っていた雨が日本付近まで南下していたと考えられるので、当時の降水の ^{18}O 濃度は -10‰ 位と予想される。そこで、氷期には -10‰ の ^{18}O 濃度を持つ雨が日本付近に降っていたと仮定する。そして、その降水が直接あるいは河川となって日本海に注ぎ日本海の海水の ^{18}O 濃度を薄めたとする。たとえば、現在ほぼ 0‰ (水深1,000mでは -0.07‰)の ^{18}O 濃度を持つ日本海の海水に -10‰ の淡水が混入して -0.1‰ の ^{18}O 濃度になったとすると日本海の全容積の1%だけ淡水が加わったことになる。その時、塩分は現在の 34.0‰ から 33.7‰ になる。このようにして、算出された古海水の ^{18}O 濃度を現在の値と比較して、およそその古塩分を求めることができる。降水の ^{18}O 濃度を氷期に -10‰ 、約1.6万年前から約8,000年前までの過渡期は -9‰ 、約8,000年以後現在までは -8‰ として日本海の古塩分を算出すると、第3図右から2列目に示す結果が得られる。日本海の古塩分は1.2万から1.3万年前で約 32‰ と明らかに低い値を示すが、それ以外約6万年前までは現在の塩分とほぼ等しいかやや低い程度である。なお、古海水の ^{18}O 濃度として正の値が得られた約1.1万年前は蒸発が盛んであったか ^{18}O 濃度の濃い外洋水の流入が著しかったか、という2つの原因が考えられるため古塩分の推定は試みられない。



第4図 隠岐堆付近と北海道西部沖の水温の鉛直分布および隠岐堆付近の海水の ^{18}O 濃度の鉛直分布。

Figure 4. Vertical profiles of sea water temperatures off western part of Hokkaido (right), near Oki bank (middle) and vertical distribution of ^{18}O contents of sea water near Oki bank (left). Arrow indicates the depth of the cores obtained.

* 北里・大場・堀部²³⁾に補正を加えたもので、 0°C 付近でのみ使用可能

5.3 古水温の推定

浮遊性有孔虫の大部分が生息すると言われている 200 m 以浅²⁷⁾の古水温は以下のようにして推定することができる。第 4 図の左の列は現在の隠岐堆付近における海水の¹⁸O 濃度の鉛直分布である。200 m 以浅, 特に 50 m, 100 m, 150 m における海水の¹⁸O 濃度は 1,000 m 付近の値より約 0.2 ‰ 濃い。そこで, 過去においても 200 m 以浅の海水の¹⁸O 濃度が 1,000 m 付近の値より 0.2 ‰ 濃かったと仮定する。第 3 図(2)式の方解石の温度スケール¹⁰⁾の $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ に 1,000 m における $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 値に 0.2 ‰ を加えたものを代入し, $\delta^{18}\text{O}_{\text{s}}$ に浮遊性有孔虫の殻の¹⁸O 測定値を代入すれば, その殻が形成された時の水温が算出できる。このようにして得られた日本海の古水温は第 3 図の右の列に示すように, 現在から 6,300 年前までは 17~18 °C, それ以前 1.3 万年前までは 8~12 °C, 2.3~6 万年前は 8~10 °C であった。

6. 日本海の古環境変遷史

以上述べてきた結果を各年代ごとにまとめてみると, 次のような日本海の古環境変遷史を描くことができる(第 1 表)。ただし, 古塩分は約 1,000 m の水深の値で, 古水温は浮遊性有孔虫の大部分が生息していたと考えられる 200 m 以浅の値である。

第 1 表 日本海の古環境変遷史

年 代 (年前)	古 塩 分 %	古 水 温 ℃	有 孔 虫 化 石 群 集		海 況 の 変 化
			浮 遊 性	底 生	
0					
	34	18	黒 潮 系 温 暖 群 集	日本海固有水群集	対馬暖流の流入
	33	17			
	34	18			
8,000			対馬暖流の本格的流入		CCDが900m 以浅に上昇
		10	対馬暖流の 一時的流入	北方浅海域群集	親 潮 の 流 入
11,500	32	8			
	32	12			
	32	11	親 潮 系	津軽海峡より親潮の本格的流入	
13,500				産 出 せ ず	塩 分 低 下
23,000			寒 冷 群 集	後 期 更 新 世 在 来 群 集	閉鎖型寒冷海況
	34	10			
	33	9			
	34	9			
	33	8			
60,000	34	9			

