最終氷期における深層水循環と基礎生産力*

本多 牧生†

Deep Water Circulation and Ocean Productivity in the Last Glacial Period

Makio Honda‡

Abstract

Paleoceanography not only reveals physical, chemical, biological and geological changes in the ocean, but also provides clues to understand the effect of oceanic variations on climate change and to predict future changes in the global environment which may occur as the anthropogenic material emission. The discovery of atmospheric CO₂ decrease during the last glacial period between 75,000 years and 10,000 years ago has become a world-wide topic of interest and much effort has been focused on the study of the ocean's role in the control of atmospheric CO₂ and the global environment. In this paper, the following topics are reviewed: (1) the inability of orbitally driven change in the earth's radiation budget to explain the glacial cycle, (2) the decrease in the formation of North Atlantic Deep Water (NADW) during the last glacial period revealed by records of carbon isotopes, and (3) the hypothesis that the decrease of atmospheric CO₂ during the last glacial period can be attributed to an increase of ocean productivity.

1. はじめに

現在、海洋が地球環境をどのようにコントロールしているかが注目されている。大気圏と比較すると海洋の熱容量は約 1100 倍、炭素量は約 50 倍であるため、海洋の変動が地球大気環境を容易に変動させると考えるのは自然なことである。しかし、現在までの海洋物理学、化学、生物学、地質学の知識では大気-海洋系の諸変動を充分説明できない。例えば、地球温暖化ガスである二酸化炭素が、人類による化石燃料の消費や森林伐採によって大気に放出された後、地球上でどのような過程を経て、どのように分配されているのかが未だ不明であり、この問

題解明が大気-海洋研究の最重要課題となっている (例えば、角皆, 1989; 野崎, 1989)。そのため、現在までの海洋観測結果を見直すとともに、新しい海洋学的知見を得ることを目的に、現在 IGBP (International Geosphere - Biosphere Program) のコアプロジェクトとして JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study) を始めとする世界共同での生物地球化学的研究が実施されている (SCOR, 1990; 科学技術庁研究開発局, 1992)。

IGBP のコアプロジェクトである PAGES (Past Global Changes) には、過去の海洋変動と地球全体の環境変動の関連性を把握するための古海洋学研究が含まれている。古海洋学研究により、現代の海洋における生物地球化学研究を通して考察されている海洋の地球環境の制御機能について検証することが可能となり、今後の地球環境の変動を予測する上で極めて重要な知見が得られる。

本報告は、氷期・間氷期という気候変化が天文学的変動による日射量変化だけでは説明できないことを紹介した

* 1993 年 4 月 20 日受領 ; 1994 年 4 月 10 日受理

† 海洋科学技術センター 深海研究部; 〒 237 神奈川県横須賀市夏島町 2-15

‡ Japan Marine Science and Technology Center, Deep Sea Research Department; 2-15 Natsushima, Yokosuka, Kanagawa, 237 Japan

Fig. 1. A) Amplitude history of obliquity-induced changes (dashed curve) and the variability in $\delta^{18}\text{O}$ record associated with the obliquity frequency (solid curve), B) the amplitude history of the precession-induced changes (dashed curve) and the variability in $\delta^{18}\text{O}$ record associated with the precession frequency (solid curve). (Imbrie *et al.*, 1984)

後、古海洋学の研究手法、および古海洋学研究を通して明らかになった現象、たとえば最終氷期の北部北大西洋における深層水の形成衰退、最終氷期における大気中二酸化炭素の低下は海洋における生物生産活動の活発化（基礎生産力の増加）によるものであるという仮説、それを支持する観測結果、及び議論されている問題点などについてレビューしたものである。過去の気候変動と海洋変動に関する同様の議論や総説は、既に大場（1986, 1988）、庄子（1990）、大河内・平（1991）等により発表されている。本総説では、過去と現在の生物生産力に焦点をあてながら、それらに新しい知見、特に海洋化学的知見を加えたものである。

2. なぜ氷期・間氷期が起こったか

現在は、地質学的年代の第四紀に位置している。第四紀は、更新世（170 万年前から 1 万年前まで）と完新世（約 1 万年前から現在）に分けられる。更新世の中期の約 90 万年前から地球上に約 10 万年周期の顕著な氷期と間氷期が訪れるようになった。今回、主に話題にする最終氷期というのは約 7.5 万年前から約 1 万年前までのことで

ある。

2.1. Milankovitch の天文学説

氷期の発生は、Milankovitch（1941）により発表された天文学説が支持されている（Hays *et al.*, 1976; Berger, 1988; Imbrie *et al.*, 1992）。太陽と地球の位置関係の変動には、

- (1) 太陽と月の引力により発生する地軸の歳差（首振り運動）の変化による約 1.9 万年と 2.3 万年の周期
- (2) 地球の自転軸（地軸）の傾きの変化による約 4.1 万年の周期
- (3) 地球の公転軌道の離心率の変化による約 10 万年と 41 万年の周期

がある。このうち、(3) の長周期変動が日射量変化に及ぼす影響は小さく、主に (1)、(2) の短周期変動の合成によって地球表層が受ける日射量が大きく変化し、地球が温暖になったり寒冷になったりするというのが天文学説である。Fig. 1 は過去 60 万年間の地球上の氷床量変動（後述するように、深海底コアの底生有孔虫殻の酸素同位体比の変化から推定される）と、数学的に計算された地球の天文学的変動による日射量変動を示したものである（Imbrie *et al.*, 1984）。Fig. 1 が示すように、地球上の氷床量の変動周期成分の一部を、地軸の変動（4.1 万年周期）、および歳差運動の変動（1.9 万年、2.3 万年周期）で説明することが可能である。このことから、これらの天文学的変動が、地球上の氷床量変動に影響を与えていることがうかがえる。

2.2. 天文学説のみで説明できない事象

酸素同位体は、古環境学において過去の地球上の温度変化を示す重要なトレーサーである。酸素には ^{16}O ・ ^{17}O ・ ^{18}O の3つの安定同位体がある。このうち、微量な ^{17}O は除くとして、 ^{16}O と ^{18}O は挙動が異なる。大気-海洋間では重い ^{18}O は海洋に多く存在する。海水温度が低下するところの傾向はさらに顕著になり、 ^{18}O は海水により多く濃縮される。逆に陸上の氷には軽い ^{16}O が濃縮される。その結果、周囲の海水と平衡状態で炭酸塩の殻を形成した海洋生物骨格中の $\delta^{18}\text{O}$ が、寒冷な時代ほど大きくなる。ここで、 $\delta^{18}\text{O}$ は試料と標準物質の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ の差を千分率で表した値で、以下の式で表される。

Fig. 2. Spectral analysis of the oxygen-isotope record in marine foraminifera. (Broecker and Denton, 1989)

$$\delta^{18}\text{O} = ((^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{samp}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{stand}} - 1) \times 1000 \quad (1)$$

但し, $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{samp}}$, $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{stand}}$ はそれぞれ試料と標準物質の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比である。

したがって、水温変化がほとんどないと考えられる深海底で生息する底生有孔虫の殻(炭酸カルシウム)の $\delta^{18}\text{O}$ が増加したということは、地球表層の気温が低下し氷床量が増加したということを意味する。

Fig. 2は、海底コア中の底生有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ 値をスペクトル解析した結果である(Broecker and Denton, 1989)。この図は、地球上の氷床量変化に、10万年周期が最も強く影響していることを示している。このことは、先に示した天文学的変動による日射量の変化が、主に1.9万年、2.3万年、および4.1万年の周期によって決定されていることと矛盾している。サンゴに刻まれた海水面変化の記録でも10万年周期が卓越している(Mesolella *et al.*, 1969)。このように10万年周期の気候変化と連動した地球の氷床量変化を、天文学説、つまり日射量の変化のみ

ではうまく説明できない。

また、地軸の歳差運動や自転軸の傾きの天文学的変動によって氷期が発生、あるいは発達する場合は、北半球と南半球で日射量変動の影響は両半球で逆になるはずである。しかし、地球上での氷床の発達や後退の時期は、両半球でほぼ同時に起こっている。例えば、氷床発達の時代は、ヨーロッパアルプスとニュージーランド、アンデス山脈で一致している(Broecker and Denton, 1989)。このことに加えて、地球上には前述の10万年周期の氷期、間氷期の他に、ヤングドライアス(Younger dryas: 約1.1万年前から約1千年続いた寒冷期)やダンスガード-オシュガーイベント(Dansgaard-Oeschger event: 最終氷期内の約5.5万年前から2.5万年前に見られる数十～数百年周期の気温、同位体比、エアロゾル量、二酸化炭素量の急激な変動)、および13～14世紀と17世紀～19世紀に発生した小氷期(ヨーロッパの気温が1～2℃低下した)などがある。しかしこれらの短い周期の気候変化も天文学説ではやはりうまく説明できない(Broecker and Denton, 1989)。

Winograd *et al.* (1992)は、U-Th法によって年代測定された約50万年にわたる陸上堆積物について、その炭酸塩の酸素・炭素同位体比を測定した。その結果、彼は氷期・間氷期の発生の時期や発達の規模が、日射量の変動とは、必ずしも一致していないこと、また過去4回の氷期・間氷期の周期が8万年～13万年と一定していない(氷期・間氷期の発生サイクルに周期性がない:非線形性である)ことを指摘している。

したがって、Milankovitch (1941)の提唱した天文学的変動が氷期・間氷期という気候変化の発生や発達に影響はしているであろうが、地球上の大気-海洋-氷床系における何か別の要因も地球の気候変化に大きく影響していると、現在は考えられるようになってきた(Imbrie *et al.*, 1992)。

2.3. 気候変化の要因

Broecker and Denton (1989)は、氷期のような気候変化を発生、あるいは発達させる要因として、以下のものを挙げている。

- (1) 太陽と地球の位置関係の変動(天文学説)
- (2) 氷床発達によるアルベドの変化

氷床の拡大に伴い地球上の熱量反射率(アルベド)が増

Fig. 3. Variation of the atmospheric CO_2 concentration (Barnola *et al.*, 1987), temperature (Jouzel *et al.*, 1987), and the CH_4 concentration (Chappellaz *et al.*, 1990) over Antarctica during 160,000 years. The envelope for CO_2 and CH_4 indicates taking into account the different sources of uncertainty. Temperature is shown as the deviation from the modern atmospheric mean temperature over Antarctica (ΔT_a). (Lorius *et al.*, 1990)

大した (ただし、極域の氷床の増加によるアルベドの増加が地球全体の気温に影響を及ぼす効果は小さい)

(3) 氷期の大気循環の活発化による大気塵 (エアロゾル) の増加

世界各地の氷床コアの分析結果から、最終氷期には高緯度域と低緯度域の気温勾配が増加したため、大気循環が活発 (海上、および陸上の風速増加) になり、エアロゾル量が 1 桁～2 桁増加したという報告なされている (Deangelis *et al.*, 1987). このエアロゾルの増加によって地表に到達する太陽エネルギーが低下したために、地球

がさらに冷却化したと考えられている (Harvey 1988) は、この影響による気温低下を 2～3 °C と見積もっている).

