|浮遊性有孔虫群集と表層水塊の関係に基づく過去2万7千年間の下北沖の古環境変動復元

黒柳あずみ*・川幡穂高**・大串健一*

*独立行政法人産業技術総合研究所 地質情報研究部門 · ** 東京大学海洋研究所 / 独立行政法人産業技術総合研究所 / 東北大学大 学院理学研究科

Reconstruction of paleoceanographic changes based on the relationship between planktonic foraminiferal assemblages and water masses off Shimokita over the last 27,000 years

Azumi Kuroyanagi*, Hodaka Kawahata** and Ken'ichi Ohkushi*

*Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Tsukubahigashi 1-1-1, Ibaraki, 305-8567, Japan (a.kuroyanagi@aist.go.jp, k-ookushi@aist.go.jp); **Ocean Research Institute, University of Tokyo, 1-15-1 Minamidai, Nakano-ku, Tokyo, 164-8639, Japan (kawahata@ori.u-tokyo.ac.jp) /Geological Survey of Japan, Natural Institute of Advanced Industrial Science and Technology/Graduate School of Science, Tohoku University

Abstract. Planktonic foraminiferal assemblage provides the information about water mass properties. We investigate the fossil foraminiferal fauna using factor analysis to reconstruct the changes in water masses and the outflow/inflow timing of the Oyashio and Tsugaru currents across the Tsugaru Strait off Shimokita (41°33.9'N, 141°52.1'E) in the northwestern North Pacific over the last 26,900 years. In the study area, the Oyashio Current affected both surface and subsurface (below the pycnocline) waters during 26.9–15.7 thousand calendar years before present (cal. kyr BP). Vertical mixing and subsurface warming resulted from the flow of the Oyashio Current into the Japan Sea around 15.7–10.6 cal. kyr BP. The Tsugaru Current started to enter into the Pacific about 11.2–10.6 cal. kyr BP and formed two water masses condition of the surface layer under the influence of the Tsugaru and the subsurface layers of the Oyashio Current during 10.6–9.0 cal. kyr BP. The increasing of inflow of the Tsushima/Tsugaru Current enforced surface layer warming and the stratification of water column. Finally, the subsurface layer started to warm at 6.2 cal. kyr BP. The timings of outflow/inflow of the Oyashio and Tsugaru currents in this study are compatible with the results at the Japan Sea sites.

Key words : Planktonic foraminifera, fossil assemblage, water mass, factor analysis, IMAGES core

はじめに

最終氷期最盛期(Last Glacial Maximum: LGM)以 降,日本海とその周囲の外洋との間では,表層水循環を 含めた大きな環境変動が起きていたことが知られている. LGMには海水準が現在よりも約130m低下したため、外 洋と日本海を結ぶ海峡(最大水深約130m)が陸化して, 日本海は周囲の海洋よりほぼ孤立した状態であった(例 えば, Oba et al., 1991; Gorbarenko, 1993). しかしLGM終 了後,海水準上昇に伴い海峡が開き,表層環境が大きく 変化した. この海峡の開閉により, 親潮が日本海に流入 し (約17.5~12 thousand calendar years before present, 以後cal. kyr BPと表現),その後,対馬暖流が流入(約12 ~9 cal. kyr BP) したことなどが、これまでの研究で報 告されている(例えば, Oba et al., 1991; 多田, 1997; Ikeda et al., 1999; Ishiwatari et al., 1999; Kim et al., 2000). 日本 海と外洋とをつなぐ海峡は,表層海水の直接の流入・流出 口となるため,海峡付近の堆積物は表層水変化の影響を

鋭敏に記録していると思われる.津軽海峡は、太平洋と 日本海北東部を結び、親潮・津軽暖流の流路に直接影響を 与える重要な海峡である.津軽海峡の日本海側の堆積物 を用いた研究はなされているが(Takei *et al.*, 2002)、太平 洋側について詳細な研究例はいまだ行われていない.

本研究で古環境復元に用いた浮遊性有孔虫は、炭酸塩 の殻を持つ原生動物プランクトンで、熱帯から極域まで の海洋表層に広く生息している.浮遊性有孔虫は環境変 動の大きな表層で主に生息し、生息期間が比較的短く(表 層種で約2週間~1ヶ月,深層種で半年~1年)、生息時 の環境を群集組成や殻の化学組成に記録していることか ら、古海洋環境を推定する際の有益な指標となる(例え ば,Hemleben *et al.*, 1989).浮遊性有孔虫は、変換関数 (Transfer function)、殻の酸素同位体比、マグネシウム・ カルシウム比(Mg/Ca比)など、水温指標としての側面 がこれまで主に注目されてきた.しかし、本論文では浮 遊性有孔虫が水温以外の環境因子にも影響を受け、水塊 変動に敏感に対応する点に着目する.そして浮遊性有孔

黒柳あずみ・川幡穂高・大串健一



図1. コア(MD01-2409) の採取地点と-100 m, -200 mの等水深線. Fig. 1. Location map of the core MD01-2409 with bathymetric isolines (100 and 200 m depths).

