総 説

海底堆積物からみた氷期・間氷期の海洋環境の変化¹⁾大河内 直彦²⁾・平 朝彦²⁾Post-Glacial Marine Environmental Changes Revealed
from Deep Sea Sediments¹⁾Naohiko OHKOUCHI²⁾ and Asahiko TAIRA²⁾

The environmental changes that occurred during deglaciation, revealed by deep sea sediments, are reviewed with special reference to deepwater circulation. New paleoceanographic tracers developed during the last decade show that global changes of deepwater properties occurred after the last glacial maximum. In the Atlantic, Cd/Ca and $\delta^{13}\text{C}$ records show that the formation of North Atlantic Deep Water (NADW) decreased or stopped and that the Antarctic Ocean was the dominant source of deepwater in glacial time. The tracers also show that the deepwater was nutrient-rich and the intermediate water was nutrient-poor (bottom-heavy state) compared to the present condition. In the Pacific deepwater, paleochemistry has been less constrained due to paucity of data. Some $\delta^{13}\text{C}$ records from the Pacific, however, were compiled, and they show that a "bottom-heavy state" may have occurred as in the Atlantic. More systematic investigations, including extensive coring programs, are required, especially in the southern ocean, in order to construct a global ocean model and to solve the mystery of the postglacial increase in atmospheric CO_2 levels.

I. は じ め に

氷期は地球表層の気温が数度低下し、北米大陸やヨーロッパ大陸に厚さ 3,000 m もの氷床が形成された時代として特徴づけられる。これらの氷床は、最終氷期には数万年以上の歳月をかけて形成されたものであるが、それが約 18,000 年前を境にしてその後 10,000 年でほとんどが溶けてなくなってしまった。18,000 年前以降に起こった急激な環境変化を、われわれは多くの記録から知ることができる。そのような記録の一つとして深海底に堆積している堆積物がある。1970 年代までの海底堆積物を用いた研究の中心テーマは、EMILIANI (1955) によって開発された酸素同位体比や、IMBRIE and KIPP (1971) によって実用化され CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976) で採用された微化石の群集組成を用いて、海洋表層の環境変化を明らかにすることであったといえよう。しかし、1970 年代前半に底生有孔虫の種構成の

変化の研究から、海洋深層でも最終氷期以降に大きな変化が起こり、それが気候変化と密接な関係にある可能性が示唆された (STREETER, 1973; SCHNITKER, 1974)。

一方、グリーンランドや南極の氷床コアに含まれている気泡を分析することにより、氷期から間氷期にかけて大気中の CO_2 濃度が 190 ppm から 280 ppm まで 90 ppm 上昇したことが明らかにされた (図 1: NEFTTEL *et al.*, 1982; BARNOLA *et al.*, 1987)。この大気中の CO_2 濃度の増加はなぜ起こったのか。最終氷期以降の環境変化に関する研究が活発化したのは、この問いが発せられた 1980 年頃からのことである。CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976) によると、氷期は平均 2.5°C 表面水温が低下していたことが推定される (図 2) ために、海洋表層の CO_2 分圧が下がっていたことが予想される。しかし一方では、氷床の拡大に伴う海水の塩分の増加 (0.9 ‰) によって CO_2 分圧が上がり、上とまったく逆の効果を生み出す。簡単なモデル計算によると、前者の効果

1) 1991 年 2 月 7 日受付。1991 年 6 月 8 日受理。

2) 東京大学海洋研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo.

図 1-a 南極のボストーク基地で得られた氷床コアを分析して得られた大気中 CO_2 濃度 (上) と、氷に含まれる重水素濃度 (下) の変化曲線 (BARNOLA *et al.*, 1987)

図 1-b グリーンランドのキャンプセチェリーで得られた氷床コアを分析して得られた大気中の CO_2 濃度の変化曲線 (NEFTEL *et al.*, 1982)

どちらも大気中の CO_2 濃度が後氷期に 100 ppm 近く増加したことを示している。

図2 氷期(18,000年前)の8月における海洋表層の水温分布図 (CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1976)
陸上の等値線は氷床の厚さを示す。

の2/3は後者の効果によって打ち消され、氷床コアに見られる氷期-間氷期の CO_2 濃度の変化を十分に説明することはできない (BROECKER, 1982; BROECKER and PENG, 1989). したがって、単純に氷期-間氷期の表面海水の温度変化がそのまま、大気中の CO_2 濃度の変化に結びついたと考えることはできない。後氷期に気温が上昇したという事実と CO_2 濃度が増加したという事実の間を結ぶ“からくり”が必要なのである。現在のところ、この“からくり”は海洋環境にあるというのが研究者の間の一致した意見である。現在の海洋は大気の約50倍もの溶存炭酸物質を含んでおり、数千年の間に90ppmもの CO_2 を大気中に放出できるのは海洋以外に考えられないからである。したがって、海洋の体積にして95%をも占める深層水および中層水の挙動の変化を知ることが必然的に重要になってくる。このようにして古海洋学者の間でも、深層水の性質やその循環について研究しようという動きが出てきた。

これとはほぼ時を同じくしたのが、海洋化学者による古海洋学への貢献である。すなわち、それまで分析の難しかった海水中に含まれる微量元素の分布が知られるようになってきたことである。これらの微量元素の中には生

物生産と密接に関係しているものがあり、それをトレーサーとして用いて古海洋学により定量的な議論を導入しようという研究がなされるようになってきた。後で述べるカドミウムやバリウム、鉄はその例である。本稿ではより定量的に氷期・間氷期の海洋環境の変遷を論じようという新しい古海洋学の流れをふまえて、近年特に重要性を増している深層循環について解説する。

ちなみに、大場(1988)は1988年の段階で、それまで得られている研究成果を総合し、海洋環境の変遷と大気中の CO_2 濃度変化について論じている。しかし、その後新しい成果が数多く得られ、古海洋学の新たな側面が明らかにされつつある。本稿ではそういった部分に焦点を当てることにする。

II. どのようにして古海洋の深層循環を知るか

古海洋の深層循環を知る前に、まず現在の深層循環について見てみよう。現在の深層循環は、北西大西洋にはじまり南アフリカ喜望峰沖をぬけオーストラリア南を通して太平洋を北上し北東太平洋に終わる(図3)。これは海水の ^{14}C 年代をはじめとして、深層水中の溶存酸素量分布、AOU (Apparent Oxygen Utilization: 見か

図3 現在の深層循環：コンベヤーベルト (BROECKER *et al.*, 1988)