(4) 雲量増加に伴うアルベドの変化

氷床コア中の $\delta^{18}\text{O}$ の変化と硫酸などの硫化物濃度の変化が対応していることから, Charlson *et al.* (1987) は、氷期に海洋の生物活動が活発化し、海洋からの硫化ジメチル ($\text{DMS: (CH}_3)_2\text{S}$) の発生量が増加したため雲量が増加し、その結果、太陽エネルギーの地表への到達量が減少したという仮説を提案した (この仮説は、共同研究者の 1 人である Lovelock (1988) による “Gaia hypothesis” 中でも紹介されている).

(5) 陸水量の変化

陸上での氷床の発達、それに伴う、海面低下や、海洋塩分の変化が次に述べる大気-海洋系の環境に変化を生じさせた.

(6) 大気-海洋系の変化

大気-海洋系の変化として、以下のものが氷期の発生や発達に関与したと考えられている.

(1') 深層水大循環の変動による低緯度から高緯度への熱輸送量の減少、および海水の化学的性質の変化

(2') 大気中の温室効果ガスである二酸化炭素やメタン等の減少

大気中の二酸化炭素やメタン等の濃度が最終氷期に低下した現象は、現在問題となっている地球温暖化と逆の反応であり、最終氷期にこれらの地球温暖化ガス濃度が低下したために気候が冷却化したというものである. Fig. 3 は, Lorius *et al.* (1990) が示した過去 16 万年間における気温変化と大気中の二酸化炭素濃度、およびメタン濃度の変化である. 最終氷期においては、地球温暖化の主役と考えられている二酸化炭素濃度が 200ppm 程度にまで低下している (産業革命以前の値は約 280ppm). Broccoli and Manabe (1987) は、Fig. 3 の南極氷床コアに示される気温の低下量の約 6 °C のうち約 1 °C がこの温室効果ガスの低下によるとしている.

3. 炭素同位体比による古海洋復元

古海洋学研究においては堆積物コア中の微化石が極めて重要なトレーサーになっている. 微化石は地質年代の示準になるだけでなく、その生物種や優占種の群集組成は古環境の指標になる. 有孔虫殻の ^{18}O は前述したとお

Fig. 4. Conception of the controls on $\delta^{13}\text{C}$ distribution in the ocean. (A) Photic carbon pump. (B) $\delta^{13}\text{C}$ vertical profile. (C) $\delta^{13}\text{C}$ and AOU (Apparent Oxygen Utilization). (D) Pacific-Atlantic water exchange pattern and $\delta^{13}\text{C}$ distribution. (Berger and Spitzy, 1988)

り古海水温度や大陸氷床の規模の復元に、次に紹介するやはり有孔虫殻の $\delta^{13}\text{C}$ や $\Delta^{14}\text{C}$ は過去の炭素循環や水塊移動の復元に利用することができる。この章では最初に、現在の海洋における $\delta^{13}\text{C}$ の分布を紹介し、続いて堆積物中の微化石に記録された $\delta^{13}\text{C}$ 、および $\Delta^{14}\text{C}$ 分布の研究によって明らかになった最終氷期における深層水形成の衰退について紹介する。

3.1. 現在の海洋における $\delta^{13}\text{C}$ 分布

炭素には、安定同位体の ^{12}C 、 ^{13}C 、それに放射性同位体の ^{14}C がある。 ^{13}C は主に物質を構成する有機・無機炭素の起源や周囲の環境を示す有効な同位体であり、海洋だけでなく岩石圏や大気圏、および生物圏の炭素の動きを追跡するのに利用される(例えば、酒井ほか, 1982; 南川・和田, 1985)。一方、 ^{14}C は後述するように、大気との交換が終了した炭素物質の移動・循環・堆積過程を追跡する際に時間の関数を与えるトレーサーとなる。

Fig. 4は、海洋における ^{13}C の分布を模式的に示したものである(Berger and Spitzy, 1988)。Fig. 4に示すように、海洋表層で大気から海水に溶解した二酸化炭素が植物プランクトンの光合成によって有機炭素として固定される際、軽い ^{12}C が選択的に取り込まれるため、表層水には ^{13}C がより多く残され、 $\delta^{13}\text{C}$ (試料と標準物質の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ の差を千分率で表した値)が深層水と比較して大きくなる(Fig. 4B)。表層で形成された粒子は沈降し、海水中で次第に分解する。その際、表層で ^{12}C を選択的に取り込んだ炭素、つまり $\delta^{13}\text{C}$ の小さな炭素が深海で再生する。その結果、深層水中での $\delta^{13}\text{C}$ は小さくなる(Fig. 4B)。この海水中の $\delta^{13}\text{C}$ の鉛直分布は、沈降粒子の再生の度合により決定されるため、栄養塩の分布や、Fig. 4Cが示すように見かけ上の酸素消費量(AOU)の分布と相関性をもつことになる。Fig. 4Dは、大西洋と太平洋の海水循環と $\delta^{13}\text{C}$ の鉛直分布を示したものである。海洋の深層水は北大西洋で形成され、その後南下し、南

Fig. 5. Distribution of $\delta^{13}\text{C}$ in the modern ocean. $\delta^{13}\text{C}$ records in benthic foraminifera from North Atlantic, South Atlantic and Caribbean are also shown. (After Charles and Fairbanks, 1992)

極海で形成された深層水と合流した後、インド洋を経て約 1,500 年かけて北太平洋へ流れ込む。その間に深層水には粒子の分解によって再生された栄養塩が蓄積していく（一方、溶存酸素濃度は粒子分解に使用されるため次第に低くなる）。この過程を反映して、太平洋深層は $\delta^{13}\text{C}$ が小さくなる (Broecker and Peng, 1983)。これを aging 効果と呼んでいる (Berger and Spitz, 1988)。Broecker *et al.* (1990) は、 ^{13}C 濃度と ^{14}C 濃度の間に正の相関関係があることを示しており、古い水ほど $\delta^{13}\text{C}$ が小さい。

海洋全体の $\delta^{13}\text{C}$ の分布についてまとめたものが Fig. 5 である (Charles and Fairbanks, 1992)。この図を通して現在の海洋における $\delta^{13}\text{C}$ 分布の特徴をまとめると以下

のようになる。

(1) 海洋表層で $\delta^{13}\text{C}$ は大きく、深層では $\delta^{13}\text{C}$ が小さい。

(2) 北大西洋深層水 (North Atlantic Deep Water: NADW) の $\delta^{13}\text{C}$ は全海洋で最も大きい。NADW の $\delta^{13}\text{C}$ が大きいのは、大西洋低緯度の栄養塩が枯渇した表層水がその源であるためである。NADW は南下するに従い、南極深層水 (Antarctic Bottom Water: AABW) と混合したり、有機炭素の分解によって、 $\delta^{13}\text{C}$ は次第に小さくなる。

(3) 大西洋深層水がインド洋、太平洋に流れて行くに従い aging 効果の増大によって、 $\delta^{13}\text{C}$ は次第に小さくなる。

り、北太平洋で最小となる。

(4) AABW の $\delta^{13}\text{C}$ は大西洋と太平洋の値の中間値をとるが、AABW の $\delta^{13}\text{C}$ 値が小さいのは、南極海では生物生産力が活発なことで、 $\delta^{13}\text{C}$ の小さい太平洋深層水が混合されていることが挙げられる。次節では最終氷期の海洋の $\delta^{13}\text{C}$ 分布について紹介する。

3.2. 最終氷期における $\delta^{13}\text{C}$ 分布

過去における深層水中の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、深海堆積物中に微化石として保存されている底生有孔虫殻の $\delta^{13}\text{C}$ を測定することで明らかになる。Fig. 6 は、西部大西洋赤道域 (Fig. 6 の WEA) から採取された海底コア中の底生有孔虫殻の $\delta^{13}\text{C}$ の記録である (Curry *et al.*, 1988)。この図から最終氷期最寒期 (1.8 万年前) に $\delta^{13}\text{C}$ 値が低下しており、現在、北大西洋深層水 (Fig. 6 の NADW) とほぼ同じ $\delta^{13}\text{C}$ を示す赤道域の値 (WEA) が、最終氷期には南極海周辺 (Fig. 6 の Southern) の値に近づいていることがうかがえる。彼らは、 ^{14}C や酸素同位体比カーブによって年代が推定された深海コア中の $\delta^{13}\text{C}$ 記録を完新世後期 (0 ~ 5 千年前) と最終氷期最寒期 (1.7 万年 ~ 2.2 万年前) とにまとめた。その結果、最終氷期最寒期に全海洋の深層水の $\delta^{13}\text{C}$ 値が平均して 0.46‰ 低下していたことが明らかになった (Table 1, 2)。