虫を水塊トレーサーとして用いて,津軽海峡の太平洋側 における津軽暖流と親潮の相互の影響による環境の変化 を復元する.本研究で用いたコアは,海峡の開閉による 津軽暖流や親潮の影響を鋭敏に記録していると考えられ る津軽海峡東側の下北半島沖で採取した.そして,最終 氷期以降の表層水塊構造の変遷とそのタイミングを高時 間解像度で復元することを本研究の目標とした.

分析試料・実験方法

本研究で用いたコア (MD01-2409) は下北半島沖の水 深970 mの海底(北緯41°33.9', 東経141°52.1') から2001 年のWEPAMA (IMAGES VII/2001) 航海で採取され た(図1). コアの全長約45 mのうち,下部に見られた 大規模スランプの影響のない上部約18 mを今回の解析に 用いた.コアの年代は,15試料中の浮遊性有孔虫,主に *Neogloboquadrina pachyderma*(Ehrenberg)と*Globigerina bulloides*(d'Orbigny)の¹⁴C年代を日本原子力研究所む つ事業所において加速器質量分析法(accelerator mass spectrometry: AMS)で測定し, Calib 4.3 program (Stuiver and Reimer, 1993)およびcalibration data set (Stuiver *et al.*, 1998)を用いてカレンダー年代に換算した.この結果,コア 最下部の年代は26.9 cal. kyr BPと推定された.

有孔虫試料は、一辺約2 cmのプラスチックキューブで コア長20 cmごと(ラミナ部分は5~10 cm)に採取した. 洗い出された150 μm以上の浮遊性有孔虫個体は40℃以 下で乾燥、分割後に200 個体以上を拾いだし、計数と同定 を行った. 有孔虫の同定は、Parker (1962) および Saito *et al.* (1981), Hemleben *et al.* (1989) らの分類を基にした. また解析試料の平均解像度は約300年である.

本研究では、有孔虫群集の変遷を統計的に調べるために、 有孔虫の種パーセントを計算後、これを基にSPSSプログラ ム (Statistical Packages for Social Science program)を用い て因子分析を行い、因子負荷を単純構造に近づける ためバリマックス回転を行った後、固有値1以上の因 子を抽出した.因子抽出は複数の方法を検討後、最 適なものを採用した.また、水塊中のより地域的な 変動に関しては、この海域で特徴的な分布を示す *N. pachydermaとNeogloboquadrina incompta*(Cifelli)の二種の massaccumulation rates (MAR)と*N. pachyderma*の巻き方向 の比を用いて推定した(Kuroyanagi and Kawahata, 2004).

結果

本試料の浮遊性有孔虫群集は、主に亜寒帯種から 構成され, コア解析期間を通じて4回の大きな変化 を示した(図2).その群集が大きく異なる各期間を period 1から5まで区分した. 解析試料中で優占(群集 中に平均で1%以上) に産出した種は, N. pachyderma, G. bulloides, Turborotalita quinqueloba (Natland), *N. incompta*, *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny) の5種 で, 群集中でそれぞれ平均して69.5%, 19.7%, 4.1%, 2.9%, 1.5%を占める.また、各試料における浮遊性有孔虫種の 相対頻度を基にSPSS プログラムを用いて行った因子分析 の結果,バリマックス回転後の固有値が1以上を示した 4因子を抽出した(表1). この抽出された4因子(Factor 1~4)は、それぞれがperiodごとに顕著な変化を示 した. 例えば, period 1 では相対的に低い負の因子得点 (Factor score) 値のFactor 1 と正の高い値のFactor 4 が 見られ, また period 2 では Factor 2, period 3 は Factor 1, さらにperiod4ではFactor3が、それぞれの期間に相対的 に高い値を示した(図3).一方, period 5 では, Factor 2 と4が負の値を示していた.以下,各因子と有意な相関 を示す浮遊性有孔虫種から各因子を解釈し、これらの結 果を基に水塊変動を復元していく.

試料中の炭酸塩の保存度の検証

浮遊性有孔虫の群集変化について考察する際には、そ の試料の炭酸塩の保存度の検証が必要である.これは、 有孔虫種の殻の厚さや構造により溶解に対する耐性が異 なるため(例えば,Berger,1979;尾田,1989)、溶解作用を 強く受けた試料では、選択的溶解により、もともとの群 集組成を反映しない化石群集組成を示すからである.本 試料を採取したのは、現在の北太平洋のリソクライン(約 3500 m)よりも浅い水深(970 m)にもかかわらず、周辺 の海域の表層堆積物からは顕著な炭酸塩の溶解が報告さ れている(例えば、西村ほか,1997).したがって、本試 料でも溶解作用を検証し、群集組成の考察の対象とでき るかを見きわめる必要がある.

