

石灰質ナノ化石量と窒素同位体比の相関変動—植物プランクトンによる硝酸消費プロセスの実証—

北 逸郎*・長谷川英尚**・佐藤時幸***・林 辰弥*・小島 淳*

*九州大学大学院比較社会文化研究院環境変動部門地球変動講座・**（財）環境科学技術研究所環境動態研究部・***秋田大学工学資源学部応用地球科学科

Correlation between nitrogen isotopic ratios and productivity of calcareous nannoplankton: evidence for the biological consumption of nitrate controlling nitrogen isotopic fluctuation

Itsuro Kita*, Hidenao Hasegawa**, Tokiyuki Sato***, Tatsuya Hayashi* and Makoto Kojima*

*Department of Environmental Changes, Faculty of Social and Cultural Studies, Kyushu University, 744, Motooka, Nishi-ku, Fukuoka 819-0395, Japan (kita@scs.kyushu-u.ac.jp); **Institute for Environmental Sciences, 1-7, Ienomae, Osamezawa, Kamikita, Aomori 039-3212, Japan (hhidenao@ies.or.jp); ***Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University, 1-1, Tegata Gakuen-cho, Akita 010-8502, Japan (toki@keigo.mine.akita-u.ac.jp)

Abstract. We investigated the relation between $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ values of organic matter and the number of nannofossil in marine sediments during a period from 300 ka to 1300 ka, using the core samples from ODP Hole 1006A, off Great Bahama Bank of the Caribbean Sea. The $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ values and the number of nannofossil (absolute abundance of coccoliths) fluctuate in the ranges of +0.1 ‰ to +5.8 ‰ and 1×10^8 to 30×10^8 specimens/g, respectively, with a clear positive correlation. As the number of nannofossil increases, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ values become greater. These changes are closely linked to 100-ky and 41-ky variations in $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ values of planktonic foraminifera (*Globigerinoides ruber*), reflecting mixing of surface water in the photic zone and bottom water brought about by the trade wind which became stronger during glacial period. $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ values (+0.1 to +5.8 ‰) of marine sediments from the Caribbean Sea fluctuate within a range lower than those (+4 to +10 ‰) from the Arabian Sea under the strong influence of upwelling during interglacial period. The difference in the fluctuation ranges of $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ values between these areas seems to reflect that in the amount of nitrate carried from bottom water to surface water under the influence of the trade wind and monsoon and its consumption rate by phytoplankton. These results corroborate the consideration that $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ values of marine sediments can be related directly to changes in productivity of phytoplankton.

Key words: nannofossil, nitrogen isotopic ratio, biological consumption of nitrate, Caribbean Sea, ODP Hole 1006A

はじめに

海洋の透光帯に生息する代表的な植物プランクトン（海洋の第1次生産者）は、石灰質ナノプランクトン（円石藻）と珪藻である。特に前者は個体形成過程において海洋表層の硝酸や炭酸物質を栄養物として消費し、その窒素と炭素から有機物と無機炭素骨格を形成しつつ増殖している。このプランクトンの死骸である石灰質ナノ化石は、海洋堆積物に豊富に含まれ、海洋や陸上堆積物の地質年代決定に重要な役割を果たしてきた（Martini, 1971; Bukry, 1973; 1975; Sissingh, 1977; Takayama and Sato, 1987 など）。さらに石灰質ナノ化石は古気候・古環境復元の良い指標とされてきた。例えば Chiyonobu *et al.* (2006) は、ナノプランクトンの生産量が、汎世界

的な気候変動に対応して変動することを報告し、各地域の気候の変遷と海洋循環の関係を議論している。近年では、石灰質ナノプランクトンの生産量のみならず、透光帯種と下部透光帯種の化石量の比に基づく海洋の水塊構造の成層化とその崩壊現象も議論され始めている（佐藤, 2008）。

このような植物プランクトンによる有機物の合成過程においては、温度に依存した炭素の同位体効果が存在するため、海洋や湖沼の堆積物に含まれる有機炭素の同位体比（ $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 値）を用いて古水温を復元するなど、様々な古環境解析が1960年代から行われてきた（Sackett *et al.*, 1965; Degens *et al.*, 1968; Sackett and Rankin, 1970; Nakai, 1972; Stuiver, 1975）。沿岸や大陸棚に堆積した一般的な有機物は、海成有機物に加えて同位体比がより低いこ

