

石灰質ナンノ化石群集から復元する過去 55 万年間の東西赤道太平洋の湧昇流強度変化と水塊構造

千代延 俊

東北大学大学院理学研究科地学専攻

Upwelling strength and water mass structure changes in the equatorial Pacific Ocean during the last 550 kyr as recorded by calcareous nannofossil assemblages

Shun Chiyonobu

Institute of Geology and Paleontology, Graduate School of Science, Tohoku University, 6-3 Aramaki, Aoba, Sendai, 980-8578, Japan (chiyonobu@mail.tains.tohoku.ac.jp)

Abstract. Calcareous nannofossil assemblages and productivity at ODP Site 846 from the eastern equatorial Pacific and ODP Site 807 from the western equatorial Pacific were analyzed in order to reconstruct the climate evolution around the last 550,000 years. From Marine Isotope Stage (MIS) 14 to MIS 8, the nannofossil assemblage at Hole 846B exhibits a high relative abundance of small coccoliths. The assemblage in the coeval intervals at Holes 846B and 807A contains a high absolute abundance of coccoliths and a low relative abundance of warm water species. These characteristics of the tropical Pacific cores suggest an intensified trade wind and coastal upwelling system during MIS 14 through MIS 8. However, from boundary of MIS 8/7, a shift in calcareous nannofossil assemblage from a high to a low abundance of very small coccoliths is recorded at all holes, while the relative abundance of warm water species increased in the equatorial regions. From MIS 7 to MIS 1, very small coccoliths remained low in abundance, while warm water species continued to exhibit high values. These characteristics suggest that the strength of the trade winds was weakened during MIS 7 through to the present, as the upwelling system along the equator is controlled by the strength of the trade winds which linked Walker circulation during El Niño-like conditions. Thus, the modern hydrography in the equatorial Pacific Ocean formed after boundary of MIS 7/8, and the drastic shift in biological productivities and assemblages in the surface waters occurred suddenly during MIS 8, resulting from the change of Walker circulation and Hadley circulation strength.

Key words: calcareous nannofossil, paleoceanography, latest Pleistocene, equatorial Pacific Ocean, thermocline

はじめに

赤道太平洋地域は、汎世界的に環境の変動をもたらす ENSO の発達地域であり、過去から未来の気候変動を明らかにする上でもっとも重要な地域の一つである (Murray *et al.*, 1994). 赤道上に存在する貿易風は東赤道太平洋および中央赤道太平洋地域に大規模な湧昇流を発達させ太平洋地域の海洋表層へ栄養塩を供給し、この海域での生物生産の増加をもたらしている。現在では赤道太平洋地域の湧昇流による生物生産量は、世界の全生物生産量の約 20 ~ 60% を占めている (Chavez and Berber, 1987). それゆえ、赤道太平洋地域の海洋環境の成立過程や ENSO の発達過程を明らかにすることは、海洋と大気の相互作用による汎世界的な炭素循環、熱塩循環の変動を明らかにする

上で極めて重要な役割をもつ。

石灰質ナンノプランクトン (円石藻) は、海洋の第一次生産者としてもっとも重要な藻類の一つであり、その種の進化や群集組成の変化は海洋環境の変化に敏感に反応している (Okada and Honjo, 1973; Young, 1994). このため、石灰質ナンノプランクトンの地理的分布や層位的変遷は、海洋表層環境の変化に支配されと考えられることから、その化石群集である石灰質ナンノ化石の研究は海洋表層環境の復元に極めて有用である。筆者は、東西赤道太平洋地域の石灰質ナンノ化石群集から、過去 50 万年間の赤道湧昇流強度変化を明らかにした (Chiyonobu *et al.*, 2006). しかしながら、近年になって赤道太平洋地域の海洋システムや、石灰質ナンノプランクトンの生態に関して新たな知見が得られた (Matsumoto *et al.*, 2004; 田中ほ

表 1. 環境指標としての石灰質ナンノ化石種

Table 1. Ecological preference of calcareous nannofossils

species	characteristic	reference
<i>Coccolithus pelagicus</i>	cooling trend (<i>Coccolithus pelagicus</i> subsp. <i>pelagicus</i>), between 2°C and 12°C	e.g. Okada and Macintyre (1979), Haq (1980), Beaufort and Aubry (1990)
<i>Calcidiscus leptoporus</i>	global distribution, areas of abundances over 40% expand high latitude	Ziveri et al. (2004)
<i>Gephyrocapsa oceanica</i>	most abundant in the tropical areas, high productivity at warm water.	e.g. McIntyre et al. (1970), Winter (1982), Roth (1994), Bollmann (1997), Hagino et al. (2000)
<i>Gephyrocapsa parallela</i>	resemble to <i>G.oceanica</i> , dominate in warm water regions	Bollmann (1997), Hagino et al. (2000)
<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i>	preference for cold and nutrient rich areas.	Bollmann (1997), Ziveri et al. (2004)
<i>Umbilicosphaera sibogae</i>	oligotrophic and warm (>15°C) conditions, living at middle photic zone	e.g. Okada and Honjo (1973), Thierstein et al. (2004), Ziveri et al. (2004)
<i>Rhabdosphaera</i> spp.	relatively warm species at North Pacific Ocean.	Okada and Honjo (1973), Roth (1994)
<i>Umbellosphaera</i> spp.	living at central North and South Pacific, relatively warm species	Okada and Honjo (1973), Roth (1994), Ziveri et al. (2004)
<i>Gephyrocapsa</i> spp. (< 2.5 µm)	dominant in upwelling (including divergence zones, coastal upwelling), bloom-forming	e.g. Young (1994), Hagino et al. (2000), Takahashi and Okada (2000)
<i>Reticulofenestra</i> spp. (< 2.5 µm)	indicator of eutrophication, abundant in upwelling region of the Pacific Ocean	e.g. Okada and Honjo (1973), Okada (2000), Kameo (2002)
<i>Florisphaera profunda</i>	living at lower photic zone, nutrient level indicator	e.g. Okada and Honjo (1973), Molino and McIntyre (1990), Ahagon et al. (1993), Takahashi and Okada (2000)

か、2007; 2009). そこで筆者は、これらの知見に基づいて改めて同海域の石灰質ナンノ化石群集変化から古海洋表層水塊の変化を明らかにする目的で研究を行った。本論では、これらの結果に基づき赤道太平洋の過去 55 万年間の海洋一大気の相互作用の変遷について議論する。

東西赤道太平洋の海洋環境

赤道太平洋の表層～亜表層には主に 3 つの表層流と 1 つの潜流が存在する (Pickard and Emery, 1990). すなわち、赤道を中心として北と南には北赤道海流 (North Equatorial Current; NEC) と南赤道海流 (South Equatorial Current; SEC) が存在し (図 1), それぞれ北東、南東の貿易風により駆動されている (例えば Delcroix and Henin, 1989; Delcroix and Henin, 1991). 西赤道太平洋には、これら NEC と SEC によって東方から西方へ海水を積み重ねる形で形成された西太平洋暖水塊 (Western Pacific Warm Pool; WPWP) と呼ばれる高温 (28°C 以上) の表層水が厚く分布する水塊が存在する (Wyrski, 1981). 一方、この WPWP から赤道上を東方へ逆方向に流れる北赤道反流 (North Equatorial Countercurrent; NECC) と呼ばれる表層海流が存在し、WPWP の高温低塩分の海水を東方へ供給している。これら NEC と SEC, NECC の 3 つの海流が赤道太平洋地域の表層海流として存在するのに対し、SEC の直下 (水深 150 ~ 200 m) には、西方から東方へ流れる赤道潜流 (Equatorial Under Current; EUC) が存在し、東経 165° 付近で深層へと沈みこむ (Delcroix et al., 1987).

