

第四紀気候変動とそのメカニズム

米倉伸之¹⁾

1. はじめに

石炭・石油などの化石燃料の大量消費により、大気中の炭酸ガス濃度が産業革命期以前から現在まで 280ppmv から 345ppmv に上昇しているだけでなく、メタンその他の温室効果気体の濃度増加もあいまって、地球気候の温暖化が近い将来に起こるといふ予測が立てられている。さらには大気中への炭酸ガスの放出を削減するための国際協力や大気中の炭酸ガスを固定化・回収する技術の開発までも試みられている(内嶋編, 1990, 公害資源研究所地球環境特別研究室編, 1990など)。

しかし、温室効果気体の濃度上昇による地球気候の温暖化、さらに南極氷床の融解による海面上昇の進行というシナリオについては不明の点も多い。たとえば現在の炭酸ガスの濃度上昇速度からみると、化石燃料の消費量から推算される炭素の放出量の約半分だけが大気中に蓄積されていて、残りの半分は海洋あるいは生物圏に吸収されていると推定されているが、詳しいことはよくわかっていない。大陸—大気—海洋—生物圏における炭素循環をはじめとする地球上における物質循環と物質収支についての研究や地球気候システムにおける大気・海洋・雪氷・生物圏などの役割とその相互作用などについて研究をすすめる必要が強調されている(Houghton et al., 1990など)。

一方、地球の長い歴史における地球環境の形成史からみると、地球における生物の誕生と発展は「水の惑星」としての地球環境が他の惑星に比べて本質的に安定しているから可能であったともいわれ、現在の地球大気形成過程において生物が様々な形で関与してきたことが注目されている(大嶋, 1989, 1990, Crowley and North 1991など)。生物が誕生して以来の地球は一時的には寒冷化した時期もあるが、中生代から新生代にわたっては温暖気候が長く卓越し、気候の地域差もすくなかった。第三紀後期から第四紀にかけては、高緯度地方に大陸氷床が形成され、低緯度の熱帯から高緯度の寒帯にかけての気温勾配と気候の地域差が大きく、風系や海流系などの循

環系による熱輸送が活発な時代である。現在の地球は南極大陸やグリーンランドに大陸氷床が存在し、約2万年前という地質学的にみてごく近い過去には北半球の高緯度地方にも大陸氷床が発達していたことから、「現在の地球は氷河時代にある」といえる。

約70万年前から現在までは、北半球における大陸氷床の拡大で示される気候寒冷期(氷期)と大陸氷床の融解で示される気候温暖期(間氷期)が、約10万年周期で規則的くりかえされてきた。もっとも新しい氷期(最終氷期)における大陸氷床の最拡大期(約2万年前)以降には、約1万4千年前からの北半球の大陸氷床の急激な融解をはじめとする気候急変期を経て、約6千年前には現在の気候帯が成立した。地球気候は約8千年前から6千年前にかけての気候の最暖期(ヒブサマール期)を経て、約5千年前からはすでに氷河の再拡大(ネオグラシェーション)、森林限界の低緯度側・低地側への移動がはじまり、約3500年前～2000年前には世界各地で顕著な寒冷化がおり、15世紀～19世紀の寒冷期は「小氷期」と呼ばれている。

本稿ではこのような第四紀における気候変動についての最近20年間における研究成果に基づいて、氷河時代といわれる第四紀の気候変動とそのメカニズムについて論議されていることを紹介する。ここでは、主として気候変動の時間的変化について考察し、気候の地域性とその原因についてはふれないことにする。

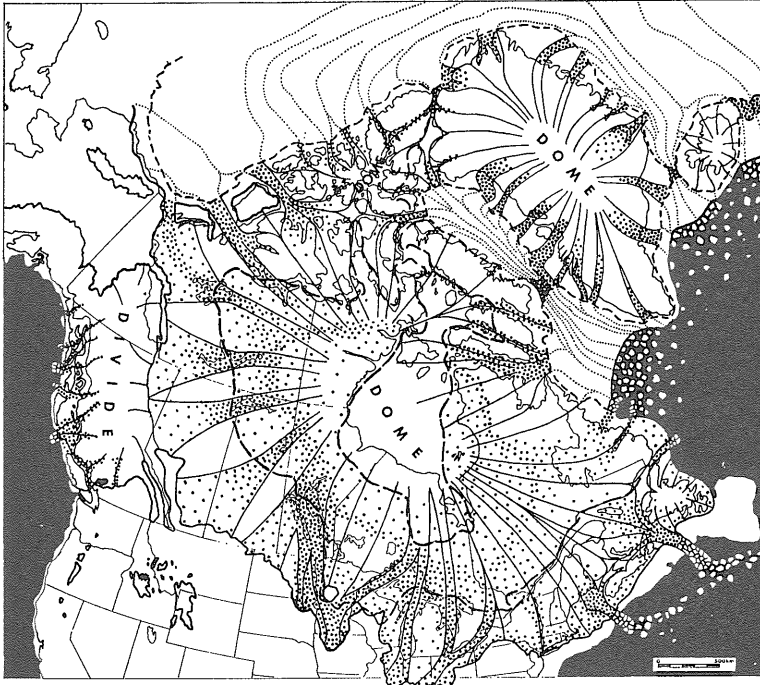
2. 第四紀の氷期—間氷期サイクル

2-1. 大陸氷床の変動

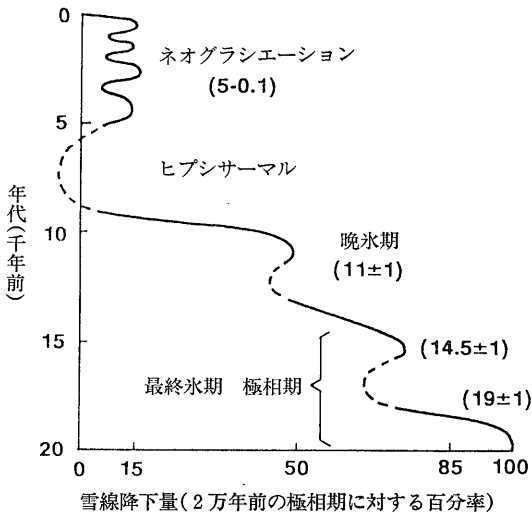
現在、氷河に覆われていない地域に分布している氷河地形や氷河堆積物は、過去における山岳氷河や大陸氷床の拡大と縮小の過程を記録した地形・地質学的証拠である。このような大陸に分布する氷河地形と氷河堆積物には、時代の異なる複数のものがあることから、氷河の発達した寒冷な気候と氷河の縮小した温暖な気候が交代しながら繰り返されていたことが19世紀から20世紀にかけ

