

竹井智宏<sup>1)</sup>  
箕浦幸治<sup>1)</sup>  
塚脇真二<sup>2)</sup>  
中村俊夫<sup>3)</sup>

1) 東北大学理学部地圏環境科学科  
葉

980-8578 仙台市青葉区荒巻字青

Tel:022-217-6625, FAX:022-217-6634, email:takei@dges.tohoku.ac.jp

2) 金沢大学工学部土木建設工学科

920-1192 金沢市角間町

3) 名古屋大学年代測定資料研究センター 464-8602 名古屋市千種区不老町

### 1. はじめに

日本海のように浅い海峡で囲まれた半閉鎖的な海洋では、気候変動に敏感に反応して海洋環境が変化したと考えられる。その海洋環境は、外洋からの海水の流入に強く規定されている。日本海は最終氷期～14kaには海水準の低下によって閉鎖的になり、外洋水はあまり流入していなかったが、14～10kaには親潮が流入し、8kaには対馬暖流が本格的に流入を開始した事が、大場ほか(1984, 1995)や Oba et al. (1991)などにより、これまで明らかにされている。しかし、親潮から対馬暖流へどのように移行したのか、その詳細は明らかにされていない。そのような外洋水の流入過程の変遷を明らかにするには、海峡付近の古環境を研究することが重要である。対馬海

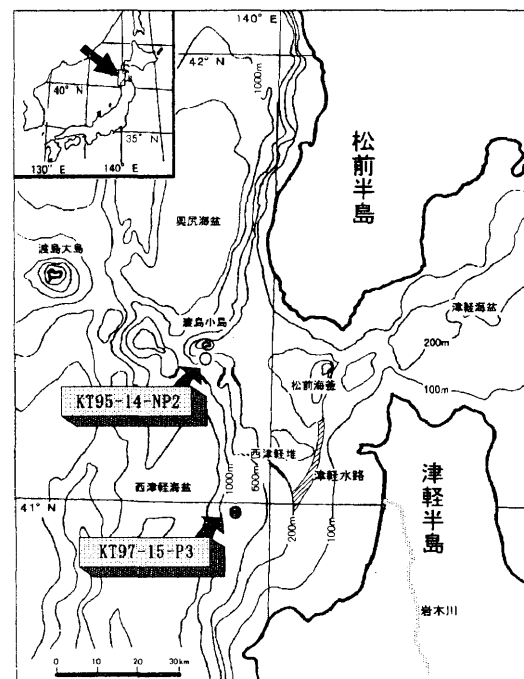


図1 柱状試料の採取位置

津軽海峡付近の海底地形図  
○はKT95-14-NP2、●はKT97-15-P3の位置を示す。  
斜線は津軽水路で水深約160m、それ以外の海峡部は水深約130mとなっている。

峡付近に比べて、津軽海峡付近で行われた研究は、これまで数少ない。そこで本研究では、日本海津軽海峡西方から採取された2本の海底堆積物柱状試料(KT95-14-NP2, KT97-15-P3)を用いて、完新世における津軽海峡を通じての外洋水の流入過程を復元することを試みた。両コアについて、浮遊性有孔虫 *Neogloboquadrina pachyderma* の右巻きの割合と *N. pachyderma* の右巻き・左巻き個体および、底生有孔虫

*Angulogerina ikebei*について酸素・炭素同位体比を測定した。

## 2. 材料・方法

### 海底堆積物柱状試料

図 1 に柱状試料の採取位置を示す。2本の柱状試料は、津軽海峡の西側出口を南北に挟んで位置しており、KT95-14-NP2（北緯 41° 19′，東経 139° 50′，水深 563 m）は北側から、KT97-15-P3（北緯 40° 56′，東経 139° 52′，水深 837m）は南側から採取された。KT95-14-NP2 は、全長が 170cm であり、全体的に緑灰色の無層理で均質な泥から構成されている（図 2）。3枚の砂の薄層が挟在し、86cm～78cm の層準にテフラが挟在している。このテフラは北海道西岸松前沖で認められる陸上では未検出のテフラ（町田・新井，1988）である可能性が強い。KT97-15-P3 は、全長が 523cm であり、全体的に緑灰色の無層理で均質な泥から構成されている（図 3）。生物擾乱がよく認められる以外は、全体を通して特別な堆積構造は認められない。292～323cm 層準において、顕微鏡下で堆積物中に火山ガラスが含まれていることを確認した。この火山ガラスの起源も不明である。