また赤道地域とは別に、SEC へ大きな影響を与えるペルー海流 (the Peru Current) がある。ペルー海流は南太平洋の東端を北上、南緯 5° 付近で速度を増して南アメ

リカ大陸より離岸し、SEC と合流する (Schaffer et al., 1995; Feldberg and Mix, 2002). このペルー海流の離岸により東赤道太平洋地域は世界でも有数の湧昇流地域を形成し、この地域に高い生物生産をもたらす。

古海洋環境指標としての石灰質ナンノ化石

太平洋地域の石灰質ナンノプランクトンの生息分布や深度、生息数は、Okada and Honjo (1973) をはじめとして多くの研究者によって明らかにされている (例えば Hagino et al., 2000; Tanaka and Kawahata, 2001; Cortés et al., 2001; Thierstein et al., 2004; Hagino and Okada, 2006). これらの研究によると、赤道から北太平洋での石灰質ナンノプランクトンの地理分布は、北太平洋の亜熱帯循環、亜寒帯循環およびその混合水域に分かれ、水深分布では上部透光帯と下部透光帯に分けて分布する。

これら環境因子と石灰質ナンノプランクトンの関係をまとめると以下ようになる (表 1)。

暖流 (暖海) 系指標種

Hagino et al. (2000) は、西赤道太平洋において石灰質ナンノプランクトン群集を解析し、貧栄養でかつ表層水温が極めて高温な西赤道太平洋暖水塊 (WPWP) の特徴種を明らかにしている。特に *Rhabdosphaera* 属や *Umbellosphaera* 属、*Umbilicosphaera* 属、*Syracosphaera* 属などは WPWP 地域において卓越し、典型的な暖海種であることを明らかにした。同様な結果は、既に Okada and Honjo (1973) や Tanaka (1991) により黒潮およびその続流域や亜熱帯水塊といった暖流系の外洋域などから報告されており、北半球太平洋の亜熱帯循環の内側 (中央水塊) を特徴付ける。これらの種のほか、赤道域を代

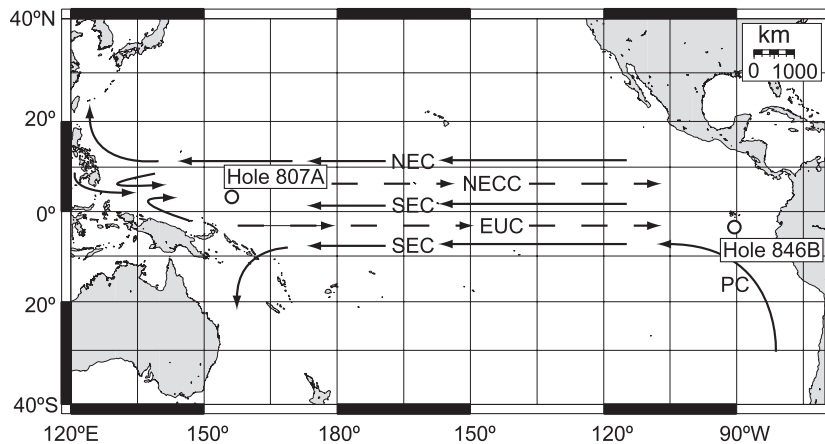


図 1. コア採取地点

Fig. 1. Studied locality of the Hole and schematic map of the circulation in the upper levels of the equatorial Pacific. NEC=North Equatorial Current, SEC=South Equatorial Current, NECC=North Equatorial Countercurrent, EUC=Equatorial Under Current, PC=Peru Current.

表する種として *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner (本論の *Gephyrocapsa parallela* Hay and Beaudry を含む) も Okada and Honjo (1973) や Hagino *et al.* (2000) により指摘されている。

富栄養環境指標種

海洋表層中の栄養塩状態は石灰質ナノプランクトン生息数の増減や分布に大きな影響を与える。現生種である *Gephyrocapsa* 属のなかでも特に小型(長径 2.5 μm 以下)の種と *Emiliania huxleyi* (Lohmann) Hay and Mohler は栄養塩含有量の豊富な海域、例えば赤道湧昇流域に卓越する (Okada and Honjo, 1973; Hagino *et al.*, 2000)。また、*Gephyrocapsa* 属と同様の科に属する *Reticulofenestra* 属の小型(長径 2.5 μm 以下)の種も栄養塩含有量の多い水塊の指標となる (Okada, 2000)。

躍層指標種(下部透光帯種)

Florisphaera profunda Okada and Honjo は低緯度海域の温度躍層の発達した透光帯下部に生息し (Okada and Honjo, 1973), その分布は温度躍層や栄養塩躍層の成層の度合い (Ahagon *et al.*, 1993) や、その深度 (Molfino and McIntyre, 1990), 透光度, 栄養塩含有量 (Thierstein *et al.*, 2004) に強い影響を受ける。Molfino and McIntyre (1990) は、下部透光帯種 *F. profunda* と上部透光帯に生息する石灰質ナノプランクトンの相対頻度を比較し、その頻度変化から海洋の温度躍層・栄養塩躍層の深度を見積もった。一般的な海洋では、暖水塊と呼ばれる水温 20°C 以上の水塊が混合層とされ、それより下位が水温躍層となる。この水温躍層の上限深度とほぼ同様の水深に栄養塩含有量が増加する層(栄養塩躍層)の上限が存在する。この上限水深は一般的には約 100 m 付近にあり、透光帯もこの水深を境にして上部と下部に区分される。Molfino

and McIntyre (1990) は、上記のような一般的な海域では、上部透光帯種に対する *F. profunda* の相対頻度が高いと水温・栄養塩躍層が深い水深(約 100 m 以深)にあるとし、逆に、上部透光帯種に対する *F. profunda* の相対頻度が低いと、この躍層上限は浅い水深(約 100 m 以浅)に位置するとした。この理論は低緯度～中緯度までの一般的な海洋であれば、ほぼ世界的に適用可能であることが明らかとされている (Beaufort *et al.*, 2001)。しかしながら、WPWP 海域は、La-Niña 発生時に貿易風の卓越により高温の海水が西側へ集積し、水温・栄養塩躍層上限が水深 150 m 以下に位置する (Matsumoto *et al.*, 2004) ため、La-Niña 発生時期に WPWP 海域の上部透光帯および下部透光帯への栄養の供給は減少する。田中ほか (2007, 2009) によると、このような環境下では上部透光帯種に対する下部透光帯種の相対頻度は低い値を示し、逆に El-Niño のように高温の海水層が薄くなり東側へ拡大すると、水温・栄養塩躍層上限も水深 100 m 付近へ上昇し、下部透光帯へ栄養が供給されることから、上部透光帯に対する下部透光帯の相対頻度は高い値を示す。すなわち、WPWP の勢力内では、上部透光帯種と下部透光帯種の相対頻度は、下部透光帯の相対頻度が低ければ水温・栄養塩躍層が深く (La-Niña-like), その値が高ければ水温・栄養塩躍層は浅い (El-Niño-like) 水深に位置する。

研究試料および処理

本研究で用いた試料は西赤道太平洋オントンジャワ海台(北緯 3°36.42', 東経 156°37.49')で掘削された ODP Leg 130, Hole 807A と東赤道太平洋ガラパゴス諸島沖(南緯 3°5.7', 西経 90°49.08')で掘削された ODP Leg 138, Hole 846B である (図 1)。両ホール最上部新生界の堆積物は主として石灰質ナノ化石軟泥と浮遊性有孔虫化