深海の $\delta^{13}\text{C}$ 値が低下した原因は

(1) 陸上生物生態系の規模の縮小 (Shackleton, 1977) や海面低下に伴う有機物に富んだ大陸棚堆積物の風化 (新妻・顧, 1977; Broecker, 1982a) によって、 $\delta^{13}\text{C}$ の低い炭素が海洋深層へ供給された (Ku and Luo, 1992)。

(2) 海洋表層での生物生産活動が活発になり沈降粒子が増加し、それらが深層で再生された。

(3) 深層水の循環が悪くなり、現在に比べて相対的に aging 効果が深層水で大きくなった。

(4) $\delta^{13}\text{C}$ の大きい表層水の深層への侵入量が低下した (この (4) は (3) の深層水の循環が悪くなったことに関連している)。

などの諸過程が発生した可能性が考えられる。

Duplessy *et al.* (1988) は、大西洋の様々な水深の海底コア中の底生有孔虫と浮遊性有孔虫の一種について、 $\delta^{13}\text{C}$ の測定結果をまとめることで、各深度における海水の中の $\delta^{13}\text{C}$ 値を算出し、最終氷期最寒期における海水の循環像を復元した (Fig. 7)。その結果、最終氷期最寒期に

Fig. 6. $\delta^{13}\text{C}$ variation from western equatorial Atlantic (WEA: solid line with circles) during late Holocene (LH) and last glacial period (LG). Solid line and dashed line shows North Atlantic Deep Water (NADW) and Southern Ocean Water (Southern), respectively. (Curry *et al.*, 1988)

は NADW の形成が衰退し、深層水の循環が遅くなったことを示した。

Fig. 7 から、当時の NADW (Fig. 7 の NAW: North Atlantic Water) は、現在のように活発に深層への沈降や、南下をしていないことがうかがえる。一方で、地中海から流出した海水とともに、水深 1000m 付近に侵入する中層水を形成していたことがわかる (Fig. 7 の GNAIW: Glacial North Atlantic Intermediate Water)。また、AABW (Fig. 7 では SOW: Southern Ocean Water) が北大西洋中緯度 (北緯 30 度付近) まで侵入していたことも読み取れる (GEOSECS 研究で得られた栄養塩の分布から、現在の AABW は大西洋の赤道域までしか北上していないことが、Broecker *et al.*, (1990) により報告されている)。

さらに、Table 2 に見られるように南極海周辺は、最終氷期から完新世にかけて $\delta^{13}\text{C}$ の変化が最も著しく、現在、 $\delta^{13}\text{C}$ 値が最も小さい北太平洋の値よりも最終氷期には小さくなっていたことが明らかになった。その原因として、

(1') 南極海深層水が NADW の影響を受けなくなった。

Table 1. Mean values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ for late Holocene (0-5 kyr) and last glacial maximum (17-22 kyr) summarized for each ocean basin. (Curry *et al.*, 1988)

Ocean	Late Holocene		Glacial	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
North Atlantic, n=29	2.59 ± 0.27	0.84 ± 0.18	4.13 ± 0.25	0.25 ± 0.31
South Atlantic, n=2	2.59 ± 0.10	0.44 ± 0.08	3.88 ± 0.45	-0.04 ± 0.11
Indian, n=3	2.59 ± 0.09	0.25 ± 0.40	3.92 ± 0.06	-0.03 ± 0.26
Southern, n=3	2.78 ± 0.15	0.35 ± 0.07	4.30 ± 0.14	-0.46 ± 0.10
Pacific, n=5	2.63 ± 0.18	0.10 ± 0.15	4.12 ± 0.26	-0.31 ± 0.25

Table 2. Mean last glacial maximum (17-22 kyr) – interglacial (0-5 kyr) changes in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ and volumetric fraction of each ocean. (Curry *et al.*, 1988)

Ocean	Volume $\times 10^6 \text{ km}^3$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Pacific	656	1.49	-0.41
Atlantic	295	1.52	-0.58
Indian	246	1.33	-0.28
Southern	123	1.52	-0.81
Mean Ocean	1320	1.47	-0.46

(2') 太平洋で $\delta^{13}\text{C}$ の小さい中層水 (陸上生物相の衰退に 陸上で固定されていた $\delta^{13}\text{C}$ 値の小さい炭素が海洋へ供給された) が現在よりも多く形成され、それが南極海へ侵入した。

(3') 南極海での生物生産力が活発になったなどが考えられている (Curry *et al.*, 1988)。

3.3. 最終氷期における表層-深層の $\Delta^{14}\text{C}$ の差

最終氷期における北大西洋深層水 (NADW) の衰退は、有孔虫殻の ^{14}C の測定からも明らかになっている。底生有孔虫は、深層水が運んできた古い炭素 (放射壊変により ^{14}C が少なくなった炭素) を利用して殻を形成する。そのため $\Delta^{14}\text{C}$ は小さい。ここで $\Delta^{14}\text{C}$ は、試料の $\delta^{14}\text{C}$ の値を、試料の $\delta^{13}\text{C}$ を用いて同位体分別効果を補正したもので以下の式で表される。

$$\Delta^{14}\text{C} = \frac{\delta^{14}\text{C}_{\text{samp}} - 2(\delta^{13}\text{C}_{\text{samp}} + 25)}{(1 + \delta^{14}\text{C}_{\text{samp}}/1000)} \quad (2)$$

浮遊性有孔虫は海洋表層で固定された新しい炭素 (最近まで大気との交換が行われていた ^{14}C の多い炭素) を利用するため $\Delta^{14}\text{C}$ が大きい。したがって、深海底堆積物中の両者の $\Delta^{14}\text{C}$ の差を知ること、その海域の深層水の年齢 (時間経過) を推測することができる。Broecker *et al.* (1990) は、現在と最終氷期にそれぞれ生息していた底生有孔虫と浮遊性有孔虫殻の ^{14}C を加速器質量分析計で測定し、その差を比較した (Table 3)。その結果、最終氷期には中部大西洋で深層水の年齢が古いこと、逆にカリブ海の中層水では年齢が新しいことなどから、NADW 形成の衰退、および中層水の形成を示した。最終氷期に NADW 形成が衰退した原因として

(1) 大西洋低緯度から高緯度への暖かい表層水の供給量が低下したため、北部北大西洋全体が暖まらず、その海域の水蒸気蒸発量が減少して、現在のように高塩分にはならなかった

(2) 最終氷期末期のヤングドライアスイベントで見られるように淡水が北部北大西洋に流入して塩分が低下した

という考えが提案されている (Broecker and Denton, 1989)。NADW の形成の衰退で北ヨーロッパ、グリーンランド、カナダ等の北大西洋に面した地域では気温が激しく低下した。しかし、この熱輸送変化が最終氷期において地球全体の気温を低下させたとは考えられていない (Broecker and Denton, 1989)。したがって、最終氷期に

Fig. 7. Reconstruction of the $\delta^{13}\text{C}$ profile in the eastern Atlantic Ocean during the last glacial maximum (18,000 years ago). (NAW: Northern Atlantic Water, GNAIW: Glacial North Atlantic Intermediate Water, SOW: Southern Ocean Water) (Duplessy *et al.*, 1988)

地球全体の気温低下を引き起こした別の原因を明らかにしなければならない。

4. 最終氷期における大気中二酸化炭素濃度の低下と海洋の基礎生産力

最終氷期には、大気中二酸化炭素濃度が産業革命以前の 280ppm に比べ 200ppm に低下していた。大気中から消失した二酸化炭素の行き先は、大陸か海洋かのどちらかである。しかし、氷期においては陸上生物相が衰退したと考えられている (Shackleton, 1977) ので、消失した二酸化炭素は海洋へ吸収されたとしか考えられない。海洋への二酸化炭素吸収が現在より活発に行われる条件として (1) 水温の低下, (2) 塩分の低下, (3) 海洋の生物生産活動の活発化, (4) 表層海水のアルカリ度の増加などが考えられる。このうち、前者 2 つの影響は極めて小さいものと考えられている。水温が 12°C 低下した時、大気中二酸化炭素濃度を 280ppm から 200ppm に低下させることができるが、最終氷期における表面海水の水温低下量はわずか 2°C 程度であった (CLIMAP, 1981)。また、最終氷期には大陸氷床の発達によって海洋の塩分が高くなったはずであるが、これは二酸化炭素の溶解度を逆に

低下させる効果をもつ (Broecker and Denton, 1989)。したがって、次節以降は「最終氷期に海洋の基礎生産力が増加した」という仮説やそれに関連するアルカリ度仮説、現在まで発表されている氷期の基礎生産力に関する観測結果、およびそれに対する議論の内容について説明する。

4.1. 基礎生産力増加の要因

最終氷期に海洋の基礎生産力が増加した要因として以下のことが考えられている。

(1) 海洋混合層の発達

氷期には両極と赤道間の気温勾配が大きくなり、海上風速の強化、および海洋表層温度の低下によって、表層混合層が発達した。そのため高濃度の栄養塩を含む深層水が湧昇して、海洋の基礎生産力が増加した。Sarmiento and Toggweiler (1984), Siegenthaler and Wenk (1984), Knox and McElroy (1984) は、大気-海洋ボックスモデルに基づくシミュレーション計算を行い、大気中二酸化炭素濃度の低下は海洋混合層の発達に伴う海洋生物活動の活発化によるものであると提案している。

(2) 陸起源物質供給量の活発化

1) 大陸棚説

Broecker (1982a) は、最終氷期最寒期 (約 1.8 万年前)