### 放射性炭素年代測定

得られたコアの年代値を決定するために、KT95-14-NP2 では、全浮遊性有孔虫殻を用いて 5 層準で、KT97-15-P3 では、全底生および全浮遊性有孔虫殻を用いて 7 層準で  $^{14}\text{C}$  年代を測定を行った。試料は実体顕微鏡下で拾い出し、保存の良好な殻を約 5～10mg 集めたものを用いた。有孔虫殻が脆弱なため試料の酸処理は行っていない。測定用試料を真空下で磷酸分解して、二酸化炭素ガスを得た。鉄を触媒として二酸化炭素ガスを水素還元（Kitagawa et al., 1993）してグラファイトを作成し、名古屋大学年代測定資料研究センターのタンデム加速器質量分析計を用いて、 $^{14}\text{C}$  年代測定を行った。結果を図 2 および図 3 に示す。これらの年代値は、同位体分別効果を補正する際に、KT95-14-NP2 では 0.0‰ と仮定し、KT97-15-P3 では実際に測定した  $\delta^{13}\text{C}$  を用いている。また、リザーバー効果を 400 年と仮定して、補正を行っている。KT97-15-P3 では、底生有孔虫の年代値から浮遊性有孔虫の年代値を推測するために以下の計算を行っている。浮遊性有孔虫と底生有孔虫の年代差を、両者を同時に測定した層準から見積もった。そして、底生有孔虫の年代値からその値を差し引いて、浮遊性有孔虫の年代値を推測している。堆積速度を外挿してコア最上部の年代値を推測した結果、KT95-14-NP2 では約 700～10000yrBP、KT97-15-P3 では約 1500～9300yrBP の古環境変動が記録されていることが示された。

### *Neogloboquadrina pachyderma* の右巻きの割合

コアを厚さ 1cm づつに分割し、各々の試料を 250 メッシュ（63  $\mu\text{m}$ ）のふるいを用いて水洗した。その残滓を室温で自然乾燥させた。実体顕微鏡下で、42 メッシュ（355  $\mu\text{m}$ ）～100 メッシュ（150  $\mu\text{m}$ ）の大きさの *N. pachyderma* の個体をすべ