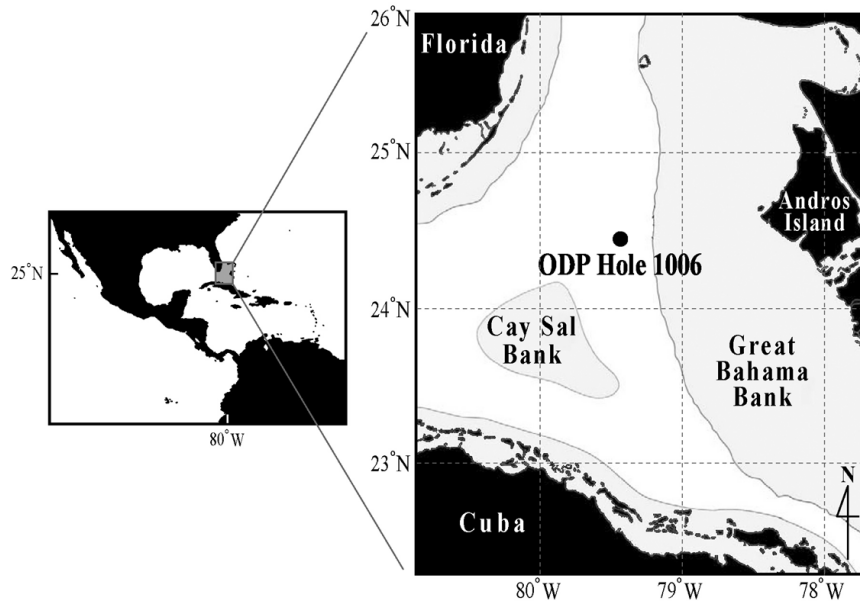


図1 カリブ海バハマ沖の ODP Hole 1006A の掘削地点

とを特徴とする窒素や炭素に富む陸成有機物を含んでいる (Hedges and Parker, 1976). そのため海洋の堆積物に含まれる有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値に観測される変動は、低い $\delta^{13}\text{C}$ 値と $\delta^{15}\text{N}$ 値を持つ陸成有機物 (それぞれ約 +3 ‰ と -26 ‰) と高い $\delta^{13}\text{C}$ 値や $\delta^{15}\text{N}$ 値を持つ海成有機物 (それぞれ約 +10 ‰ と -20 ‰) の混合割合の変化で説明されてきた (Newman *et al.*, 1973; Peters *et al.*, 1978; Fontugne and Duplessy, 1986). しかしながら、陸成有機物の混入の少ない海成有機物においても、 $\delta^{13}\text{C}$ 値と $\delta^{15}\text{N}$ 値が高い値を示すことや、大きく変化することが報告されている (Rau *et al.*, 1982). これらの $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動を説明するために、陸上植物の光合成時の同位体分別モデル (O'Leary, 1981) に基づいた理論的研究 (Popp *et al.*, 1989) や、その実験的な検討 (Laws *et al.*, 1995) が行われてきた. また、 $\delta^{15}\text{N}$ 値についても海洋中の沈降粒子の季節的な変動の観測 (Altabet and Deuser, 1985) や、その理論的な研究 (Altabet and Francois, 1994), および実験的な研究 (Montoya and McCarthy, 1995) が行われてきた. さらに Nakatsuka *et al.* (1995) は、湧昇場とその水平移流地域の硝酸イオンと沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の關係に着目し、プランクトンによる硝酸塩の消費活動に伴う同位体効果の存在を論じている. 彼らによれば、海水の硝酸イオンの $\delta^{15}\text{N}$ 値は沈降粒子の窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値よりも相対的に高く、また双方の $\delta^{15}\text{N}$ 値は湧昇場から遠くへ離れるほど共に高くなってゆく. これらの漸進的な $\delta^{15}\text{N}$ 値の上昇は、水平移流によって海水が湧昇場から遠くに運搬される間に、軽い同位体を持つ硝酸 ($^{14}\text{NO}_3$) が植物プランクトンによって選択的に消費され、その結果、海水の残留硝酸には重い同位体を含む硝酸 ($^{15}\text{NO}_3$) が濃縮して行くことが原因であると考えられている.

さらに、湧昇地域の海洋堆積物中の有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値は、その堆積深度 (年代) とともに変動することが知られている (Altabet *et al.*, 1995, 1999 など). 例えば、Altabet *et al.* (1995) は、過去約 100 万年間にわたるアラビア海堆積中の有機物の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動は、汎世界的な氷期—間氷期サイクルに対応して変動していたことを明らかにしている. 彼らはその $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動の原因を、海洋表層の酸素極少層内で NO_3^- が N_2 または N_2O へ脱窒素反応したことに伴って、残留 NO_3^- の $\delta^{15}\text{N}$ 値が上昇したことに求めている. しかしながら、この脱窒素過程に基づく $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動のモデルには、植物プランクトンの栄養物質の消費過程で生じる残留硝酸の $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ 値の上昇 (Nakatsuka *et al.*, 1995) の影響が考慮されていない. また、有機物を含む粒子が海洋表層から海底へ沈降する過程においても、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値が変化することが報告されている (Saino and Hattori, 1980; Nakatsuka *et al.*, 1997 など). このようなことから、遠洋底堆積物の有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値に確認されている変動の主因が、1) プランクトンによる硝酸塩の消費、2) 海洋表層の化学反応による脱窒素、3) 粒子の沈降過程で起きる分解、のいずれによるものであるかは、未解決のまま残されている. これらの問題の解明には、植物プランクトンの生産量とその活動により生産された有機物の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動関係を直接比較することが不可欠であるが、この $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値と植物プランクトンの生産量の変動関係を直接比較した先行研究はほとんど無い. そこで本研究では、石灰質ナンノ化石を非常に富むカリブ海バハマ沖の ODP Hole 1006A より得られたコア (図1) 試料中の堆積物を研究対象とし、石灰質ナンノ化石量と $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動關係について考察を行った.