北大西洋で形成された深層水は大西洋を南下し、南極海で形成された深層水と合流して東流しオーストラリア南方を抜けて太平洋を北上し、北太平洋で表層に現れる。

けの酸素消費量＝飽和酸素量－溶存酸素量）分布，溶存シリカ量分布，溶存硝酸塩量分布など指標となる物質の数多くのクロスチェックによって確かめられており (BROECKER and PENG, 1982)，BROECKER たちはこれを深海コンベヤーベルトと呼んでいる。深層水の形成される海域は比較的狭い範囲に限られている。現在の海洋における深層水は，グリーンランド周辺海域と南極大陸近傍（主としてウエッデル海）で表層水の冷却もしくは海水形成に伴う塩分の増加により形成される。グリーンランド周辺海域で形成される北大西洋深層水 (NADW: North Atlantic Deep Water) は，亜熱帯起源の海水であるため，栄養塩に乏しい。一方，南極大陸近傍で形成される南極底層水 (AABW: Antarctic Bottom Water) は深層からの湧昇水を起源としているうに，海洋表層を海水が覆っているため生物生産が抑制され，比較的营养塩に富んでいる。さらに WARREN (1983) は，現在の北太平洋では海水温が低いにもかかわらず塩分が小さいため，深層まで潜り込むような高密度の水塊は形成されないことを示した。

このように現在の深層循環はさまざまな手法によって知ることができる。他方，過去の海洋における深層循環を知る手法は十分とはいえない。しかし現在までにほぼ

確立された方法もあり，また実用化に向けて基礎研究がなされている手法もいくつかある。これらのうち，ある程度の成果をあげている炭素同位体比，カドミウム-カルシウム比，バリウム-カルシウム比，底生有孔虫の ^{14}C 年代，という4つの手法について解説する。

炭素同位体比

海底堆積物に含まれる底生有孔虫殻中の炭素同位体比（以下簡単のため $\delta^{13}\text{C}$: 付記1）は，過去の海洋における栄養塩分布および海洋循環を知るために，過去20年近く用いられてきた。測定が比較的容易であるため，古深層循環を知るための手法のうちでそのデータベースは飛び抜けて大きい。しかしデータベースが増える一方で，最近， $\delta^{13}\text{C}$ が単純に栄養塩の分布だけを示しているわけではないことが明らかになってきている。海底堆積物中に含まれる底生有孔虫殻の $\delta^{13}\text{C}$ はある特定の種に注目した場合，深層循環の形式，海洋中における $\delta^{13}\text{C}$ の平均値および海水中的平均磷酸塩量という3つの要因によって変化する (BOYLE, 1986: 付記2)。これら3要因が $\delta^{13}\text{C}$ 値の変化にどれだけ貢献しているかを知ることは，現在大きなデータベースをもつ $\delta^{13}\text{C}$ 記録を解釈するうえで欠かせない。第1番目の要因の影響が他のそれより大きいほど，栄養塩の分布や深層水の循環

を知りたいわれわれにとって意味のある指標となる。

まず、 $\delta^{13}\text{C}$ が深層循環の形式に依存する理由を以下に述べる。海洋表層に生息する植物プランクトンが、海水から CO_2 を取り込んで光合成を行ないその組織を形成するとき、軽い炭素原子 (^{12}C) を選択的に取り込むため、有機物の炭素同位体比は海水のそれに比べて約 20 ‰ 小さい。これらの有機物は海底へと沈降していく途中で酸化分解される。その過程は下式に示される。

有機物が酸化分解されることによって深層水に付加される CO_2 は、当然ながら ^{12}C に富んでいる。したがって、深層水はときが経つにつれてより多くの有機物分解の過程を経験するので、 ^{12}C に富んでいくことが予想される。現在の海洋の深層水は大西洋から、インド洋、太平洋にかけて徐々に ^{12}C に富んでいることが観察されている (KROOPNICK, 1985)。これは現在の深層水の循環と一致しており、上で述べたことが実際に成り立っていると考えられる。一方、海底表面に生息する底生有孔虫殻の $\delta^{13}\text{C}$ は深層水の $\delta^{13}\text{C}$ とほぼ平衡状態にあることから、各海域の底生有孔虫殻の $\delta^{13}\text{C}$ の地理的分布から深層循環を知ることができるわけである。このことを過去のある時間面 (例えば最終氷期) に応用して、そのときの深層循環を求めようというのがこの方法のねらいである。

では、有孔虫殻中の $\delta^{13}\text{C}$ を変化させる第 2 の要因、すなわち海水中における $\delta^{13}\text{C}$ の平均値は、氷期-間氷期でどれくらい変化したのだろうか。海洋中における $\delta^{13}\text{C}$ の平均値の変化は主として寒冷化に伴う生物圏の減少によるものと考えられる (DUPLESSY *et al.*, 1988)。最近、下に述べるカドミウム-カルシウム比という“ライバル”が出現し (これら 2 つの指標は互いに矛盾した結果を生む場合がある)、どちらがより有用な指標であるかを知るためにこの問題が議論の焦点となっている。CURRY *et al.* (1988) は全海洋で得られたコア 42 本の分析結果をもとに、氷期の海洋における $\delta^{13}\text{C}$ は現在よりも 0.46 ‰ 少なかったとした。同様に DUPLESSY *et al.* (1988) は大西洋と太平洋のコア計 62 本の分析結果をまとめて、氷期の海洋中の $\delta^{13}\text{C}$ は現在のそれより 0.32 ‰ 少なかったと結論づけた (実際の平均値は PDB に対し現在が +0.49 ‰, 氷期が +0.17 ‰)。この値は CURRY *et al.* (1988) が求めた値より少し小さいが、これは氷期に比較的低 ^{13}C に乏しかった中層水を CURRY *et al.* (1988) は考慮に入れなかったためであると考えられている。しかし、氷期の $\delta^{13}\text{C}$ 平均値の推定のために使われたデータ

が地理的に偏っている (大西洋に多く、太平洋に少ない。特に南太平洋にはデータがほとんどない) ため、この問題に関してはまだ吟味すべき余地が残されている。しかし、とにかく氷期には海水中の平均 $\delta^{13}\text{C}$ の値は 0. 数 ‰ 程度小さくなっていた可能性が高い。

$\delta^{13}\text{C}$ を変化させる第 3 の要因、すなわち海水中の磷酸塩量はどの程度変化したのだろうか。以下に詳述するが、海水中のカドミウム量は磷酸塩量と直線的な比例関係にあり、海水中のカドミウム量を知ることによって磷酸塩量を間接的に知ることができる。それによると、海水中の平均カドミウム量は氷期から間氷期にかけてほとんど変化していない (BOYLE, 1988a)。したがって、磷酸塩量もこの期間にほとんど変化しておらず、この要因による $\delta^{13}\text{C}$ の変動は考慮する必要はない。結局 $\delta^{13}\text{C}$ の変化は、深層水循環のパターンと海水中の平均 $\delta^{13}\text{C}$ 値の 2 つの要因に依存していることになる (大場, 1989)。