Table 3. Mean age of Atlantic deep water in the last glacial period and the present. Mean Benth-Plank Age means the age of deep water in the last glacial period estimated from the difference between benthic and planktonic foraminifera's ^{14}C ages (Broecker *et al.*, 1990)

Location	Core	Latitude	Longitude	Water depth, km	Number of Pairs	Mean Benth-Plank Age, Years	Today's Age, Years
Atlantic	V28-122	12°N	79°W	1.8*	3	195±140	300
Atlantic	K110-82	4°N	43°W	2.8	5	780±220	350
Atlantic	K110-66	5°N	43°W	3.5	4	600±105	350
Atlantic	K110-50	5°N	43°W	4.0	5	705±150	400
Pacific	S50-37	19°N	116°E	2.1	4	1670±105	1600

Fig. 8. Change of iron (Fe) concentration in aerosol and mean atmospheric CO_2 concentration. Fe data are converted from Al data using the crustal abundance value by Taylor(1964). (Martin, 1990)

に大気中二酸化炭素濃度が低下した原因として、それまでの海水面低下によって大陸棚から侵食されたリン、窒素等の栄養塩が外洋へ供給された結果、海洋の生物生産活動が活発になったためと考えた。しかしこの仮説は、(1')3～4万年前に見られる大気中二酸化炭素濃度の短周期変動(変動値:50～70ppm)が説明できない(大場, 1986), (2')海水面が変化する前に炭素同位体比が変化していた(Shackleton and Pisias, 1985), (3')大陸棚に海洋の基礎生産力を向上させるほどの有機物は堆積していなかった(Broecker and Peng, 1986)などの理由によって現在ではあまり支持されていない。

2) 大気経由の物質供給量の増加

2.3節で述べたとおり、氷期には大気中のエアロゾル濃度が現在より高かったため太陽光線が遮られ、地球低温化が促進されたと考えられている。一方、このエアロゾルが大気経由で海洋へ輸送された時、エアロゾル中の栄養塩や金属成分により最終氷期に海洋の基礎生産力が増加したということが考えられる(大場, 1986; Martin, 1990)。現在の海洋における物質循環の研究でも陸起源物質の海洋への影響が注目されている。Tsunogai and Kondo (1982), Duce (1986)は大気経由で大陸の栄養塩が供給されたことにより、外洋域の生物生産活動が活発になった例を報告している。また大陸から河川経由、大気経由で輸送された陸起源物質が海洋の生物生産活動を活発にし、深海への物質輸送量を高めている様子は、Ittekkot (1991), Ittekkot *et al.* (1991)によるインド洋でのセジメントトラップ実験などを通して知られている。

Martin and Gordon (1988)は、現在の南極海に近い海域で栄養塩が欠乏していないにもかかわらず生物生産力が低いのは海水中的鉄(Fe)が不足しているためであることを、アラスカ湾、および北東太平洋で行った実験を通して推察した。さらに、南極周辺の陸起源物質の供給の活発なところでは基礎生産力が高いという事実を加え、最終氷期に大気循環の活発化に伴い、大気経由で陸起源のFeが海洋へより多く供給されたため、現在より基礎生産力が増加したという仮説を提案した(Martin, 1990)。Fig. 8は、南極氷床コア中の二酸化炭素濃度とFe濃度の記録である(Fe濃度は、氷床コア中のアルミニウム(Al)濃度から平均地殻組成比を用いて計算されている)。二酸化炭素濃度の低い最終氷期には、Fe濃度が高くなってい

る様子が伺える。Martin による“鉄仮説”は、「大気中二酸化炭素濃度を低下させる人為的手段として、海洋へ大量の Fe を散布する」という提案にまで発展したため大きな反響を呼び、現在活発な議論が展開されている（例えば、Broecker, 1990; 植松, 1992）。

一方、海洋へ供給された陸起源物質は、海洋表層で生物生産された軽い物質を深海へ迅速に輸送するおまりの働きをするとも考えられている（Honjo *et al.*, 1982）。Ittekkot (1993) は、大気中二酸化炭素濃度の制御には、海洋表層の基礎生産力の増加よりも、生物生産物質の深海への輸送量の増加（生物ポンプの活発化）が重要であるとし、最終氷期にはこの重い陸起源物質が現在よりも多く海洋へ供給されたため、深層へ輸送される炭素量が増加したのではないかとしている。

4.2. 海洋の基礎生産力増加に伴うアルカリ度増加と大気中二酸化炭素の海洋への溶解度増加

Boyle and Keigwin (1987) は、北大西洋の様々な深度の堆積物コア中の底生有孔虫殻のカドミウム/カルシウム比 (Cd/Ca) を測定し、最終氷期の海洋のリン酸濃度の鉛直分布を推定した（後述するように、Cd/Ca は海水中のリン酸濃度の指標になる）。その結果、最終氷期には現在の海洋のように中層（この場合水深 1000m 付近）に見られるリン酸濃度極大層が存在せず、深くなるほどリン酸濃度が増加していたことを示した（これを“bottom heavy”な状態と呼ぶ）。この結果をもとに、Boyle (1988) は、最終氷期に海洋表層のアルカリ度が増加し、大気中の二酸化炭素が海洋へより多く溶解したという仮説を提案した。彼はアルカリ度の増加は以下の過程によって発生するとした。

(1) 最終氷期において海洋表層での生物生産力が活発になった。その結果、中層への沈降粒子量が増加した。

(2) 中層において沈降粒子が分解・再生するため、海水中の二酸化炭素濃度が高くなった。

(3) 最終氷期には、何らかのメカニズムにより中層水が深層（この場合水深約 3000m 以深）へ移行し、bottom heavy になった。この中層水により、海底の炭酸カルシウムが溶解した。その結果、アルカリ度が増加した。

(4) この深層水が湧昇したため、海洋表層のアルカリ度が増加した。そして再び光合成が行われた時の二酸化炭素分圧は、最初の二酸化炭素分圧より低下した。それに

よって、大気中の二酸化炭素が分圧平衡に達するまで海水中に溶解した。

彼は、全海洋が大西洋に見られるように bottom heavy になっていたと仮定すれば、上記のアルカリ度説によって最終氷期の大気中二酸化炭素濃度の低下量のおよそ半分が説明できるとした。

さらに、Broecker and Peng (1989) はこの Boyle の考えに前述の NADW の衰退の結果、炭酸イオン濃度の低い AABW が大西洋深海底をより多く覆ったため、深海において炭酸カルシウムの溶解が促進されてアルカリ度が増加したというシナリオを追加すれば、最終氷期の大気中二酸化炭素低下を全て説明できるとした。Curry and Lohmann (1990) は、大西洋赤道域の東部と西部の堆積物を各深度から採集し、深度ごとの当時の生物生産物質（有機炭素、炭酸カルシウム）フラックスの再現を試みた。その結果、東部大西洋では最終氷期には炭酸カルシウムの生産量が多かったこと、深海底での炭酸カルシウムの溶解度が、現在より高かったことを示した。この観測事実は、深層水のアルカリ度増加説を支持した。

しかし、最近の Boyle (1992) 自身の研究で、最終氷期に栄養塩が深くなるほど高くなっていたのは大西洋のみで、南極海、インド洋、および太平洋ではそのような結果が得られなかったことが示され、アルカリ度増加説で用いた仮定が誤りであることが明らかになった。

4.3. 最終氷期における基礎生産力

前述の Curry and Lohmann (1990) は、有機炭素量の堆積量が深度とともに増加しており、特に西部大西洋赤道域 (WEA) では最終氷期における有機炭素の埋没量が現在より多かったことも示している。堆積物中の有機炭素量が増加する原因として (1) 基礎生産力が増加した、(2) 大陸からの物質供給量が増加した、(3) 物質の堆積速度が増加した、(4) 堆積物中の有機物の分解速度が低下した（溶存酸素量が低下したため）などが考えられる。彼らは、底生有孔虫の $\delta^{13}\text{C}$ の変化と有機炭素量の変化が一致することから、深層水中の溶存酸素濃度が低かったために堆積された有機炭素の保存状態が良かった、あるいはアマゾン川からの陸起源物質の水平方向の供給があったためであり、基礎生産力が増加したのではないと考察した。一方では、最終氷期の大気中二酸化炭素濃度の低下が海洋の基礎生産力の増加によるものという仮説を支

Fig. 9. Geographic distribution of changes (relative changes in percent of global value) in new paleoproductivity from the last glacial maximum (17,000-21,000 years ago) to the Holocene (last 8,000 years). (Sarnthein *et al.*, 1988)

Fig. 10. Change of carbon isotope difference ($\Delta\delta^{13}\text{C}$) between ocean surface (*Neogloboquadrina dutertrei*) and sea floor (*Uvigerina senticososa*). A scale of equivalent level of atmospheric CO_2 content is constructed assuming that the measurements at the top of the core correspond to pre-industrial content of 280 ppm. and using Broecker's model (1982b) to scale the isotope range. The heavy lines delineate the limits between which Neftel *et al.*, (1982) estimated as the range. (Shackleton *et al.*, 1983)