堆積物中の炭酸塩の保存度の推定には様々な指標が提 案されているが、そのうち一般によく用いられているも のに、浮遊性有孔虫のfragmentation ratioがある(例えば、



図2. 群集中に優占する浮遊性有孔虫種の構成比(%)と大きな群集変化を示す5つの期間 (period 1~5).

Fig. 2. Cumulative percentages of major planktonic foraminiferal species. The faunal changes suggest that the studied interval is divided into five distinct periods (periods 1-5).

表1. バリマックス回転後の浮遊性有孔虫種の因子負荷量

Table 1. Factor loadings from principal components analysis with Varimax rotations. *G. sacculifer; Globigerinoides sacculifer* (Brady), *G. ruber; Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *G. glutinata; Globigerinita glutinata* (Egger).

Species	Factor			
	Factor 1 (Tsushima /Tsugaru)	Factor 2 (vertical mixing /upwelling)	Factor 3 (warm stratified)	Factor 4 (Pacific)
N. incompta	* 0.868	0.065	0.035	0.009
N. pachyderma (sin.)	-0.808	-0.140	0.007	0.479
T. quinqueloba	0.781	0.038	0.367	0.180
G. bulloides	0.057	0.882	-0.213	0.037
N. dutertrei	0.159	0.773	0.141	-0.145
G. sacculifer	0.132	-0.108	0.840	0.042
G. ruber	0.075	0.060	0.816	-0.055
G. glutinata	0.081	-0.232	-0.048	0.781
N. pachyderma (dex.)	0.241	-0.534	-0.079	-0.744
Eigenvalue	2.519	1.776	1.562	1.064
Variance (%)	28	19.7	17.4	11.8
Cumulative (%)	28	47.7	65.1	76.9

*: High factor loading (bold type) indicates the primary species contributing to each factor. Based on the species that made a considerable contribution, each factor was interpreted.

Conan et al., 2002). 本研究のfragmentation ratio (F-ratio) は次の式を用いて算出した.

- Fragmentation ratio (%) = [$F / (F + W) \times 100$]
- F: planktonic foraminiferal (PF) shell fragments W: whole PF tests
- 今回の試料のF-ratioは図4に示されている. 東部イン

ド洋では、Martinez et al. (1998) が堆積物中の F-ratioが 20%を超えることをリソクラインの目安として報告してい る. 今回の結果では、ほとんどの試料で20%以下の値を示 したが(図4)、しかし、周囲の海域で見られたような非 常に強い溶解作用により、破片すら残らずに溶解している という可能性もあるので、それを検証する必要がある.

黒柳あずみ・川幡穂高・大串健一



図3.94 試料における浮遊性有孔虫種の相対頻度を基にSPSS プログラムを用いて行った因子分析の結果,抽出された各因子(factor 1~4)の因子得点.バリマックス回転後の固有値が1以上を示した4因子を抽出後,各因子と有意な相関を示す浮遊性有孔虫種を基に,各因子を解釈した.

Fig. 3. Results of factor analysis. Factor analysis was carried out based on the foraminiferal relative abundance of the 94 fauna, and four factors with eigenvalue >1 were extracted with principal components analysis. Each factor was interpreted based on the modern distribution of planktonic foraminiferal species that made a considerable contribution.

そこで、本研究ではF-ratioに加え、堆積物中の単位重 量当たりの有孔虫殻の絶対存在量を調べた.これは炭酸 塩の溶解状況や陸源物質による希釈を反映することが知 られている(例えば, Le and Thunell, 1996).その結果を 見ると、有孔虫殻の堆積物単位重量当たりの絶対存在数 (shells g⁻¹)は全試料で13から2293 shells g⁻¹まで変動し、 平均は613 shells g⁻¹を示す.一方、表層から3.2 cal. kyr BP の表層では30 shells g⁻¹以下の低い値を示す(図4).これ は、強い溶解作用の影響を示唆している.そこで、本研 究の有孔虫群集解析に基づく考察は、溶解作用の影響が 少ない26.9 から3.2 cal. kyr BPについて行うことにした. ただし、溶解作用に強い種である N. pachydermaの巻き方 向の比については、1.5 cal. kyr BPまでの値も含めて考察 に用いた.

議論

現在の海洋における浮遊性有孔虫群集と水塊との対応

現在の海洋における浮遊性有孔虫と水塊との関係はどの ようになっているのだろうか.また、この研究海域で浮 遊性有孔虫を水塊トレーサーに用いることは本当にでき るのだろうか.化石群集について議論する前に、まずこ れらについて、これまでの研究報告を総括する.

浮遊性有孔虫の分布は主に水温に規制されている(例



図4. 浮遊性有孔虫のfragmentation ratioと殻の絶対存在量. 実線はfragmentation ratio, 破線は殻の絶対存在量を示す. 影をつけて いる部分は、非常に強い溶解を受けていると予想される範囲.