1) 東京大学理学部地理学教室：
〒113 東京都文京区本郷7-3-1

キーワード：第四紀, 気候変動, 氷期, 間氷期



第1図
2万1千年前から1万7千年前にかけての北アメリカ大陸の氷河分布 (Mayewski et al., 1981による)
ハドソン湾を中心とするローレンタイド氷床、ロッキー山脈・アラスカ山脈にかけてのコルデイエラ氷床、グリーンランド氷床および北極海の棚氷など。



第2図 最終氷期極相期(約2万年前)から現在にかけての山岳氷河の雪線高度の変化 (Porter, 1989による)
横軸は極相期の雪線降下量に対する割合、縦軸は年代(千年前)。

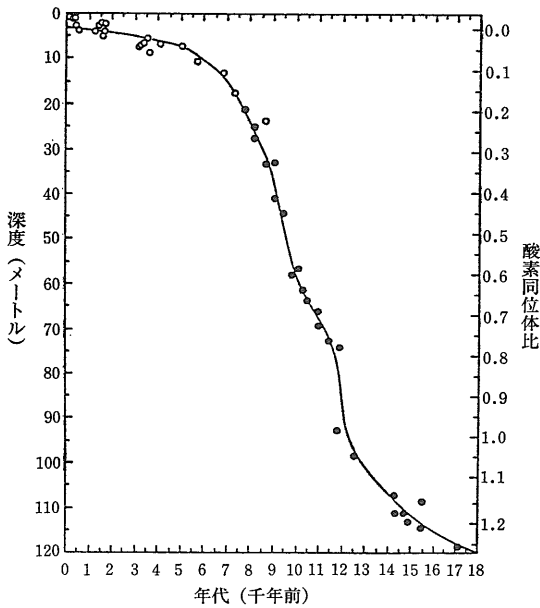
て明らかにされてきた。このような気候寒冷期を氷期、氷期と氷期間の気候温暖期を間氷期と呼んで、主としてヨーロッパと北アメリカでの研究結果から、第四紀には4～6回の氷期があったことが知られていた(小林・

阪口, 1982)。

1950年代後半から放射性炭素年代測定法が実用化され、約3万年前以降の氷河地形と氷河堆積物の編年が世界各地ですすんだ。最終氷期には約2万1千年前から1万7千年前にかけて世界的に山岳氷河や大陸氷床のもっとも新しい最拡大期があったことと、それ以後の詳細な縮小過程が明らかにされた(第1図, 第2図)。しかし約2万年前以前の氷河の拡大・縮小については相対的編年はなされているが、約4万年前以前の試料については放射性炭素年代測定法の測定限界に近いため、氷河堆積物の放射年代に基づく直接的な絶対編年はまだ良くわかっていない。

2-2. サンゴ礁と氷河性海面変化

気候変化により大陸氷床が拡大・縮小するにつれて、海水量が減少・増加して、その結果海面の高さが世界的に低下・上昇する。このような現象を「氷河性海面変化」と呼んでいる。氷河性海面変化によれば、大陸氷床が拡大する氷期は海面が低い時期(低海面期)にあたり、大陸氷床が融解する間氷期は海面が高い時期(高海面期)となる。さらに海底地形・臨海沖積低地の沖積層・沈水サンゴ礁などの研究と採取した試料の放射性炭素年代測定により、最終氷期の極相期(約1万7千年前)から後氷期の約6千年前にかけて、100mに及ぶ急激な海面上昇が起きていたことが明らかにされ、この海面上昇が大陸氷床の融解に連動した氷河性海面変化であることが実証



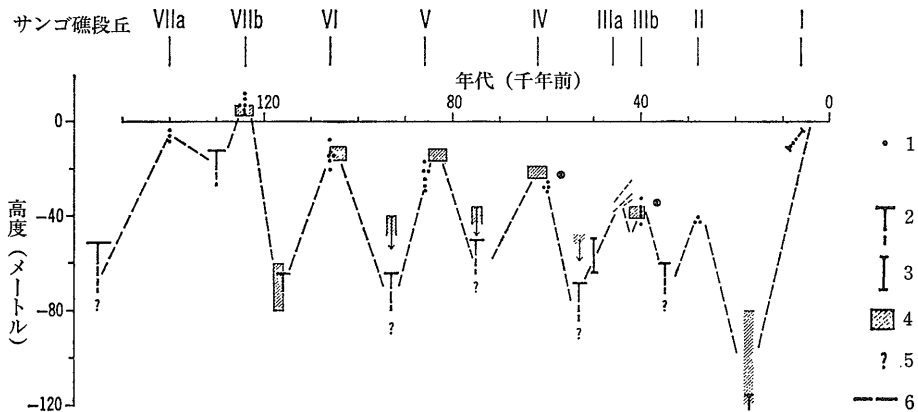
第3図 カリブ海バルバドス島沖の沈水サンゴ礁の放射性炭素年代と深度にもとづく海面変化曲線 (Fairbanks, 1989による)

黒丸はバルバドス沖のサンゴ (*Acropora palmata*) の年代試料。白丸は他のカリブ海のサンゴ (*A. palmata*) の年代試料。放射性炭素年代は海水の炭素年代 (400年) を補正した値、右軸は平均的海水の酸素同位体比濃度の変化スケール。

された (第3図, Fairbanks, 1989)。

熱帯・亜熱帯の海域に分布するサンゴ礁は海面の上昇・安定期にのみ海面に追いつくようにして海面付近で成長するので、過去の氷河性海面変化を知るための良い記録でもある。また造礁サンゴ化石を形成するアラゴナイトは放射性炭素年代測定やウラン系年代測定の良好な試料となる。1960年代の中頃には、太平洋のビキニ環礁やエニウェトク環礁でのボーリングコアから採取されたサンゴ化石のウラン系年代や、太平洋やインド洋各地に分布する高さ10m以下の離水サンゴ礁のウラン系年代から、現在より一つ前のサンゴ礁形成期 (最終間氷期の高海面期) の年代が11万年前から13万年前であることがわかってきた。

さらにカリブ海のバルバドス島やパプアニューギニア島のヒュオン半島には、隆起サンゴ礁段丘が広く発達しており、第四紀後期における海面変化の模式地となっている (第4図, Mesollela et al., 1969, Bloom et al., 1974, Chappell, 1974)。バルバドス島の結果によれば、現在と同じような高海面期は約12万5千年前にあって、それ以降には10万5千年前、8万2千年前、6万年前の少なくとも3回 (ニューギニアでは4万年前以降の2回を加えると合計5回) の相対的な高海面期が存在していることがわかった。つまり約12万5千年前の最終間氷期以降には海面は現在ほど高くならなかったので、太平洋やインド洋の島々では旧海面を示す地形的証拠であるサンゴ礁は陸上では観察されない。しかしバルバドス島やヒュオン半島のような地殻が隆起するところでは最終間氷期以降の古



第4図 ニューギニア島ヒュオン半島と他の地域からのデータに基づく第四紀後期の海面変化 (Bloom et al., 1974による)