また、底生有孔虫の示す $\delta^{13}\text{C}$ は種によってその値が異なっていることが報告されている。この事実は一般に、ある種の底生有孔虫がその生息環境によって間隙水の影響を受けているため、と説明されている (間隙水の $\delta^{13}\text{C}$ は堆積物中の有機物の分解によって、その値が小さい (MCCORKLE *et al.*, 1985))。ZAHN *et al.* (1986) は、底生有孔虫の中でも比較的深海底堆積物に産出固体数の多い *Uvigerina* は堆積物中の有機炭素の影響を受けており、*Cibicides wuellerstorfi* がより信頼のおけるデータを提供することを示した。最近 $\delta^{13}\text{C}$ を測定するときに *Cibicides* を用いるのが古海洋学の常識となっているが、測定された年代が比較的古いものはそうでない場合もあり (例えば SHACKLETON *et al.* (1983) の V19-30)、データを扱うときはどの種について分析されたのか注意を払う必要がある。

カドミウム-カルシウム比

マサチューセッツ工科大学の BOYLE は、現在の海水中 (表層水は除く) に含まれるカドミウム量が磷酸塩量と大変よい相関にあることを示し (BOYLE *et al.*, 1976; BRULAND, 1980: 図 4)、海底堆積物に含まれる有孔虫殻中のカドミウム-カルシウム比 (以下簡単のため Cd/Ca と表す) を測定することにより、過去の海洋における栄養塩分布を間接的に知ることができることを示唆した (BOYLE, 1981)。これは $\delta^{13}\text{C}$ とまったく同じ目的をもつ指標である。そして $\delta^{13}\text{C}$ とは異なり、理論的には深層循環と海水中の平均カドミウム量という 2 つの要因によって変化する (付記 2)。

BROECKER and PENG (1984) は海面上昇によってカドミウムを多く含む陸棚堆積物が溶け出す影響により、海

図4 海水中におけるカドミウム量と燐量の相関図 (BOYLE, 1988 a)
サンプルは外洋域の混合層以深の海水である。両者はかなり強い相関をもつことがわかる。図中の記号は以下それぞれの海域で得られたものである。

■: 北東太平洋, □: 北西大西洋, ⊙: 北東大西洋, ⊗: 北極海,
+: メキシコ湾

洋中のカドミウム量は後氷期にかなり(42%)増大したのではないかと考えた。それに対し、BOYLE (1988a) は次に述べるような結果を出している。すなわち、堆積速度の速い東赤道太平洋のコア (TR163-31B) を分析して、氷期の太平洋深層水中ではカドミウム量が現在より少なかったと推定し、また氷期の大西洋では逆にカドミウム量が多かったと考え合わせると、大西洋と太平洋は相補的關係にあり、氷期一過氷期に海洋中のカドミウムの総量の変化はほとんどなかったと結論づけた。つまり $\delta^{13}\text{C}$ よりも Cd/Ca の方が、栄養塩分布や深層循環を直接に反映した指標であろうというのが BOYLE たちの主張するところである。この考えは古海洋学者の間で一般的に認められつつある。しかし、この有用性に判断を下すためには、特にまだ分析結果の少ない太平洋でより多くのデータが必要である。BOYLE (1988a) は Cd/Ca と $\delta^{13}\text{C}$ の長所と短所を次のようにまとめている。

<Cd の長所>

1. 種によって Cd を取り込む量に違いがない。これは異なった種を用いて測定された値どうしで比較しなければならない場合に都合がよい。
2. 海洋中の Cd の総量に有意な変化はなかった。

<Cd の短所>

1. 分析が難しい。
2. このトレーサーを用いた結果はまだ少なく、古海洋学者の間での評価が定まっていない。

< $\delta^{13}\text{C}$ の長所>

1. これまでに多くの結果が出され、より大きなデータベースをもつ。
2. 分析値が一般に信頼できる。
3. 古海洋学者はこのトレーサーの質的および量的意味について精通している。

< $\delta^{13}\text{C}$ の短所>

1. 種によって ^{13}C と ^{12}C の取り込む比が異なっている。
2. $\delta^{13}\text{C}$ の海洋全体の平均値の変化が大きく、その影響

図5 過去 220,000 年の (a) 酸素同位体比, (b) 炭素同位体比, (c) カドミウム-カルシウム比, (d) バリウム-カルシウム比を比較したもの (LEA and BOYLE, 1990)

図(a)と図(b)の間の数字および記号は同位体ステージを表す。

を受ける。

バリウム-カルシウム比

世界中の海洋におけるバリウムの垂直および水平分布は、1970 年代に行なわれた GEOSECS 計画によって明らかにされていたが、LEA and BOYLE (1989) はこの結果を用いてバリウムの分布がアルカリ度およびシリカの分布と大変よく似ていることを示した。彼らはコアトップのデータから底生有孔虫殻のバリウム量が周囲の海水と大変よい相関にあることを示し、バリウムが古海洋学トレーサーとして有用であることを示唆した。LEA and BOYLE (1990) は大西洋のコア (4PC) のバリウム-カルシウム比を測定し、同じコアの $\delta^{13}\text{C}$ や Cd/Ca と比較した (図 5)。まだ使われ出したばかりのトレーサーなので得られた結果は少ないが、現在のところ以下に述べることが明らかにされている。

バリウム-カルシウム比は、炭素同位体比や Cd/Ca と同じく、氷期の北大西洋の 2,500 m 以浅で現在より小さな値を示している。それに対し、 $\delta^{13}\text{C}$ や Cd/Ca とは異なり、氷期の北大西洋深層水と太平洋深層水ではほぼ同じ値を示している。すなわち氷期の深層水におけるバリウムの分布は一様だったことになる。バリウムはシリカやアルカリ度と深く関連しているので、磷酸塩や硝酸塩と比較して再生速度が遅く、LEA and BOYLE (1990) や BOYLE (1990) はこれらの結果から、氷期には表層水と中層水の交換が現在より活発だったのではないかと考えている。

底生有孔虫の ^{14}C 年代

深層水の形成される海域を除いて、深層水の年齢は表

層水のそれと異なっている。そしてその年齢差は、深層水が形成されてからその海域に達するまでに要した時間であると解釈できる。したがって、同一層準に産する浮遊性有孔虫と底生有孔虫の年代差を求めることにより、当時の深層水の年齢がわかり、ある時間断面においてその空間分布を知ることによって循環を知ることができる。最近 AMS (加速器質量分析計) により精度の高い ^{14}C 年代が求められるようになったため、これを用いて古深層循環を求めようという試みがいくつかなされている。