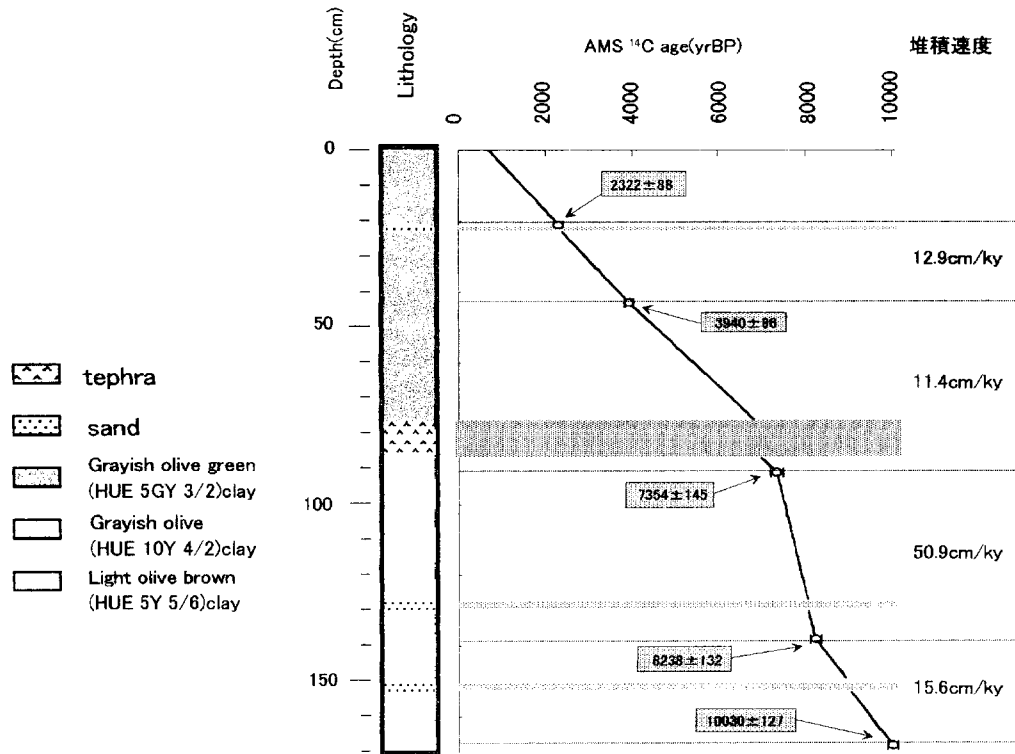


図2 KT95-14-NP2の放射性炭素年代値と堆積速度

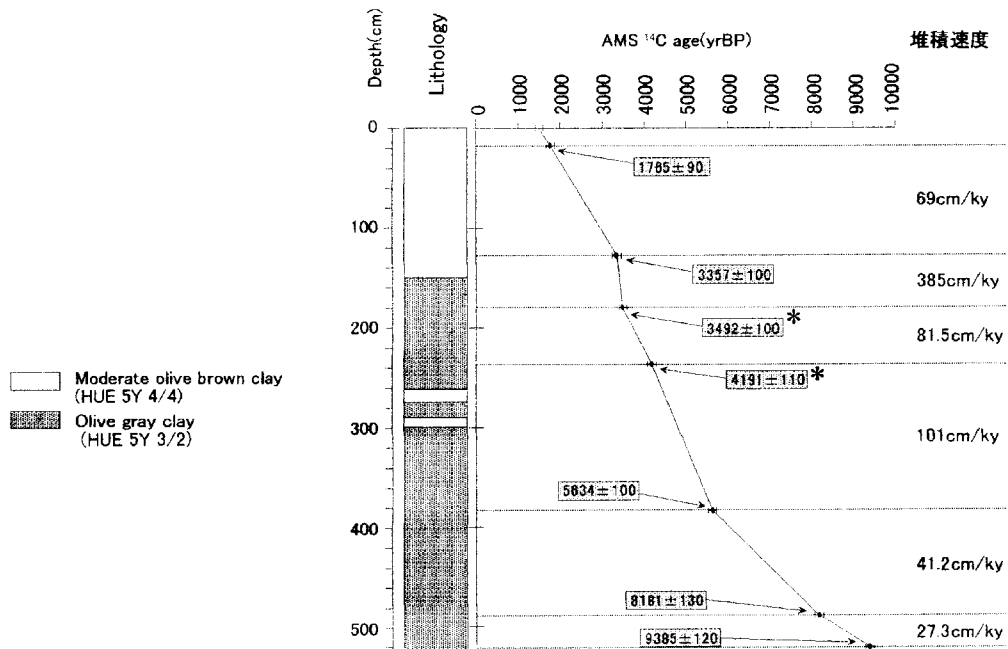


図3 KT97-15-P3の放射性炭素年代値と堆積速度

\*は底生有孔虫から得た年代値を補正して、浮遊性有孔虫の年代値を推測している。

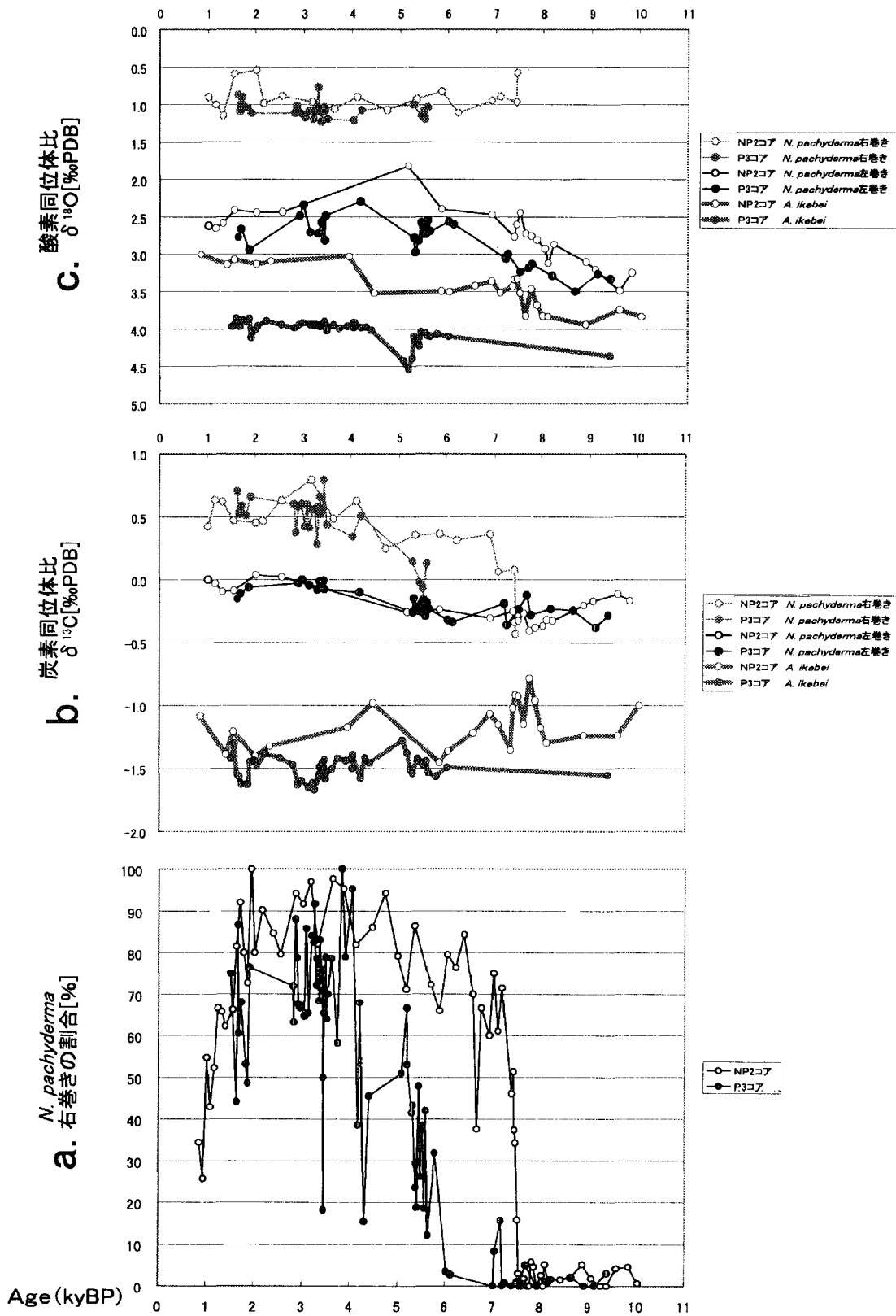


図4 測定結果

○は、KT95-14-NP2(北側のコア)を示し、  
●は、KT97-15-P3(南側のコア)を示す。

て拾い出し、右巻き・左巻き各個体数の計数を行い、右巻きの割合を計算した。

### 酸素・炭素同位体比

実体顕微鏡下で、泥や有機物が付着していない  $180\mu\text{m}$  程度の *N. pachyderma* と、*A. ikebei* を拾い出した。得られた有孔虫の殻は非常に薄く脆弱なため、前処理は行わなかった。これらの有孔虫殻  $0.13\text{mg}$  を計量し、小さなステンレスの容器に入れた。試料を燐酸バスで密度 1.92 の濃燐酸と  $70^\circ\text{C}$  で反応させ、そのガスをガラスラインで精製した。そして、ガラスラインに直接接続された Finnigan MAT 社製の質量分析計 delta S に導入して  $\delta^{18}\text{O}$  および  $\delta^{13}\text{C}$  の測定を行った。反応および精製から導入までは全て真空中で行った。