- 1 : ニューギニアのサンゴ礁段丘 (礁嶺) の年代
 - 2 : ニューギニアのサンゴ礁複合 (低海面の上限, 年代未測定)
 - 3 : ニューギニアのサンゴ礁複合 (年代測定あり)
 - 4 : 主としてバルバドス島のサンゴ礁段丘の年代
 - 5 : 低海面の下限 (不確定)
 - 6 : 古海面の模式的変化曲線
- 上のローマ数字はニューギニアのサンゴ礁段丘の番号。

海面に応じて形成されたサンゴ礁が現在の海面より高い所まで隆起してサンゴ礁段丘となった。

これらの結果から、約12万5千年前の最終間氷期の高海面期より後には、海面の高さが現在より低い時代が続き、約2万年周期で細かく変動していたことが示された。これらの海面変化は氷河性海面変化と考えられるので、このような海面変化を引き起こすような大陸氷床の拡大と縮小を繰り返していたことがわかる。

2-3. 深海底堆積物からみた気候変動サイクル

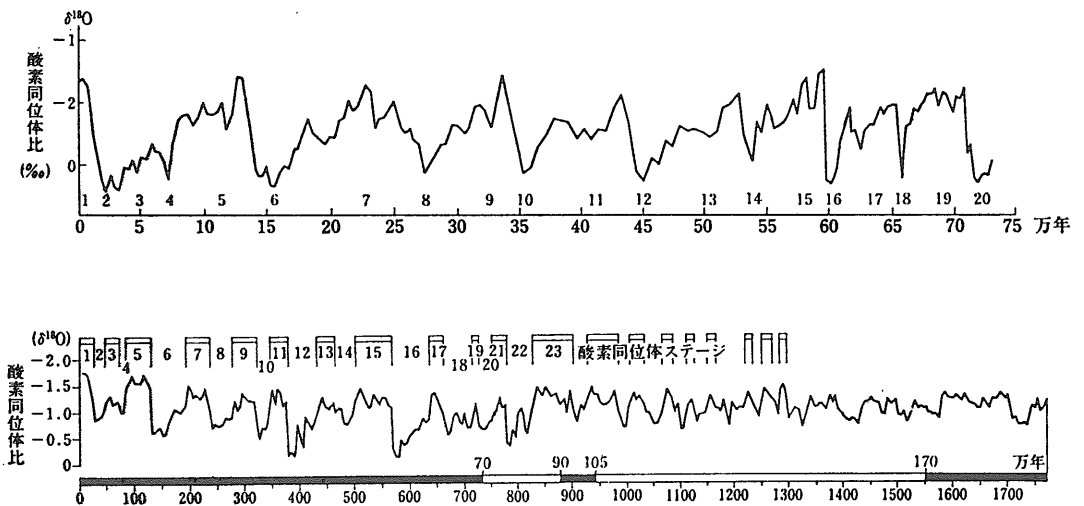
深海底は長期にわたる堆積物を連続的に保存しており、とくに深海底堆積物に含まれる有孔虫殻の酸素同位体比の変化は、長期間にわたる気候変動の良い指標であると考えられている。Emiliani (1955) は、深海底堆積物に含まれている浮遊性有孔虫化石の酸素同位体比の変化が表面海水温の変化を示すと考えて「古海水温変化曲線」を求めた。彼はその変化曲線を低温期と高温期に区分し、それぞれを氷期・間氷期に対比して、その時期を酸素同位体ステージと呼び、新しい時期から順に温暖期には奇数のステージ番号を、寒冷期には偶数のステージ番号を与えたい。

その後、底生有孔虫の酸素同位体比が浮遊性有孔虫のそれと同調的に変化することから、有孔虫化石の酸素同位体比変化は主として海水の酸素同位体濃度の変化を示し、それは大陸氷床の拡大・縮小に応じた海水量の変化に基づくものであること、すなわち有孔虫化石の酸素同

位体比の変化曲線は大陸氷床の消長を示す「古氷河量変化曲線」であり、また同時に「海水量変化曲線」でもあることが明らかにされた (Shackleton and Opdyke, 1973, など)。エミリアニの設定した酸素同位体比のステージ番号は連続的な記録による時代区分として便利なので、その後もそのまま用いられており、エミリアニにより海水表面温度の高温期とされた奇数のステージは海水量の多い間氷期にあたり、低温期とされて偶数のステージは海水量の少ない氷期にあたる。約1万1千年前から現在までの気候温暖期(後氷期)は酸素同位体ステージ1とよばれ、最も新しい氷期(最終氷期)はステージ2・3・4に細分され、ステージ5が一つ前の間氷期(最終間氷期)にあたり、ステージ3は最終氷期の中の相対的な温暖期(亜間氷期)とされている。

酸素同位体比変動曲線は最終間氷期以来の隆起サンゴ礁から求められた海面変動曲線に対比され、ステージ5が最終間氷期の高海面期とされた (Shackleton and Opdyke, 1973)。さらに詳しくみると、酸素同位体比のステージ5には3つのピークを持つ変動があり(そのピークは新しいほうから5a, 5c, 5eとよばれた)、それぞれ8万2千年前、10万5千年前、12万5千年前の3回の高海面期に対比された。こうして最終間氷期(ステージ5e)から現在(ステージ1)までの間氷期-氷期-後氷期のひとつのサイクルの具体的な放射年代が明らかにされた。

その後、深海底堆積物の古地磁気年代などにに基づき、第



第5図 上図：いくつかの大西洋の深海底堆積物のコアをつなぎあわせて作成した約75万年前以降の標準的な酸素同位体比変動曲線 (Emiliani, 1978による、横軸の数字は上が酸素同位体ステージ番号、下が年代(一万年前))
 下図：赤道西太平洋で採取された深海底堆積物のコアによる第四紀全体の酸素同位体比変動曲線 (Shackleton and Opdyke, 1976による、横軸の数字は上が年代(万年)で、下がコアの深さ(cm)で、黒白スケールは古地磁気編年で黒が正帯磁、白が逆帯磁の期間を示す)