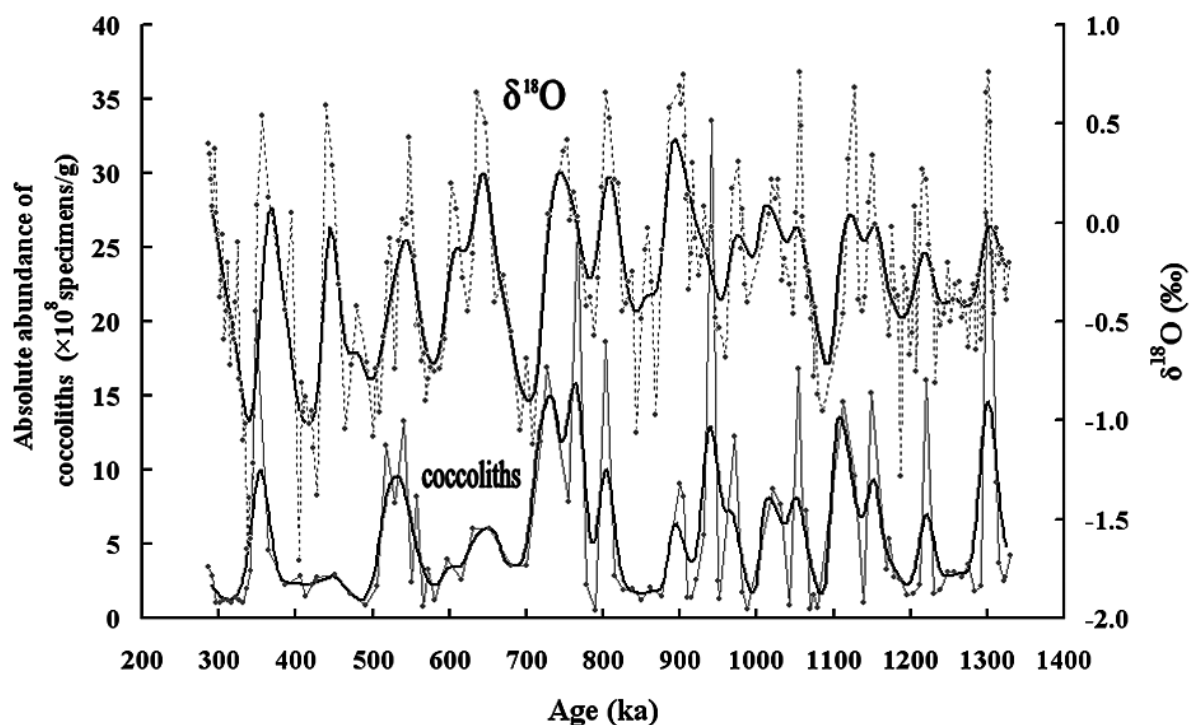


図2 カリブ海バハマ沖の ODP Hole 1006A から得られた 30 万年から 130 万年前までの $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値と浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値 (Kroon *et al.*, 2000) の変動. 細線と太線は, それぞれ実測値の変動とそのスムーズ化した変動曲線を表している.

カリブ海バハマ沖 ODP Hole 1006A の概要

本研究の対象とした ODP Hole 1006A コアは, カリブ海バハマ沖のプラットフォーム縁部からおよそ 30 km 西側 (北緯 24°24', 西経 79°28') において, 水深 658 m の海底面から 717.3 mbsf (海底掘削深度) まで掘削されている (Shipboard Scientific Party, 1997; 図1). このうち本研究では 7.7 mbsf から 55.2 mbsf までを対象とした. 本 Hole のコアの大部分は有孔虫化石を含むナノ軟泥で, 生物擾乱が認められる. また少量の針状アラゴナイトを含む. 微化石の保存状態は非常に良く, それらの多くは現地性であり, 浅海域から移動して再堆積した底生有孔虫の割合は 10% 以下である (Shipboard Scientific Party, 1997).

本論で用いる ODP Hole 1006A コアの堆積年代は, Kroon *et al.* (2000) によるものであり, 微化石層序, 古地磁気層序, U-Th 年代測定データ (Shipboard Scientific Party, 1997; Henderson *et al.*, 2000), および浮遊性有孔虫の *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) から得られた酸素同位体層序に基づいている. なお年代決定で用いた石灰質ナノ化石の基準面は, *Emiliania huxleyi* (Lohmann) Hay and Mohler の出現 (0.25 Ma), *Pseudoemiliania lacunosa* (Kamptner) Gartner の絶滅 (0.41 Ma), *Reticulofenestra asanoi* Sato and Takayama の絶滅 (0.85 Ma), 大型の *Gephyrocapsa* spp. の絶滅 (1.20 Ma), 同じく大型の *Gephyrocapsa* spp. の出現

(1.44 Ma) である (Sato and Kameo, 1996).

実験

コア中の有機物の分離法とその $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の測定法

コア試料からの有機物精製と有機窒素の N_2 ガス化は, Minagawa *et al.* (1984) の方法に従った. コア試料 (約 0.5 g ~ 1.5 g) から無機炭酸塩を完全に溶解除去した後, その残留物 (約 60 ~ 150 mg) と市販の酸化銅および銀リボンを石英ガラス間に詰めて排気・封管した. これを 850 °C で 2 時間加熱することにより, 試料中の有機窒素を完全に N_2 ガス化した. 生成した N_2 ガスを他の生成物 (CO_2 および H_2O) からドライアイス-エタノール温度で分離し, 質量分析計に導入して窒素同位体比を測定した. 窒素同位体比は, 窒素の標準物質として大気を用いた千分偏差値 (δ 表現) で表している.

$$\delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = \left[\left(\frac{^{15}\text{N}}{^{14}\text{N}} \right)_{\text{試料}} / \left(\frac{^{15}\text{N}}{^{14}\text{N}} \right)_{\text{大気}} - 1 \right] \times 10^3$$