### 3. 結果・考察

2本のコアの測定結果をまとめて図4に示す。南側のコア (KT97-15-P3) の底生有孔虫の  $\delta^{18}\text{O}$  は、10ka から 1ka にかけて減少傾向を示す (図4c)。これは大場ほか (1995) の隠岐堆コアの底生有孔虫とほぼ一致し、日本海固有水の値を示していると考えられる。北側のコア (KT95-14-NP2) の底生有孔虫の  $\delta^{18}\text{O}$  も、10ka から 1ka にかけて減少傾向を示す (図4c)。しかし、その値は、先述の南側のコアの底生有孔虫の値より約  $0.5\sim 1.0\text{‰}$  低く、日本海固有水の値とは異なる。北側のコアの底生有孔虫は、水深 500m 付近の海底に生息し、この海域の現在の水温は  $0.4^\circ\text{C}$  である。有孔虫の  $\delta^{18}\text{O}$  と水温と海水の  $\delta^{18}\text{O}$  の関係は、Shackleton (1974) により  $T=16.9 - 4.38 \times (\delta_c - \delta_w) + 0.10 \times (\delta_c - \delta_w)^2$  と表されている (ここで  $\delta_c$  は有孔虫の  $\delta^{18}\text{O}$  PDB であり、 $\delta_w$  は海水の  $\delta^{18}\text{O}$  SMOW から  $0.20\text{‰}$  を差し引いた値である)。そこで、水温  $0.4^\circ\text{C}$  で過去 1 万年においても一定であったと仮定して、その  $\delta^{18}\text{O}$  から水深 500m 付近の中層水の  $\delta^{18}\text{O}$  を推測すると約  $-0.1\sim -1.0\text{‰}$  となる (図5)。こ

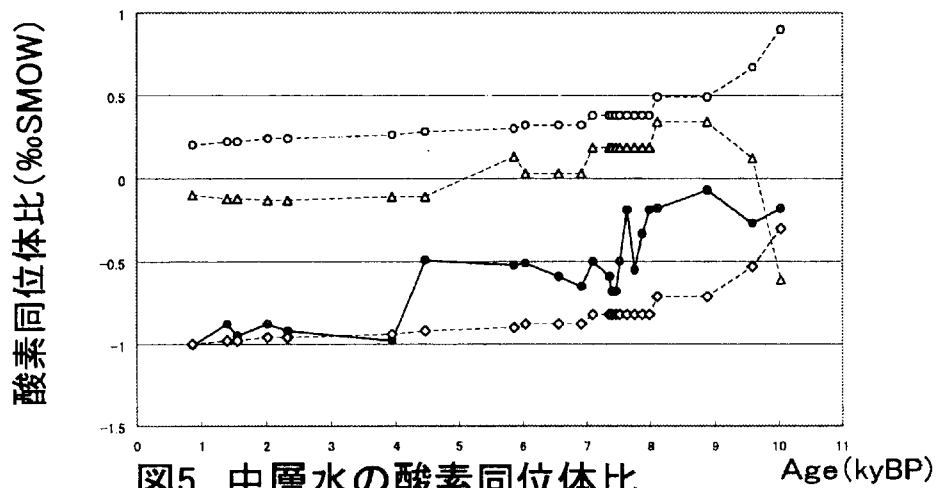


図5 中層水の酸素同位体比  
 水温を  $0.4^\circ\text{C}$  で一定と仮定して、KT95-14-NP2の *A. ikebei* の酸素同位体比から中層水(水深500m)の酸素同位体比を推測した。  
 ●は中層水、○は対馬暖流、△は日本海固有水、◇は親潮の酸素同位体比を示す。  
 中層水の酸素同位体比は、親潮と日本海固有水の混合で説明できる。