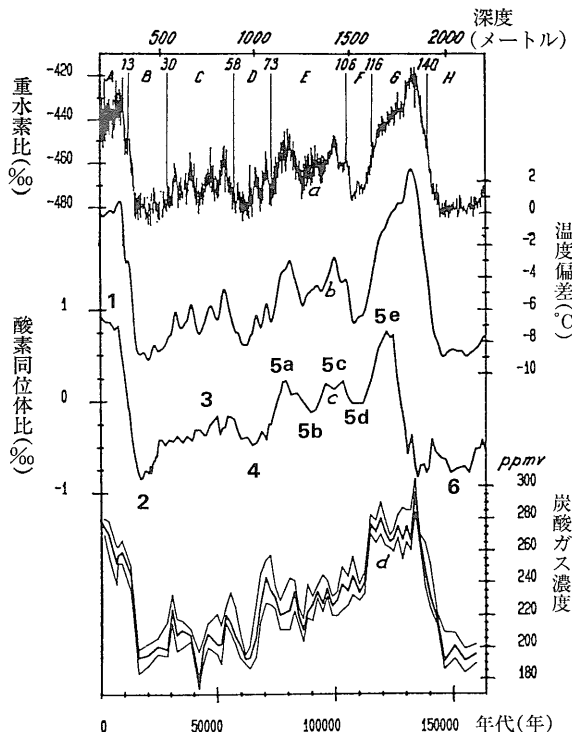
四紀全体にわたる総合的な酸素同位体比変動曲線も得られた(第5図, Shackleton and Opdyke, 1976, Emiliani, 1978). それによると第四紀(約170万年間)全体にわたって周期的な変動がみられるが、とくに後半の70万年間には氷期—間氷期が規則的に繰り返してあらわれて、その変化は約10万年の周期を持っていること、また氷期—間氷期の変動の振幅もそれ以前より大きいことがわかった。約70万年前以前はより短い周期と小さい振幅を持つ変動がみられ、それは約250万~300万年前までさかのぼるといわれ、その時期から北半球に氷河が形成され始めたといわれている(Prentice and Matthews, 1988, 増田, 1989).

また最近の70万年間における規則的で振幅の大きな変動は、詳しくみると非対称的な変化を示している。すなわち、変動曲線は温暖な間氷期のピークから変動しながら次第に氷期のピークに向かい、その氷期における最大値に達した後、急激に次の間氷期のピークに転じ、全体として鋸歯状の形をしている。このような鋸歯状の変動曲線は、氷期—間氷期における氷河量の増大はゆっくりと進行するが、約10万年ごとに氷河の融解が急速に起こり、それぞれの氷期が急激に終焉して間氷期(後氷期)に移行することを示しており、ターミネーションと呼ばれている(Broecker and Van Donk, 1970).

このように深海底堆積物の酸素同位体比変動曲線は、第四紀における気候変動を連続的に記録している第一級の試料であることが明らかにされた。地球気候は氷期—間氷期サイクルで周期的に変動していること、地球規模の気候変動(気候の寒冷化と温暖化)にともない、大陸氷床の拡大と融解、海水量の減少と増加、海面の低下と上昇、さらに海況と古地理の変化(例えば海峡の陸化と陸橋の沈水)、陸上での植生帯や動物群の移動などの地球環境の大幅な変動が周期的に起きていることが明らかになった。とくに約70万年前以降から現在までは、ターミネーションの存在で示される約10万年周期の氷期—間氷期サイクルと、そのサイクル内でのより短い周期の変動が規則的に起きていることから、氷期—間氷期サイクルが地球の自然変動(気候変動とそれに伴う環境変動)の基本的なリズムであるといえる。

2-4. 氷床コアからみた気候変動

1980年代になって、グリーンランド氷床や南極氷床のボーリング(掘削)と試料の解析がすすみ、氷床コアから地球大気の変動がさらに詳しく明らかにされるようになった。とくに南極のソ連ポストーク基地(海拔3,490m)で採取された氷床コアは長さ2,200mにおよび、年代的にも過去16万年間にわたる大気の変動を記録している(Lorius et al., 1985, Jouzel et al., 1987; Barnola et al.



第6図 南極ポストーク基地の氷床コアの解析結果(Lorius et al., 1988による)

- a: 重水素含有量の SMOW に対する量(単位はパーミル)の変化、A—Hは気候ステージで、上の数字はステージの境界年代(千年前)
- b: 重水素含有量に基づく現在の年平均気温(−55°C)からの偏差(°C)として示された気温変化
- c: 海洋の酸素同位体比濃度の変化曲線(1~6の数字は酸素同位体ステージ)
- d: 炭酸ガス濃度(ppmv)の変化(中央の太線が最適推定値で、幅は誤差を示す)

1987, Genthon et al., 1987, Lorius et al., 1988). ポストーク基地の現在の年平均気温は−55°Cであるが、重水素の存在比から推定される気温変化は最終間氷期—最終氷期—現間氷期にわたる周期的な変動を示し、最終氷期および一つ前の氷期には気温が現在より約10°Cも低くなっていた。この気温変化は深海底堆積物の酸素同位体比の変動とも同調しているので、世界的な気候変動を反映しているものと考えられる(第6図)。

さらにポストーク基地の氷床コアは過去の大気の炭酸ガス濃度も氷期—間氷期サイクルに対応した変動を示しており、最終間氷期の300ppmvから最終氷期極相期の200ppmvへ減少した後、晩氷期から現間氷期に向かって280ppmvへと急増している。この結果は、大気の炭

酸ガス濃度変化と気温変化の間に密接な関係があることを実証したと言える。詳しくみると11万年前の気温低下期には炭酸ガス濃度の顕著な低下はみられないことや、気温変化に比べて炭酸ガス濃度の変化がやや遅れる傾向などがある。

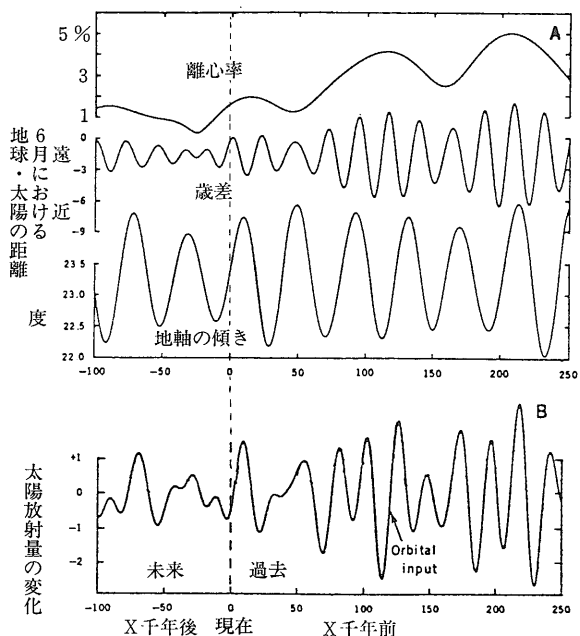
3. 第四紀気候変動のメカニズム

以上述べた様に、大陸氷床・山岳氷河の変動、海面変化、深海底堆積物にみられる酸素同位体比の変化、氷床コアの変動は、第四紀における気候変動が氷期-間氷期サイクルを基本的なリズムとしていること、大陸・大気・海洋・氷床に地球規模の変動が起きていることを明らかにした。19世紀中頃に氷河時代が存在することが主張されて以来、氷河時代の原因について多くの仮説が提唱されてきた。それらは、地球が受ける太陽エネルギーの変動をもたらす要因が地球の外にあるとするものと、地球の気候システムの中に変動をもたらす自律的な要因があるとするものとに大別される。しかしそれらの仮説を検証するためには、19世紀から20世紀の中頃にかけての、大陸の氷河地形と氷河堆積物の分布に基づく古典的な氷河時代のデータでは十分ではなく、第四紀における気候変動についての時間的・空間的に十分な分解能を持った連続的なデータが必要であった。