石灰質ナノ化石量の測定法

粉碎した試料約 0.040 g を 50 ml の水に懸濁し, その 0.5 ml をカバーガラス上で乾燥させた後, 光硬化剤を用いて紫外線下で封入したプレパラートを作成した. カバーガラス (18 mm × 20 mm) の間に産するココリスの数を, 偏光装置を備えた生物顕微鏡の 1500 倍下でカウントし, 試料

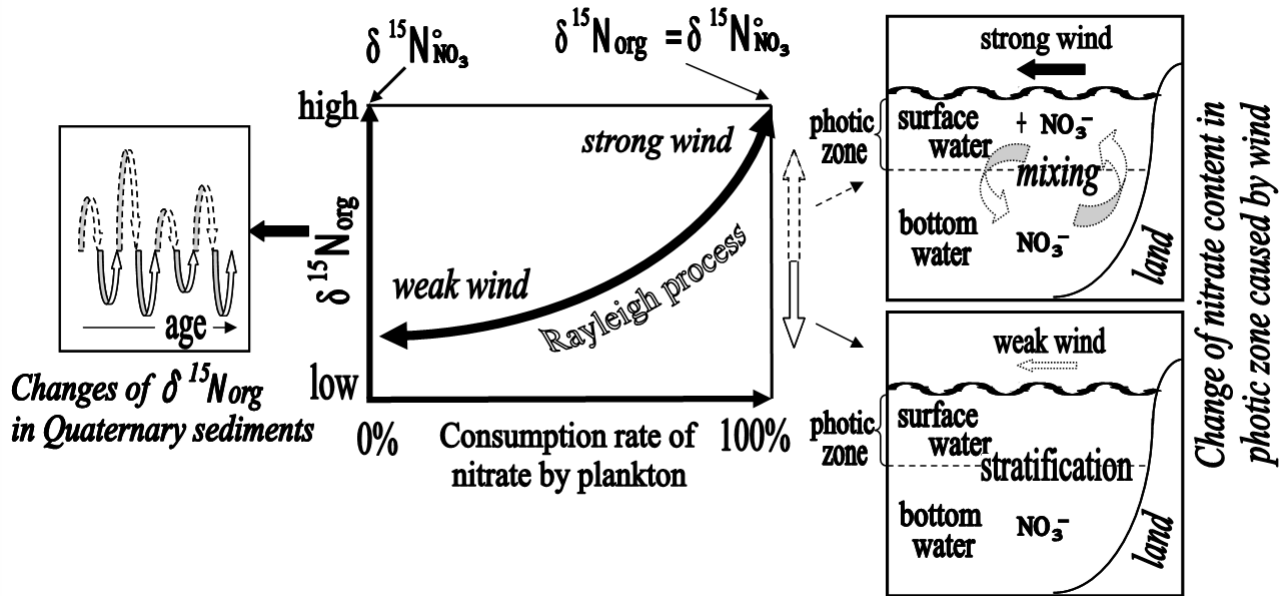


図3 水塊構造変化に伴う植物プランクトンによる硝酸の消費プロセスと生産される有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値変動の概念図。図中の $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ は底層水に含まれる硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値であり、“mixing”は海上風の強化に伴い発生する“表層水の成層構造の崩壊”現象による底層水の表層水への混合を表している。

1 g 当たりのナンノ化石の個体数（化石量）を求めた。

結果と考察

有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ 値とナンノ化石量の関係

汎世界的な海洋底堆積物に含まれる有孔虫骨格の $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動は、地球の気候変動に対応しており、間氷期に低く氷期に高くなる(Imbrie *et al.*, 1984; Lisiecki and Raymo, 2005)。この関係は海洋循環のエンドメンバーである湧昇流地域にも当てはまる。例えば、Niitsuma *et al.* (1991) はインド洋オマーン沖の ODP Hole 723A,B のコア試料中の底生有孔虫 (*Uvigerina excellens*) の $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ 値が³、汎世界的な気候変動と同調して変化することを示した。さらに彼らは、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ 値と浮遊性有孔虫の (*Pulleniatina obliquiloculata*) の $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値を比較し、それらの変動幅は異なるものの、変動パターンはほぼ同様であることを報告している。

本研究対象の ODP Hole 1006A の浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値は、約 30 ～ 130 万年前の 100 万年の間に約 +0.8 ‰ から -1.5 ‰ の間で変動し、間氷期には低く、氷期には高い (Kroon *et al.*, 2000)。この堆積期間における $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値と石灰質ナンノ化石量の変動関係を図 2 に示した。ナンノ化石量は約 1×10^8 個/g から 30×10^8 個/g の間で変動しており、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値が高い氷期に化石量が増加し、逆に $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値の低い間氷期には減少する傾向が明瞭である。このことは、ナンノプランクトンの活動が氷期に活発化し、逆に間氷期には低下していたことを示している。

石灰質ナンノプランクトンの生産量は、栄養塩量と関係

があると考えられている。栄養塩の供給源は、一般に河川水と温度躍層以深の海洋底層水であることが知られているが、本研究地域を含む南東アメリカが湿潤化し河川の流量が増加する間氷期 (Jackson *et al.*, 2000) には、ナンノ化石量は逆に減少している。この結果は、ODP Hole 1006A における栄養塩の主な供給源は海洋の底層水であることを示唆している。この海域では、氷期には海上風（貿易風）の強化に伴って底層流が強くなることが知られている (Brunner, 1975; Henderson *et al.*, 2000; Kroon *et al.*, 2000)。このため、氷期には強い海上風（貿易風）の影響下で“表層水の成層構造の崩壊（小規模な湧昇）”が起き、栄養塩を含む底層水が表層水へ供給された可能性がある (図 3)。