持するいくつかの観測結果も報告されてきた。

4.3.1. 氷期における有機炭素堆積量と基礎生産力

過去の海洋の基礎生産力を推定する手段としては、堆積物中に記録されている当時の有機炭素量を測定するこ

とが第一に挙げられる。

Muller and Suess (1979) は堆積物コアの有機炭素濃度、コアの乾燥密度、および堆積速度から、海洋表層の基礎生産力を推定することを最初に試み、アフリカ北西海岸沖では最終氷期に基礎生産力が増加していたことを示した。Sarnthein *et al.* (1987) は、Muller and Suess (1979) の経験式に、深度の項を付け加えた。さらに彼らは海底堆積物から、新基礎生産力を算出する経験式を提案した (Sarnthein *et al.*, 1988)。彼らは、現在の海洋で観測されるデータを整理し、全基礎生産力 (P_{tot}) と新基礎生産力 (P_{new} : New production; 大気中二酸化炭素が生物過程によって深海へ輸送される正味の量と考えることができる) の関係を示す経験式を

$$P_{new} = P_{tot}^2 / 400 \quad (3)$$

$$(P_{new} = P_{tot} / 2 \text{ at } P_{tot} > 200 \text{ g/m}^2/\text{yr.})$$

とした。また、有機炭素フラックス (F_c) と新基礎生産力の関係を示す経験式を

$$F_c = 20.5361 \times P_{new}^{0.6648} \times Z^{-0.5537} \quad (4)$$

とした。ここで Z は水深である。

さらに、有機炭素物質フラックスと有機炭素堆積量の関係を示す経験式から、有機炭素堆積量と新基礎生産量が以下の関係をもつことを示した。

$$P_{new} = 0.0238 \times C^{0.6429} \times S_B^{0.8575} \times DBD^{0.5364} \times Z^{0.8292} \times S_{(B-C)}^{-0.2392} \quad (5)$$

ここで、 C は有機炭素濃度、 S_B は堆積速度、 DBD は乾燥堆積物密度、 $S_{(B-C)}$ は有機炭素を除いた堆積速度を示す。

そして、全海洋から収集された海底コア中の有機炭素量から、最終氷期における新基礎生産量を計算した (Fig. 9. 値は当時の基礎生産力に対する現在の海洋における新基礎生産力の増加率で表されている)。この図は、最終氷期に海水で覆われたために生産力が低下した海域 (ノルウェー海) や、現在になって河川やモンスーンの影響を受けるようになって生産力が増加したアフリカ西海岸やアラビア海を除くと、氷期にはほとんどの海域で生産力が高く、特に低緯度海域で高かったことを示している。こ

の他に、Morris *et al.* (1984) が大西洋赤道域 (ギニア海盆)、Pedersen *et al.* (1988)、Lyle *et al.* (1988) は東部太平洋赤道域 (パナマ海盆)、Thunell *et al.* (1990, 1992) は南シナ海の海底堆積物中の有機物濃度が最終氷期に高かったという観測結果から、当時の基礎生産力の増加を支持している。最近、川端ほか (1994) は、西部太平洋赤道域の堆積物コアの分析の結果、氷期 (2 ~ 5 万年前、および 13 ~ 15 万年前) に有機炭素堆積量が増加していたこと、そして有機炭素堆積量と無機炭素堆積量の差の変動と、大気中二酸化炭素濃度の変動が相関をもつことを明らかにした。

これらの多くは最終氷期に NADW の形成が衰退したことで、深海への酸素供給が低下したため、深海底へ沈降してきた有機炭素は、最終氷期にはあまり分解されずに堆積したという仮定の基で議論されている。堆積物中の有機炭素量は、海洋表層の基礎生産力の他に、海底直上水の酸素濃度、生物生存量、堆積速度、水平方向からの付加、および有機炭素濃度などの要因により変化することが考えられる。Emerson (1985) は海底堆積物中の有機炭素量は、海底への沈降粒子量の他に、海底直上水の酸素濃度に大きく依存する、つまり有機炭素の保存状態が場所により大きく異なるとし、有機炭素堆積量から海洋表層の基礎生産力を推定するのは無意味であるとした。しかし最近の論文では、酸素濃度との相関性は小さく堆積物中の有機炭素量は基礎生産力を反映しているという考えが支持されている (Jahnke, 1990; Pedersen and Calvert, 1990; Pedersen *et al.* 1991)。

4.3.2. $\delta^{13}\text{C}$ 記録から見た最終氷期の基礎生産力

Shackleton *et al.* (1983) は最終氷期における赤道域での浮遊性有孔虫と底生有孔虫の $\delta^{13}\text{C}$ を測定し、両者 (表層と深層) の $\delta^{13}\text{C}$ の差 ($\Delta \delta^{13}\text{C}$) を求めた (Fig. 10)。その結果、最終氷期の最寒期時に $\Delta \delta^{13}\text{C}$ が最も大きくなることを見出した。このことは、海洋での $\delta^{13}\text{C}$ の鉛直分布が生物生産活動の結果として、表層で $\delta^{13}\text{C}$ が大きく、深層で $\delta^{13}\text{C}$ が小さいという点を考慮すると、氷期には現在よりも海洋表層における生物生産活動、および深層での粒子の分解・再生活動が活発であったことを示唆するものであった。しかし、この研究に用いられた底生有孔虫の *Uvigerina senticosus* の $\delta^{13}\text{C}$ が周囲の海水の $\delta^{13}\text{C}$ を十分に反映しないこと (周囲の海水より 0.9 ‰程

Fig. 11. Downcore profile of the Al/Ti ratio in bulk carbonate. Upper crust value of Al/Ti from Taylor and McLennan (1985). "Carb. Accum." means carbonate accumulation rate. Data of solid circle are determined by wavelength dispersive x-ray fluorescence (XRF). (Murray *et al.*, 1993)

度低い傾向がある: Shackleton and Pisias, 1985; Zahn *et al.*, 1986), さらに, 表層水の $\delta^{13}\text{C}$ を反映していると考えられていた浮遊性有孔虫の *Neobulimina dutertri* の生息深度が, 表層混合層より下であること (Curry and Crowley, 1987) が明らかになり, 現在では生物生産活動の活発化の強力な証拠とは言えなくなっている。

4.3.3. 最終氷期の Al/Ti 比の増加

過去の基礎生産力を判定するためのトレーサーとして, 様々な化学成分の測定が試みられている (Elderfield, 1990). 例えば, 海水中の珪酸やアルカリ度の指標になるバリウム (Ba) (Lea and Boyle, 1990), 難溶性であり沈降粒子に吸着されるため, 過去の基礎生産力の指標になる

トリウム (^{230}Th) (Francois *et al.*, 1990) などである。また, 堆積している有機物の起源の特定 (海洋生物, または陸上生物起源か) が可能な直鎖アルカンや脂肪酸が, 有効なトレーサーになるとも考えられている (Prahll and Muehlhausen, 1989)。

Murray *et al.* (1992) は, 赤道域を中心に堆積物中の生物生産物質 (有機炭素, 珪酸塩, 炭酸カルシウム) と陸起源物質 (アルミニウム, チタン) を測定した。その結果, 生物生産物質の堆積速度とアルミニウム/チタン比 (Al/Ti) が正の相関をもつことを示した。彼らは沈降粒子中の Al が有機炭素と相関をもったり (Deuser *et al.*, 1983; Jickells *et al.*, 1984), 深くなるほど沈降粒子中の Al が増加する (例えば Brewer *et al.*, 1980; Deuser *et al.*, 1983; Tsunogai *et al.*, 1990) という多くのセジメントトラップ実験結果, および基礎生産力の高い海域では海水中的の溶存 Al 濃度が低い (Orlans and Bruland, 1986) という観測結果を加味して, 堆積物中の Al/Ti が生物起源の沈降粒子束 (換言すれば海洋表層の基礎生産力) の良いトレーサーになるのではないかと考えた。そして年代測定された堆積物コア中の Al/Ti を測定した。その結果, 炭酸カルシウムの堆積速度の高い最終氷期に Al/Ti も高くなっていることを確認し (Fig. 11), 最終氷期には赤道域で基礎生産力が高くなっていたと考察した。

以上の観測結果は主に低緯度海域での海洋の基礎生産力が最終氷期に増加したことを示したものである。しかし Broecker and Peng (1989), Boyle (1988) は大気中二酸化炭素を制御するためには, 高緯度海域での生物生産力の増加が重要であるとしている。したがって, 次に高緯度海域における生物生産力の増加の可能性について報告された例を紹介する。

4.3.4. 亜寒帯域における基礎生産力の増加

Noriki and Tsunogai (1986) は, 南極海などの基礎生産力が高く沈降粒子束が多い海域では, 粒子束における珪藻の占める割合が多いことを示した。また, 珪藻は, 炭酸カルシウムの殻を形成しないので, 有機炭素の分解量を考えない限り, その増加は大気中の二酸化炭素吸収に大きな役割を果たすと考えられている (Tsunogai and Noriki, 1991)。

高緯度海域の海洋底に堆積している珪藻や放散虫の研究をしている Sancetta は, 最終氷期の基礎生産力の再

現を試みた。彼女は、現在の海洋表層での基礎生産力 (Koblentz-Mishke, 1970) と現在の堆積物中の珪藻や放散虫の種類、優先種の相関性を求めた (Sancetta, 1979)。そして、氷期堆積物中のこれらの群集組成を分析して、先の相関性に外挿して当時の基礎生産力を求めた。その結果、北太平洋全体において氷期に基礎生産力が高くなっていることを示した (Fig. 12)。また、現在では基礎生産力の高いとされるバフィン湾やオホーツク海 (基礎生産力: 250-500 mg/m²/day) で見られる特異な珪藻種 *Actinocyclus curvatulus* や *Thalassiosira latimarginata* が、最終氷期には北大西洋、および北太平洋の外洋域においても見られるため、高緯度海域全体で基礎生産力が高くなったのではないかと推察している (Sancetta, submitted to Nature)。

このメカニズムについて、彼女は、(1) 氷山がより低緯度まで漂流して溶けたため、(2) 陸起源の栄養塩や鉄等の金属成分が外洋まで供給された、(3) 氷山の融解により淡水が海水表層を覆い塩分が低下したため植物による光合成活動が充分に行われる程度の時間、表層水塊が安定した等を挙げている。