Table 1. Paleoenvironmental history in the Japan Sea

6 ～ 2.3 万年前

最終氷期の大部分を占めるこの年代において、日本海の塩分は現在とほぼ等しいかやゝ低い33～34%程度で、水温は8～10℃と寒冷で一定していた。浮遊性有孔虫は黒潮系群集が全く出現せず親潮系群集のみ産出することから、恐らく対馬海峡は大部分閉じていたものと推察される。後述するように、津軽海峡もまだ完全に開口していなかったと考えられるので、結局この年代から1.35万年前頃までの日本海は外海からほぼ遮断されていたであろう。この年代の堆積物は後氷期以後のものとは比べ、所々に黄鉄鉱を含み還元的な環境で堆積したと思われる。それでもなお、底生有孔虫が産出しているところをみると底層への酸素の供給は止絶えてはいなかったようである。

現在の日本海の水の収支を計算した平²⁸⁾によると、日本海がもし完全に孤立し、しかも現在と同量の淡水が供給されると塩分が数千年で著しく低下するという。しかし、6～2.3万年前の日本海の塩分は現在よりほんのわずかに低い程度である。その理由は、水蒸気の最大の供給源となり得る対馬暖流が流入していなかったことと、寒冷な海況のため海面からの蒸発量が全般に少なく、日本海に供給される淡水の量が減少したことに因ると推測される。このことは当然ながら当時の日本付近の陸上が現在より乾燥していたことを意味する。

最終氷期の中頃（3～5万年前）はその前後の時代よりやゝ温暖な気候であったと広く認められている²⁹⁾。ところが、日本海ではそのような温暖化の兆候は認められず一定水温を保っている。このことは、最終氷期の初期に一旦冷却してしまった日本海がその海水の大きな比熱と熱容量のために、太陽の輻射熱だけでは容易に暖められなかったことに原因するのかも知れない。

2.3 ～ 1.35 万年前

最終氷期の最寒期は一般に1.8～2万年前と言われている³⁰⁾ので、2.3万年前から最寒期に向けて日本海の水温は低下はしても上昇はしなかったであろう。水温が低下すると有孔虫の殻の中の¹⁸O濃度は濃くなる筈であるが、2.3～1.8万年前の $\delta^{18}\text{O}$ 値は濃くなるどころか一方向に薄くなっている（第3図）。このことは、当時の海水に淡水が混入したとしか考えられないのである。1.8～1.35万年前も引続き $\delta^{18}\text{O}$ 値が薄くなっているが、この場合には淡水の流入以外に水温上昇の可能性も残されている。2.3万年前というと、最終氷期の最寒期に向う時期で北極前線の南下が日本海にまで影響を及ぼし始めた時代と考えられる³¹⁾。その様子は1.8万年前の気象状況を復元した Manabe and Hahn³²⁾の数値モデルの計算結果からも伺える。それによると、当時の日本付近への淡水の供給〔降雨(雪)＋融雪－蒸発〕は北緯40度付近を境として、それより南は少なく北は現在よりむしろ多かった（Manabe and Hahn, 1977, Fig. 9）。北緯40度は丁度日本海の中央を横切っており、1.8万年前には日本海の主に北半分は降雨(雪)、融雪、河川の流入などによる淡水の供給が多かったであろう。そして、その淡水の供給が増加し始めたのが2.3万年前である。それまでの日本海は淡水の供給と蒸発がほぼ均衡し、第3図に示されるように、一定塩分を維持することができた。しかし、2.3万年前頃から北極前線の南下に伴い淡水の供給量が蒸発量を上まわり、日本海の塩分