の値は、中層水が日本海固有水と親潮系の海水の混合水であることを示す。従って、日本海に対馬暖流が本格的に流入を開始し、親潮が流入しない環境になったとされている 8ka 以降においても、親潮の流入が継続していた可能性がある。もしこの中層水の  $\delta^{18}\text{O}$  を、親潮と対馬暖流の混合と解釈しようとする、まだ対馬暖流が日本海に流入していない 8ka 以前の値が説明できない。また、日本海固有水と対馬暖流の混合では中層水の  $\delta^{18}\text{O}$  を全く説明できない。ここで用いた各水塊の  $\delta^{18}\text{O}$  は以下のようにして見積もった。日本海固有水の  $\delta^{18}\text{O}$  は、KT97-15-P3 の底生有孔虫と L-3 コアの底生有孔虫（大場ほか，1995）の  $\delta^{18}\text{O}$  を用いて、水温を現在の日本海固有水の  $0.2^\circ\text{C}$  で一定と仮定して求めた。親潮と対馬暖流については、現在の親潮の  $\delta^{18}\text{O}$  を  $-1.0\text{‰}$ （Chinzei et al., 1987）とし、現在の対馬暖流の  $\delta^{18}\text{O}$  を  $0.2\text{‰}$ （大場，1984）として、グローバル海水準変動に比例して海水  $\delta^{18}\text{O}$  も変化すると仮定して、見積もっている。

*N. pachyderma* の右巻き割合は、北側のコアより、南側のコアの方が系統的に低い値をとる（図 4a）。この差は約 7.5~6.0ka で特に明瞭である。Ericson (1959) により、*N. pachyderma* の右巻き個体と左巻き個体は 4 月の表層水温  $7.2^\circ\text{C}$  を境にして、これより温暖な海域に右巻きが、寒冷な海域に左巻きが多く産出することが知られている。従って、この結果は、南側のコア付近は北側のコア付近の海域より寒冷な環境であったことを示している。しかし、対馬暖流は南側からこの海域に流入してくるので、南側のコア付近が寒冷な環境であったのは、局地的な冷水塊の存在による（図 6）。その冷水塊の起源は、親潮の流入、もしくは、湧昇流の影響であると考えられる。海峡部の海底地形をみると、南西部に津軽水路（茂木，1977）と呼ばれる水深 160m の溝状の窪みがある（図 1）。津軽海峡西口の最深部であるこの窪みを通じて親潮が流入していた可能性がある。逆に、湧昇流の影響という説に否定的な要因は、*N. pachyderma* 左巻きの  $\delta^{13}\text{C}$  が、ほとんど変動していないことである（図 4b）。湧昇流による軽い  $\delta^{13}\text{C}$  を持つ深層水の表層への供給は、*N. pachyderma* 左巻きの  $\delta^{13}\text{C}$  に大きく影響するはずである。冷水塊の存在を示す南北コア間の *N. pachyderma* の右巻きの割合の差は、過去 1 万年で大きく変動しているの、冷水塊を湧昇流起源とすると、*N. pachyderma* 左巻きの  $\delta^{13}\text{C}$  が、それに同調して変動しないのはおかしい。従って、冷水塊の存在が湧昇流の影響であるという仮定は崩れ、親潮流入の影響である可能性が高くなる。

*N. pachyderma* の左巻き個体の  $\delta^{18}\text{O}$  は、南側のコアの方が約  $0.5\text{‰}$  系統的に高い値を示す（図 4c）。この結果もまた、北側より南側のコア付近の海域の方が、寒冷な環境であったことを示している。*N. pachyderma* の左巻き個体が親潮に生息していたとして古水温を算定した結果は、その仮定に矛盾しない（図 7）。北側のコアの値は、10ka から 5~4ka まで減少傾向を示し、その後、増加傾向に転じる。南側のコアもほぼ同じ傾向を示す。気候最暖期である 6ka 付近に古水温が最高値にならないのは、親潮流入の影響であるかもしれない。