一方、Keigwin *et al.* (1992) は西部北太平洋北部の明治海丘の堆積物中の炭酸カルシウム、有機炭素、珪酸塩量等を測定した。その結果、最終氷期末期の約 1.3 万年前の堆積物中に上記成分が多いことから同時期は海洋表層における生物活動が活発であったことを示した。

さらに 3.2 節で述べたように、最終氷期には南極海深層水の $\delta^{13}\text{C}$ が世界中で最も低くなっていた。原因として、(1) $\delta^{13}\text{C}$ の比較的高い NADW の南極海深層への影響が低下した、(2) 太平洋で形成された栄養塩が少なく $\delta^{13}\text{C}$ が低い中層水が侵入した (Curry *et al.*, 1988)、(3) 南極海での生物生産力の増加した (Boyle, 1990) などが報告されている。

4.4. 最終氷期の基礎生産力増加を否定する観測結果

以上のように、最終氷期に生物生産力が高かったという仮説を支持する報告が多くなされてはいるが、逆に以下のような否定的な報告もある。

4.4.1. 南極海での栄養塩濃度 (Cd/Ca の記録)

重金属のカドミウム (Cd) は、海洋においてリン酸 (PO₄) と同じ様な濃度分布を示すことが知られている

(Boyle *et al.*, 1976)。これは、リン酸などの栄養塩とともに Cd も生物体内に取り込まれ、ほぼ同じ深度で再生することに起因している。そして有孔虫などの炭酸カルシウムの殻の Cd/Ca は、深度依存性はあるものの (Boyle, 1992)、周囲の海水中の Cd 濃度とほぼ一定の割合で取り込まれることが知られている。そのため、堆積物中の有孔虫化石の Cd/Ca は、有孔虫が生息していた当時の海水での栄養塩濃度を反映すると考えられている (Boyle, 1981)。したがって、最終氷期に生物生産力が活発であったならば、海洋表層の栄養塩濃度は生物に活用された結果低かったであろうし、その結果、浮遊性有孔虫の殻の Cd/Ca も低かったであろうと予想される。しかし、Boyle and Keigwin (1987) は、南極海表層、または浅海で生息していた浮遊性有孔虫の殻の Cd/Ca を測定した結果、最終氷期における値と現在の値との間で系統的な差が見られないことを示した (Fig. 13)。また、南極海で生物活動が活発になったのであれば深海への沈降粒子量が増加し、その結果、深層水中の溶存酸素が低下することが予想される。しかし、現在までに観測された底生生物の生存状況や化学成分の酸化状態等からはそのような事実は見つかっていない。このことが最終氷期における海洋の生物活動の活発化を否定する一つの証拠になっている。

4.4.2. 最終氷期における南極海の珪藻堆積量

Froelich *et al.* (1989)、Mortlock *et al.* (1991) は、南極海周辺の堆積物中の珪酸塩量、珪藻群集組成、および浮遊性有孔虫殻の $\delta^{13}\text{C}$ 値などを分析した。その結果、

(1) 珪酸塩堆積量は、Polar Front Zone (～ 50°S) より北では、最終氷期に増加傾向を示したものの、南では現在より少なかった (ただし南極海太平洋側ではこの傾向が弱い (Bareille *et al.*, 1993))。

(2) 最終氷期には、海氷の存在を示す珪藻種 *Eucampia antarctica* が優占種であることから、南極海周辺の海水域が拡大していた。

(3) 浮遊性有孔虫の $\delta^{13}\text{C}$ 値は最終氷期には小さかった。など、南極海で基礎生産力が活発であったという仮説には不利な結論が得られている。

4.4.3. 大気中二酸化炭素の $\delta^{13}\text{C}$ の記録

さらに、最終氷期の生物生産力の増加に対して否定的な観測結果がある。

Fig. 12. Paleoproductivity estimated from dominant species and abundance of diatom and radiolarian in sediments of the last glacial maximum (18,000 years ago). (Sancetta, 1979)

Fig. 13. Records of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and Cd/Ca in shallow sediment core sample (*Neogloboquadrina pachyderma*) from Antarctic ocean. (Boyle and Keigwin, 1987)

Leuenberger *et al.* (1992) は、南極氷床コア中にトラップされていた二酸化炭素の $\delta^{13}\text{C}$, Marino *et al.* (1992) は最終氷期に生息していた C_4 植物化石中の $\delta^{13}\text{C}$ をそれぞれ測定した。その結果、最終氷期には大気中二酸化炭素の $\delta^{13}\text{C}$ が現在よりも小さかったことが明らかとなった。前述のとおり、もし海洋の生物生産活動が活発になれば表層海水の $\delta^{13}\text{C}$ は大きくなると予想され、表層海水と平衡に達した大気中二酸化炭素の $\delta^{13}\text{C}$ も現在より

大きくなると考えられる。したがって、氷期には基礎生産力が増加していなかったと結論づけられている。ただし、植物プランクトンの増殖速度が大きくなったり、海水中の二酸化炭素分圧が小さくなると、同位体分別効果が小さくなるという報告もあり (Rau *et al.*, 1989, 1991, Francois *et al.*, 1993), 基礎生産力の増加により表層水の $\delta^{13}\text{C}$ が増加するとは単純に言えない。また深層水の湧昇があったならば表層水の $\delta^{13}\text{C}$ は低下する可能性もあ

る。さらに大気中の二酸化炭素の $\delta^{13}\text{C}$ の低下には陸上生態系の衰退の影響が含まれている。そのため、この結果から、最終氷期の海洋において基礎生産力が増加していなかったと一概には結論できない。しかし、海洋の基礎生産力が増加したということに対しては大きな疑問を投げかけている。

5. おわりに

古海洋学は、過去の物質循環過程と地球環境との関係を明らかにするために極めて重要な研究分野である。古海洋学研究を通して明らかになった最終氷期における海洋変動は以下のようなものである。

(1) 氷期・間氷期のような気候変化は、Milankovitch (1941) により提案された天文学的変動による日射量の変化によるところが大きいと考えられるものの、地球上に残された古気候の記録を天文学的変動だけでは説明できない。したがって、氷期・間氷期をさらに発達させたり、短周期の気候変化を発生させたりするメカニズムには、地球上の大気-海洋-氷床系の変動が深く関連している。

(2) 海底コア中の有孔虫の殻の $\delta^{13}\text{C}$, $\Delta^{14}\text{C}$ の分析を通して、最終氷期には、北部北大西洋での深層水形成が衰退し、深層水の循環が悪くなったことが明らかになった。その結果、海洋における熱輸送過程が変化しただけでなく、海洋の生物学的・化学的性質にも変化を生じさせ、氷期・間氷期という気候変化を誘引したものと考えられる。

(3) 最終氷期における大気中二酸化炭素濃度の低下は、海洋における生物活動の活発化による可能性が高いと考えられており、いくつかのモデルが提案されている。この仮説を支持する観測結果として

(1') 有機炭素の海底堆積量が、大西洋、太平洋の低緯度海域において増加している。

(2') 生物生産物質と正の相関をもつと考えられる Al/Ti が、最終氷期には赤道域で高い。

(3') 北半球高緯度における珪藻の海底堆積量が増加していた。

(4') 現在基礎生産力の高い近海で見られる珪藻が最終氷期には北半球高緯度の外洋域でも見られる。

などがある。一方、最終氷期には

(1'') 南極海表層での栄養塩濃度が減少していない。

(2'') 南極海周辺海域の海水域が拡大していた。

(3'') 大気中の $\delta^{13}\text{C}$ が低下していた。

など、最終氷期に海洋の生物生産活動が活発でなかったという報告もある。

(4) 今後の古海洋学研究における課題としては

(1') 南極海周辺、南太平洋を中心とした高緯度海域における最終氷期の海水循環の様子、栄養塩濃度の変化、植物プランクトンの現存量や優占種などの把握

(2') 最終氷期における海洋表層の基礎生産力増加を支持する決定的な証拠の発見、既存の判定手法の検討、および新しい手法の確立

(3') 過去の記録に示されている周期的な気候変動(特に10万年周期)、および非線形的な気候変動を誘引する外的要因(天文学的変動)と内的要因(大気-海洋-氷床系変動)を連動させたモデルの構築

などが挙げられよう。

謝辞

本総説は、筆者が1992年にウッズホール海洋研究所(WHOI)滞在中に行われたWHOI-MIT JOINT PROGRAM(マサチューセッツ工科大学の海洋学専攻の大学院コース)の授業「Fossiles and Ocean」で発表したものをまとめたものである。本授業への参加を認めて下さり、親切に御指導して下さいましたWilliam A. Berggren 博士, Marry P. Aubry 博士, Richard D. Norris 博士, Kozo Takahashi 博士(高橋孝三博士。現北海道東海大学海洋工学部教授)に謝意を表します。貴重な情報を提供して下さいたり、暖かい意見交換をして下さいましたMITの大学院生Daniel Sigman, Susan E. Alderman, Hedy Edmonds 諸氏に感謝いたします。滞在期間中、筆者の全ての研究活動を支援して下さい、御指導して下さいましたSusumu Honjo 博士(本庄丕博士)とSteven J. Manganini 氏に感謝の意を表します。最後に、原稿内容、構成、校閲全てにおいて、北海道大学地球環境科学研究科大場忠道先生、および査読者の先生に御指導していただきました。ここに厚く御礼申し上げます。

References

- Bareille, G., M. Labracherie, L. Labeyrie, R. Mortlock, L. Burckle and P. Froelich (1993): Late Pleistocene opal accumulation rates in the circum-polar Antarctic (southern) ocean. 1993 AGU Meeting Proceed., 345.