3-1. ミランコヴィッチ・サイクル

地球の公転軌道と自転軸の変動により地球表面に到達する太陽放射量に変化することが、地球に氷河時代をもたらすような気候変化の原因であるとする、いわゆる氷河時代の天文学説は、フランスのジョセフ・アルフォンス・アダマールの「海の大変動」(1842) やスコットランドの地質学者ジェームス・クロール (1864年の論文や1875年の「気候と時間」) などによって提唱され、その後、セルビアの数学者・天文学者のミルーチン・ミランコヴィッチは地球軌道要素の変化に基づいて地球表面が受ける太陽放射量の時間的な変化を具体的に計算した(1924, 1930, 1941) (インブリ・インブリー著, 小泉訳, 1982)。

ミランコヴィッチは3つの地球軌道要素の変化(1. 地球の自転軸(地軸)の傾きの変化, 2. 地球の公転軌道の離心率の変化, 3. 太陽と月の引力による地軸の歳差(首振り)運動)にもとづいて、地球の緯度5度~75度の5度毎に地球が受ける太陽放射量の変化を5千年間隔で過去60万年間について計算し、その結果を放射量曲線としてまとめた。この放射量曲線にみられる北半球の高緯度における夏季の太陽放射量の減少する時期が、ヨーロッパアルプスの4回の氷河時代に対応すると考えた。この曲線は地球の気候変動を示す「ミランコヴィッチ曲線」とよばれ、そ

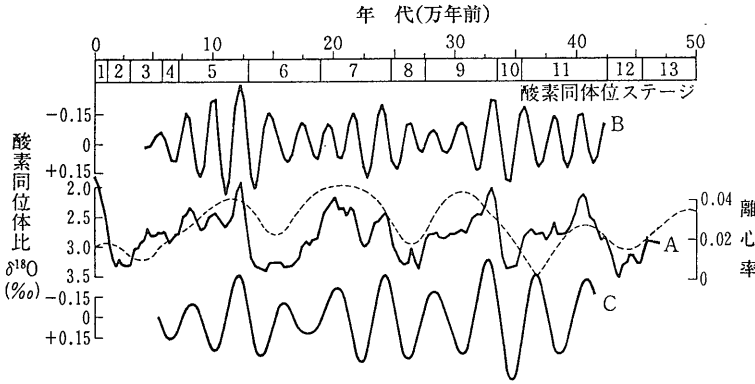


第7図 25万年前から10万年前までの地球軌道要素の変動(上図: 離心率, 歳差, 地軸の傾きの変動)と3つの変動要素を加算した結果による北緯65度における太陽放射量の変化(下図)(Wright, Jr., 1984による)

の周期的な変動は「ミランコヴィッチ・サイクル」と呼ばれている(第7図)。

しかし、前述のように地質時代における大陸氷床や山岳氷河の拡大・縮小の絶対年代をきめることは困難であったので、このミランコヴィッチ仮説はすぐには検証することができなかった。1970年代に入って、深海底堆積物の酸素同位体比変化曲線が、そうした要求に答えうる年代目盛の立ったデータとして注目され、ミランコヴィッチの氷河時代の天文学説が具体的に検討されるようになった。

南インド洋の2本の深海底コア(RC11-120とE49-18)の酸素同位体比変動曲線はステージ13(約45万年前)までさかのぼることができ、その変動の周期解析の結果は約10万年周期が卓越すること、さらに4万2千年、2万3千年、1万9千年のより短い周期もあることが判明した(Hays et al., 1976)。その結果は、新たに計算し直された地球軌道要素変化の周期によく一致している(第8図)。すなわち、離心率の変化に対応した10万年周期、地軸の傾きの変動に対応する4万1千年の周期、そして歳差運動の変動に対応する2万3千年と1万9千年の周期である。さらに深海底コアに現われている気候変動の4万年の周期は地軸の変動による周期に約7千~9千年遅



第8図
南インド洋の深海底堆積物コアに見られる酸素同位体比変動の周期解析(Hays et al., 1976による)
A (中央)の実線は酸素同位体比の変動で、点線は離心率の変動。B (上)はAの実線から2万3千年周期(歳差運動)の要素のみを抽出した曲線、C (下)はAの実線から4万年周期(地軸の傾きの変動)の要素のみを抽出した曲線。

れていること、2万3千年周期の方は歳差運動の2万3千年周期とはほぼ同期しているが、深海底堆積物の年代の精度の高い5万~15万年前については約3千年の遅れがみられる。

これらの結果から、地球軌道要素の変動が第四紀における気候変動の基本的な原因であり、気候変動のペースメーカーであること、気候変動と地球軌道要素の短い周期の変動は直線的な関係にあること、氷期-間氷期サイクルの10万年周期は地球軌道の離心率の変動にみられる10万年周期に関連しているが、両者は直接的な関係にないので、氷期-間氷期サイクルになぜ10万年周期が卓越するかを説明する必要があること、地球軌道要素の変化と気候変動の関係にもとづいて将来の気候を予想すれば、数千年のうちには北半球の氷河拡大に向かうだろうことなどを結論した(Hays et al. 1976)。

3-2. 大陸氷床-気候変動の連動モデル

氷期-間氷期サイクルには顕著な10万年周期があり、氷期から間氷期への急激な変化(ターミネーション)があること、北半球と南半球における氷期の終焉が同時であることなどは、ミランコヴィッチによる氷河時代の天文学説では十分には説明できない。北緯65度付近における夏季の太陽放射量のわずかな変化が北半球の大陸氷床の拡大と縮小をもたらし、それが地球気候を変動させる気候学的なメカニズムが検討される必要がある。

その一つの試みとして大陸氷床-気候変動の連動モデルが提出されている(Peltier, 1987など)。北半球の大陸氷床の南縁は陸域にあるが、北縁は北極海に限定されていて、両地域で拡大・縮小の様式を異にし、氷床の拡大と縮小は陸域で顕著である。また氷河の涵養と消耗による氷床の取支は氷床の表面高度に大きく依存しているので、大陸氷床の変動は氷河性アイススタシーの影響を強く受ける。そのような条件を考慮して北緯65度付近の夏季の太陽放射量の変化から10万年周期の大陸氷床の変動

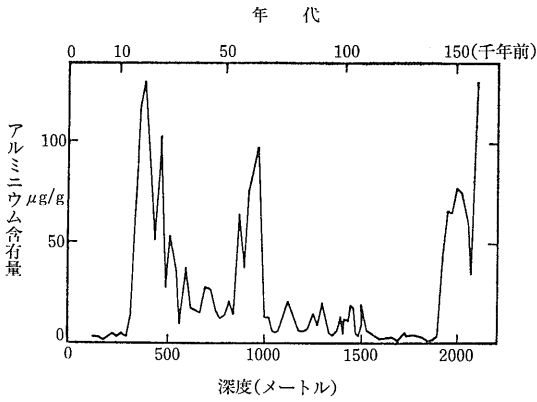
を再現することは可能である。また北半球陸域での大陸氷床の変化が海面変化を通じて海域での氷床の変化や、南半球における氷床変化をもたらす地球規模の氷床変動モデルなども検討されている(Denton and Hughes, 1983, 1986)。