Fig. 4. Fragmentation ratio of planktonic foraminifera and absolute number of whole shell of planktonic foraminifera in the sediments per gram (shells g⁻¹). Solid and dashed lines indicate planktonic foraminiferal fragmentation ratio and absolute whole shell numbers, respectively. Shaded area (< 3.2 cal. kyr BP) represents severe dissolution intervals.

えば、Bé, 1977). しかし、以前より水塊との関連も指摘 されており(例えば、Bé et al., 1971)、最近の研究では これを裏付ける結果が報告されている。例えば、近年 のプランクトンネットの成果によると、種やその生態 により、水温以外の環境因子にも生息分布が影響を受け ていることが明らかにされている(例えば、Hemleben et al., 1989; Watkins et al., 1996; Schiebel et al., 2001; Kuroyanagi and Kawahata, 2004). さらに、北太平洋 のセジメントトラップ観測では、水塊の季節変化に対応 して浮遊性有孔虫群集が変動することも報告されてい る(Sautter and Thunell, 1989; Kuroyanagi et al., 2002; Eguchi et al., 2003). つまり有孔虫群集が、今まで着目 されてきた水温のみでなく、他の環境因子(塩分、生物 生産、水柱構造など)を含む水塊の変動を記録している 可能性がある.

一方,本研究域における浮遊性有孔虫群集と水塊の具体的な関係については,尾田・嶽本(1992)が表層堆 積物試料,Kuroyanagi and Kawahata(2004)がプラ クトンネット観測および表層水採取観測を用いて報告した.これらの研究より,日本列島周辺海域においても, 浮遊性有孔虫群集と黒潮・対馬暖流・親潮などの各水塊 との対応が成り立っていることがわかる(図5).この 現在の海洋における浮遊性有孔虫と海洋環境との関係を 堆積物中の化石群集に応用し,古環境の推定を試みる.

因子分析に基づく水塊変遷の推定

因子分析により抽出された4因子と有意な相関を示す 有孔虫種の分布や生態に基づいて各因子の解釈を行い, 水塊の変遷について考察する.絶対値の大きい因子負荷 量(factor loading)を示す種(表1で太文字で示した種) は、それぞれの因子に対して関連が深いことを示す. Factor 1の有孔虫群集は、N. incomptaとT. quinqueloba で主に構成されている.また、左巻きのN. pachyderma (以 後N. pachyderma (sin.)と表現)とは負の相関を示した (表1).プランクトンネットの結果では、N. incomptaと T. quinquelobaは対馬/津軽暖流の影響を受ける海域に優 先して生息しており、特に日本海の表層200 mでは群集中 の85~93%を占める (Kuroyanagi and Kawahata, 2004). 一方、N. pachyderma (sin.)は日本海ではほとんど見られ ないが、親潮域での産出が報告されている.したがって、 この因子 (Factor 1)は対馬/津軽暖流の影響を反映して いると思われる.この因子が負の因子得点 (factor score) 値を示したperiod 1 と高い値を示したperiod 3 (図3)で は、それぞれ親潮および対馬海流の影響下にあったこと が推測される.

Factor 2 は主に G. bulloides と N. dutertrei から構成されて おり(表1),両種とも水塊の鉛直構造に密接に関連した 産出を示す種である.多くの研究から,G. bulloides は湧昇 に関連する種として知られており(例えば,Thiede, 1975; Prell and Curry, 1981; Ganssen and Sarnthein, 1983), 一次生産量と深い関係がある(Reynolds and Thunell, 1985). また,N. dutertrei は,湧昇後の環境に適応し (Sautter and Thunell, 1991; Kuroyanagi et al., 2002),温 度躍層付近に生息する(Fairbanks et al. 1982; Ravelo et al., 1990).よって,この因子(Factor 2)は水塊の鉛直 混合の影響を反映している.period 2 でこの因子は高い値 を示し,鉛直混合が活発な環境を示唆し,またperiod 5 で は大きな負の値を示し,逆に不活発な海洋状況にあった ことを示唆する.

Factor 3 の群集には,熱帯〜亜熱帯の表層生息種であ る *G. sacculifer* と *G. ruber* が含まれる (例えば, Bé, 1977; Hemleben *et al.*, 1989; Watkins *et al.*, 1996) (表 1). 北



図 5.2002年の 5~6 月に行われた表層 200m のプランクトンネットの地点と,その浮遊性有孔虫の群 集組成(Kuroyanagi and Kawahata (2004)を改訂).

Fig. 5. Location map of the mooring sites and foraminiferal assemblage of plankton tows conducted at upper 200m water depths from May to June 2002 (modified from Kuroyanagi and Kawahata, 2004).