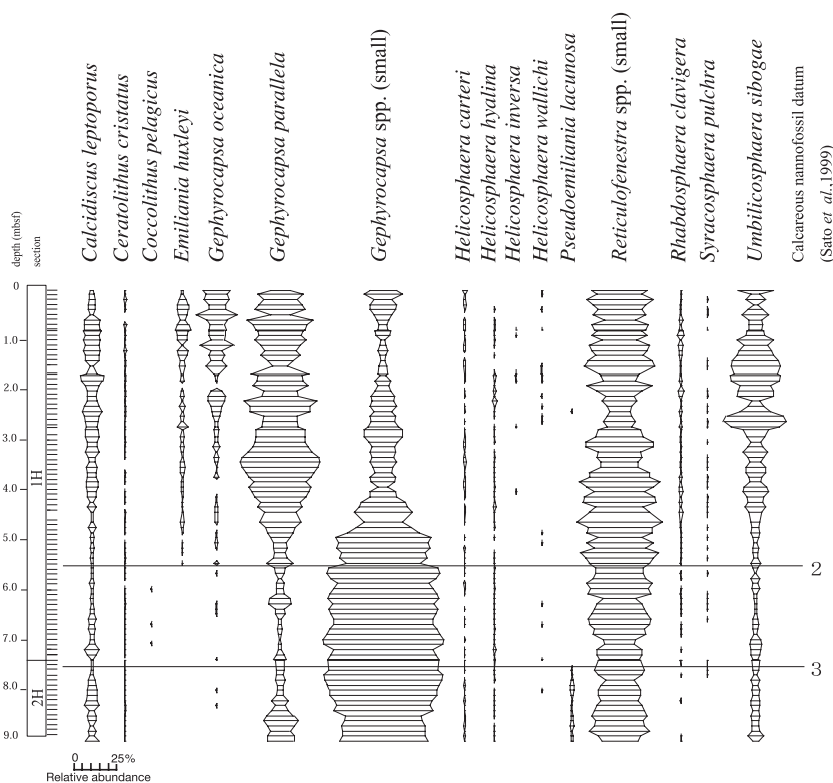


図 2. 西赤道太平洋 Hole 807A の石灰質ナンノ化石の層位分布。右端は佐藤ほか (1999) による石灰質ナンノ化石基準面

Fig. 2. Stratigraphic distribution of calcareous nannofossils in ODP Hole 807A. Note that the calcareous nannofossil datums (Sato *et al.*, 1999) are shown on the extreme right.

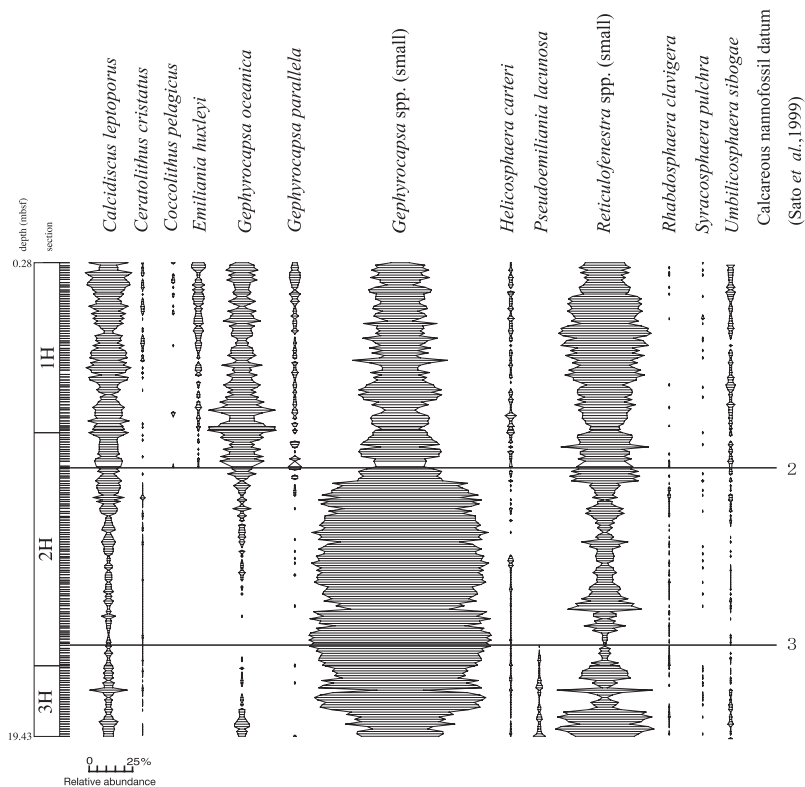


図 3. 東赤道太平洋 Hole 846B の石灰質ナンノ化石の層位分布。右端は佐藤ほか (1999) による石灰質ナンノ化石基準面

Fig. 3. Stratigraphic distribution of calcareous nannofossils in ODP Hole 846B. Note that the calcareous nannofossil datums (Sato *et al.*, 1999) are shown on the extreme right.