しかしこれらの氷床-気候変動の連動モデルにはいくつかの欠陥が指摘されている。大気大循環のモデル計算によれば北半球の氷床変化が気候に及ぼす影響範囲はかなり狭く、南半球の気候変化の原因にはならないとされている。また最終氷期における山岳氷河の雪線高度は高緯度から低緯度までほぼ1,000mと世界的に一樣であり、南半球における山岳氷河の大幅な後退は約1万4千年前に起きており、北半球の大陸氷床の大規模な融解の始まりとはほぼ同時である。これらのことは地球大気の寒冷化と温暖化が両半球を通じて同時的に起きていることを示し、北半球の大陸氷床の拡大と縮小が地球気候の変動を駆動しているとは考えにくい(Broecker and Denton, 1990)。

3-3. 大気中の炭酸ガス濃度の変化

南極のポストーク基地の氷床コアの解析によれば、約16万年前から現在までの気温変化は深海底堆積物の酸素同位体比のステージ6から1までの変化に同調しており、この気温変化が氷床コアの掘削地点における氷床の高度変化によるものではなく、氷期-間氷期における気候変動を直接的に表現しているとみられる。さらにその気温変化は大気中の炭酸ガス濃度の変化にも同調していることから、氷期-間氷期における気候変動に炭酸ガスの濃度変化が大きく影響していることが示された(Lorius et al., 1988, Barnola et al., 1987, Genthon et al. 1987)。

炭酸ガス濃度変化には2万1千年周期が認められるとともに、その極小期は気温の極小期に対応していて、約4万年の周期的な変動も明瞭である。氷期-間氷期にお



第9図 南極ポストーク基地の氷河コアに見られるアルミニウム含有量の変化 (De Angelis et al., 1987による)

ける炭酸ガス濃度の変化幅から推算される温度変化はわずかに0.6℃ほどなので、炭酸ガス濃度の変化は気候学的なフィードバックを通じて気温変化を増幅させていると考えるべきである (Lorius et al., 1988)。

さらにグリーンランド氷床や南極氷床のコア解析によれば、氷期にはエアロゾルやダストの量が急増している。氷期には海面低下により大陸棚が陸化し、氷床周辺や砂漠地域の乾燥化がすすみ、さらには大陸氷床の発達のために緯度間の気温勾配が拡大して風力が増したことなどが原因となって、大気中に巻き上げられるエアロゾルやダストの量が増大したといわれる (第9図, De Angelis et al., 1987, Lorius et al., 1988)。大気中のダストや

エアロゾルの増大は、太陽放射の地上への到達を弱め、気温低下を引き起こす。

氷期一問氷期の気温変化と炭酸ガス濃度の変化が密接に関連していることは、気候変動が地球軌道要素の変化による太陽放射量の変化によってひきおこされるとしても、炭酸ガス濃度の変動を引き起こし、気温変化を増幅させるような地球独自の環境変動のメカニズムが存在することを示唆している。

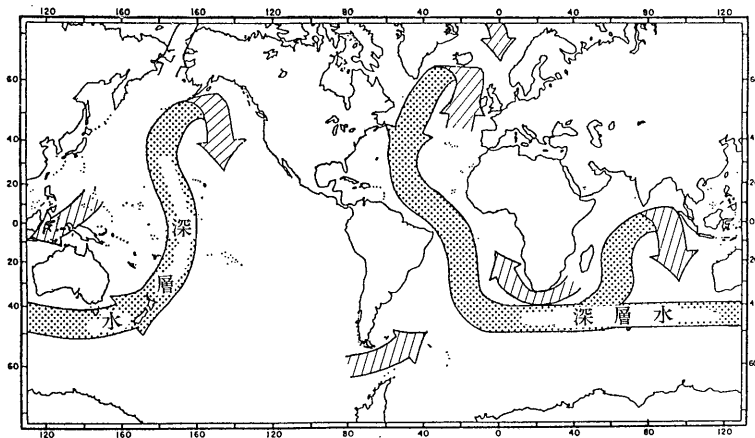
3-4. 海洋循環と気候変動

氷期から後氷期にかけて大気中の炭酸ガス濃度が急激に増加した事実を説明するために、大量の炭酸ガスの貯蔵庫である海洋の環境変動や海洋における生物活動の関与などいくつかのモデルが提出されている。

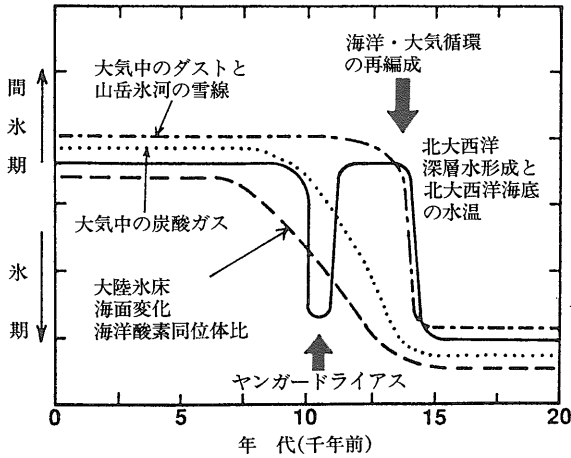
現在ではメキシコ湾流や黒潮によって、低緯度海域から高緯度海域への熱輸送がベルトコンベアーのように行なわれている。北大西洋では大気に熱を供給した後、表層水の冷却と海水の形成による塩分濃度の増加により、海水の密度増大が起こり、表層水がノルウェー海で沈降して南方へ移動する深層水を形成している。この北大西洋深層水 (North Atlantic Deep Water; NADW) の形成が世界の海洋循環の駆動力になっており、もし NADW の形成が停止したり衰退したりすれば、表層水による熱輸送のベルトコンベアーの働きも弱まることになる (第10図)。

氷期と間氷期では海洋循環が異なる様式で働いていると考えさせるデータがではじめている。具体的には、深海底堆積物の酸素同位体比の変化から、氷期においては北大西洋で表面海水温度が大幅に (8~10℃) 低下した (CLIMAP Project Members, 1976) ことから、海流による熱輸送のベルトコンベアーが停止あるいは衰退したと推定されている。最終氷期から現間氷期にかけては海洋と大気の循環様式の再編成が起こり、氷期のターミネーションを引き起こしたと考えられている (第1図, Boyle and Keigwen, 1987, Duplessy et al., 1988, Broecker and Denton, 1990)。