は、少なくとも1.8万年前まで低下し、恐らくその後も1.35万年前まで低下し続けたかも知れない。最寒期を含むこの時期の日本海は表面水温の南北格差が小さく、その上密度の小さい淡水が表層に広がったため海水の鉛直混合が弱まったであろう。特に、1.8～2万年前の最寒期には日本海の北部海域が広く結氷したかも知れないが³³⁾、もしそうだとすると海水の循環は一層制限され、深層への酸素の供給が減少したに違いない。その結果、底生有孔虫を初めとする多くの底生生物は生存できなくなってしまった。この時代に、底生有孔虫がほとんど産出しないのはそのためと考えられる。

約1.35万年前に日本海の塩分は最低になったかも知れないが、その値は底生有孔虫の ^{18}O 測定値がないため正確には算出できない。しかし、おおよその値は、コアL-3の117cmと147cmにおいて底生および浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ 値がわかっているので、165cmにおける浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ 値に対応する底生有孔虫の値を比例配分を外挿して求め、その値を使って前述の方法で算出すると約27‰となる。

1.35～1万年前

2.3万年以後の一方的に薄くなってきた浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ 値は1.35万年前から急に濃くなり始める。そして、1万年前までの間に約3‰も濃くなる。その原因として次の3つの可能性が考えられる。1. 水温低下、2. 蒸発が盛んになり海水の ^{18}O 濃度が濃くなる、3. 濃い ^{18}O 濃度を持つ外洋水の流入。まず、この時代の古水温が8～12℃でそれ以前とあまり変わらないことから、水温低下が原因とは考えられない。2番目の可能性は、日本海でこの時代から急に蒸発が盛んになったという根拠がなく、また北方系底生有孔虫の出現を説明できない。結局、3番目の可能である濃い ^{18}O 濃度を持つ外洋水の流入が最も有力で、それに伴って太平洋側の北方浅海域に生息する底生有孔虫が進入してきたものと考えられる。すなわち、1.35万年前に津軽海峡から、外洋の濃い ^{18}O 濃度を持つ親潮が本格的に流入してきたことを物語っている。

津軽海峡が本格的に開口する前の日本海の塩分は上述したように27‰位であったと予想されるが、それに対応する1,000mの海水の ^{18}O 濃度は約-2‰になる。一方、当時の外洋水の ^{18}O 濃度は以下のようにして推定できる。氷期には海洋から蒸発した ^{16}O に富んだ水蒸気が大陸氷河などとして大陸に固定されるため海水の ^{18}O 濃度は濃くなる。その値は、深海の底水温が変化しなかったと仮定すると、底生有孔虫の殻に記録されている筈である。そこで、太平洋の深海底コア中の底生有孔虫の ^{18}O 濃度を現在と1.8万年前との間で比較してみると1.8万年前の方が平均して約1.5‰濃い^{34) 35)}。現在、太平洋の海水の ^{18}O 濃度は約1,000m以深ではほぼ一定の値(-0.15‰)を持つ³⁶⁾。特に日本付近で表層200mまでの海水の ^{18}O 濃度は底層水より通常0.4～0.5‰濃い値を持つことが重水素の測定結果から推定される^{37) 38)}。従って、1.8万年前の太平洋の表層水は約+1.8‰の ^{18}O 濃度を持っていたであろう。もし、1.8万年前から6,500年前までの間で海水面が現在の水準まで一様な割合で回復し、表層水の ^{18}O 濃度が約+0.3‰になったと仮定すると、1.35万年前の表層水の ^{18}O 濃度は約+1.2‰になる。

1.35万年前に津軽海峡が本格的に開口して外洋から + 1.2‰ の ^{18}O 濃度を持つ表面海水が日本海に流入し、当時 - 2‰ であった日本海の水深 1,000 m における海水の ^{18}O 濃度を約 1 万年前の + 0.36‰ まで濃くするには、日本海の全海水量の約 $\frac{3}{4}$ が 3,500 年の間に入れ換わらなければならない。ただし、上述の計算はこの間日本海への淡水の流入と蒸発が均衡を保っていた場合である。