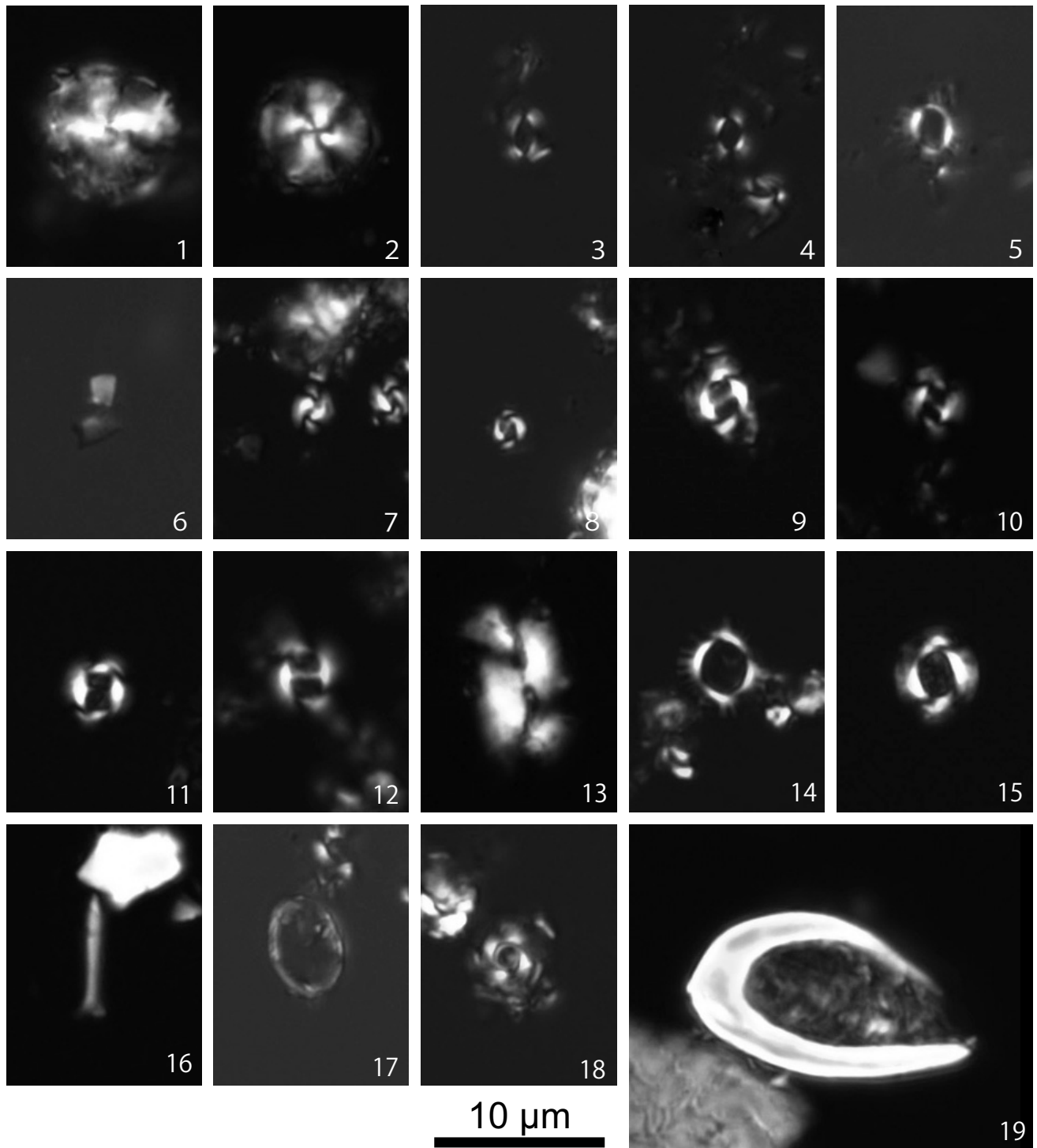


図 4. 赤道太平洋 Hole 807A と Hole 846B より産出した主要な石灰質ナノ化石の光学顕微鏡写真。スケールは 10 μm 。

Fig. 4. Micrographs of selected species of calcareous nannofossils from ODP Hole 807A and Hole 846B. Scale Bar = 10 μm . 1-2. *Calcidiscus leptoporus* (Murray and Blackman) Loeblich and Tappan. 1. Sample, Hole 807A 1H-1 56-60, 2. Sample, Hole 807A 1H-1 88-90; 3-5. *Emiliania huxleyi* (Lohmann) Hay and Mohler. 3-4. Sample, Hole 807A 1H-1 56-60, 5. Sample, Hole 846 1H-1 60-61; 6. *Florisphaera profunda* Okada and Honjo. Sample, Hole 807A 1H-1 56-60; 7. *Gephyrocapsa sinousa* Hay and Beaudry. Sample, Hole 807A 1H-4 118-120; 8. *Gephyrocapsa aperta* Kamptner. Sample, Hole 807A 1H-1 118-120; 9-10. *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner. 9-10. Sample, Hole 807A 1H-1 56-60; 11-12. *Gephyrocapsa parallela* Hay and Beaudry. 11. Sample, Hole 807A 1H-1 88-90, 12. Sample, Hole 807A 2H-1 48-50; 13. *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner. Sample, Hole 807A 1H-1 56-60; 14. *Pseudoemiliania lacunosa* (Kamptner) Gartner. Sample, Hole 807A 2H-1 48-50; 15. *Reticulofenestra* spp. (> 2.5 μm). Sample, Hole 807A 1H-1 56-60; 16. *Rhabdosphaera clavigera* Murray and Blackman. Sample, Hole 807A 2H-1 48-50; 17. *Syracosphaera pulchra* Lohmann. Sample, Hole 807A 1H-1 56-60; 18. *Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse) Gaarder. Sample, Hole 807A 1H-1 56-60; 19. *Ceratolithus cristatus* Kamptner. Sample, Hole 807A 1H-1 56-60.

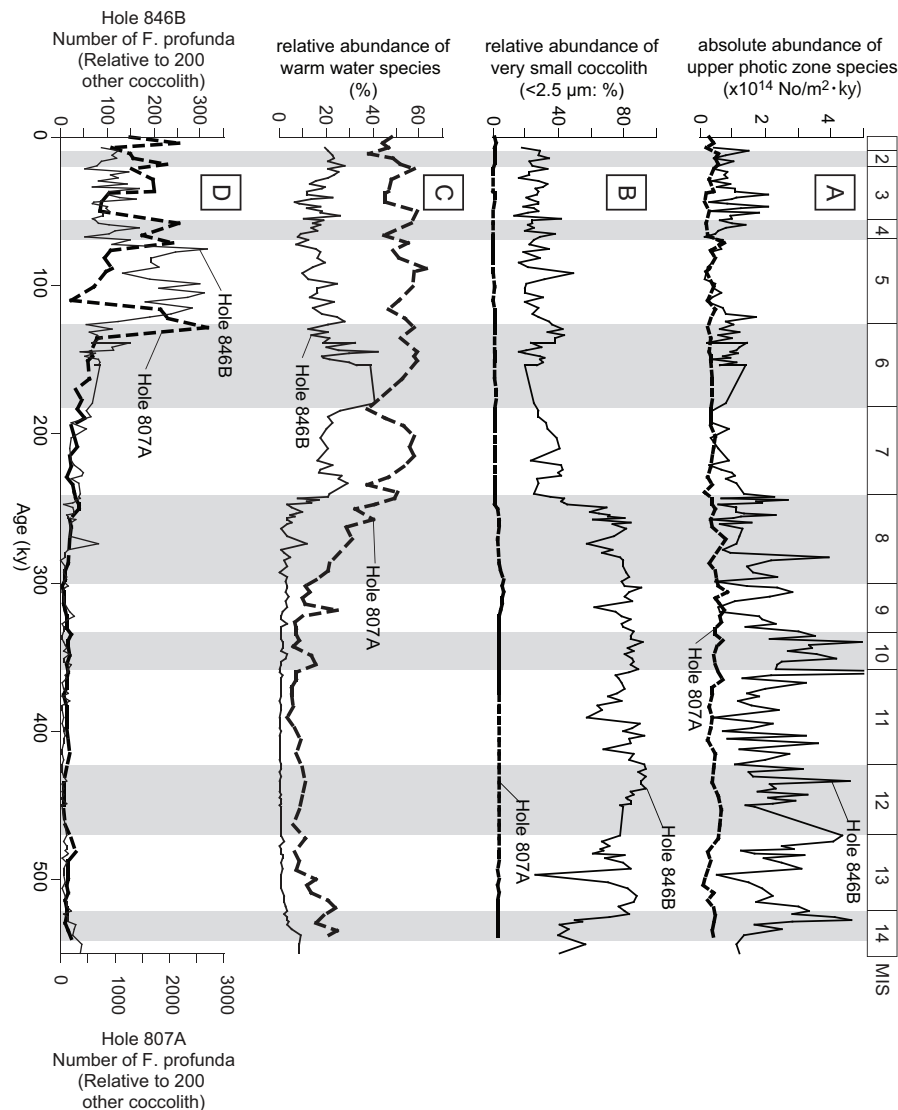


図5. 東赤道太平洋 Hole 846B と西赤道太平洋 Hole 807A の環境指標種の層位分布。A= 上部透光帯種の生産量フラックス (specimens/m²/ky), B= 富栄養環境を示す非常に小型のココリスの相対頻度 (%), C= 暖流系種の相対頻度 (%), D= 下部透光帯種 *Florisphaera profunda* の上部透光帯種に対する相対頻度 (上部透光帯種 200 個体に対する *F. profunda* の個体数)

Fig. 5. Correlations of paleoenvironmental proxies in Ocean Drilling Program Holes 846B and 807A. A=absolute abundance of coccoliths (specimens/m²/ky), B=relative abundance of very small coccolith (<2.5 µm; %), C=relative abundance of warm water species (%), D=number of *Florisphaera profunda* relative to 200 other coccolith

石軟泥からなる。両ホールとも約 10 cm ～ 20 cm 間隔で試料を採取し、Hole 846B から 197 試料、Hole 807A から 90 試料の合計 287 試料の解析を行った。

コアチューブにて採取した試料の中心部を用い、乾燥後乳鉢で粉碎し処理を行った。十分に粉碎し粉状となった試料から 0.04 g を秤量し、50 ml の蒸留水で懸濁液を作成する。作成した懸濁液のうち 0.5 ml をマイクロピペットで取り出し、18 mm × 18 mm のカバーガラスに偏りの無いように滴下してホットプレートで乾燥させる。乾燥後硬化剤でスライドガラスに封入し、作成したプレパラートを偏光生物顕微鏡のクロスニコル下、油浸 1600 倍で検鏡し、各試料の石灰質ナノ化石種の同定ならびに産出

個体数を計測した。計測では、最初に *F. profunda* を除いた石灰質ナノ化石 (上部～中部透光帯種) を無作為に 200 個体抽出し同定を行い各種の相対頻度を求めた。その際に、*Gephyrocapsa* 属に関しては特にサイズの変化に注目して観察した。Takayama and Sato (1987) および Sato and Takayama (1992) に従い 4 µm 以上のサイズの個体を *G. oceanica* および *G. caribbeanica* Boudreaux and Hay とし、4 µm 未満の *Gephyrocapsa* 属を小型の *Gephyrocapsa* spp. (small) とした。また、4 µm 以下のサイズのなかでも特に小型 (2.5 µm 以下) のものを Okada (2000) に従い *Gephyrocapsa* spp. (very small) とした。なお *Reticulofenestra* 属に関しても、4 µm 未満の個体を小型の