プランクトン生産量とその硝酸塩消費過程に伴う $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動予測

植物プランクトンの活動が、透光帯における栄養塩量の変動に規制されていた可能性を検証するためには、プランクトンの生産量変動記録とその硝酸の消費過程に伴い生成された有機物の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動記録を直接比較することが必要である。このようなプランクトンによる硝酸の消費率と生産される有機物の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化は、レイリーモデルを用いて予測されてきた (例えば、中塚, 1998)。

海上風の強度変化によって引き起こされる“表層水の成層構造の崩壊”現象と、それに伴う植物プランクトンが生産する有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変化の概念を図 3 に示した。海上風の強化により“表層水の成層構造の崩壊（小規模な湧昇）”が起きると、硝酸を含む底層水が、従来硝酸を

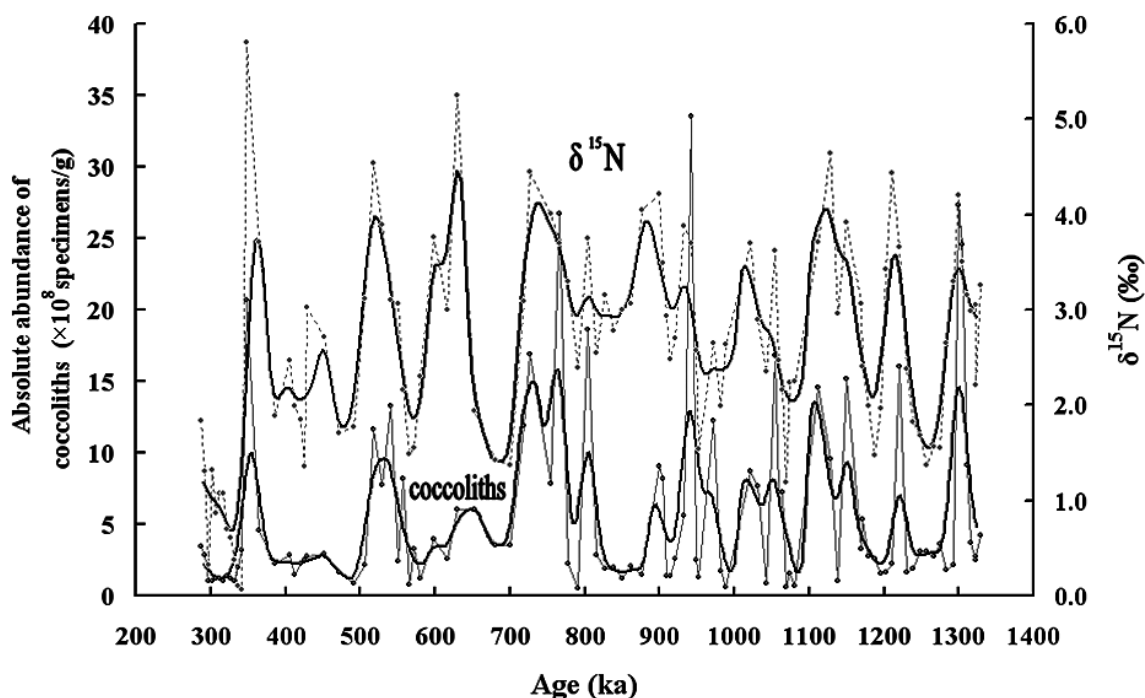


図4 カリブ海バハマ沖の ODP Hole 1006A から得られた過去 30 万年から 130 万年前までのナノ化石量と $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の関係。細線と太線は、それぞれ実測値の変動とそのスムーズ化した変動曲線を表している。

ほとんど含まない表層水に輸送される (図3の右上)。この時、透光帯のプランクトンによる硝酸の消費率が増加し (堆積物中のナノ化石量も増加), $^{14}\text{NO}_3^-$ イオンとともに消費される $^{15}\text{NO}_3^-$ イオンの割合が高くなる (図3の中)。このため硝酸の消費率の上昇と共に生成される有機物の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値は高くなる (図3の中)。もし硝酸がプランクトンにすべて消費されれば、生成された $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値は付加した底層水に含まれていた硝酸の $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ 値に等しくなる。逆に、海上風が弱くなる場合 (図3の右下) には、底層水が表層水に混合する割合が低下するため、透光帯での植物プランクトンの活動度が低下し (堆積物中のナノ化石量も減少)、それに伴って硝酸の消費率も低下する。この時、 $^{14}\text{NO}_3^-$ イオンとともに消費される $^{15}\text{NO}_3^-$ の割合が相対的に低下するため、生成される有機物の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値は硝酸の $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ 値に比べて極端に低くなる (図3の中)。

このモデルで予想されるプランクトンの化石量と有機物の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動の関係は、海底堆積物に記録されていると期待される (図3の左)。また、海上風の強度変動と海洋表層水中の硝酸濃度の関係、およびそれに対応したプランクトン活動度 (化石量) とその硝酸の消費率の関係は、湧昇流地域ではもちろんのこと、カリブ海バハマ沖のような海上風が卓越している海域でも普遍的に起っている現象であると推定される。そこで本研究ではこの仮説を検証し、有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動の主因を明らかにするために、ODP Hole 1006A コア試料の石灰質ナノ化石