以上の結果から、8ka 以降においても、少なくとも断続的には日本海北部に親潮が

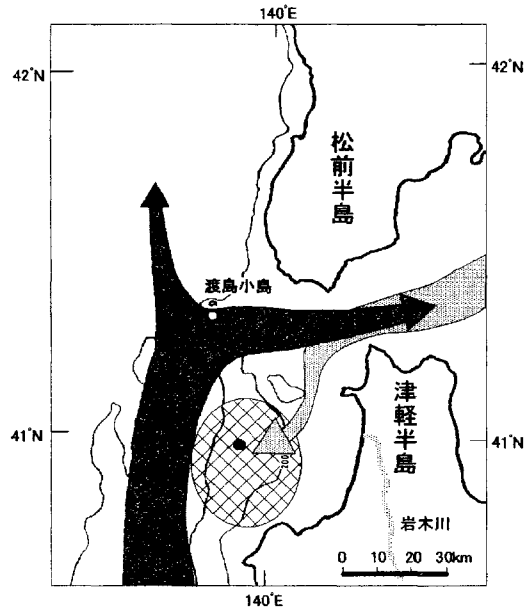


図6 冷水塊と海流の模式図

➡ は対馬暖流、➡ は親潮の流路を表す。  
 ○はKT95-14-NP2、●はKT97-15-P3の位置を示す。  
 ハッチの部分は冷水塊を示す。

南側のコア (KT97-15-P3) 付近に存在した冷水塊の起源は津軽水路を通して流入した親潮であると考えられる。

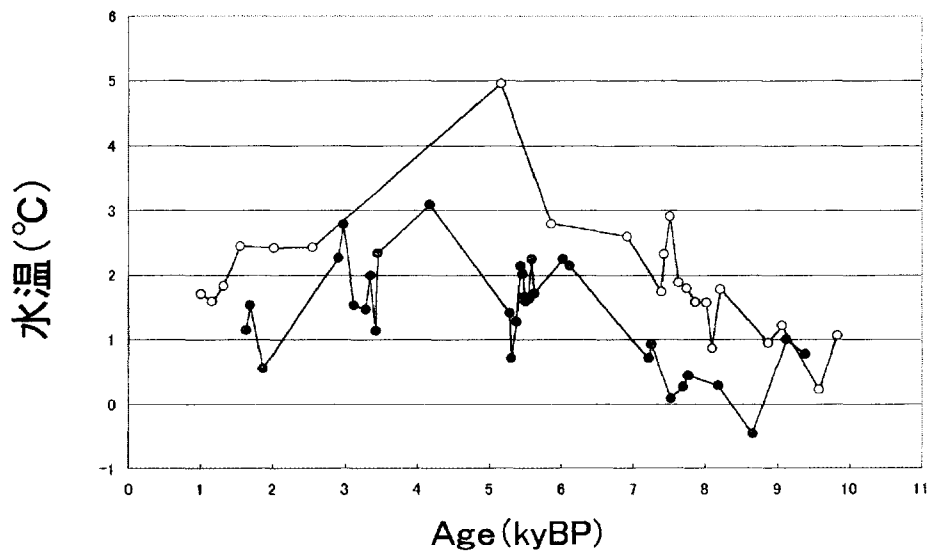


図7 *N. pachyderma*左巻きの酸素同位体比から推測した古水温

*N. pachyderma*左巻きが親潮に住むと仮定してShackleton(1974)の関係式より古水温を推定した。  
 ○はKT95-14-NP2(北側のコア)を示し、  
 ●はKT97-15-P3(南側のコア)を示す。

流入していた可能性が示唆される。

現在の日本海は対馬暖流の影響が強く、親潮が定常的に流入している証拠は無い。しかし、力石・長沼（1992）は対馬暖流が弱まる夜に津軽海峡内の沿岸域に西向きの流れが存在することを示している。また、津軽海峡東口の北側に親潮系の水塊が流入しているという報告もある（大谷，1987;渡野辺・三宅，1991）。日本海に、対馬暖流が流入し始めて間もない時期には、現在の海洋環境と異なり津軽海峡に双方向の流れが同時に存在したとしてもおかしくはない。また、季節変動や年々変動で対馬暖流と親潮が、交互に日本海へ流入していた可能性も考えられる。

なぜ、日本海への流入海水が、切り替わるのか、そのメカニズムの解明が今後の課題となろう。

#### 4. まとめ

今までの研究では、8ka から日本海には対馬暖流が本格的に流入し、ほぼ現在と同じような海洋環境になったとされていた。しかし、津軽海峡西側から採取された 2 本のコアの *N. pachyderma* 右巻きの割合の差と、水深 500m の底生有孔虫の  $\delta^{18}\text{O}$  から推測した中層水の古海水  $\delta^{18}\text{O}$  を解析した結果、8ka 以降も、少なくとも断続的には、日本海北部に親潮の流入が存在していた可能性が示唆された。