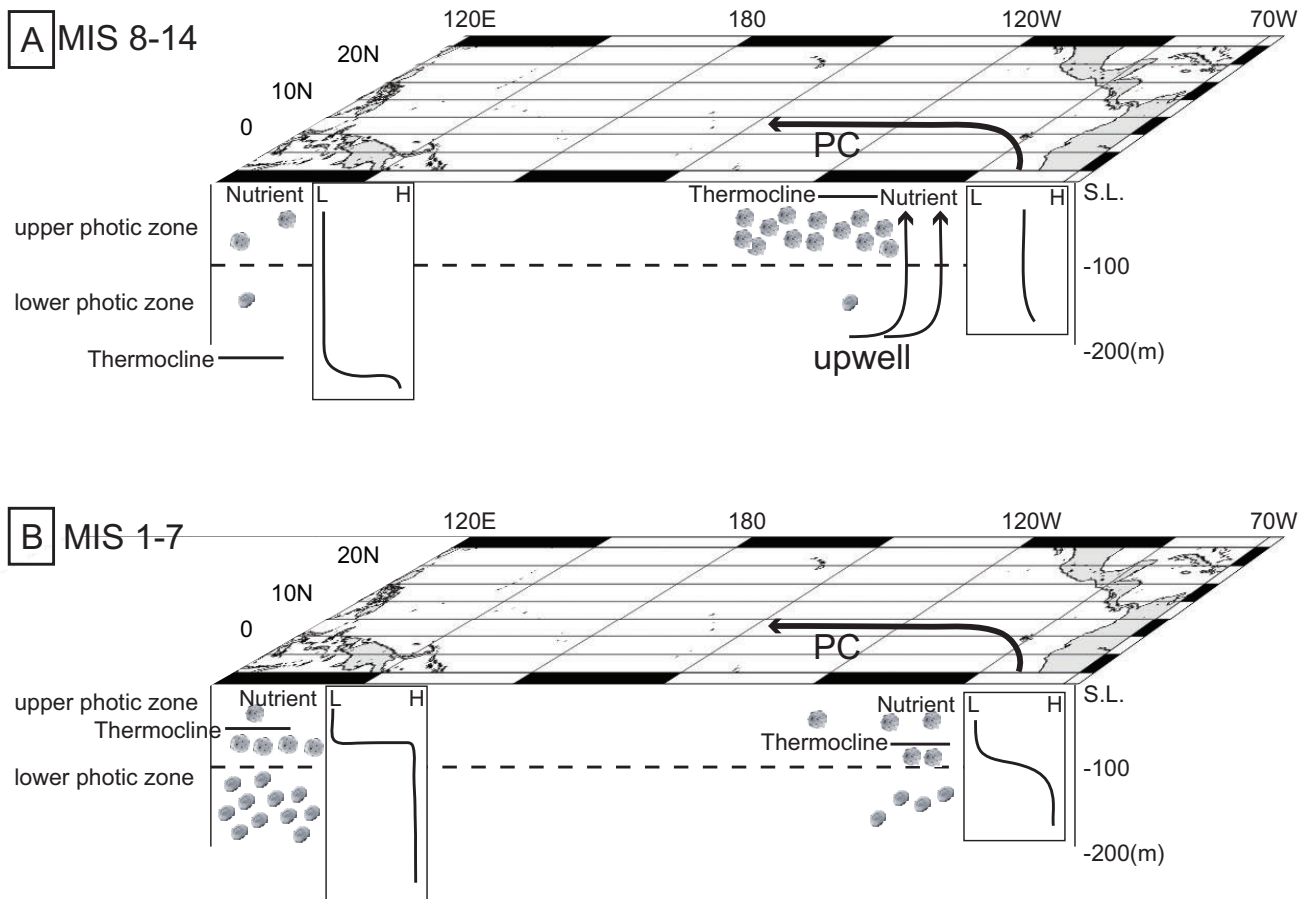


図 6. 東西赤道太平洋の上部透光帯種と下部透光帯種の比較モデルと水温躍層・栄養塩躍層の概念図。A=MIS 8～14, B=MIS 1～7。

Fig. 6. A conceptual model of relative abundance of upper photic species and lower photic species responses variation in nutricline and thermocline depth during MIS 8～14 (A) and MIS 1～7 (B) at Hole 807A and 846B.

Reticulofenestra spp. (small) とし、なかでも $2.5\ \mu\text{m}$ 以下のものを特に小型の *Reticulofenestra* spp. (very small) とした。さらに、上記の 200 個体に対する *F. profunda* の個体数を求め、上部透光帯種に対する下部透光帯種の相対頻度を求めた。これらと同時に、顕微鏡の接眼マイクロメーターを用いて単位面積あたりの産出個体数を求め、1 g あたりの石灰質ナノ化石の個体数を決定した。さらに 1 g あたりの産出個体数と堆積物の密度、堆積速度から、千年間で $1\ \text{m}^2$ に堆積する石灰質ナノ化石の個体数を算出した。

結果

石灰質ナノ化石群集の層位分布とコア試料年代

西赤道太平洋 Hole 807A では 14 属 20 種の石灰質ナノ化石が認められた (図 2)。 $4\ \mu\text{m}$ 以下の *Gephyrocapsa* spp. および *Reticulofenestra* spp. が全層準を通じて卓越する。中でも特に 4.88 mbsf (meter below sea floor) 以下で顕著である。一方、上部層準は中型 ($4\ \mu\text{m}$ 以上) の *G. oceanica*, *Gephyrocapsa parallela* が卓越し、*Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse) Gaarder, *Umbellosphaera* spp. など多

い。さらに、*Calcidiscus leptoporus* (Murray and Blackman) Loeblich and Tappan や *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner など少ないながらも連続的に産出する (図 2)。時代決定に有効な種を見てみると、Sato and Takayama (1992) の基準面 3 で *Pseudoemiliania lacunosa* (Kamptner) Gartner の産出上限が最下部の 7.48 mbsf に認められる。この基準面は Wei (1993) や佐藤ほか (1999), Raffi *et al.* (2006) によると MIS (Marine Isotope Stage) 12 に位置する。また、基準面 2 の *Emiliania huxleyi* 産出上下限は 5.38 mbsf にあり、MIS 8 に対比される (Wei, 1993; 佐藤ほか, 1999; Raffi *et al.*, 2006)。

東赤道太平洋 Hole 846B からは、17 属 25 種の石灰質ナノ化石が産出した。図 3 に代表的に産出する種の相対頻度を示す。Hole 807A と同様に $4\ \mu\text{m}$ 以下の *Gephyrocapsa* spp. と *Reticulofenestra* spp. が全層準を通じて多産する。特に Hole 下位では 90% 前後と多産する。Hole 上部では、*G. oceanica* が 9.26 mbsf より下位で 10% 以下の相対頻度で産出するが、それより上位で 20% 前後へと増加する。また、*C. leptoporus*, *G. parallela*, *U. sibogae*, *Umbellosphaera* spp., *Rhabdosphaera clavigera* Murray and Blackman などコア