津軽海峡から流入した濃い ^{18}O 濃度および濃い塩分を持った親潮が日本海の深層へと広がって行く過程で、今まで生態的に空白となっていた日本海の深層は新たに進入してきた生物によって占められた。底生有孔虫も今まで日本海には存在しなかった以下の種が生息するようになる。*Elphidium clavatum*, *Epistominella pulchella*, *Cidicides lobatulus*, *Reophax* spp. *Haplophragmoidinae* *Cassidulina japonica*, *Astrononion hamadaense*, *Trochammina* spp. そして、1.3 万年前に現在の日本海固有水群集の原型ができあがったものと考えられる。そのうち *Elphidium clavatum* と *Epistominella pulchella* はその後の海況悪化の際淘汰されて日本海固有水の中から姿を消してしまい現在の日本海固有水群集だけになった。西村³⁹⁾によると、日本海の深海に生息する魚類は元来深海性のものではなく、北方水域の沿岸性のものが日本海の深層へ移り棲むようになったためであるとしている。さらに現在は北方系沿岸生物群と隔離されているにもかかわらず、亜種の単位での種分化すらおこっていないことから、その生物群の侵入時期はごく最近であろうと述べている。その侵入時期に関して、的場⁴⁰⁾は底生有孔虫の群集組成から最終氷期の終り頃と予測したがその予測を裏付けるように、今回の調査では 1.35 万年前に津軽海峡が本格的に開口し、太平洋側から北方沿岸域に生息する底生有孔虫群集が侵入したことが明らかになった。

1 万～6,300 年前

この年代には次の 2 つの事件が起きている。1 つは対馬暖流の流入で、もう 1 つは CCD (炭酸カルシウム補償深度) の上昇である。

津軽海峡から外洋の海水が流入し次第に濃くなってきた ^{18}O 濃度は、この期間を過ぎた 6,300 年前になってみると一転して薄くなって現われる。このことは、この 1 万～6,300 年前の間で $\delta^{18}\text{O}$ 値が薄くなるような原因、すなわち水温上昇あるいは淡水の流入が起ったことを示唆している。この期間の丁度中間の 8,000 年前で *G. pachyderma* の左巻き殻が右巻き殻優勢へと急変していること、その後浮遊性有孔虫に黒潮系群集が出現すること、さらに算出された古水温が一挙に 7～8℃ も上昇したことなどを考え合わせると、約 8,000 年前に対馬海峡から対馬暖流が本格的に流入してきたという結論に達する。なお、*G. pachyderma* の右巻き個体が黒潮系の浮遊性有孔虫群集を伴うことから、約 1.15 万年前に見られる右巻き個体の小さなピークは、Maiya, Saito and Sato⁷⁾ が指摘したように、対馬暖流の一時的な流入によるのかも知れない。

2 本のコアとも 1 万～6,300 年前の間に有孔虫の殻をほとんど含まず、わずかに溶け残った形跡を示す数個の *G. pachyderma* を産出するのみである。この期間に有孔虫の殻が見付からないという報告は別のコアからもなされている⁴¹⁾ さらに、これらのコアに共通していることはこの層準以下に

黄鉄鉱を含むという点である。すなわち、この1万～6,300年前の期間は還元的な堆積環境から酸化的な環境への過渡期に相当している。還元的な環境で堆積し、有機物が残っている所へ酸素が供給されると、有機物は酸化され二酸化炭素を発生する。その現象が日本海の各深さの海底面で起ったとすると多量の二酸化炭素を海水中に放出することになる。その結果、現在は2,000m付近にある日本海のCCD⁴²⁾が1万～6,300年前の間、少なくとも約900m以浅(コアL-3の水深より浅く)まで上昇し、そのため、炭酸カルシウムの殻を持つ有孔虫などが溶け去ったと考えれば、1万～6,300年前までの有孔虫の不毛現象を説明できる。

6,300 年前～現在

この期間の底生および浮遊性有孔虫群集は現在のものとほぼ同じで、算出された古塩分や古水温も、わずか3層準ではあるが、現在の値に非常に近い。また、2本のコアの底生有孔虫の¹⁸O濃度は6,300年前から現在まで一定している。このように、日本海は6,300年前以後現在と同じ環境に支配されていたものと思われる。