#### 謝辞

弘前大学理学部地球科学科の根本直樹助手には、KT95-14-NP2 を提供していただいた。名古屋大学年代測定資料研究センターの池田晃子技官には、試料の前処理の指導をしていただき、名古屋大学滞在中に大変お世話になった。同位体比測定に際して、東北大学理学研究科の山田 努博士、および谷口敦行修士には大変お世話になった。さらに、本教室の諸教官、大学院生の方々には、多岐にわたって援助をいただいた。以上の方々に、厚く御礼申し上げます。

#### 参考文献

- Chinzei, K., Fujioka, K., Kitazato, H., Koizumi, I., Oba, T., Oda, M., Okada, H., Sakai, T. and Tanimura, Y., 1987, Postglacial environmental change of the Pacific Ocean off the coasts of central Japan. *Marine Micropaleontology*, 11, 273-291.
- Ericson, D. B., 1959, Coiling Direction of *Globigerina pachyderma* as a Climatic Index. *Science*, 130, 219-220.
- Kitagawa, H., Masuzawa, T., Nakamura, T. and Matsumoto, E., 1993, A batch preparation method of graphite targets with low background for AMS<sup>14</sup>C measurements. *Radiocarbon*, 35, 295-300.
- 町田洋, 新井房夫, 1988, 日本列島周辺の深海底に分布するテフラ. 第四紀研究, 26, 227-242.



- 茂木昭夫,1977,日本近海海底地形誌－海底俯瞰図集.東京大学出版会,67p.
- 大場忠道,1984,酸素・炭素同位体比－KH-79-3,C-3 コアの解析を中心にして－.月刊地球,6,558-566.
- Oba,T.,Kato,M.,Kitazato,H.,Koizumi,I.,Omura,A.,Sakai,T.and Takayama,T.,1991, Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanography*,6,499-518.
- 大場忠道,村山雅史,松本英二,中村俊夫,1995,日本海隠岐堆コアの加速器質量分析(AMS)法による<sup>14</sup>C年代.第四紀研究,34,289-296.
- 大場忠道,大村明雄,加藤道雄,北里洋,小泉格,酒井豊三郎,高山俊昭,溝田智俊,1984,古環境変遷史－KH-79-3,C-3 コアの解析を中心にして－.月刊地球,6,571-575.
- 大谷清隆,1987,津軽海峡西部への沿岸親潮水の流入.北大水産彙報,38,209-220.
- 力石國男,長沼光亮,1992,津軽暖流と対馬暖流北上流の分配機構.海と空,68,67-78.
- Shackleton,N.J.,1974,Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*:isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Centre Natl.Rech.Sci.Coll.Inter.*,219,203-209.
- 渡野辺雅道,三宅秀男,1991,津軽海峡東口におけるフロント構造の季節変動.月刊海洋,23,521-525.

## Holocene paleoenvironment in the Japan Sea

T.Takei<sup>1)</sup>, K.Minoura<sup>1)</sup>, S.Tsukawaki<sup>2)</sup>, T.Nakamura<sup>3)</sup>

1) Department of Geoenvironmental Science, Faculty of Science, Tohoku University, Sendai 980-8578, Japan

2) Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Kanazawa University, Kanazawa 920-1192, Japan.

3) Dating and Materials Research Center, Nagoya University, Nagoya 464-8602, Japan.

### Abstract

The Japan Sea is a semi-closed marginal basin, and its oceanographic conditions have been influenced by the influx of ocean water and the volume of continental run-off. Sea-level rise following the onset of the post-glacial global warming changed substantially oceanographic circulation patterns. Planktonic organisms are expected to have responded to changing seawater conditions and the organic products preserved in sediment columns have the potential to record paleoceanographic fluctuations.

We studied paleontologically and geochemically the sediment cores recovered from the topographic highs to the west of the Tsugaru Strait. The coiling directions and the C-O isotopic ratios of *Neogloboquadrina pachyderma* infer that cool and slightly salted water has flowed into the Japan Sea through the Tsugaru Strait during Holocene time.