太平洋のセジメントトラップ観測でも両種は暖かく水柱 が成層化した環境で優勢であり(Thunell and Reynolds, 1984; Eguchi *et al.*, 1999; Kuroyanagi *et al.*, 2004),飼育実 験でも14~32°C(最適温度は 26.5°C)の環境に適応して いる(Bijma *et al.*, 1990).したがって,period 3 と 4 でこ の因子が高い値を示すのは,水塊の成層化が発達し,表 層水が暖かいという温暖・成層化の環境を反映している.

Factor 4 の群集ではG. glutinataと右巻きのN. pachyderma (以後N. pachyderma (dex.)と表現)が有意な相関を示 す(表1).日本周辺海域で行ったプランクトンネット の結果では、G. glutinataは主に北西部北太平洋域で生息 し、日本海ではほとんど産出しなかった(Kuroyanagi and Kawahata, 2004).一方、Factor 4 と負の相関を示す N. pachyderma (dex.)は、太平洋の親潮域よりも日本海で 卓越した産出を示した.これらのことから、この因子は 太平洋側の水塊(親潮)と関係がある.この因子が高い正 の値を示す period 1 と負の値の period 5 では、親潮と津軽 暖流の影響がそれぞれ示唆される.

下北沖の古環境変動の復元

前述の因子分析の結果を基に,過去26,900年間の下北 沖における古水塊変動の推定を行った.また本論文中で は,太平洋から日本海への海流の流れを"流出",日本海 から太平洋へ海峡を通過する海水の移動を"流入"として 記述する.

1. Period 1 $(26.9 \sim 15.7 \text{ cal. kyr BP})$

親潮(太平洋側)因子(Factor 4)の高い正の値と,対 馬/津軽暖流因子(Factor 1)の負の値,さらに低い温暖・ 成層化因子(Factor 3)の値は,この期間,この海域で は親潮の影響が卓越していたことを示唆する(図6).ま た,*N. pachyderma*の右巻き個体の比率がこの時期には低 い値(平均2.6%)を示すことも,今回の結果を支持して いる(図6).この海域では*N. pachyderma*が亜表層(密度 躍層(20~40 m水深)以深)に主に生息することがプラ



図 6. 浮遊性有孔虫因子分析, *N. pachyderma*の巻き方向の比,有孔虫種のmass accumulation rates (MAR)から推定された下北沖過 去26,900年の表層, 亜表層の水塊構造の変遷.

Fig. 6. Ratio of dextral form to total of *Neogloboquadrina pachyderma* (right-coiling ratio of *N. pachyderma*) and mass accumulation rates (MAR) of *Neogloboquadrina incompta, Globigerinoides ruber* and *N. pachyderma* (dex.). Boxes show the water column structure and oceanographic situation at this site.

ンクトンネット観測から報告されているため (Kuroyanagi and Kawahata, 2004), *N. pachyderma* は亜表層の環境を 反映していると考えられる.同じコアでアルケノンから 推定された低い表層水温 (約10~15°C) や*N. pachyderma* (sin.)の殻の酸素同位体比から推測された低い亜表層水 温 (約1~3°C) などの成果 (Ishizaki, 2004) も今回の 結果とも整合的である.この親潮が優勢な海洋環境は, LGMの北西部北太平洋の別の地域からも報告されている (Thompson and Shackleton, 1980; 山根・大場, 1999).

2. Period 2 (15.7 \sim 10.6 cal. kyr BP)

鉛直混合因子(Factor 2)群集の増加から、この時期は 水塊の成層化構造が弱く、鉛直混合が優勢な海洋環境が示 唆される(図3,6).また、亜表層に生息する右巻きの*N. pachyderma*がわずかながら増加することから、14 cal. kyr BP

付近で亜表層の水温が相対的に上昇したことが示唆され るが、一方で対馬/津軽暖流域に卓越し表層生息種で あるN. incompta (Kuroyanagi and Kawahata, 2004) が period 1 からの低いMAR値を維持していることから(図 6)、この時期の水温の上昇は、津軽暖流の流入ではな く、LGM以降の温暖化に伴う亜表層も含めた親潮全体の 水温上昇に起因すると考えられる。鉛直混合因子の値が 高いのは表層との温度差が減少したためであり、またこ の時期に親潮の表層水が津軽海峡を通過し太平洋から日 本海に流出した(大場ほか, 1995; Ishiwatari et al., 1999; Kim et al., 2000) ことで生じた補償流が、鉛直混合に関係 しているのかもしれない.