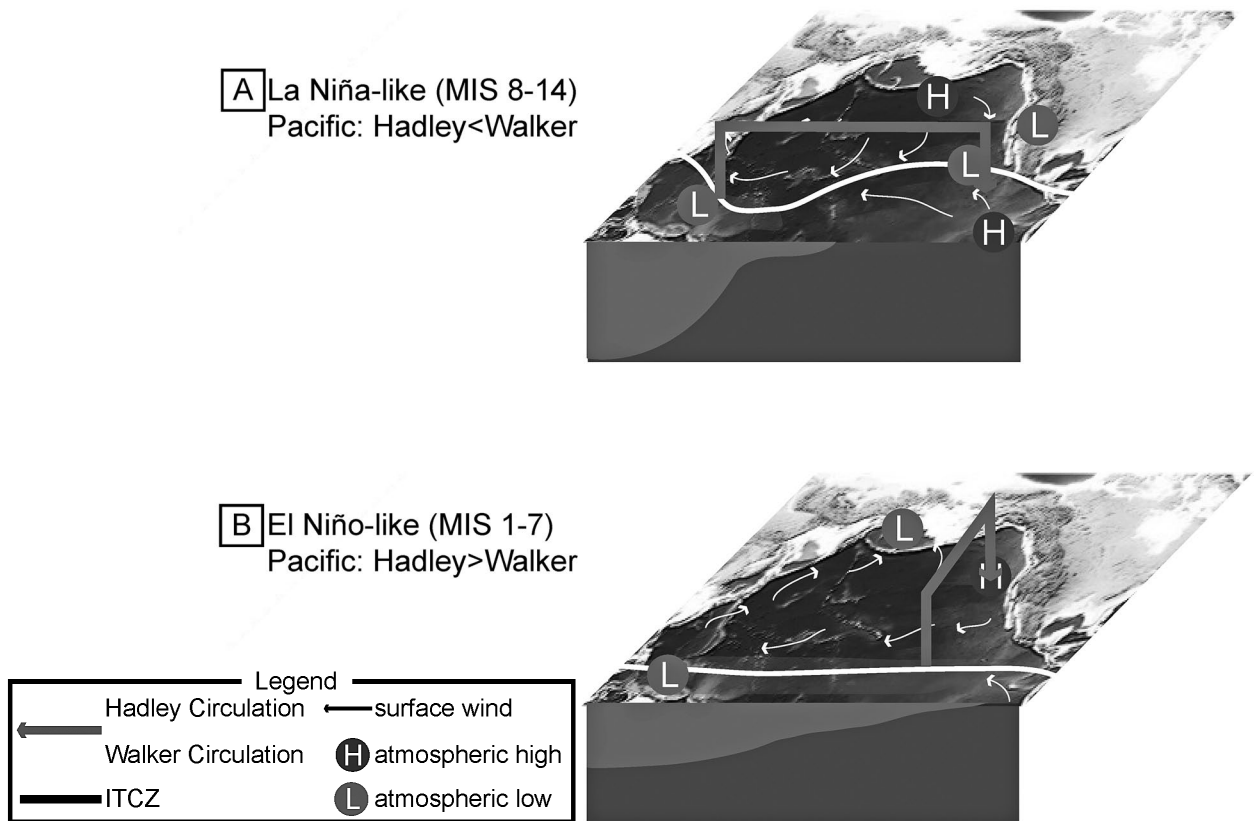


図 7. 過去 55 万年間の海洋表層環境と大気循環変化のモデル図。A=MIS 8～14, B=MIS 1～7。
Fig. 7. Average surface pressures and surface wind patterns and conceptual model of Hadley Circulation and Walker Circulation during MIS 8～14 (A) and MIS 1～7 (B).

上位へ向かってわずかながら増加する。時代決定に有効な種は Hole 807A と同様に認められる。その *P. lacunosa* の産出上限（基準面 3）が 16.13 mbsf に、*E. huxleyi* の産出下限（基準面 2）が 8.56 mbsf にそれぞれ位置する（図 3）。また、図 4 に調査した両 Hole より産出した主要な石灰質ナノ化石の光学顕微鏡写真を示す。

この石灰質ナノ化石層序と古地磁気層序に基づいて、安定酸素同位体比曲線を SPECMAP などに代表される標準曲線と対比させ地質年代を決定する手法が 1980 年代後半から確立してきた。本研究で用いた Hole 807A と Hole 846B はともに安定酸素同位対比が測定されている（Prentice *et al.*, 1993, Mix and Shackleton, 1995）。そこで、今回得られた石灰質ナノ化石基準面を用いて、両 Hole で測定されている安定酸素同位体比曲線と Lisiecki and Raymo (2005) による標準曲線（LR04）と対比し、両コアの深度を年代に変換した。その結果、本論で用いた Hole 807A コア試料は 0～522 ka, Hole 846B は 0～567 ka にそれぞれ対比された。

石灰質ナノ化石群集変化

上部透光帯種（*F. profunda* 以外の *Coccolithus*）の生産量フラックスは東西赤道太平洋で特徴的な変化を示す（図 5）。東赤道太平洋 Hole 846B の生産量フラックスは最大で 6×10^{14} specimens/m²・ky, 平均で 2×10^{14} specimens/m²・ky と高い値を示す。一方の西赤道太平洋 Hole 807A の生産量フラックスは、過去 55 万年間を通して 4×10^{13} specimens/m²・ky 前後で推移し、東赤道太平洋と比較するとその生産量は極めて低い（図 5）。

石灰質ナノ化石種の内、富栄養環境指標種である *Coccolithus*（2.5 μm 以下の *Gephyrocapsa* spp. および *Reticulofenestra* spp.; Okada, 2000）のみの相対頻度を合計して図 4 に示す。東赤道太平洋 Hole 846B の非常に小型の *Coccolithus* の相対頻度は、同 Hole の生産量フラックスの変化と同様に急激な変化を示し、250～550 ka でその相対頻度が約 80～90% 程度と極めて高く、MIS 7/8 境界（約 250 Ka）以降で 40～60% 程度へと急減する。一方の西赤道太平洋は MIS 1～14 を通じて 5～10% 前後で推移しその頻度は極めて低い（図 5）。

一方、暖流系種（*G. oceanica*, *G. parallela*, *R. clavigera*, *Rhabdosphaera stylifera* Lohmann, *U. sibogae*, *Umbellosphaera*

spp.) の相対頻度は、富栄養環境指標種の相対頻度とは逆相関の分布を示す (図 5)。東赤道太平洋 Hole 846B では 250 ka (MIS 8) を境に 0 ~ 5% 程度の産出だったものが平均で 20% 前後と増加する。一方、西赤道太平洋 Hole 807A の暖流系種の相対頻度は、250 ~ 550 ka (MIS 8 ~ 14) で平均 20% 前後であるが、250 ka 以降 (MIS 8 以降) では約 50% 前後へと急激に増加する (図 5)。

上部透光帯種に対する下部透光帯種 *F. profunda* の相対頻度は、両 Hole とも約 250 ka (MIS 7/8 境界) で若干増加傾向を示し、約 125 ka (Termination II; MIS 6/5 境界) を境にして急激に増加する。Hole 846B では、約 125 ka (MIS 5) 以降に平均で 100 ~ 200 個体 (上部透光帯 200 個体に対する下部透光帯種の数) を示すが、特に MIS 5 の間で急激に増加し最大で 300 個体に達する。一方の Hole 807A では MIS 5 以降に約 200 ~ 2000 個体で増減を繰り返す、最大で約 2500 個体となる (図 5)。

考察

石灰質ナノ化石からみた東西赤道太平洋の躍層変化

東西赤道太平洋の石灰質ナノ化石生産量および群集は、MIS 7/8 境界で顕著な変化をみせる。この変化に基づき、約 250 ka 以前 (MIS 8 ~ 14) と約 250 ka 以降 (MIS 1 ~ 7) の海洋表層環境の変化について検討を行った。

東赤道太平洋をみると、上部透光帯種の生産量フラックスは MIS 7/8 を境にして急激に減少する。また、非常に小型のコッコリスの相対頻度は、生産量フラックスと同様に MIS 7/8 を境にして 90% 前後から 50% 前後へと急激に減少する。逆に、上部透光帯種に対する下部透光帯種の相対頻度と暖流系種の相対頻度は MIS 8 以前で極めて低く、それ以降では高い値を示す (図 5)。これらのことは、MIS 8 ~ 14 の間、栄養塩が上部透光帯まで供給され、水温躍層・栄養塩躍層が水深 100 m 以浅の浅海にあったことを示唆する。つまり MIS 8 ~ 14 の東赤道太平洋域は、この地域に発生する強い湧昇流が頻繁に発生していたことが明らかであり、現在の La-Niña に類似した海洋表層環境が頻発していたことを示す (図 6)。一方、MIS 1 ~ 7 では、下部透光帯種、暖流系種の相対頻度が増加し、上部透光帯種の生産量と非常に小型のコッコリスは減少する。これらの結果は、上部透光帯に栄養塩が供給されず、水温・栄養塩躍層ともに水深 100 m 付近まで深海化したことを示す。これは、MIS 7/8 境界以後に湧昇流の強度そのものも弱体化した可能性を示唆する (図 6)。

一方、西赤道太平洋地域の石灰質ナノ化石群集変化は、下部透光帯種の相対頻度が MIS 8 ~ 14 で MIS 1 ~ 7 に比べて低い値をとる。上部透光帯の生産量フラックスは MIS 1 ~ 14 を通じて大きな変化は無く、東赤道太平洋と比較して低い値を示す (図 6)。ところで、Matsumoto *et al.* (2004) は、現在の La-Niña 期に西赤道太平洋 (WPWP) 地域の水温躍層・栄養塩躍層が下部透光帯の