SHACKLETON *et al.* (1988) は東赤道太平洋の堆積速度の速いコア (TR163-31B) に含まれる浮遊性有孔虫と底生有孔虫の AMS ^{14}C 年代を同一層準ごとで比較した。その年齢差は後氷期から現在にかけては約 1,500 年である (この値は現在の太平洋深層水の年齢とほぼ一致する) のに対して、最終氷期ではかなりばらつきはあるものの約 2,000 年である (図 6)。すなわち氷期の太平洋深層水は、現在より 500 年ほど古い海水によって形成されていたことになる。このコアが取られたのは湧昇が顕著な海域でかつ陸にかなり近いため、この結果を太平洋全体に適用できるかどうかに関しては議論の余地がある。

III. 氷期の深層循環

では、最終氷期の深層循環はどうであったのか。上で述べた手法を用いて、現在まで大西洋については大きく分けて次の 3 つの可能性が指摘されている。

1. 現在のような北大西洋深層水はまったく存在しなかったとする考え (BROECKER and DENTON, 1989 な

図6 同一層準から産する底生有孔虫殻と浮遊性有孔虫殻の AMS¹⁴C 年代の差

(SHACKLETON *et al.*, 1988)

これは深層水の年齢を示すものと考えられる。現在は約 1,500 年であるが、氷期は約 2,000 年である。

ど)。

2. 現在とほとんど変わらず、北大西洋深層水は存在したとする考え (MIX and FAIRBANKS, 1985)。
3. 現在より量的に減少したが、北大西洋深層水は少しは存在したとする考え (BOYLE and KEIGWIN, 1982 など)。これは上の 2 説の折衷案とでもいうべきものの。

以下にこれらの説を紹介しよう。ただし 1 と 3 は、ほとんど同じデータから主張されている場合が多く、本質的な違いはないと考えられるのでまとめて紹介する。

現在のような北大西洋深層水は氷期にはほとんど形成されなかった、と強力に主張しているのが BROECKER である (BROECKER and DENTON (1989) にまとめてある)。その根拠として SCHNITKER (1974) による北大西洋の底生有孔虫の種構成の変化、表層水温が海域によっては 10°C 以上現在より低かったこと (CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1981)、Cd/Ca (BOYLE and KEIGWIN, 1987) や $\delta^{13}\text{C}$ (DUPLESSY *et al.*, 1988) の変化をあげている。他方、BOYLE and KEIGWIN (1987) はこの Cd/Ca の結果を北大西洋深層水は氷期には減少したことの根拠に用いている。簡単なモデル計算によると、メキシコ湾流が北大西洋にもたらすエネルギーは、太陽放射が同海域に与えるエネルギーの約 1/4 にも達するという (BROECKER

and DENTON, 1989)。北大西洋で深層水の形成が行われなくなったということは、現在のメキシコ湾流のような流れがなかったことを示唆するものであり、その結果として北大西洋が寒冷化したというシナリオは十分考えられることである。

STREETER and SHACKLETON (1979) は底生有孔虫の群集組成の変化から、氷期には北大西洋深層水はほとんどもしくはまったく形成されなかったのではないかと考えた。DUPLESSY *et al.* (1988) は数多くのコアで底生有孔虫の $\delta^{13}\text{C}$ についてまとめて、過去 125,000 年間の深層循環を推測した。そして、最終氷期の東大西洋については既存の約 30 本のコアデータから $\delta^{13}\text{C}$ の断面図を作成した (図 7)。それによると、水深 3,000 m 以深では北緯 40 度付近まで南極起源の深層水の影響が及んでいることがわかる。逆にいうと北大西洋深層水の影響は北緯 40 度付近までしか追跡できない。栄養塩に乏しい氷期北大西洋中層水 (GNAIW) が南緯 15 度付近まで張りだしているが、OPPO and FAIRBANKS (1987) は氷期中地中海流出水 (GMOW) が氷期北大西洋中層水の形成に大きく寄与したと考えている。しかし海面が 100 m 以上低下した最終氷期に、地中海の海水だけでこの中層水を説明するのは量的に不可能であり (ASSAF and HECHT, 1974)、極前線以南の表層水が沈降して中層水の形成に役買って

図7 東大西洋のあらゆる深度で得られたコア中の底生有孔虫の炭素同位体比から求められた、氷期における深層水の炭素同位体比をまとめ、南北断面図として表したもの (DUPLESSY *et al.*, 1988)
氷期は南極底層水の勢力が北大西洋まで及んでいたことがわかる。

いたものと思われる。また BOYLE and KEIGWIN (1987) は北大西洋における氷期の深層水中には現在より多くの栄養塩が含まれていたことを Cd/Ca から示した (図8)。彼らの求めた結果は図7に示された結果と整合的である。なぜなら北大西洋深層水は栄養塩に乏しく、南極底層水は栄養塩に比較的富んでいるので、北大西洋深層水が弱まり南極底層水の勢力が増大すると、必然的に深層の栄養塩が増加するからである。そして北大西洋で深層水が形成されなくなった原因として、氷期の北太平洋海域では蒸発量が減少した結果、塩分濃度が低下して深層へもぐりこむほど密度の大きな水塊が形成されなくなったのだらうと推測している。すなわち、現在の太平洋の状態により近くなったと考えている。

BOYLE and KEIGWIN (1982) は、氷期の南極底層水の流量や化学組成が現在とほぼ同じであったとすると、北大西洋深層水に含まれるカドミウム量とその流量とは反比例の関係にある (BOYLE and KEIGWIN, 1982: 付記3) ことを単純な数式を用いて示した。この関係から彼らは、北大西洋深層水は氷期に減少はしたが、消滅はしなかったであろうと結論した。この BOYLE たちの考え

は、氷期の環境における北大西洋深層水的重要性を認めている点で、BROECKER たちの説と本質的には同じものと考えてよい。

こういった意見に対立するのが、氷期にもコンベヤーベルトは存在したという考えである。MIX and FAIRBANKS (1985) は、氷期の深層水の起源となる海水の性質と、現在の深層水のそれとが同じ化学組成をもつという仮定が成り立たないはずだという考えのもとに議論を進め、氷期も北大西洋深層水が存在したという結論に達した。北大西洋表層を海水が覆っていたため、生物生産や大気とのガス交換を抑制した (現在のウェッデル海と同じ状態) 結果、北大西洋で形成される深層水が現在に比べ栄養塩に富んでいたのではないかと推測した。しかし最近、大西洋における栄養塩の2次元分布が数多くのデータから明らかにされ (DUPLESSY *et al.*, 1988 など: 図7)、この考えはほぼ否定されたといっている。