量と $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の関係を検討した。

石灰質ナノ化石量と有機物の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動関係

石灰質ナノ化石量と有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の関係を図4に示した。有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値は 0.1 ‰ から 5.8 ‰ の間を変動している。陸成と海成の堆積物に含まれる有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値は、一般的にそれぞれ約 3 ‰ と 10 ‰ の付近に分布することが報告がされている (Peters *et al.*, 1978)。バハマ沖の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値は概ねこの間の領域に分布しているが、その最低値 (～0 ‰) は陸成堆積物の値より明らかに低い。さらに $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値は、底層水と表層水の混合が起こりナノ化石量が増加した氷期には高く、逆に海洋表層の成層化が起こりナノ化石量が減少した間氷期には低くなっている。つまり $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値とナノ化石量の変動は、明瞭な正の相関関係にある (図4)。このことは、間氷期にはプランクトンの生産量が減少したために硝酸の消費率が低くなり、低い $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値を持つ有機窒素が生成されたことを示していると考えられる (図3)。また $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動の最大領域 (約 5 ‰ ～ 6 ‰) が海成堆積物の値 (約 10 ‰) (Peters *et al.*, 1978) よりも低いことは、プランクトンによる硝酸の消費率が低いことに対応している可能性が示唆される。すなわち、バハマ沖ではプランクトンの活動度はそれほど高くないため、その硝酸の消費率も比較的低い可能性が考えられる。この解釈を裏付けるためには、富栄養塩海域でのナノ化石量と $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値を比較するこ

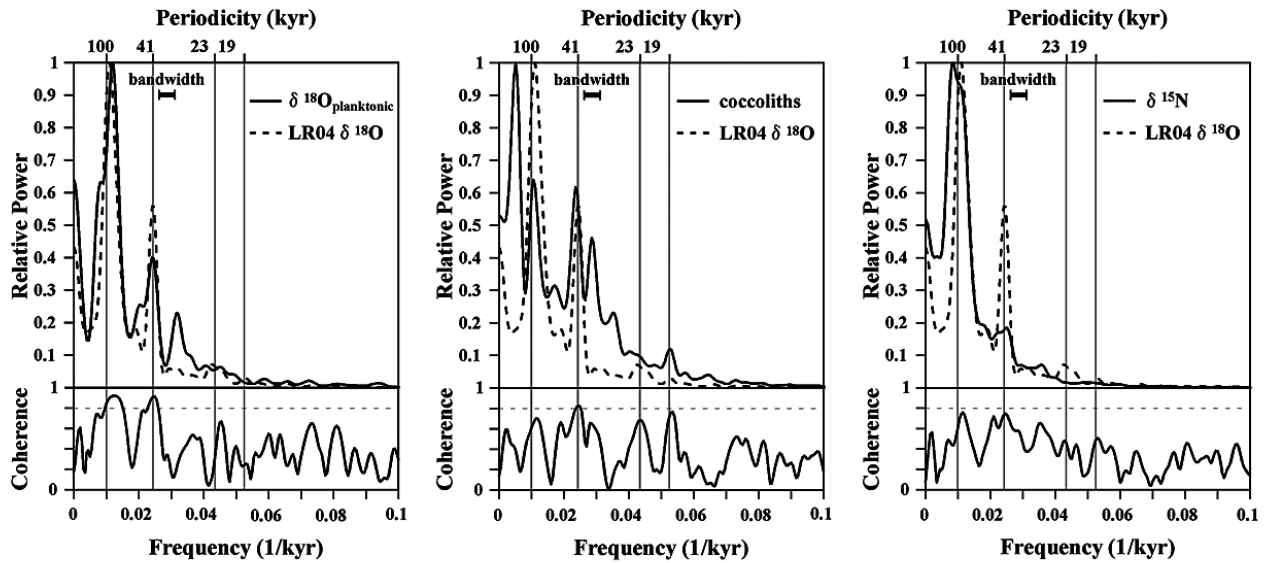


図5 カリブ海バハマ沖の ODP Hole 1006A から得られた過去 30 万年から 130 万年前までの $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値、ナンノ化石量および $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動周期とそれらの LR04 $\delta^{18}\text{O}$ stack (Lisiecki and Raymo, 2005) の変動周期との合致度。

とが今後の課題である。

一方, Altabet *et al.* (1995; 1999) は, アラビア海オマーン沖の ODP Hole 722B と 723A の堆積物試料中に含まれる浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値の変動記録から, この海域では間氷期に湧昇流が強くなり, 氷期には弱くなっていたことを明らかにしている。このことは, 氷期に「表層水の成層構造の崩壊 (小規模な湧昇)」が起きるカリブ海バハマ沖とは逆位相関係にある。アラビア海オマーン沖の 723A と 722B から報告されたそれぞれ 50 万年と 100 万年間の有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動領域は, 共に 4 ‰ から 10 ‰ の領域にあり (Altabet *et al.*, 1995; 1999), バハマ沖の変動領域より相対的に高くかつ海成堆積物の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値に近い。バハマ沖でのナンノ化石量と $\delta^{15}\text{N}$ 値の明確な正の相関関係の存在から判断すると, この両海域の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の差異は, プラントン活動による硝酸の消費率の差異を反映していると考えられる。しかしながら, アラビア海におけるプラントン量と $\delta^{15}\text{N}$ 値の関係が報告されておらず, この差異の解明は今後の研究に期待したい。