3. Period 3 (10.6 \sim 9.0 cal. kyr BP)

10.6 cal. kyr BP頃に対馬/津軽暖流因子と温暖・成 層化因子,および対馬海流表層に優占する N. incompta と 温暖種のG. ruberが増加して表層の環境が急激に変化す るが、亜表層生息種のN. pachydermaには大きな変化が 見られない. このことから、日本海からの表層水が下北 沖の表層に流入し始め,津軽暖流の影響が表層では強ま るが, 亜表層は依然親潮の影響が優勢な状況が示唆さ れる(図6).また,鉛直混合因子の値は低く,さらに N. pachydermaの右巻き比率も20%以下である.以上より, 日本海から太平洋に流入した水塊は、相対的に低密度(高 温,低塩分)のため成層化構造を発達させ、表層に急激 な変化をもたらしたが, 亜表層は温度上昇などの影響は 受けなかった.よって表層は津軽暖流に影響を受ける一 方で, 亜表層は依然親潮の影響下にあったことが推測さ れる. この海峡状況は, Ikeda et al. (1999) のモデルや Takei et al. (2002) で提案されている, 傾圧 (baroclinic condition) により、表層と亜表層で互いに別の方向に海 水が移動する海洋環境とよく一致する.

4. Period 4 (9.0 \sim 6.2 cal. kyr BP)

温暖・成層化因子(Factor 3)は極大値を示すことから, 成層化がさらに強まった環境が示唆される(図3,6). また,成層化の発達と関係するG. ruberは産出するが, N. incomptaは減少する. G. ruberが増加し, N. incomptaが 減少するという傾向は,温暖化が進行した10 cal. kyr BP 頃に西南日本沖でも見られる(尾田・嶽本,1992). これ は成層化により表層への栄養塩の供給が減少し,クロロ フィルa濃度と関係した産出を示すN. incomptaは減少する が,共生藻を持つG. ruberはそれほど影響されなかったた めと思われる(Kuroyanagi and Kawahata, 2004).

5. Period 5 (6.2 $\sim\!1.5$ cal. kyr BP)

鉛直混合因子(Factor 2)は、period 3 から4 にかけて 徐々に減少し、この期間で極小値を示す.また、親潮(太 平洋側)因子(Factor 4)も極小値となる(図3).これ らの低い値は、津軽暖流の流量の増加に伴い、現在と同 様に、津軽暖流が表層、亜表層ともに優勢となったことを 示唆している(図6).そのため、これまで発達していた 成層化は崩れ、津軽暖流の影響が強まるにつれ、亜表層 の水温も上昇する. つまり,表層は津軽海流,亜表層は 親潮の影響下にあった水塊の二重構造が約5.9 cal. kyr BP 頃には崩壊し,亜表層の環境が大きく変化し,亜表層生 息種の*N. pachyderma*の右巻き個体の比率,個体数も急激 に増加し,ほぼ現在と同じような海洋状況になったこと を示している(図6).

日本海の研究結果との比較

今回の結果から推定した親潮や津軽暖流の日本海や太 平洋への流入・流出のタイミングは他の研究結果と比べて 整合的なのだろうか.前述の通り,本研究では,15.7~14 cal. kyr BP (period 2)頃に観察された鉛直混合の増加は, 親潮が日本海へ流出したことに起因すると推測した.一 方,隠岐堆の堆積物解析の結果,大場ほか(1995)は,底 生有孔虫より,親潮は約16 cal. kyr BPに太平洋側から日 本海側へ流出し始めたことを示し,Ishiwatari et al. (1999) も,アルケノン水温を含めた有機,同位体比地球化学分 析により,17.5 cal. kyr BPに冷水(親潮)が日本海へ流 出したことを明らかにしている.本研究の結果は,親潮 が日本海に流出したことを示す直接的な証拠ではないが, これらの日本海における研究結果とは矛盾しない.

また、本研究から津軽暖流は、約11.2~10.6 cal. kyr BP 頃に津軽海峡を通過して太平洋に流入し始め、9.0 cal. kyr BP 頃にその流量は増加し、表層水では津軽暖流の影響が優 勢になり、6.2 cal. kyr BP以降では、流量はさらに増加し、 亜表層水も津軽暖流の影響が表れるようになったことが 示唆された(図6).前出の隠岐堆の研究でも、Ishiwatari *et al.*(1999)は11.6~11.1 cal. kyr BPに対馬海峡を通過 して日本海に暖水(対馬暖流)が入ってきたことを明らか にした.大場ほか(1995)も、対馬暖流が11.5 cal. kyr BP 付近で入り始め、約9 cal. kyr BPには卓越するようになっ たことを示した.このように、今回の下北沖での親潮、 津軽暖流の流入・流出のタイミングは、他の日本海の研究 の結果とも整合的な結果を示している.

まとめ

浮遊性有孔虫の群集組成は、生息時の水塊の特徴を反 映している.本研究では、浮遊性有孔虫の化石群集を用い て、過去26,900年の下北沖(北緯41°33.9'、東経141°52.1') の水塊変動および親潮、津軽暖流の流入・流出のタイミン グを高解像度で復元した.

- 浮遊性有孔虫の群集は、LGM後の水柱構造や水塊の 顕著な変化を示す.この群集変化は、大きく5つの期 間(period1~5)に区分する事ができる.
- 2)産出した浮遊性有孔虫群集の因子分析の結果、それ ぞれの各4因子(対馬/津軽暖流、鉛直混合、温暖・ 成層化、親潮(太平洋側))が、各期間(period1~ 5)を特徴づけていることが明らかになった。また、 *N. pachydermaとN. incompta*がそれぞれ亜表層(密度躍

層以深,20~40 m水深),表層で主に生息するという, 特徴的な生息分布を用いて,水柱のより詳細な環境変 遷の復元を試みた.