7. まとめ

日本海の隠岐堆から採取した2本のコアに含まれる底生および浮遊性有孔虫の群集解析と酸素同位体比の測定結果から以下のような日本海の新環境変遷史を編むことができる。

約6万年前から2.3万年前の最終氷期の日本海は塩分が現在よりわずかに低い33～34‰で水温も8～10℃と極めて安定した寒冷な海況であった。2.3万年前頃から北極前線の南下に伴い日本海への淡水の供給が増加し塩分の低下が始まった。密度の小さい淡水は表層へと広がり、また、1.8～2万年前が最終氷期の最寒期に相当しているため日本海の表面水温の南北格差が小さくなって日本海の海水は停滞し鉛直混合が弱まったであろう。その結果、日本海の深層へ酸素の供給が充分に行なわれず底生有孔虫を初めとする多くの底生生物は2.3～1.35万年前の間生存できなかったようである。約1.35万年前に浮遊性有孔虫の¹⁸O濃度が急激に濃くなり始め、それに引続いて北太平洋の浅海域の底生有孔虫群集が進入してくるが、これらの事件は約1.35万年前に津軽海峡が本格的に開口したことを物語っている。津軽海峡から流入してきた親潮によってそれまで低下してきた塩分は回復に向うが、水温は約1.35～1万年前の間8～12℃とまだ寒冷である。約8,000年前に、*G. pachyderma*の左巻き個体が右巻き個体優勢へと急変し、その後浮遊性有孔虫群集に黒潮系の多くの種が混入してくる。また、算出された古水温も17～18℃と7～8℃も高くなる。これらの事実は約8,000年前に対馬海峡から対馬暖流が本格的に流入してきたことを示唆している。対馬暖流の流入によってそれまで還元的な堆積環境が酸化的に変り、その環境変化が1万～6,300年前のCCDの上昇に結び付いているものと考えられる。そして、現在と同様な海洋環境になったのが約6,300年前である。

今後の研究において、¹⁴C年代測定により津軽・対馬海峡が本格的に開口した時代を正確に決定

し、また、浮遊性有孔虫の各種の生息深度を明らかにして古水温の精度を高める必要がある。その上で、底生および浮遊性有孔虫の ^{18}O 濃度をさらに詳細測定すれば日本海古環境変遷史をより詳しく復元することができるであろう。

8. 謝 辞

コアの採取にあたって御協力下さった白鳳丸の田玉船長初め乗組員の方々、テフラの同定をして下さった群馬大学教育学部新井房夫教授および都立大学理学部町田洋助教授に厚く御礼申し上げる。

参 考 文 献

- 1) Y. Miyake, Y. Sugimura and E. Matsumoto (1968) Ionium-thorium chronology of the Japan Sea cores. *Rec. Oceanogr. Works Japan*, 9: 189.
- 2) 小泉格 (1969) 縁海における氷期堆積物中の混合珪藻遺骸群集. *海洋科学*, 5: 19.
- 3) 小泉格 (1970) 日本海底質コア中の珪藻遺骸群集. *海洋地質*, 6: 1.
- 4) K. Kobayashi and M. Nomura (1972) Iron sulfides in the sediment cores from the Sea of Japan and their geophysical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 16: 200.
- 5) H. Ujiie and M. Ichikura (1973) Holocene to uppermost pleistocene planktonic foraminifera in a piston core from off Sanin district, Sea of Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.*, (91): 137.
- 6) M. Ichikura and H. Ujiie (1976) Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores. *Bull. Nat. Sci. Mus., Ser. C*, 2: 151.
- 7) S. Maiya, T. Saito and T. Sato (1976) Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of northwest Pacific sedimentary sequences. in "Progress in Micropaleontology, selected papers in honor of Prof. Kiyoshi Asano" eds Y. Takayanagi and T. Saito, Micropaleontology press, New York, 395.
- 8) T. Masuzawa and Kitano (1978) Cyclic appearance of reduced and oxidized sediments in a 10-m core from the Japan Sea. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.* 25: 1.
- 9) T. Masuzawa, Y. Kitano and H. Wada (1979) Partition of manganese and distribution of sulfur, organic carbon, and nitrogen in a 10-m core from the Japan Sea. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.* 26/27: 1.
- 10) Y. Horibe and T. Oba (in Preparation) Aragonite — Calcite temperature scales and their application.
- 11) "Preliminary Report of the Hakuho Maru Cruise KH-77-3 (Pregasus Expedition)". (in press) ed. Y. Horibe, Ocean Research Institute, Univ. of Tokyo.