$\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値と石灰質ナンノ化石量および $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動周期

バハマ沖 ODP Hole 1006A コアの 30 万年前から 130 万年前における浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値と石灰質ナンノ化石量および $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の記録を, 地球規模の気候変動の標準記録である LR04 $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ stack (Lisiecki and Raymo, 2005) とクロススペクトル解析した結果を図 5 に示した。この $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値の変動には, 10 万年と 4.1 万年の周期が卓越しており, これらはそれぞれミランコビッ

チ周期 (Milankovitch, 1920, など) の離心率と地軸の傾斜角の変動周期に一致している。また, これら $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値の記録と LR04 $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ stack 記録は, 離心率と地軸の傾斜角の変動周波帯においてコヒーレンスが 0.9 よりも高く, 明確に対応している (図 5)。

バハマ沖では, ナンノ化石量と $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動にも, 10 万年と 4.1 万年の周期が卓越しており, 両変動は古気候変動 (LR04 $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ stack 記録) に対応した明確な相関関係を示している (コヒーレンスはほぼ 0.8) (図 5)。この結果は, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動の主因が, ナンノプランクトンによる硝酸の消費過程である可能性を支持している。一方, Altabet *et al.* (1999) は, インド洋オマーン沖 (ODP Hole 722B) の浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値の変動には, ミランコビッチ周期に対応した 10 万年, 4.1 万年および 2.3 万年の周期が含まれ, アラビア海では間氷期に深層水の湧昇が強化されていたことを示している。彼らは, アラビア海堆積物の有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動にも $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値の変動と同様な周期性があることを示し, その原因を表層水に発生する酸素極少層における硝酸イオンからの脱窒素反応に求めている。しかしながら, オマーン沖の $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値の変動と $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動周期の一致は, バハマ沖と同様なプランクトンによる湧昇硝酸の消費プロセスによる可能性が高いことを示唆している。したがって, オマーン沖の堆積物の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の気候変動に対応した変動メカニズムを明らかにするためには, バハマ沖と同様に, 堆積物に含まれるプランクトンの化石量と $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動関係を明確にすることが今後の課題である。

まとめ

カリブ海バハマ沖における更新世の海底堆積物コア (ODP Hole 1006A) に含まれる石灰質ナノ化石量と有機窒素の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の 30 万年前から 130 万年前の変動に、明瞭な正の相関関係が存在することを示した。石灰質ナノ化石量と浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}_{\text{planktonic}}$ 値の対比から、この海域の石灰質ナノプランクトンの生産量は氷期に増加し間氷期に減少しており、その生産量の増加は $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の増加に対応することを明らかにした。このプランクトン生産量と $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動周期には、古気候変動に対応した 10 万年と 4.1 万年の周期が卓越し、世界的な気候変動記録である LR04 $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ stack の変動周期と高いコヒーレンスを示している。氷期にナノプランクトンの生産量が多く、有機物の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値が極大になることは、この地域で氷期に貿易風が強化されたことによって“表層水の成層構造の崩壊”が起こり、底層水から表層水に付加される硝酸が増加し、その結果プランクトンによる硝酸の消費が促進されたことを示している。

以上のように、本研究で行われたような海洋プランクトンの生産量 (化石量) と堆積物の $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 値の変動パターンの汎世界的な比較研究は、海洋表層水の栄養塩と水塊構造 (成層化と崩壊現象) の関係を解明する有効な手法となることが期待される。

謝辞

本論文は、2008 年東北大学で開催された古生物学会シンポジウムで講演した内容の一部を修正しまとめたものである。研究に際し、日本学術振興会の科学基盤研究 (B) (課題番号 19340155, 代表: 佐藤時幸) の一部を使用した。また、研究試料には Ocean Drilling Program の試料を使用した。

文献

Altabet, M. A. and Deuser, W. G., 1985. Seasonal variations in natural abundance of ^{15}N in particles sinking to the deep Sargasso Sea. *Nature*, **315**, 218-219.

Altabet, M. A. and Francois, R., 1994. Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. *Global Biogeochemical Cycles*, **8**, 103-116.

Altabet, M. A., Francois, R., Murray, D. W. and Prell, W. L., 1995. Climate-related variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios. *Nature*, **373**, 506-509.

Altabet, M. A., Murray, D. W. and Prell, W. L., 1999. Climatically linked oscillations in Arabian Sea denitrification over the past 1 m.y.: Implications for the marine N cycle. *Paleoceanography*, **14**, 732-743.

Brunner, C. A., 1975. Evidence for intensified bottom current activity in the Straits of Florida during the last glaciation (Abstract). *Geological Society of America Abstract with Programs*, **7**, 1012-1013.

Bukry, D., 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **15**, 685-703.

Bukry, D., 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32. *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, **32**, 677-701.

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 500000 years. *Island Arc*, **15**, 476-482.

Degens, E. T., Behrendt, M., Gotthardt, B. and Reppmann, E., 1968. Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton-II. Data on samples collected off the coasts of Peru and Ecuador. *Deep-Sea Research*, **15**, 11-20.

Fontugne, M. R. and Duplessy, J. -C., 1986. Variations of the monsoon regime during the upper Quaternary: Evidence from carbon isotopic record of organic matter in North Indian Ocean sediment cores. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **56**, 69-88.