最下部 (水深 150 ~ 200 m) に位置していることを示し、この地域の海洋表層は貧栄養であることを明らかにした。このことに基づいて本調査結果を見てみると、東赤道太平洋で強い湧昇流が頻発していた MIS 8 ~ 14 の期間、西赤道太平洋地域は水温躍層・栄養塩躍層がともに非常に深い位置にあり、海洋の表層 (透光帯) まで栄養が供給されない環境下であったと解釈できる (図 6)。一方 MIS 1 ~ 7 になると暖流系種と下部透光帯種の相対頻度が増加する (図 5)。これら群集の特徴は、田中ほか (2007, 2009) による El-Niño 状態もしくは通常期を示しており、水温躍層・栄養塩躍層がともに下部透光帯 / 上部透光帯境界部付近 (水深約 50 ~ 100 m 付近) へ浅海化したことを示唆している (図 6)。これは、Thierstein *et al.* (2004) によって中部透光帯の特徴種とされた *U. sibogae* の相対頻度が本地域で増加傾向を示している点とも調和的である。しかしながら、MIS 8 ~ 14 に引き続き非常に小型のコッコリスの相対頻度が極めて低いことから、MIS 1 ~ 7 の期間も WPWP 地域の上部透光帯最上部は依然貧栄養の環境であったことを示している。すなわち、過去 55 万年間の東西赤道太平洋の石灰質ナノ化石群集は、MIS 7 以降に、東赤道太平洋での湧昇流強度が衰退し、WPWP の水塊が東方へ拡大するという現在の El-Niño に類似した海洋環境が頻繁に発生し始め、現在の海洋環境へと変化したことをあらわす。

これらの水塊構造の変化と湧昇流強度変化に関連して、Chiyonobu *et al.* (2006) は東西赤道太平洋の石灰質ナノ化石群集解析に基づき 25 万年前で東赤道湧昇流強度の弱体化を示した。そのなかで、WPWP 地域の Hole 807A に認められた下部透光帯種の増加と非常に小型のコッコリスの相対頻度の減少を WPWP 内での湧昇流の弱体化に起因する水温躍層の深海化により群集に変化が発生したと解釈した。また、Zhang *et al.* (2006) も同様に Hole 807A の浮遊性有孔虫化石と石灰質ナノ化石を用いて古海洋環境を復元し、28 万年前を境に WPWP 地域の水温躍層は深海化し赤道地域の湧昇流強度が弱体化したことを指摘した。しかし WPWP 海域における Mastumoto *et al.* (2004) や田中ほか (2007; 2009) による近年の知見に基づく、本調査結果での MIS 7/8 境界を境とした非常に小型のコッコリスの相対頻度の減少や下部透光帯種の相対頻度の増加は、MIS 7/8 以前の貿易風の卓越する La-Niña に類似した環境から、以後の暖水塊が東方へ張り出す El-Niño に類似した海洋環境へ大きく変化したことを示す。すなわち、東赤道太平洋では MIS 7/8 を境に湧昇流強度が弱体化し、一方、WPWP 海域では、MIS 7/8 以前では水温躍層上限が 150 m 以深に位置していたが、以後では水温躍層上限が 100 m 付近の水深まで浅海化した (図 6)。

海洋一大気の相互作用による風成循環変化

前述の如く、MIS 8 ~ 14 では現在の La-Niña に類似した環境が広がっていたのに対し、MIS 7/8 に現在の El-Niño に類似した環境が発生し WPWP が東方へ広がった。これ

ら水塊の分布変化を ITCZ の位置と関連させ、MIS 1～7、MIS 8～14 での大気循環の変化を考察する。

MIS 8～14 では、東赤道太平洋は強い湧昇流に頻発により冷水塊が発生し、海洋表層水温が低下する。一方の西赤道太平洋 WPWP 地域は高温の暖水塊が発達し蒸発帯をなす。そのためこの期間の気圧配置は現在の夏季に類似した配置 (WMO, 1995; Jacob, 1999) を示し、Intertropical Convergence Zone (ITCZ) は赤道より北上した場所に位置する。このように ITCZ が北上すると、赤道上空では WPWP 地域に発生した低気圧帯から東赤道太平洋域に発達した高気圧帯へ大気循環が発生しウォーカー循環が活発となる (図 7)。一方、MIS 1～7 は、暖水塊の東方への拡大にともない蒸発帯も中央赤道地域へと移動し、低気圧帯が中央赤道に大規模に発達する。そのため、ITCZ は MIS 8～14 と比較すると南下して赤道上に位置し、この期間は現在の冬季に類似した気圧配置 (WMO, 1995; Jacob, 1999) と解釈できる。このように、赤道上空に低気圧帯が発達すると、東西赤道太平洋上空での大気循環は中緯度～高緯度太平洋とのハドレー循環が活発的となることが示唆される (図 7)。

すなわち、MIS 7/8 を境とした石灰質ナノ化石群集変化は、赤道上空大気循環がウォーカー循環優勢からハドレー循環の活発化へと変化したことを示唆している。

まとめ

東赤道太平洋 Hole 846B および西赤道太平洋 Hole 807A に認められた石灰質ナノ化石生産量と群集の変化から過去 55 万年間の東西赤道太平洋の水温躍層・栄養塩躍層の水深変化を明らかにした。そのうえで、海洋環境変化と大気循環の変化を検討し現在形の東西赤道太平洋の気候環境の成立時期を示した。

すなわち、MIS 8～14 (約 250～550 ka) は、水温躍層・栄養塩躍層が東赤道太平洋で上部透光帯 (水深 0～100 m) に位置するのに対し、西赤道太平洋で下部透光帯最下部に深 (水深 150～200 m 以深) に位置した。これは東赤道太平洋で湧昇流が活発に活動し、WPWP の暖水塊が厚く発達する現在の La-Niña に類似した環境が頻繁に発生していた事を示唆する。

MIS 1～7 (0～約 250 ka) では、水温躍層・栄養塩躍層が東赤道太平洋で上部透光帯 / 下部透光帯境界付近 (水深約 100 m) へ深海化、一方の西赤道太平洋では上部透光帯と下部透光帯境界部付近に位置し浅海化した。これらの結果は、MIS 8～14 の期間が La-Niña に類似した環境であったのに対し、それ以後 El-Niño に類似した環境へ急変したことを示唆している。さらに大気循環は MIS 7/8 を境にウォーカー循環からハドレー循環へ変化したことを示す。

謝辞

本研究は、Ocean Drilling Program のコアを使用し解析を行った。IODP-USIO にはコア試料の提供をして頂いた。東北大学大学院理学研究科の尾田太良博士、産業技術総合研究所地質情報研究部門の田中裕一郎博士には、本研究を進めるにあたり有益なご助言を頂いた。2名の匿名の査読者の方からは有益なご助言とご指摘を頂いた。ここに記して感謝の意を表する。なお、本研究の一部には、日本学術振興会科学研究補助金基盤研究 (A) (課題番号 17204043, 代表: 尾田太良)、日本学術振興会科学研究補助金基盤研究 (B) (課題番号 19340155, 代表: 佐藤時幸)、東北大学グローバル COE プログラム「変動地球惑星学の統合教育研究拠点」の研究助成を用いた。