- 12) “Preliminary Report of The Hakuhō Maru Cruise KH-79-3 (Altair Expedition)”. (in press)
ed. Y. Horibe, Ocean Research Institute, Univ. of Tokyo.
- 13) 大場忠道 (1972) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 法による古水温の測定. *Radioisotopes*, 21: 574.
- 14) 堀部純男 (1966) 軽元素の同位体比測定法. 質量分析, 14: 113.
- 15) H. Craig (1961) Standard for reporting concentrations of deuterium and O^{18} in natural waters. *Science*, **133**: 1833.
- 16) 氏家宏 (1977) 日本近海海底の第四紀堆積物. 科学, 47: 615.
- 17) 新井房夫, 大場忠道, 北里洋, 堀部純男, 町田洋 (投稿中) 後期第四紀における日本海 of 古環境—テフクロノロジー, 有孔虫群集解析, 酸素同位体比法による—. 第四紀研究.
- 18) 町田洋, 新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, 46: 339.
- 19) 町田洋, 新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰—. 第四紀研究, 17: 143.
- 20) D. B. Ericson (1959) Coiling direction of *Globigerina pachyderma* as a climatic index. *Science*, **130**: 219.
- 21) H. Kitazato (1978) Distribution of the *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) in the Kuril and Japan basins, and the fluctuation of coiling direction of *G. pachyderma* in the core P 109. Cruise Report, Geol. Surv. Japan, (11): 56.
- 22) 的場保望 (1975) 底棲有孔虫—日本海における分布—. 海洋科学, 7: 41.
- 23) H. Kitazato, T. Oba and Y. Horibe (in preparation) Oxygen isotope analyses of Recent benthonic foraminifera.
- 24) 堀部純男, 大場忠道 (1972) アラレ石—水および方解石—水系の温度スケール. 化石, 23 • 24: 69.
- 25) S. Moriyasu (1972) The Tsushima current, eds. H. Stommel and K. Yoshida, in “Kuroshio, its physical aspects” chapter 9: 353.
- 26) W. Dansgaard (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **14**: 436.
- 27) A. W. H. Bé (1977) An ecological, zoogeographic and taxonomic review of Recent planktonic foraminifera. ed. A. T. S. Ramsay, in “Oceanic Micropaleontology” **1**: 1.
- 28) 平朝彦 (1977) メッシナ期の塩分ショックと日本海 of 古海洋学. 海洋科学, 9: 24.
- 29) C. Emiliani and N. J. Shackleton (1974) The Brunhes Epoch: Isotopic paleotemperatures and geochronology. *Science*, **183**: 511.