Hedges, J. I. and Parker, P. L., 1976. Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **40**, 1019-1029.

Henderson, G. M., Rendle, R. H., Slowey, N. C. and Reijmer, J. J. G., 2000. U-Th dating and diagenesis of Pleistocene highstand sediments from the Bahamas Slope. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **166**, 23-31.

Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. and Shackleton, N. J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In Berger, A. L., Imbrie, J., Hays, J. D., Kukla, G. and Saltzman, B., eds., *Milankovitch and climate*, Part I, 269-305. Reidel, Dordrecht.

Jackson, S. T., Webb, R. S., Anderson, K. H., Overpeck, J. T., Webb III, T., Williams, J. W. and Hansen, B. C. S., 2000. Vegetation and environment in Eastern North America during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 489-508.

Kroon, D., Reijmer, J. J. G. and Rendle, R., 2000. Mid- to Late-Quaternary variations in the oxygen isotope signature of *Globigerinoides ruber* at site 1006 in the western subtropical Atlantic. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **166**, 13-22.

Laws, E. A., Popp, B. N., Bidigare, R. R., Kennicutt, M. C. and Macko, S. A., 1995. Dependence of phytoplankton carbon isotopic composition on growth rate and $[\text{CO}_2]_{\text{aq}}$: Theoretical considerations and experimental results. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 1131-1138.

Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**, doi:10.1029/2004PA001071.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings II planktonic Conference. Roma*, **2**, 739-785.

Milankovitch, M., 1920. *Théorie Mathématique des Phénomènes Thermiques produits par la Radiation Solaire*. xvi+340pp, Gauthier-Villars, Paris.

Minagawa, M., Winter, D. A. and Kaplan, I. R., 1984. Comparison of Kjeldahl and combustion methods for measurement of nitrogen isotope ratios in organic matter. *Analytical Chemistry*, **56**, 1859-1861.

Montoya, J. P. and McCarthy, J. J., 1995. Isotopic fractionation during nitrate uptake by phytoplankton grown in continuous culture. *Journal of Plankton Research*, **17**, 439-464.

Nakatsuka, T., Harada, N., Matsumoto, E., Handa, N., Oba, T., Ikehara, M., Matsuoka, H. and Kimoto, K., 1995. Glacial-interglacial migration of an upwelling field in the western equatorial Pacific recorded by sediment $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$. *Geophysical Research Letters*, **22**, 2525-2528.

Nakatsuka, T., Handa, N., Harada, N., Sugimoto, T. and Imaizumi,

- S., 1997. Origin and decomposition of sinking particulate organic matter in the deep water column inferred from the vertical distributions of its $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{14}\text{C}$. *Deep-Sea Research, Part I*, **44**, 1957-1979.
- 中塚 武, 1998. 堆積有機物の炭素・窒素安定同位体比による古海洋解析. 地学雑誌, **107**, 203-217.
- Nakai, N., 1972. Carbon isotopic variation and the paleoclimate of sediments from Lake Biwa. *Proceedings of the Japan Academy*, **48**, 516-521.
- Newman, J. W., Parker, P. L. and Behrens, E. W., 1973. Organic carbon isotope ratios in Quaternary cores from the Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**, 225-238.
- Niitsuma, N., Oba, T. and Okada, M., 1991. Oxygen and carbon isotope stratigraphy at site 723, Oman Margin. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **117**, 321-341.
- O'Leary, M. H., 1981. Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry*, **20**, 553-567.
- Peters, K. E., Sweeney, R. E. and Kaplan, I. R., 1978. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. *Limnology Oceanography*, **23**, 598-604.
- Popp, B. N., Takigiku, R., Hayes, J. M., Louda, J. W. and Baker, E. W., 1989. The post-paleozoic chronology and mechanism of ^{13}C depletion in primary marine organic matter. *American Journal of Science*, **289**, 436-454.
- Rau, G. H., Sweeney, R. E. and Kaplan, I. R., 1982. Plankton ^{13}C : ^{12}C ratio changes with latitude: differences between northern and southern oceans. *Deep-Sea Research*, **29**, 1035-1039.
- Sackett, W. M., Eckelmann, W. R., Bender, M. L. and Bé, A. W. H., 1965. Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments. *Science*, **148**, 235-237.
- Sackett, W. M. and Rankin, J. G., 1970. Paleotemperatures for the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 4557-4560.
- Saino, T. and Hattori, A., 1980. ^{15}N natural abundance in oceanic suspended particulate matter. *Nature*, **283**, 752-754.
- Sato, T. and Kameo, K., 1996. Pliocene to Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy of the Arctic Ocean, with special reference to late Pliocene glaciation. In Thiede, J., Myhre, A. M., Firth, J. V., Johnson, G. L. and Ruddiman, W. F. *et al.*, eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **151**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 39 - 59.
- 佐藤時幸, 2008. 石灰質ナンノ化石の進化と水塊構造. 日本古生物学会 2008 年年会講演予稿集, 3.
- Shipboard Scientific Party, 1997. Site 1006. In Eberli, G. P., Swart, P. K. Malone, M. J., *et al.*, eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 166, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 233-287.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, **56**, 37-65.
- Stuiver, M., 1975. Climate versus changes in ^{13}C content of the organic component of lake sediments during the Late Quaternary. *Quaternary Research*, **5**, 251-262.
- Takayama, T. and Sato, T., 1987. Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **94**, 651-702.