これまでの議論は大西洋、特に北大西洋におけるデータをもとに議論が進められてきた。では氷期におけるインド洋および太平洋の深層循環はどうだったのか。インド洋で得られた結果は大西洋に比べてまだ少ない。

図8 氷期と間氷期の大西洋におけるカドミウム-カルシウム比の垂直分布の比較 (BOYLE, 1988b)

点線はコアトップのデータ、実線は最終氷期のデータ。氷期は間氷期に比べ深層（2,500 m 以深）で栄養塩に富み、中層（2,500 m 以浅）で乏しいことがわかる。

KALLEL *et al.* (1988) は東インド洋やアラビア海で得られたコアの $\delta^{13}\text{C}$ をまとめ、氷期のインド洋は現在に比べて深層（約 2,300 m 以深）により多くの栄養塩が分布し、中層はより栄養塩に乏しかったことを明らかにした。これは大西洋で得られた結果と同じ傾向を示している。一方、太平洋は大西洋の約 3 倍の面積をもつので、太平洋の深層循環は気候により大きな影響をもつと考えられる。しかし太平洋では大西洋に比べ CCD（炭酸カルシウム補償深度）が浅いため、石灰質堆積物の分布が限られている。今のところ得られたデータは少なく、大西洋のように氷期の深層循環の第一近似的イメージすらできていない。DUPLESSY *et al.* (1988) は、北太平洋および赤道太平洋で得られた 26 本のコアの底生有孔虫殻の $\delta^{13}\text{C}$ をまとめて、氷期の $\delta^{13}\text{C}$ の鉛直分布図を作成し、現在の太平洋における海水の $\delta^{13}\text{C}$ 分布 (KROOPNICK, 1985) と比較した (図 9)。現在の太平洋における $\delta^{13}\text{C}$ 分布の特徴は深度約 2,200 m 付近に極小があることである。しかし氷期の太平洋は、水深が大きくなるにつれて $\delta^{13}\text{C}$ 値は小さくなる。そして 2,700 m 以深で得られたコアはすべて、氷期の $\delta^{13}\text{C}$ 値が現在の

それより小さな値を示すことを見いだした。この結果もまた大西洋での結果とよく似ている。また多くの海底堆積物の観察から、最終氷期には深層水の溶解度が現在より小さく、CCD は現在より数 100 m 深い位置にあったという報告もある (VOLAT *et al.*, 1980)。

以上、ここで述べなかった結果もあまえて要点をまとめると次のようになる。

氷期の大西洋：

1. 北大西洋深層水の勢力が衰え、南極底層水の勢力が増加した
2. 現在に比べ、栄養塩量が深層では増加し、中層では減少した
3. CCD は現在よりわずかに浅かった (VOLAT *et al.*, 1980)

氷期のインド洋：

1. 現在に比べ、栄養塩量が深層では増加し、中層では減少した
2. CCD は現在より数 100 m 深かった (VOLAT *et al.*, 1980)

氷期の太平洋：

1. 現在に比べ、栄養塩量が深層では増加し、中層では減少した
2. CCD は現在より数 100 m 深かった
3. 深層水の年齢は現在より 500 年程度古かった

海洋全体の氷期における海洋環境を定量的に考察するにはまだ時期尚早であるが、そのイメージとしては次のようなものとして捉えることができる。

“深層は現在より淀んでおり、逆に表層と中層の交換は活発であった。深層水と中層水の分離がより明瞭であった” (図 10)。

IV. CO_2 増加のシナリオ

後氷期に大気中の CO_2 濃度が増加した事実を説明するために、さまざまなモデルが提唱されてきたが、そのうち最近提唱されているアルカリ度假説と鉄仮説について紹介する。ただし、この議論に関してまだ決着はついていない。初めに述べたように、後氷期の CO_2 濃度が 90 ppm 増加した原因として、上に述べた氷期-間氷期の深層循環の変化がこの CO_2 濃度の増加と関連している可能性は十分考えられる。この深層循環の変化が大気中の CO_2 濃度上昇をもたらした主要因であると考えるのがアルカリ度假説である。それに対し、そのような効果よりも、海洋表層の生物生産が後氷期に減少し、“生物学的ポンプ作用”が衰弱したことが、大気中の CO_2 濃度が上昇した主要因であると考えるのが鉄仮説であ

図 9 太平洋における (A) 氷期の炭素同位体比の鉛直分布, (B) 現在の炭素同位体比の鉛直分布 (DUPLESSY *et al.*, 1988)

図 10 氷期の海洋環境を模式的に表した図
表層水と中層水の交換は活発になり、深層はより淀んだ状態になる。

る。

BOYLE によるアルカリ度仮説

BOYLE (1988 b) は、氷期と間氷期の海洋中における炭酸塩の分布形態の違いが、大気中の CO_2 濃度の変化の原因であると考えた。この考えの理論的根拠は以下の一連の式による。

大気中で CO_2 が増加すると、(1)にしたがって海水中に溶解し、形成された炭酸は(2)にしたがって重炭酸イオン（炭酸水素イオン）と水素イオンに解離する。もしアルカリ度を一定とするなら、海水中に存在する水素イオンは重炭酸イオンに比べ桁違いに少ないため、(3)は右辺から左辺に進む。しかし、(2)の反応が起きた時点で炭酸カルシウムが周囲に存在すると、酸性を緩和するため(4)にしたがって炭酸カルシウムが溶解する。以上、大気の CO_2 分圧が増加すると炭酸カルシウムが溶解することになる。これを逆にいうと、海洋中の炭酸カルシウムが溶解すると大気の CO_2 分圧を減少させることになる。

BOYLE and KEIGWIN (1986, 1987) は、北西大西洋で 1,700~4,200 m の深度で得られたいくつかのコアについて Cd/Ca を測定した結果、氷期は間氷期に比べて栄養塩や CO_2 がより深層に分布していた (bottom heavy) ことを明らかにした (図 8)。すなわち、現在の中層水に含まれる磷酸塩と CO_2 の一部が、氷期には深層水に含まれていたのである。深層水で CO_2 が増加すると炭酸カルシウムが溶解するため、上述のように大気中の CO_2 濃度が減少することになる。

これが BOYLE (1988 b) の考えたモデルである。このモデルによると、かつてのモデルでは説明のつかなかっ

た次の3つの事実が説明可能となる。

1. $\delta^{13}\text{C}$ (浮遊性) — $\delta^{13}\text{C}$ (底性) の減少が CO_2 濃度の増加より数 1,000 年早く起こった。