- 3) Period 1 (26.9~15.7 cal. kyr BP) では、表層および亜表層でも親潮の影響が卓越し、低い水温の環境が維持されていた. Period 2 (15.7~10.6 cal. kyr BP) になると、亜表層の水温が相対的に上昇し、鉛直混合が活発になった. Period 3 (10.6~9.0 cal. kyr BP) には、津軽暖流が太平洋に流入し始め、表層では津軽暖流、亜表層では親潮水塊が卓越するというコントラストが生じた. 続くPeriod 4 (9.0~6.2 cal. kyr BP) には、津軽暖流の流入が増加し、水柱の温暖・成層化がさらに強まった. Period 5 (6.2~1.5 cal. kyr BP) では、表層から亜表層まで津軽暖流が卓越し、水柱の成層化構造は崩壊し、亜表層の水温が上昇し、ほぼ現在と同じような海洋状況になった.
- 4)本研究の津軽暖流および親潮の流入・流出のタイミン グは、日本海で行われた他の研究結果ともほぼ整合的 である。

謝辞

北海道大学の西 弘嗣博士からは本論文をまとめる機会 をいただき、様々なご指導をいただいた.2名の匿名の 査読者の方からは、有益なご助言、ご教示をいただいた. 産業技術総合研究所の外西奈津美氏からは貴重なご意見 をいただいた.ここに感謝いたします.

文献

- Berger, W. H., 1979. Preservation of foraminifera. In Lipps J. H. ed., Foraminiferal Ecology and Paleoecology, SEPM Short Course 6, 105-155. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Houston.
- Bé, A. W. H., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. *In Ramsay*, A. T. S., *ed., Oceanic Micropaleontology*, 1, 1-100. Academic Press, London.
- Bé, A. W. H., Vilks, G. and Lotte, L., 1971. Winter distribution of planktonic foraminifera between the Grand Banks and the *Caribbean. Micropaleontology*, **17**, 31-42.
- Bijma, J., Faber, Jr., W. W. and Hemleben, Ch., 1990. Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. *Journal of Foraminiferal Research*, **20**, 95-116.
- Conan, S. M.-H., Ivanova, E. M. and Brummer, G.-J. A., 2002. Quantifying carbonate dissolution and calibration of foraminiferal dissolution indices in the Somali Basin. *Marine Geology*, **182**, 325-349.
- Eguchi, N., Kawahata, H. and Taira, A., 1999. Seasonal response of planktonic foraminifera to the ocean surface condition: Sediment trap results from the northcentral Pacific Ocean. *Journal of Oceanography*, **55**, 681-691.
- Eguchi, N., Ujiié, H., Kawahata, H. and Taira, A., 2003. Seasonal variations in planktonic foraminifera at three sediment traps in the Subarctic, Transition and Subtropical zones of the central North Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, **48**, 149-163.