- 30) CLIMAP Project Members (1976) The surface of the Ice-age Earth. *Science*, **191**: 1131.
- 31) 鈴木秀夫 (1977) 氷河期の気候. 古今書院, 178頁.
- 32) S. Manabe and D. G. Hahn (1977) Simulation of the tropical climate of an Ice-age. *J. Geophys. Res.*, **82**: 3899.
- 33) 鈴木秀夫 (1962) 低位周氷河現象の南限と最終氷期の気候区界. *地理学評論*, **35**: 67.
- 34) 大場忠道 (1975) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 法による古代海水温度. 堀部純男編, 海洋無機化学, 海洋学講座 6, 171, 東京大学出版会,
- 35) D. Ninkovich and N. J. Shackleton (1975) Distribution, stratigraphic position and age of ash layer "L", in the Panama Basin region. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**: 20.
- 36) H. Craig and L. I. Gordon (1965) Deuterium and Oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. Speleto, Italy 26–30, Consiglio. Nazionale delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 9.
- 37) Y. Horibe and N. Ogura (1968) Deuterium content as a parameter of water mass in the ocean. *J. Geophys. Res.*, **73**: 1239.
- 38) 堀部純男 (1968) 同位体化学組成からみた水塊. *科学*, **38**: 219.
- 39) 西村三郎 (1974) 日本海の成立—生物地理学からのアプローチ—. 築地書館, 227 頁.
- 40) 的場保望 (1978) 底棲および浮遊性有孔虫からみた日本海の古環境の変遷. *海洋科学*, **10**: 269.
- 41) 氏家宏 (1975) 日本海の地史的変遷—堆積物は語る—. *自然科学と博物館*, **42**: 55.
- 42) H. Niino, K. O. Emery and C. K. Kim (1969) Organic carbon in sediments of Japan Sea. *J. Sed. Pet.*, **39**: 1390.

Analysis of the paleoenvironment since the last glacial age
based on two cores from the Japan Sea

Tadamichi OBA*, Yoshio HORIBE* and Hiroshi KITAZATO**

*Ocean Research Institute, Univ. of Tokyo, Nakano-ku, Tokyo, 164

**Faculty of Science, Shizuoka Univ., Shizuoka, 422

Abstract

A paleoenvironmental change of the Japan Sea since the last glacial age was investigated with the faunal and oxygen-isotope analyses of foraminifera in two cores taken from the south-eastern part of the Japan Sea. The ages of the sediment layers were determined by two volcanic ash layers of known ages.

The paleoceanographic conditions in the Japan Sea were reconstructed on the basis of the following three assumptions. 1) The water temperature at 1,000 m depth (average depth of two cores) stayed at 0.2°C since the last glacial age, and $\delta^{18}\text{O}$ variations of the benthonic foraminiferal tests of both cores represent the variations of $\delta^{18}\text{O}$ of the ancient sea water. 2) The mean ^{18}O content in meteoric water around Japan was $-9 \pm 1\text{‰}$, and the paleo-salinity of the Japan Sea is calculated from the $\delta^{18}\text{O}$ of the ancient sea water. 3) ^{18}O content of the sea water above 200 m depth, where most planktonic foraminifera were living, was heavier by 0.2‰ than that at 1,000 m, and the paleotemperature of the sea water is calculated from the $\delta^{18}\text{O}$ of the planktonic foraminiferal tests.

The Japan Sea was an almost enclosed basin with constant salinity (33–34‰) at 1,000 m depth and relatively low water temperature ($8 - 10^{\circ}\text{C}$) above 200 m depth between 6×10^4 and 2.3×10^4 years B.P. $\delta^{18}\text{O}$ of the planktonic foraminiferal tests in both cores decreased as much as 2.5‰ from 2.3×10^4 to 1.35×10^4 years B.P. This indicates an influx of fresh water into the Japan Sea, because the $\delta^{18}\text{O}$ were decreasing even throughout the last glacial maximum period. About 1.35×10^4 years B.P., $\delta^{18}\text{O}$ of the planktonic foraminiferal tests increased suddenly. Thereafter, the benthonic foraminiferal assemblages which live today in shallow water depth of the Northwest Pacific Ocean appeared in the cores. These facts indicate that an enough influx of the Oyashio current into the Japan Sea through the Tsugaru Straits began about 1.35×10^4 years B.P. The coiling direction of *Globigerina pachyderma* in both cores changed from sinistral to

dextral about 8×10^3 years B.P. Thereafter, the warm water species of planktonic foraminifera appeared in the cores. Furthermore, the calculated temperatures of the sea water above 200 m depth also increased abruptly by $7 - 8^{\circ}\text{C}$ between the last glacial period and the Holocene. These facts indicate that a remarkable influx of the Tsushima warm current into the Japan Sea occurred about 8×10^3 years B.P. It was shown that similar oceanographic condition to the present Japan Sea was established about 8×10^3 years B.P.