2. 南極の栄養塩濃度は現在とほぼ同じだった。

3. 氷期の中層水にはより多くの酸素が含まれていた。

ただ BOYLE の計算によると、この効果だけでは大気中の CO_2 濃度変化量のうち 54 ppm しか説明できない。

BROECKER and PENG (1989) は、上述の BOYLE 説では大気中の CO_2 濃度変化の半分程度しか説明できないことと、再平衡状態に達するまで数 1,000 年 (氷床コアに残された記録よりも長い) を要することがこの説の弱点であることを指摘した。そこで彼らは BOYLE によるアルカリ度の変化が重要であるという考えと、極域の表層水の CO_2 分圧が大気中および熱帯表層水の CO_2 分圧を支配しているという考え (SARMIENTO and TOGGWEILER, 1984; ESIGENTHARLER and WENK, 1984; KNOX and McELROY, 1984) を合体させて、寒冷域の表層水のアルカリ度が増加したことが、最終的に大気中の CO_2 濃度の増加に結びついたのでないかと考えた。海水はグローバルに見ると寒冷域の表層水—深層水—温暖域の表層水と連動しているので、そのうちのどれかが変化すれば他の海水の性質も変化するに違いないと考えたのである。彼らは氷期の海洋に4つの制限要素を仮定して定量的な議論を試みた。その制限要素とは以下の4つである。

1. 南極表層水における CO_2 分圧は $200 \mu\text{atm}$ である (氷床コア中の CO_2 量から仮定された)。
2. 南極表層水における磷酸塩および硝酸塩量は現在と同じであった (BOYLE (1988 b) の Cd/Ca 測定の結果から仮定された)。
3. 南極海、インド洋、太平洋では炭酸イオン量は現在と同じであった (リソクラインの深度は先にも述べたとおり変化してはいるが、それは無視しうる程度であると考えた)。
4. 南極の深層水的全炭酸量は、太平洋深層水のそれと等しかった (氷期における底生有孔虫の炭素同位体比が等しいことから仮定された: 炭素同位体比と全炭酸とは逆比例する)。

この仮定を設ければ、氷期の表層水および深層水はアルカリ度がともに $0.07 \times 10^{-3} \text{ eq/kg}$, すなわち現在より約 3% 高かったことになる。これは CO_2 分圧にして約 $80 \mu\text{atm}$ に相当し、これによって氷期—間氷期における大気中の CO_2 量の変化が説明できるとしている。

BROECKER and PENG (1989) は、氷期の極域表層水でアルカリ度が増加した原因として、北大西洋深層水が消

滅した (コンベヤーベルトが停止した) ことと栄養塩の分布様式が変化したことを考えている。

MARTIN による鉄仮説

MARTIN らは、南半球において植物プランクトンの生産量は表層水中の鉄が不足しているため抑制され、生物制限元素であるべき磷酸塩や硝酸塩が海洋表層中に消費されずに残っていることを指摘した (MARTIN, 1990)。以下に、彼らの仮説を簡単に紹介する。

鉄は、生物が生命を維持していくのに必須の元素であることは 20 世紀初めから知られていたが、その必要とされる量は大変少ない ($\text{P/Fe} = 100 \sim 1,000$) ため、最近になるまでその定量的な議論はほとんど不可能であった。鉄は陸上の岩石中には多量に含まれるにもかかわらず、海水中にはごくわずかしき含まれていない (2 価の鉄は海水によく溶けるが、3 価の鉄はほとんど溶けない)。陸源物質が多量に流れ込む沿岸海域では、鉄は粘土鉱物に吸着した状態で多量に存在するが、陸から離れるにつれてその量は少なくなり、生物生産を抑制しはじめる。彼らの計算によると、現在の東赤道太平洋における湧昇海域の生産量は鉄が不足しているため、ポテンシャル生産量の 12~38% にしか達していない。また南太平洋 (南緯 45 度以南) でも同様の状態にあり、彼らが推定した生産量はポテンシャル生産量の 4% に過ぎない。一方、南極ポストーク基地の氷床コアに残された記録から、過去 160,000 年間を見る限り、大気中から降下するダストの鉄量と大気中の CO_2 量には明らかに逆相関にある。そして最終氷期にその量は、現在の 50 倍にも達していたことが推定される (図 11)。これは最終氷期の海洋表層には十分な量の鉄が存在していて、上に述べたポテンシャル生産量に近い生産量をもっていた可能性を示唆するものである。海洋表層で生産量が高くなれば、“生物学的ポンプ作用”により、大気中の CO_2 が海洋深層にもたらされる。この効果によって氷期から間氷期にかけての大気中 CO_2 濃度の増加を説明しようというものである。彼らはこの鉄仮説を実証するためには、氷期の南方海洋で生物生産量が増大した証拠を探すこと、現在の赤道太平洋および南方海洋で生産量が鉄によって制限されている証拠を探すことだと述べている。実際彼らによって、アラスカ湾で生物生産量が鉄の欠乏によって制限されていることが示されている (MARTIN and FITZWATER, 1988; MARTIN *et al.*, 1989)。また北太平洋において、沿岸部に比べ海岸から数 100 km 離れた沖合では、海洋表層の溶存鉄が桁違いに少ないことが報告されている (MARTIN and GORDON, 1988)。

ちなみに、BROECKER and PENG (1989) は次に述べる

図 11 南極ボストーク基地の氷床コアを分析して得られた、過去 160,000 年間の大気中の CO_2 濃度と大気中のダストに含まれる鉄量の比較 (MARTIN, 1990)

両者は明瞭な逆相関を示している。

3 点からこの説に反論している。

1. 南極海や北大西洋で得られたコアの Cd/Ca を測定した結果によると、氷期に生物生産が増加した記録は残されていない (BOYLE, 1988 b)。
2. 南極海で得られたコアの $\delta^{13}\text{C}$ を測定した結果によると、氷期は明らかに現在より小さい値を示している (LABEYRIE and DUPLESSY, 1985)。もし氷期に生物生産量が増加していたならば、 $\delta^{13}\text{C}$ は現在より大きな値を示すはずであり、センスとしてまったく逆である。
3. 表層で生産量が増加すると、深層の酸素が有機物の分解に利用されるため、海底は嫌気的環境になるはずであるが、氷期の体積物にはそのような傾向は見られない。

いずれの説が正しいか、また他に有力な説明が出てくるのか、問題はまだ混沌としている。しかし、氷期における生物生産の見積りが重要なことは確かで、特に南太平洋での組織的なコアの採取が必要である。

V. 今後の展望

大気中の CO_2 濃度は 1991 年にはすでに 350 ppm を超えている。産業革命以前のそれが約 280 ppm であったことを考えると、すでに 70 ppm あまり増加したことになり、これは氷期—間氷期の変化に匹敵する増加量であり、しかもその増加速度は氷期—間氷期のそれとは比較にならないぐらい速いものである。われわれが最も関心