- Fairbanks, R. G., Sverdlove, M. S., Free, R., Wiebe, P. H. and Bé, A. W. H., 1982. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, 298, 841-844.
- Ganssen, G. and Sarnthein, M., 1983. Stable-isotope composition of foraminifers: The surface and bottom water record of coastal upwelling. *In Suess, E., Thiede, J., eds., Coastal Upwelling: Its Sedimentary Record*, Part A, 99-121. Plenum Press, New York.
- Gorbarenko, S. A., 1993. Reasons for freshening of surface water mass in Sea of Japan during the last glaciation determined from ratios of oxygen isotopes in planktonic foraminifera. *Oceanology*, 33, 359-364.
- Hemleben, C., Spindler, M. and Anderson, O. R., 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. 363p., Springer-Verlag, New York.
- Ikeda, M., Suzuki, F. and Oba, T., 1999. A box model of glacialinterglacial variability in the Japan Sea. *Journal of Oceanography*, 55, 483-492.
- Ishiwatari, R., Yamada, K., Matsumoto, K., Houtatsu, M. and Naraoka, H., 1999. Organic molecular and carbon isotopic records of the Japan Sea over the past 30 kyr. *Paleoceanography*, 14, 260-270.
- Ishizaki, Y., 2004. High-resolution paleo-environmental changes in the Northwestern Pacific during the late Quaternary. Masters Thesis, Tohoku University.
- Kim, J. -M., Kennett, J. P., Park, B.-K., Kim, D. C., Kim, G. Y. and Roark, E. B., 2000. Paleoceanographic change during the last deglaciation, East Sea of Korea. *Paleoceanography*, 15, 254-266.
- Kuroyanagi, A. and Kawahata, H., 2004. Vertical distribution of living planktonic foraminifera in the seas around Japan. *Marine Micropaleontology*, 53, 173-196.
- Kuroyanagi, A., Kawahata, H., Nishi, H. and Honda, M. C., 2002. Seasonal changes in planktonic foraminifera in the northwestern North Pacific Ocean: sediment trap experiments from subarctic and subtropical gyres. *Deep-Sea Research II*, 49, 5627-5645.
- Le, L. and Thunell, R. C., 1996. Modelling planktic foraminiferal assemblage changes and application to sea surface temperature estimation in the western Equatorial Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, **28**, 211-229.
- Martinez, J. I., Taylor, L., De Deckker, P. and Barrows, T., 1998. Planktonic foraminifera from the eastern Indian Ocean: distribution and ecology in relation to the Western Pacific Warm Pool (WPWP). *Marine Micropaleontology*, **34**, 121-151.
- 西村昭・池原研・大串健一,1997. 下北沖柱状試料の放射性炭素年 代と有孔虫産出状況. 井内ほか,北海道西方海域の環境変動に関 する総合的研究,平成8年度研究概要報告書—北海道南西沖海 域—,242-246.工業技術院地質調査所.
- 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. *Paleoceanographiy*, **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¹⁴C年代.第四紀研究, 34,289-296.
- 尾田太良, 1989, 日本海溝セジメント・トラップ (JT-01, JT-02) 中 の浮遊性有孔虫群集.月刊海洋, 21, 221-22.
- 尾田太良・嶽本あゆみ,1992. 浮遊性有孔虫からみた黒潮流域にお ける過去2万年間の海洋変動.第四紀研究,**31**,341-357.
- Parker, F., 1962. Planktonic foraminifera species in Pacific sediments. *Micropaleontology*, **8**, 219-254.
- Prell, W. L. and Curry, W. B., 1981. Faunal and isotopic indices of monsoonal upwelling: Western Arabian Sea. *Oceanologica Acta*, 4, 91-98.
- Ravelo, A. C., Fairbanks, R. G. and Philander, S. G. H., 1990. Reconstructing tropical Atlantic hydrography using planktonic foraminifera and an ocean model. *Paleoceanography*, 5, 409-431.
- Reynolds, L. A. and Thunell, R. C., 1985. Seasonal succession of planktonic foraminifera in the subpolar North Pacific. *Journal of*

特集: 西太平洋における IMAGES コアを用いた高時間解像度の環境復元

化石79号

黒柳あずみ・川幡穂高・大串健一

Foraminiferal Research, 15, 282-301.

- Saito, T., Thompson, P. R. and Breger, D., 1981. Systematic index of Recent and Pleistocene planktonic foraminifera. 175p. University of Tokyo Press, Tokyo.
- Sautter, L. R. and Thunell, R. C., 1989. Seasonal succession of planktonic foraminifera: results from a four-year time-series sediment trap experiment in the northeast Pacific. *Journal of Foraminiferal Research*, 19, 253-267.
- Sautter, L. R. and Thunell, R. C., 1991. Planktonic foraminiferal response to upwelling and seasonal hydrographic conditions: sediment trap results from San Pedro Basin, southern California Bight. *Journal of Foraminiferal Research*, **21**, 347-363.
- Schiebel, R., Waniek, J., Bork, M. and Hemleben, C., 2001. Planktic foraminiferal production stimulated by chlorophyll redistribution and entrainment of nutrients. *Deep-Sea Research 1*, 48, 721-740.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J., 1993. Extended ¹⁴C database and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G. and van der Spurk, M., 1998. INTCAL 98 radiocarbon age calibration 24,000 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.

- 多田隆治,1997. 最終氷期以降の日本海および周辺域の環境変遷. 第四紀研究,36,287-300.
- Takei, T., Minoura, K., Tsukawaki, S. and Nakamura, T., 2002. Intrusion of a branch of the Oyashio Current into the Japan Sea during the Holocene. *Paleoceanography*, **17**, 335-349.
- Thiede, J., 1975. Distribution of foraminifera in surface waters of a coastal upwelling area. *Nature*, **253**, 712-714.
- Thompson, P. R. and Shackleton, N. J., 1980. North Pacific palaeoceanography: late Quaternary coiling variations of planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. *Nature*, 287, 829-833.
- Thunell, R. C. and Reynolds, L. A., 1984. Sedimentation of planktonic foraminifera: Seasonal changes in species flux in the Panama Basin. *Micropaleontology*, **30**, 241-260.
- Watkins, J. M., Mix, A. C. and Wilson, J., 1996. Living planktic foraminifera: tracers of circulation and productivity regimes in the central equatorial Pacific. *Deep-Sea Research II*, **43**, 1257-1282.
- 山根雅之・大場忠道, 1999. 三陸沖海底コア(KH94-3, LM-8)の 解析に基づく過去9万年間の海洋環境変遷. 第四紀研究, 38, 1-16.