- Barnola, J.M., D. Raynaud, Y.S. Korotkevitch and C. Lorius (1987): Vostok ice 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, **329**, 408-414.
- Berger, A. (1988): Milankovitch theory and climate. *Rev. of Geophys.*, **26**, 624-657.
- Berger, A. and A. Spitzzy (1988): History of Atmospheric CO₂: constraints from the deep-sea record. *Paleoceanogr.*, **3**, 401-411.
- Boyle, E.A., F.R. Sclater and J.M. Edmond (1976): On the marine geochemistry of cadmium. *Nature*, **330**, 35-40.
- Boyle, E.A. (1981): Cadmium, zinc, copper, and barium in foraminifera tests. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 11-35.
- Boyle, E.A. and L. Keigwin (1987): North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature. *Nature*, **330**, 35-40.
- Boyle, E.A. (1988): The role of vertical fractionation in controlling late Quaternary atmospheric carbon dioxide. *J. Geophys. Res.*, **93**, C12, 15701-15714.
- Boyle, E.A. (1990): Effect of depleted planktonic ¹³C/¹²C on bottom water during periods of enhanced relative Antarctic productivity. *EOS*, **71**, 1357-1358.
- Boyle, E.A. (1992): Cadmium and $\delta^{13}\text{C}$ paleochemical ocean distributions during the stage 2 glacial maximum. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **20**, 245-287.
- Brewer, P.G., Y. Nozaki, D.W. Spencer and A.P. Fleer (1980): Sediment trap experiments in the deep North Atlantic: Isotopic and elemental fluxes. *J. Mar. Res.*, **38**, 703-728.
- Broccoli, A.J. and S. Manabe (1987): The influence of continental ice, atmospheric CO₂, and land albedo on the climate of the last glacial maximum. *Clim. Dyn.*, **1**, 87-89.
- Broecker, W.S. (1982a): Ocean chemistry during glacial time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1689-1705.
- Broecker, W.S. (1982b): Glacial to interglacial changes in ocean chemistry. *Prog. Oceanogr.*, **11**, 151-197.
- Broecker, W.S. and T.S. Peng (1983): *Tracers in the sea*, Palisades, New York: Eldigio Publications, 690pp.
- Broecker, W.S. and T.H. Peng (1986): The role of CaCO₃ compensation in the glacial CO₂ change in global carbon cycle. *Radiocarbon*, **28**, 309-327.
- Broecker, W.S. and G.H. Denton (1989): The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 2465-2501.
- Broecker, W.S. and T.H. Peng (1989): The cause of the glacial to interglacial atmospheric CO₂ change: a polar alkalinity hypothesis. *Global Biogeochemical Cycles*, **3**, 215-239.
- Broecker, W.S., T.H. Peng, S. Trumbore, G. Bonani and W. Wofsi (1990): The distribution of radiocarbon in the glacial ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, **4**, 103-117.
- Broecker, W.S. (1990): Comment on "Iron deficiency limits phytoplankton growth in Antarctic waters" by John H. Martin et al.. *Global Biogeochemical cycles*, **4**, 3-4.
- Chappellaz, J., J.M. Barnola, Y.S. Korotkevitch and C. Lorius (1990): Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years. *Nature*, **345**, 127-131.
- Charles, C.D. and R.G. Fairbanks (1992): Evidence from southern ocean sediments for the effect of north Atlantic deep-water flux on climate. *Nature*, **355**, 416-419.
- Charlson, R.J., J.E. Lovelock, M.O. Andreas and S.G. Warren (1987): Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo, and climate. *Nature*, **326**, 655-661.
- CLIMAP (1981): Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geol. Soc. Amer. Chart Ser.*, MC-36.
- Curry, W.B. and T.J. Crowley (1987): $\delta^{13}\text{C}$ in equatorial Atlantic surface waters: Implications for Ice Age pCO₂ levels. *Paleoceanogr.*, **2**, 489-517.
- Curry, W.B., J.C. Duplessy, L.D. Labeyrie and N.J. Shackleton (1988): Changes in the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of deep water ΣCO_2 between the last glaciation and the Holocene. *Paleoceanogr.*, **3**, 317-341.
- Curry, W.B. and G.P. Lohmann (1990): Reconstructing past particle fluxes in the tropical Atlantic ocean. *Paleoceanogr.*, **5**, 487-505.
- Deangelis, M., N.I. Barkov and V.N. Petrov (1987): Aerosol concentrations over the last climatic cycle (160kyr) from an Antarctic ice core. *Nature*, **325**, 318-321.
- Deuser, W.G., P.G. Brewer, T.D. Jickells and R.F. Comneau (1983): Biological control of the removed of abiogenic particles from surface ocean. *Science*, **219**, 388-391.
- Duce, R.A. (1986): The impact of atmospheric nitrogen, phosphorus, and iron species on marine biological productivity. p. 497-529, *In: The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, ed. by P. Buat-Menard, D. Reidal, Norwell, Mass, 549pp.
- Duplessy, J.C., N.J. Shackleton, R.G. Fairbanks, L. Labeyrie, D. Oppo and N. Kallel (1988): Deepwater source variations during the last climate cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanogr.*, **3**, 343-360.
- Elderfield, H. (1990): Tracers of ocean paleoproductivity and paleochemistry: An introduction. *Paleoceanogr.*, **5**, 711-717.

- Emerson, S., K. Fischer, C. Reimers and D. Heggie (1985): Organic carbon dynamics and preservation in deep sea sediments. *Deep-Sea Res.*, **32**, 1-22.
- Francois, R., M. Altabet, R. Goericke, D.C. McCorkle, C. Brunet and A. Poisson (1993): Changes in the $\delta^{13}\text{C}$ of surface water particulate organic matter across the subtropical convergence in the SW Indian ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, **7**, 627-644.
- Francois, R., M.P. Bacon and D.O. Suman (1990): Thorium 230 profiling in deep-sea sediments: High resolution records of flux and dissolution of carbonate in the equatorial Atlantic during the last 24,000 years. *Paleoceanogr.*, **5**, 761-788.
- Froelich, P.N., R.A. Mortlock and A. Shemesh (1989): Inorganic germanium and silica in the Indian ocean: biological fractionation during $(\text{Ge}/\text{Si})_{\text{opal}}$ formation. *Global Biogeochemical Cycles*, **3**, 79-88.
- Harvey, L.D. (1988): Climatic impact of ice-age aerosols. *Nature*, **334**, 333-335.
- Hays, J.D., J. Imbrie and N.J. Shackleton (1976): Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice ages. *Science*, **194**, 1121-1132.
- Honjo, S., S.J. Manganini and L.J. Poppe (1982): Sedimentation of lithogenic particle in the deep ocean. *Mar. Geol.*, **50**, 199-220.
- Imbrie, J., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell and N.J. Shackleton (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. p. 269-305. *In: Milankovitch and climate*, part 1, ed. by A.L. Berger *et al.*, D. Riedel, Hingham, Mass, 510pp.
- Imbrie, J., E.A. Boyle, S.C. Clemens, A. Duffy, W.R. Howard, G. Kukla, J. Kutzback, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, B. Malfino, J.J. Morley, L.C. Peterson, N.G. Pisias, W.L. Prell, M.E. Raymo, N.J. Shackleton and J.R. Toggweiler (1992): On the structure and origin of major glaciation: 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanogr.*, **7**, 701-738.
- Ittekkot, V. (1991): Particle flux studies in the Indian ocean. *EOS*, **72**, 527-530.
- Ittekkot, V., R.R. Nair, S. Honjo, V. Ranaswamy, M. Bartsh, S. Manganini and B.N. Desai (1991): Enhanced particle fluxes in Bay of Bengal included by injection of fresh water. *Nature*, **351**, 386-387.
- Ittekkot, V. (1993): The abiotically driven biological pump in the ocean and short-term fluctuations in atmospheric CO_2 contents. *Global and Planetary Change*, **8**, 17-25.
- Jahnke, R.A. (1990): Early diagenesis and recycling of biogenic debris at the sea floor, Santa Monica Basin, California. *J. Mar. Res.*, **48**, 413-436.
- Jickells, T.D., W.G. Deuser and A.H. Knap (1984): The sediment rates of trace elements in the Sargasso Sea measured by the sediment trap. *Deep-Sea Res.*, **31**, 1169-1178.
- Jouzel, J., C. Lorius, J.R. Petit, C. Genthon, N.I. Barkov, V.M. Kotlyakov and V.M. Petrov (1987): Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climate cycle (160,000). *Nature*, **329**, 403-408.
- 科学技術庁研究開発局 (1992): 平成3年度科学技術振興調整費「海洋の物質循環研究に関する調査報告書」, 294pp.
- 川端穂高・氏家宏・江口暢久・西村昭・田中祐一朗・池原研・山崎俊嗣・井岡昇・茅根創 (1994): 西カロリン海盆における過去30万年の有機炭素および無機炭素沈積流量の変遷. 第四紀研究, **33**, 19-29.
- Keigwin, L.D., G.A. Jones and P.N. Froelich (1992): A 15,000 year paleoenvironmental record from Meiji Seamount far north western Pacific. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **111**, 425-440.
- Knox, F. and M.B. McElroy (1984): Changes in atmospheric CO_2 : Influence of marine biota at high latitude. *J. Geophys. Res.*, **89**, D3, 4629-4637.
- Koblentz-Mishke, O.J., V.V. Volkovinsky and J.G. Kabanova (1970): Plankton primary productivity of the world ocean. p.183-193, *In: Scientific Exploration of the South Pacific*, Natl. Acad. Sci., Washington, D.C.
- Ku, T.L. and S. Luo (1992): Carbon isotopic variations on glacial to interglacial time scales in the ocean: modeling and implication. *Paleoceanogr.*, **7**, 543-562.
- Lea, D.W. and E.A. Boyle (1990): Foraminiferal reconstruction of barium distribution in water masses of the glacial oceans. *Paleoceanogr.*, **5**, 719-742.
- Leuenberger, M., U. Siegenthaler and C.C. Langway (1992): Carbon isotope composition of atmospheric CO_2 during the last ice age from an Antarctic ice core. *Nature*, **357**, 488-490.
- Lorius, C., J. Jouzel, D. Raynaud, J. Hansen and H.L. Treut (1990): The Ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, **347**, 139-145.
- Lovelock, J. (1988): The ages of Gaia: A biography of our living Earth, Bantam New Age Books, New York, 252pp.
- Lyle, M., D.M. Murray, B.P. Finney, J. Dymond, J.M. Robbins and K. Brooksforce (1988): The record of late Pleistocene biogenic sedimentation in the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Paleoceanogr.*, **3**, 39-59.