があるのは、氷期から後氷期への気候変動の原因と CO_2 をはじめとした温室効果ガスがどのように関連していたかということである。過去の海洋環境の歴史を探る究極の目標は、気候と海洋環境の間をつなぐブラックボックスを明らかにし、温室効果ガスの変動が何によって支配され、それが気候変動とどのように関係しているかを明らかにすることである。そのために現在最も必要なことは、まず $\delta^{13}\text{C}$ や Cd/Ca などの海洋環境と生物生産量を示す古海洋学的トレーサの有用性を見極め、また新しいトレーサーを見いだすことである。次に、良質のコアを数多く得ることが全海洋の特性を知るうえで重要である。特に南極海と南太平洋でコアを得ることは急務であるといつてよい。

謝辞 東京大学海洋研究所古海洋学研究グループの松岡裕美、岡田 誠、村山雅史の諸氏、東京大学地質学教室の多田隆治氏、東京大学地理学教室の米倉伸之教授、静岡大学地球科学教室の徐 垣氏、工業技術院地質調査所の川幡穂高、茅根 創の両氏には原稿を読んでいただきコメントをいただいた。以上の方々にお礼申し上げます。

引用文献

- ASSAF, G. and HECHT, N. (1974) Sea straits: A dynamical model. *Deep Sea Res.*, **21**, p. 947-958.
BAINBRIDGE, A. ed. (1980) *GEOSECS Atlantic Expedition vol. 2*.

- National Science Foundation, Washington D. C., 121 p.
- BARNOLA, J. M., RAYNAUD, D., KORONTKEVITCH, Y. S. and LORIUS, C. (1987) Vostok ice core, a 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, **329**, p. 408-414.
- BOYLE, E. A. (1981) Cadmium, zinc, copper, and barium in foraminifera tests. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, p. 11-35.
- BOYLE, E. A. (1986) Paired carbon isotope and cadmium data from benthic foraminifera: Implications for changes in oceanic phosphorus, oceanic circulation, and atmospheric carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, p. 265-276.
- BOYLE, E. A. (1988 a) Cadmium: Chemical tracer of deep-water paleoceanography. *Paleoceanography*, **3**, p. 471-489.
- BOYLE, E. A. (1988 b) The role of vertical chemical fractionation in controlling late Quaternary atmospheric carbon dioxide. *J. Geophys. Res.*, **93**, p. 15701-15714.
- BOYLE, E. A. (1990) Quaternary deepwater paleoceanography. *Science*, **249**, p. 863-870.
- BOYLE, E. A., SCLATER, F. R. and EDMOND, J. M. (1976) On the marine geochemistry of cadmium. *Nature*, **330**, p. 35-40.
- BOYLE, E. A. and KEIGWIN, L. D. (1982) Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years: geochemical evidence. *Science*, **218**, p. 784-787.
- BOYLE, E. A. and KEIGWIN, L. D. (1986) Glacial North Atlantic hydrography and atmospheric carbon dioxide. *EOS Trans. AGU*, **67**, p. 868-869.
- BOYLE, E. A. and KEIGWIN, L. D. (1987) North Atlantic thermohaline circulation during the last 200,000 years linked to high latitude surface temperature. *Nature*, **330**, p. 35-40.
- BROECKER, W. S. (1982) Glacial to interglacial changes in ocean chemistry. *Prog. Oceanogr.*, **11**, p. 151-197.
- BROECKER, W. S. and PENG, T. -H. (1982) *Tracers in the Sea*. 690 p., Eldigio Press, Palisades, N. Y.
- BROECKER, W. S. and PENG, T. -H. (1984) The climate-chemistry connection. in J. E. HANSEN and T. TAKAHASHI (eds.) *Climate Processes and Climate Sensitivity*. *Geophys. Monogr. Ser.*, **29**, AGU, p. 327-336, Washington, D. C.
- BROECKER, W. S. and PENG, T. -H. (1989) The cause of the glacial to interglacial atmospheric CO₂ change: A polaralkalinity hypothesis. *Global Biogeochem. Cycles*, **3**, p. 215-240.
- BROECKER, W. S. and DENTON, G. H. (1989) The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, p. 2465-2501.
- BRULAND, K. W. (1980) Oceanographic distributions of cadmium, zinc, nickel, and copper in the north Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **47**, p. 176-198.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976) The surface of the Ice Age Earth. *Science*, **191**, p. 1131-1137.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1981) Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geol. Soc. Am. Map ser. MC-36*.
- CURRY, W. B., DUPLESSY, J. C., LABEYRIE, L. D. and SHACKLETON, N. J. (1988) Changes in the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of deep water ΣCO_2 between the last glaciation and the Holocene. *Paleoceanography*, **3**, p. 317-341.
- DUPLESSY, J. C., SHACKLETON, N. J., FAIRBANKS, R. G., LABEYRIE, L., OPPO, D. and KALLEL, N. (1988) Deep-water source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, **3**, p. 343-360.
- EMILIANI, C. (1955) Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, p. 538-578.
- IMBRIE, J. and KIPP, N. G. (1971) A new micro-paleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. in K. K. TUREKIAN (ed.) *The Late Cenozoic Glacial Ages*. Yale Univ. Press, p. 71-181.
- KALLEL, N., LABEYRIE, L. D., JUILLET-LECLERC, A. and DUPLESSY, J.-C. (1988) A deep hydrological front between intermediate and deep-water masses in the glacial Indian Ocean. *Nature*, **333**, p. 651-655.
- KNOX, F. and MCKELROY, M. B. (1984) Changes in atmospheric CO₂: Influence of the marine biota at high latitude. *J. Geophys. Res.*, **89**, p. 4629-4637.
- KROOPNICK, P. (1985) The distribution of carbon-13 in the world oceans. *Deep Sea Res.*, **32**, p. 57-84.
- LABEYRIE, L. D. and DUPLESSY, J.-C. (1985) Changes in oceanic $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$ ratio during the last 140,000 years: High latitude surface water records. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **50**, p. 217-240.
- LEA, D. W. and BOYLE, E. A. (1989) Barium content of benthic foraminifera controlled by bottom-water composition. *Nature*, **338**, p. 751-753.
- LEA, D. W. and BOYLE, E. A. (1990) A 210,000-year record of barium variability in the deep northwest Atlantic Ocean. *Nature*, **347**, p. 269-272.
- MARTIN, J. H. (1990) Glacial-Interglacial CO₂ change: The iron hypothesis. *Paleoceanography*, **5**, p. 1-13.
- MARTIN, J. H. and GORDON, R. M. (1988) Northeast Pacific iron distributions in relation to phytoplankton productivity. *Deep Sea Res.*, **35**, p. 177-196.
- MARTIN, J. H. and FITZWATER, S. E. (1988) Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north east Pacific subarctic. *Nature*, **331**, p. 341-343.
- MARTIN, J. H., GORDON, R. M., FITZWATER, S. and BROENKOW, W. W. (1989) VERTEX: phytoplankton/iron studies in the Gulf of Alaska. *Deep Sea Res.*, **36**, p. 649-680.
- MCCORKLE, D. C., EMERSON, S. R. and QUAY, P. (1985) Carbon isotopes in marine porewaters. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **74**, p. 13-26.
- MIX, A. C. and FAIRBANKS, R. G. (1985) North Atlantic surface-ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**, p. 231-243.
- NEFTEL, A., OESCHGER, H., SCHWANDER, J., STAUFFER, B. and ZUMBRUNN, R. (1982) Ice core sample measurements give atmospheric CO₂ content during the last 40,000 years. *Nature*, **295**, p. 220-223.
- 大場忠道 (1986) 過去の気候変動と海洋循環. 月刊海洋科