文献

- Ahagon, N., Tanaka, Y. and Ujiie, H., 1993. *Florisphaera profunda* a possible nannoplankton indicator of late Quaternary of the Pacific. *Marine Micropaleontology*, **22**, 255-273.
- Beaufort, L. and Aubry, M-P., 1990. Fluctuation in the composition of late Miocene calcareous nannofossil assemblages as a response to orbital forcing. *Paleoceanography*, **5**, 845-865.
- Beaufort, L., Caridel-Thoron, T., Mix, A. C. and Pisias, N. G., 2001. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the late Pleistocene. *Science*, **293**, 2440-2444.
- Bollmann, J., 1997. Morphology and biogeography of the genus *Gephyrocapsa* coccoliths in Holocene sediments. *Marine Micropaleontology*, **29**, 319-350.
- Chavez, F. P. and Berber, R. T., 1987. An estimate of new production in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Research*, **24**, 1229-1243.
- Chiyonobu, S., Sato, T., Narikiyo, R. and Yamasaki, M., 2006. Floral changes in calcareous nannofossils and their paleoceanographic significance in the equatorial Pacific Ocean during the last 500 000 years. *Island Arc*, **15**, 476-482.
- Cortés, M. Y., Bollmann, J. and Thierstein, H. R., 2001. Coccolithophore ecology at the HOT station ALOHA, Hawaii. *Deep-Sea Research II*, **48**, 1957-1981.
- Delcroix, T., Eladin, G. and Henin, C., 1987. Upper ocean water masses and transports in the western tropical Pacific (165°E). *Journal of Physical Oceanography*, **17**, 2248-2262.
- Delcroix, T. and Henin, C., 1989. Mechanisms of subsurface thermal structure and sea surface thermohaline variabilities in the southwestern tropical Pacific during 1979-1985. *Journal of Marine Research*, **47**, 777-812.
- Delcroix, T. and Henin, C., 1991. Seasonal and Interannual variations of sea-surface salinity in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 130-150.
- Feldberg, M. J. and Mix, A. C., 2002. Sea-surface temperature estimate in the Southeast Pacific based on planktonic foraminiferal species; modern calibration and Last Glacial Maximum. *Marine Micropaleontology*, **39**, 53-72.
- Hagino, K. and Okada, H., 2006. Intra- and infra-specific morphological variation in selected coccolithophore species in the equatorial and subequatorial Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, **58**, 184-206.
- Hagino, K., Okada, H. and Matsuoka, H., 2000. Spatial dynamics of coccolithophore assemblages in the Equatorial Western-Central Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, **39**, 53-72.
- Haq, B. U., 1980. Biogeographic history of Miocene calcareous

- nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean. *Micropaleontology*, **26**, 414-443.
- Jacob, D. J., 1999. *Introduction to Atmospheric Chemistry*. Princeton University Press, Princeton.
- Kameo, K., 2002. Late Pliocene Caribbean surface water dynamics and climatic changes based on calcareous nannofossil records. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **179**, 211-226.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003.
- Matsumoto, K., Furuya, K. and Kawano, T., 2004. Association of picophytoplankton distribution with ENSO events in the equatorial Pacific between 145°E and 160°W. *Deep-Sea Research I*, **51**, 1851-1871.
- McIntyre, A., Bé, A. and Roche, M., 1970. Modern Pacific Coccolithophorida: a paleontological thermometer. *Transection of New York Academy of Science II*, **32**, 720-731.
- Mix, A. C. and Shackleton, N. J., 1995. Late Quaternary Paleoclimatology in the eastern equatorial Pacific Ocean from planktonic foraminifers: A high-resolution record from Site 846. In Pisias, N. G., Mayer, L. A., Janecek, T. R., Palmer-Julson, A. and van Andel, T. H., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **138**, 675-693. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Molfinio, B. and McIntyre, A., 1990. Precessional forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic. *Science*, **249**, 766-769.
- Murray, J., Baber, R., Roman, M., Bacon, M. and Feely, R., 1994. Physical and biological controls on carbon cycling in the equatorial Pacific. *Nature*, **266**, 58-65.
- Okada, H., 2000. Neogene and Quaternary calcareous nannofossils from the Blake Ridge, Site 994, 995, and 997. In Paull C. K., Matsumoto T., Wallace P. J. and Dillon W. P. eds., *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Result*, **164**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 331-341.
- Okada, H. and Honjo, S., 1973. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Research*, **20**, 355-374.
- Okada H. and McIntyre A., 1979. Seasonal distribution of modern Coccolithophores in the Western North Atlantic Ocean. *Marine Biology*, **54**, 319-328.
- Pickard, G. E. and Emery, W. J., 1990. *Descriptive Physical Oceanography: an Introduction*, 2nd ed., Pergamon, New York.
- Prentice, M. L., Friez, J. K., Simonds, G. G. and Matthews, R. K., 1993. Neogene trends in Planktonic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ from Site 807: implication for global ice volume and western equatorial Pacific sea-surface temperatures. In Berger, W. H., Kroenke, L. W. and Mayer, L. A., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **130**, 281-305. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L. and Hilgen, F., 2006. Review of calcareous nannofossil astrochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3113-3137.
- Roth, P. H., 1994. Distribution of coccoliths in oceanic sediments. In Winter A. and Siesser W., eds, *Coccolithophores*, 199-218. Cambridge University Press, Cambridge.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲, 1999. 石灰質ナanno化石による後期新生代の地質年代の決定精度とテフラ層序. 地球科学, **53**, 265-274.
- Sato, T. and Takayama, T., 1992. A stratigraphically significant new species of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi*. In Ishizaki, K. and Saito, T., eds., *Centenary of Japanese Micropaleontology*, 457-460.
- Schaffer, G., Salinas, S., Pizarro, O., Vega, A., and Hormazabal, S., 1995. Currents in the deep ocean off Chile (30°S). *Deep-Sea Research*, **42**, 425-436.
- Takahashi, K. and Okada H., 2000. The paleoceanography for the last 30,000 years in the southeastern Indian Ocean by means of calcareous nannofossils. *Marine Micropaleontology*, **40**, 83-103.
- Takayama, T. and Sato, T., 1987. Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94. In Ruddiman, W. F., Kidd, R. B., Thomas, E. et al., eds., *Initial Reports of DSDP*, **94**, 651-702. U. S. Govt. Printing Office, Washington.
- Tanaka, Y., 1991. Calcareous nannoplankton thanatocoenoses in surface sediments from seas around Japan. In Nakagawa, H., Mori, K. and Saito, T., eds., *The Science Reports of the Tohoku University, 2nd series (Geology)*, **61**, 127-198.
- Tanaka, Y. and Kawahata, H., 2001. Seasonal occurrence of coccoliths in sediment traps from West Caroline Basin, equatorial West Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, **43**, 273-284.
- 田中裕一郎・萩野恭子・岡田尚武, 2009. 赤道太平洋の水塊構造と円石藻群集変化. 日本古生物学会第 158 回例会講演予稿集, 28.
- 田中裕一郎・岡田尚武・萩野恭子, 2007. 赤道太平洋域の水溫躍層変動に伴う円石藻群集変化. 日本古生物学会第 156 回例会講演予稿集, 41.
- Thierstein, H. R., Cortés, M. Y. and Haidar, A., 2004. Plankton community behavior on ecological and evolutionary time-scales: when models confront evidence. In Thierstein, H. R. and Young, J. R., eds., *Coccolithophores*, 455-479. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Wei, W., 1993. Calibration of upper Pliocene-lower Pleistocene nannofossil events with oxygen isotope stratigraphy. *Paleoceanography*, **8**, 85-99.
- Winter A., 1982. Paleoenvironmental interpretation of Quaternary coccolith assemblages from the Gulf of Aqaba, Red Sea. *Revista Española de Micropaleontology*, **14**, 291-314.
- WMO, 1995. Scientific assessment of ozone depletion: 1994, Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 37.
- Wyrtki, K., 1981. An estimate of equatorial upwelling in the Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **11**, 1205-1214.
- Young, J. R., 1994. Function of coccoliths. In Winter, A. and Siesser, W. G., eds., *Coccolithophores*, 63-83. Cambridge University Press, Cambridge.
- Zhang, J., Wang, P., Li, Q., Cheng, X., Jin, H. and Zhang, S., 2006. Western equatorial Pacific productivity and carbon dissolution over the last 550 kyr: Foraminiferal and nannofossil evidence from ODP Hole 807A. *Marine Micropaleontology*, **64**, 121-140.
- Ziveri, P., Baumann, K.-H., Böckel, B., Bollmann, J. and Young, J. R., 2004. Biogeography of selected Holocene coccoliths in the Atlantic Ocean. In Thierstein H. R. and Young J. R., eds, *Coccolithophores*, 403-428. Springer, Berlin Heidelberg.