- Marino, B.D., M.B. McElroy, R.J. Salawitch and W.G. Spaulding (1992): Glacial-to-Interglacial variations in the carbon isotopic composition of atmospheric CO₂. *Nature*, **357**, 461-466.
- Martin, J.H. and G.R. Gordon (1988): Northeast Pacific iron distribution in relation to phytoplankton productivity. *Deep-Sea Res.*, **35**, 177-196.
- Martin, J.H. (1990): Glacial-Interglacial CO₂ change: Iron hypothesis. *Paleoceanogr.*, **5**, 1-13.
- Mesolella, K.J., R.K. Matthews, W.S. Broecker and D.L. Thurber (1969) The astronomical theory of climatic change: Barbados data. *J. Geol.*, **77**, 250-274.
- Milankovitch, M.M. (1941): Canon of insolation and the ice-age problem (in Yugoslavian). Koniglich Serbische Akademie Beograd Special Publication, 132, (English translation by the Israel Program for Scientific Translation), U.S. Dept. of Commerce and National Science Foundation, Washington D.C.
- 南川雅男・和田英太郎 (1985): 動植物におけるH, C, N, O 同位体の分布とその生物地球化学的意味, *地球化学*, **19**, 39-52.
- Mortlock, R.A., C.D. Charles, P.N. Froelich, M.A. Zibello, J. Saltzman, J.D. Hays and L.H. Burckle (1991): Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. *Nature*, **351**, 220-223.
- Morris, R.J., M.J. McCartney and P.P.E. Weaver (1984): Sapropelic deposits in a sediment from the Guinea Basin, South Atlantic. *Nature*, **309**, 611-614.
- Muller, P.J. and E. Suess (1979): Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans, I, Organic carbon preservation. *Deep-Sea Res.*, **26**, 1347-1362.
- Murray, R.W., M. Leinen and A.R. Isern (1993): Biogenic flux of Al to sediment in the central equatorial Pacific ocean: evidence for increased productivity during glacial periods. *Paleoceanogr.*, **8**, 651-670.
- Neftel, A., H. Oeschger, J. Schwander, B. Stauffer and R. Zimbrunn (1982): Ice core sample measurements give atmospheric CO₂ content during the last 40,000 years. *Nature*, **295**, 220-223.
- 新妻信明・顧徳隆 (1977): 地球磁場逆転時に何がおこったか. *科学*, **47**, 671-678.
- Noriki, S. and S. Tsunogai (1986): Particulate fluxes and major components of settling particles from sediment trap experiments in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **33**, 903-912.
- 野崎義行 (1989): グローバルオーシャンフラックス研究 — その目的と展望 —, *地球化学*, **23**, 13-22.
- 大場忠道 (1986): 過去の気候変動と海洋循環. *月刊海洋科学*, **18**, 314-321.
- 大場忠道 (1988): 最終氷期から後氷期にかけての海洋環境の変化. *地球化学*, **22**, 13-19.
- 大河内直彦・平朝彦 (1991): 海底堆積物からみた氷期, 間氷期の海洋環境の変化. *第四紀研究*, **30**, 297-312.
- Orians, K.J. and K.W. Bruland (1986): Dissolved aluminum in the central North Pacific. *Nature*, **316**, 427-429.
- Pedersen, T.F., M. Pickering, J.S. Vogel, J.N. Southon and D. Erle Nelson (1988): The Response of benthic foraminifera to productivity cycles in the eastern equatorial Pacific: Faunal and geochemical constraints on glacial bottom water oxygen levels. *Paleoceanogr.*, **3**, 157-168.
- Pedersen, T.F. and S.E. Calvert (1990): Anoxia vs Productivity: What controls the formation of organic carbon rich sediments and sedimentary rocks ?. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **74**, 454-466.
- Pedersen, T.F., B. Nielsen and M. Pickering (1991): Timing of late quaternary productivity pulses in the Panama Basin and implications for atmospheric CO₂. *Paleoceanogr.*, **6**, 657-677.
- Prahl, F.G. and L.A. Muehlhausen (1989): Lipid biomarkers as geochemical tools for paleoceanographic study. p.271-289, *In: Productivity of the Ocean - Present and Past*, Life Science Research Report 44, ed. by W.H. Berger, U.S. Smetacek, and D. Wefer, John Wiley and Sons Ltd. 470pp.
- Rau, G.H., T. Takahashi and D.J. Desmarais (1989): Latitudinal variations in plankton $\delta^{13}\text{C}$: Implication for CO₂ and productivity in past ocean. *Nature*, **341**, 516-518.
- Rau, G.H., P.N. Froelich, T. Takahashi and D.J. DesMarais (1991): Does sedimentary organic $\delta^{13}\text{C}$ record variations in Quaternary ocean [CO_{2(aq.)}]? *Paleoceanogr.*, **6**, 335-347.
- 酒井均・薦木泰弘・城島宣明 (1982): 大気中の二酸化炭素の同位体比. *地球化学*, **16**, 93-98.
- Sancetta, C. (1979): Oceanography of the North Pacific during the last 18,000 years: Evidence from fossil diatoms. *Marine Micropaleontology*, **4**, 103-123.
- Sancetta, C.: Primary production in the Glacial North Atlantic and North Pacific Oceans: The role of iceberg. Submitted to *Nature*.
- Sarmiento, J.L. and J.R. Toggweiler (1984): A new model for the role of the oceans in determining atmospheric pCO₂. *Nature*, **308**, 621-624.
- Sarnthein, M., K. Winn and R. Zahn (1987): Paleoproductivity of oceanic upwelling and the effect on atmospheric

- CO₂ and climatic change during deglaciation times. p. 311-337. *In*: Abrupt Climatic Change, ed. by W.H. Berger and L. Labeyrie, D. Reidel, Hingham, Mass.
- Sarnthein, M., K. Winn, J.C. Duplessy and M.R. Fontugne (1988): Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes; influence on CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. *Paleoceanogr.*, **3**, 361-399.
- SCOR (1990): Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) Science Plan: a core project of the International Geosphere-Biosphere program (IGBP), JGOFS Report, No.5, 61pp.
- Shackleton, N.J. (1977): Carbon-13 in *Uvigerina*: tropical rainforest history and equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. p.401-427, *In*: The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans, ed. by N.R. Anderson and A. Malahoff, Plenum Press, New York, 749pp.
- Shackleton, N.J., M.A. Hall, J. Line and C. Shuxi (1983): Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. *Nature*, **306**, 319-322.
- Shackleton, N.J. and N.G. Pisias (1985): Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate. p.303-318. *In*: Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present, Geophys. Monogr. Ser., **32**, ed. by E.T. Sundquist and W.S. Broecker, AGU, Washington D.C., 355pp.
- Siegenthaler, U. and Th. Wenk (1984): Rapid atmospheric CO₂ variations and ocean circulation. *Nature*, **308**, 624-626.
- 庄子仁 (1990): 地球の氷河期 part 3 「温暖期のサイクルを太古の氷河の中に探る」. p.79-90. 最新科学編シリーズ 11 「最新地球環境論」, 学研, 186pp.
- Taylor, S.R. (1964): Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1273-1285.
- Taylor, S.R., and S.M. McLennan (1985): The continental crust, *In*: Composition and Evolution, Blackwell, Oxford, 312pp.
- Thunell, B., E. Boyle, S. Calvert and T. Pedersen (1990): Glacial to Holocene climatic and oceanographic changes in the South China Sea, western equatorial Pacific. *EOS*, **71**, 1357.
- Thunell, R.C., M. Qingmin, S.E. Calvert and T.F. Pedersen (1992): Glacial-Holocene biogenic sedimentation patterns in the South China Sea: Productivity variations and surface water pCO₂. *Paleoceanogr.*, **7**, 143-162, 1992.
- Tsunogai, S. and T. Kondo (1982): Sporadic transport of continental aerosols to the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **87**, 8870-8874.
- 角皆静男 (1989): 炭素などの物質循環と大気環境—地球規模の変化における海洋の重要性—. *科学*, **59**, 593-601.
- Tsunogai, S., S. Noriki, K. Harada and K. Tate (1990): Vertical change index for the particulate transport of chemical and isotopic components in the ocean. *Geochem. J.*, **24**, 229-244.
- Tsunogai, S. and S. Noriki (1991): Particle fluxes of carbonate and organic carbon in the ocean, Is the marine biological activity working as a sink of the atmospheric carbon. *Tellus*, **43B**, 256-266.
- 植松光夫 (1992): 植物プランクトンにとって大気からの鉄は必要か?. 文部省科学研究費補助重点領域研究「オーシャンフラックス—地球圏・生物圏におけるその役割—」ニューズレター. **3**, 3-5.
- Winograd, I.J., T.B. Coplen, J.M. Landwehr, A.C. Riggs, K.R. Ludwig, B.J. Szabo, P.T. Kolesar and K.M. Revesz (1992): Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. *Science*, **258**, 255-260.
- Zahn, R., K. Winn and M. Sarnthein (1986): Benthic foraminifera ¹³C and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfi*. *Paleoceanogr.*, **1**, 27-42.