- 学, **191**, p. 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**, p. 13-19.
- OPPO, D. W. and FAIRBANKS, R. G. (1987) Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic during the past 25,000 years: Northern hemisphere modulation of the Southern Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **86**, p. 1-15.
- SARMIENTO, J. and TOGGWEILER, R. (1984) A new model for the role of the oceans in determining atmospheric $p\text{CO}_2$. *Nature*, **308**, p. 621-624.
- SCHNITKER, D. (1974) West Atlantic abyssal circulation during the past 120,000 years. *Nature*, **248**, p. 385-387.
- SHACKLETON, N. J., HALL, M. A., LINE, J. and SHUXI, C. (1983) Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. *Nature*, **306**, p. 319-322.
- SHACKLETON, N. J., DUPLESSY, J.-C., ARNOLD, M., MAURICE, P., HALL, M. and CARTLIDGE, J. (1988) Radiocarbon age of last glacial Pacific deep water. *Nature*, **335**, p. 708-711.
- SIEGENTHALER, U. and WENK, T. (1984) Rapid atmospheric CO_2 variations and ocean circulation. *Nature*, **308**, p. 624-626.
- STREETER, S. S. (1973) Bottom waters and benthonic foraminifera in the north Atlantic glacial-interglacial contrasts. *Quat. Res.*, **3**, p. 131-141.
- STREETER, S. S. and SHACKLETON, N. J. (1979) Paleocirculation of the deep North Atlantic: 150,000 year record of benthic foraminifera and oxygen-18. *Science*, **203**, p. 168-171.
- VOLAT, J.-L., PASTOURET, L. and VERGNAUDGRAZZINI, C. (1980) Dissolution and Carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: A review. *Mar. Geol.*, **34**, p. 1-28.
- WARREN, B. A. (1983) Why is no deep water formed in the North Pacific? *J. Mar. Res.*, **41**, p. 327-347.
- ZAHN, R., WINN, K. and SARNTHEIN, M. (1986) Benthic foraminifera $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicides wuellerstorfi*. *Paleoceanography*, **1**, p. 27-42.

付記 1: 炭素同位体比および酸素同位体比は次の式によって表される.

$$\delta^{13}\text{C} = [({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{sample}} / ({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{standard}} - 1] \times 1000$$

$$\delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{sample}} / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{standard}} - 1] \times 1000$$

付記 2: Cd/Ca と $\delta^{13}\text{C}$ が, どのようなファクターによって変化するかを BOYLE (1986) にしたがって解説する.

P をある海水中に含まれる磷酸塩の量, P^* を海洋全体の平均磷酸塩量として, パラメーター Ψ を次のように定義する.

$$\Psi = P/P^* \quad (\text{A1})$$

するとある海水の Cd 量と $\delta^{13}\text{C}$ は次の数式で表されることになる.

$$\text{Cd} = \text{Cd}^* \Psi \quad (\text{A2})$$

$$\delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}^* + R\Psi(\Psi - 1) \quad (\text{A3})$$

ここで Cd^* , P^* , $\delta^{13}\text{C}$ はそれぞれ海水中の平均カドミウム量, 磷酸塩量, $\delta^{13}\text{C}$ 値を表す. また, R は $\delta^{13}\text{C}$ と磷酸塩量のグラフにおける傾きを表す. Δt 時間経過すると上式は次のようになる.

$$\text{Cd} + \Delta\text{Cd} = (\text{Cd}^* + \Delta\text{Cd}^*)(\Psi + \Delta\Psi) \quad (\text{A4})$$

$$\delta^{13}\text{C} + \Delta\delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}^* + \Delta\delta^{13}\text{C}^* + R(P^* + \Delta P^*)(\Psi + \Delta\Psi - 1) \quad (\text{A5})$$

ここで Δ は Δt 時間経過したことによるそれぞれの値の変化を表す. (A4) - (A2), (A5) - (A3) を実行すると,

$$\Delta\text{Cd} = \Delta\text{Cd}^* \Psi + \text{Cd}^* \Delta\Psi + \Delta\text{Cd}^* \Delta\Psi \quad (\text{A6})$$

$$\Delta^{13}\text{C} = \Delta\delta^{13}\text{C}^* + R(\Delta P^* \Psi + P^* \Delta\Psi + \Delta P^* \Delta\Psi) \quad (\text{A7})$$

(A6), (A7)式は次のことを示している. すなわち, カドミウム量は(a)海水中の平均カドミウム量, (b)海洋循環パターンによって変化し, 一方 $\delta^{13}\text{C}$ は(a)海水中の平均 $\delta^{13}\text{C}$ 値, (b)海水中の平均磷酸塩量, (c)海洋パターンによって変化する.

付記 3: BOYLE and KEIGWIN (1982) は NADW の化学組成について, 次のような簡単なモデルを提唱している.

NADW の化学組成は, NADW を形成している 3 種類の水塊の化学組成と流量による. それを式に表すと次のようになる.

$$Cd = (CsFs + CiFi + CbFb) / (Fs + Fi + Fb) \quad (A8)$$

Cs, Fs: 表層水の化学組成および流量, Ci, Fi: 中層水の化学組成および流量, Cb, Fb: 南極底層水(AABW)の化学組成および流量

しかし $Cs = 0$ であり, また GEOSECS *et al.*, の結果 (BAINBRIDGE, 1980) によるとおおざっぱな見積りとして

$$Ci = Cb = C_{ss} \text{ (ss : southern source)} \quad (A9)$$

$$Fi + Fb = F_{ss} \quad (A10)$$

である. ここで $Fd = Fs + Fi + Fb$ とおくと (A8) 式は次のようになる.

$$Cd = F_{ss}C_{ss}/Fd \quad (A11)$$

すなわち NADW の Cd 量と NADW の流量とは反比例の関係にあるといえる.