また約1万1千年前から1万年前 (Younger Dryas 期) にかけては、北西ヨーロッパにおける氷河の再進出、グリーンランドの氷床コアにみられる気温低下、北大西洋における深海堆積物の酸素同位体の変動などにみられる一時的な



第10図 現在の海洋における深層水循環系 (Broecker and Denton, 1990による)
北大西洋で表層水が冷却され塩分濃度が高くなり沈降して深層水を形成する。北大西洋深層水は大西洋を南下し、アフリカ沖・インド洋を通り、太平洋を北上する。斑点部が深層水で、斜線部が表層水。



第11図 最終氷期から現間氷期へのターミネーションに関連する諸現象の変化 (Broecker and Denton, 1988による)。

寒冷期が現われた。北極海から北大西洋への大量の流氷の流入やローレンタイド氷床からの大量の融氷水の北大西洋への流入があったために、大西洋のベルトコンベアーが一時的に停止して、北大西洋周辺の陸域が冷却されたためとされている。ローレンタイド氷床からの融氷水は、それまでミシシッピ河流域からメキシコ湾に流入していたが、1万1千年前から1万年前にかけて氷床南縁の氷河湖の流出口がセントローレンス河に切り替わったために、北大西洋の表層水の塩分濃度が大幅に薄くなり、NADWが形成されなくなったという (Broecker et al., 1989, Broecker and Denton, 1990)。

また北大西洋の深海底堆積物の炭素同位体比やカドミウムの分布などから、現在のNADWを中心とする世界の深層水循環は氷期には停止したか衰退したと推定されている。NADWの循環が停止すると、南極近傍で形成される深層水の勢力が相対的に強まり、栄養塩や炭酸ガス濃度が増える。深層水の炭酸ガス濃度が増えると炭酸カルシウムの溶解度が大きくなり、海洋のアルカリ度が増える。海洋のアルカリ度が増加すると、海洋の炭酸ガスの分圧が下がり、大気中の炭酸ガスを吸収して、大気中の炭酸ガス分圧が低下するというわけである (Boyle, 1988)。

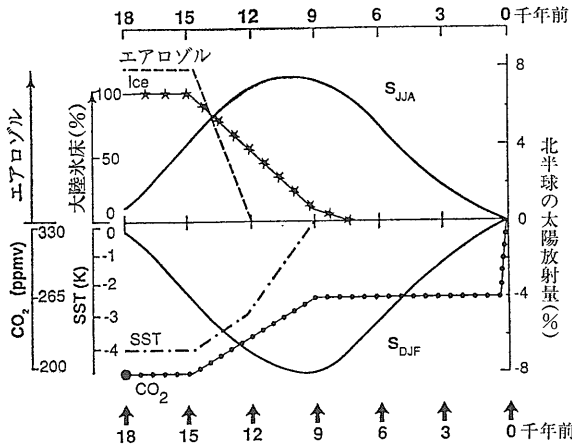
ところで、海洋の表層ではプランクトンが栄養塩を消費しながら光合成を行ない、無機炭酸から有機物を合成している。生産された有機物は海中を落下して深海へ運ばれる。こうして栄養塩や炭素濃度の低い海洋表層から濃度の濃い深層に向かって栄養塩や炭素が運搬されている。このような働きを「生物学的ポンプ作用」と呼んでいる。現在は海洋の表層水の鉄イオンが不足しているた

めに、海洋表層の植物プランクトンの生産量が抑制されているが、氷期には大気中から降下するダストとして供給される鉄の量が増えたために、海洋表層の植物プランクトンの生産量が高くなり、海洋表層での大気中からの炭酸ガスの吸収が効率的に行なわれていた。逆に、氷期から間氷期になると海洋表層の生物生産が減少して、海洋表層への炭酸ガスの吸収と生物学的ポンプ作用が衰えて、大気中の炭酸ガス濃度が上昇したといわれている (Martin, 1990)。

4. おわりに

第四紀気候変動は約10万年周期の氷期-間氷期サイクルを基本的なリズムとしており、その10万年周期の変動は南北両半球において同時に起こること、氷期から間氷期への急激な推移(氷期のターミネーション)によって特徴づけられることなどが明らかにされている。この氷期-間氷期サイクルには1万9千年/2万3千年と4万1千年周期のより短い変動が含まれている。この短いサイクルは地球軌道要素の変化における地軸の傾きの変化と歳差運動の周期に直接関連があり、10万年周期は地球軌道の離心率の変化に関連がある。しかし地球気候に卓越する10万年周期の変動はいわゆるミランコヴィッチの天文学説では直接的には説明できない。さらにこれらの1万年以上の周期的な気候変動のほかに、Younger Dryas期のような短期間の急激な気候変動もあり、これらの急激な気候変動を引き起こすメカニズムはよくわかっていない。最終氷期から現間氷期への気候変動をモデル化して再現し、環境変動の事実と比較する試みもはじめられている (第12図, COHMAP Members, 1988)。地球軌道要素の変化により引き起こされる太陽放射量の変化は、地球気候の周期的変動のペースメーカーとして働いているが、第四紀気候変動を理解するには地球気候システムの自律的な変動メカニズムを解明しなければならない。

第四紀の気候変動とそれに関連する環境変動については、ここで紹介したように主として大西洋・インド洋、アメリカ・ヨーロッパ・アフリカ大陸、グリーンランドや南極などを中心とする欧米の研究者による調査研究の成果に基づいている。それにくらべてアジア大陸や太平洋における気候変動とそれに関連する環境変動については、現在までのところあまり明らかではない。アジアモンスーンの成立には、ヒマラヤ山脈・チベット高原の地形効果が大きいとされており (安成, 1987など)、アジアモンスーンが地球気候の変動に関与している可能性も高い。今後、アジアモンスーンや西太平洋における気候変動とそれに関連する環境変動を明らかにすることは、我



第12図 COHMAP計画における1万8千年以降の気候モデルにおける境界条件 (COHMAP Members, 1988による)。

北半球における太陽放射量 (現在の放射量との偏差で示す, S_{JJA}: 6月~8月, S_{DJF}: 12月~2月), Ice: 大陸氷床量の変化 (1万8千年前の大陸氷床量に対する割合で示す), SST: 世界の年平均海洋表面温度(°C, 現在からの偏差で示す), エアロゾル: エアロゾル含有量の相対的变化, CO₂: 大気中の炭酸ガス濃度 (ppmv), 下の矢印は再現実験をした時期を示す。

々にとって重要な研究課題である (藤原編, 1990),

氷期-間氷期サイクルに同調した気候変動は大気圏における変動を示すだけでなく, 表層地圏・水圏 (雪氷・海洋・陸水)・生物圏など全地球的な環境変動に連動していることが明らかになりつつある。第四紀気候変動とそのメカニズムを解明することは, 近い将来に起こるとされているいわゆる「地球温暖化」予測を検証するうえでも効果的な研究方法であり, 現在の地球科学の重要な研究課題である。

文 献

Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. and Lorius, C. (1987): Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, **329**, 408-414.
 Bloom, A. L., Broecker, W. S., Chappell, J., Matthews, R. K. and Mesolלה, K. J. (1974): New uranium-series dates from the emerged reef terraces on Huon Peninsula, New Guinea. *Quat. Res.*, **4**, 185-205.
 Boyle, E. A. (1988): Cadmium: Chemical tracer of deep-water paleoceanography. *Paleoceanography* **3**, 471-489.
 Boyle, E. A. and Keigwin, L. (1987): North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature.

Nature, **330**, 35-40.
 Broecker, W. S. and van Donk, J. (1970): Insolation changes, ice volumes, and the ¹⁸O record in deep-sea cores. *Rev. Geophys. Spac. Phys.*, **8**, 169-197.
 Broecker, W. S. and G. H. Denton (1990): The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Quat. Sci. Rev.*, **9**, 305-341.
 Broecker, W. S., J. P. Kennett, J. P., Flower, B., Teller, J., Trumbore, S., Bonani, G. and Wolffi, W. (1989): Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, **341**, 318-321.
 Chappell, J. (1974): Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geol. Soc. America Bull.*, **85**, 553-570.
 CLIMAP Project Members (1976): The surface of the Ice-age Earth. *Science*, **191**, 1131-1137.
 COHMAP Members (1988): Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. *Science*, **241**, 1043-1052.
 Crowley, T. J. and North, G. R. (1991): *Paleoclimatology*. Oxford University Press, p. 339.
 De Angelis, M., N. I. Barkov, et al. (1987): Aerosol concentrations over the last climatic cycle (160kyr) from an Antarctic ice core. *Nature*, **325**, 381-382.
 Denton, G. H. and Hughes, T. (1989): Milankovitch theory of Ice ages: Hypothesis of ice-sheet linkage between regional insolation and global climate. *Quat. Res.*, **20**, 125-144.
 Denton, G. H. and Hughes, T. (1986): Global ice-sheet system interlocked by sealevel. *Quat. Res.*, **26**, 3-26.
 Duplessy, J. C., Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D. and Kallel, N. (1988): Deep-water sources variations during the last climatic cycle and their impact on the global deep-water circulation. *Paleoceanography*, **3**, 343-360.
 Emiliani, C. (1955): Pleistocene temperatures. *Jour. Geol.*, **63**, 538-578.
 Emiliani, C. (1978): The cause of the ice ages. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **37**, 349-352.
 Fairbanks, R. (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.
 藤原健蔵編 (1990): モンスーン・アジアの環境変遷. 総合地誌研究叢書 **20**, p. 145, 広島大学総合地誌研究資料センター.
 Genthon, C., Barnola, J. M., Raynaud, D., Lorius, C., Jouzel, J., Barkov, N. I., Korotkevich, Y. S. and Kotlyakov, V. M. (1987): Vostok ice core: climatic response to CO₂ and orbital forcing changes over the last climatic cycle. *Nature*, **329**, 414-418.
 Harvey, L. D. D. (1988): Climatic impact of ice-age aerosols. *Nature*, **334**, 333-335.

- Hays, J. D., Imbrie, J. and Shackleton, N. J. (1976) : Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice ages. *Science*, **194**, 1121-1132.
- Houghton, J. T., Jenkins, G. J. and Ephraums, J. J. eds. (1990) : Climatic change. The IPCC scientific assessment. Cambridge University Press, p. 365.
- インブリー, J., インブリー, K. P. (小泉 格訳) (1982) : 氷河時代の謎をとく. 岩波現代選書35, p. 263.
- Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J. R., Genthon, C., Barkov, N. I., Kotlyakov, V. M. and Petrov, V. M. (1987) : Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000years). *Nature*, **329**, 403-408.
- 小林国夫・阪口 豊 (1982) : 氷河時代. 岩波書店, p. 209.
- 公害資源研究所地球環境特別研究室編 (1990) : 地球温暖化の対策技術. オーム社, p. 329.
- Lorius, C., Jouzel, J., Ritz, C., Merlivat, L., Barkov, N. I., Korotkevich, Y. S., and Kotlyakov, V. M. (1985) : A 150,000-years climatic record from Antarctic ice. *Nature*, **316**, 591-596.
- Lorius, C., Barkov, N. I., Jouzel, J., Korotkevich, Y. S., Kotlyakovo, V. M. and Raynaud, D. (1988) : Antarctic ice core: CO₂ and climatic change over the last climatic cycle. *EOS*, **69**, 681-684.
- Martin, J. H. (1990) : Glacial Interglacial CO₂ change: The iron hypothesis. *Paleoceanography*, **5**, 1-13.
- 増田富士難 (1989) : 過去6億年の気候変動に見る周期. *科学*, **59**, 455-463.
- Mayewski, P. A., Denton, G. H. and Hughes, T. J. (1981) : Late Wisconsin ice sheets in North America. In *The Last great ice sheets* (Denton, G. H. and Hughes, T. J. eds.), 67-178. John Wiley and Sons.
- Mesolella, K. J., Matthews, R. K., Broecker, W. S. and Thurber, D. L. (1969) : The astronomical theory of climatic change: Barbados data. *Jour. Geol.*, **77**, 250-274.
- 大嶋和難 (1989) : 地球温暖化の原因と対策について. *地質ニュース*, **422**, 34-45.
- 大嶋和難 (1990) : 古環境変遷から見た地球の環境. *太陽エネルギー*, **16**, 19-26.
- Peltier, W. R. (1987) : Glacial isostasy, mantle viscosity, and Pleistocene climatic change. In *North America and Adjacent Oceans during the last Deglaciation* (Ruddiman, W. F. and Wright, Jr., H. E. eds.), 155-182, *Geol. Soc. America*.
- Porter, S. C. (1989) : Some geological implications of average Quaternary glacial conditions. *Quat. Res.*, **32**, 245-261.
- Prentice, M. L. and Matthews, R. K. (1988) : Cenozoic ice-volume history: Development of a composite oxygen isotope record. *Geology*, **16**, 963-966.
- Shackleton, N. J. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quat. Sci. Rev.*, **6**, 183-190.
- Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D. (1973) : Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238 : Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ years and 10⁶ years scale. *Quat. Res.*, **3**, 39-55.
- Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D. (1976) : Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239: Late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. America, Memoir* **145**, 449-465.
- 内嶋善兵衛編 (1990) : 地球環境の危機—研究の現状と課題一. 岩波書店. p. 200.
- Wright, Jr., H. E. (1984) : Sensivity and response time of natural systems to climatic change in the late Quaternary. *Quat. Rev.*, **3**, 91-131.
- 安成哲三 (1987) : ヒマラヤ造山とモンスーンの成立をめぐる諸問題. *月刊地球*, **9**, 685-690.

YONEKURA Nobuyuki (1991) : Quaternary climatic changes and their mechanisms.

<受付: 1991年6月17日>