海洋大循環と物質循環の変遷

川 幡 穂 高*

Paleoceanographic evolution and associated environmental history

HodaKa KAWAHATA*

Abstract

World ocean circulation has been playing an important role on the transport of heat energy and material on the surface of the earth and have had an intimate relation with climate. In order to discuss its evolution, four representative regimes of ocean circulations are summarized: (1) world ocean circulation in a superocean, Panthalassa during the early Mesozoic, (2) anoxic event in the young Atlantic during the late Mesozoic, (3) the evolution of Antarctic Ocean and the formation of Circum-Antarctic Current during Tertiary, and (4) ocean circulations during glacial and inter-glacial times. World ocean circulation and climate have been ultimately constrained by the land and sea distribution and bottom topography. It is suggested that only a small environmental change should be amplified by the joint system of Atmosphere-Ocean-Biosphere. Fluctuations of temperature around 0°C in the high latitude would be important to those of ocean circulation and climate.

I. はじめに

海洋と大気は現在の地球表層のエネルギー循環において大きな役割を担っている。なぜなら、それらは循環する過程で、低緯度で余った熱を極地域へ運び、赤道一極方向の温度勾配を下げる働きをしているからである。海洋は大気の1,000倍の熱容量を持っているが、質量においても270倍、また、炭素蓄積量においても50倍と圧倒的に規模が大きいので、海洋は物質循環においても大きな役割を果たしている。

さて、海洋大循環は大別すると、表層循環と深層循環に分類ができる。両者とも基本的に海盆の形状に支配されるのは当然であるが、前者は海洋

表層上を吹く風の方角と強さに大きく影響され、表層から約1 km までの深さに及ぶ。一方、後者はより深い所の循環で、海水の密度差によって引き起こされる。風、蒸散、降雨、海氷の形成、海水温の地球的規模での分布はこの循環と密接な関係をもっている。これらの要素は気候とも関係があり、海洋と気候が相互に密接な関連をもっていると言われる一因となっている。

海洋大循環が現在の体制になるまでには様々な変遷を経てきた。温暖であった中生代の海洋から寒冷化した新生代の海洋まで、特色のある海洋が出現した。この変化の下に横たわる根本は、たぶん、大陸の配置・海盆形状変化などの地圏の活動であろう。ここでは、4つの時代の海洋システムもしくはその進化を代表として、その特徴について簡単にまとめる：①大西洋・インド洋が存在しなかった中生代初期の超大洋の大循環、②超大陸

* 地質調査所海洋地質部

* Marine Geology Department, Geological Survey of Japan

図 1a 地球規模での表層循環。点線は寒流、実線は暖流を表す。

図 1b ストメンルのモデルを簡略化した深層循環。深層そして底層水は大西洋北部と南極海のウェッデル海で作られる。

が分裂し、小海盆ができた中生代後期の海洋，③氷床のアルベドや深層水の形成を含めて、気候に対し強力なフィードバック機構を有している南極大陸と南極海の第三紀における進化，④現在とほとんど同じ海盆地形の下で起こった氷期・間氷期の間の海洋大循環。

地球規模での古海洋の研究は比較的新しく、この約20年の間に急速に進歩した。しかし、有孔

虫の酸素・炭素同位体の研究等を除くと全海洋を推定するにたる定量的な古海洋データは現段階でも極めて不十分なものである。この小論では、大循環の変遷について述べた後、高緯度での氷点付近の温度変化が大循環や気候にとって重要であることを指摘したい。なお、地球規模での環境問題と現在の海洋については、川幡（1990, 1991 a, b）を参照されたい。

II. 現在の海洋大循環と物質循環

1. 海洋大循環

現在の海底深度の平均は約3,800mであるが、熱帯地方と温帯地方では暖かい表層水塊が表面を薄く覆っている。冷水塊は、極地方及びすべての深海に存在している。両水塊の間には密度の差があるために、これらの水塊の混合は容易に起こらない。また、両水塊の境界は、通常水深100m～1,000mの間にあり、その境界層は温度躍層と呼ばれている。冷水塊である極の表層水と温暖な表層水との境界は極地域で海洋表面に達している。

世界の海洋の表層水の流れを引き起こす基本的な力は、低緯度大気中の風であり、これは海の表層にストレスを加える。すると、表層最上層の水は風の吹いていく方向に対して45°傾いて流れるが、深度を増すにつれ方向は右に傾き、最終的には、平均の流れの方向は、北半球では90°右、南半球では90°左となる。世界の主な表層流を図1aに示したが、大きな渦巻状の形をしているのがわかる。

一方、深層大循環は海水の密度によって支配される流れである。密度は塩分と温度によって支配されているため、熱塩循環とも呼ばれている（図1b）。一般に、高塩分・低温の海水の密度は高い。これらの水は海水の形成に伴って作られるため、世界の深層水は北大西洋の北部で誕生する。沈み込んだ海水は、北大西洋深層水となり、大西洋を南下し、南極海に入る。ここで、新たな水が一部加わって東向きに南極の周りを回り、三大洋の南端にきたとき一部が分離し、南極海底層水となって北上する。特に、太平洋に入ったものは太平洋深層水と呼ばれており、太平洋西側トンガ海溝付近を北上し、赤道を越え、伊豆・小笠原・マリアナ海溝付近まで到達する。こうしている間に、太平洋全域で、徐々に浮き上がっていく。深層水の沈み込みと、深層水の表層への上昇流とはつりあっているが、深層水の形成はごく限られた狭い水域しか起こらないが、上昇は概してすべての海洋で起こっている。現在の深層循環は数百年から千余年単位である。

2. 物質循環

海洋全体の元素総量は、海洋にどの程度物質が流入し、どの程度除去されているのかという事によって支配されている。普通の元素（揮発成分を除く）の場合には、河川からの流入、大気圏からの流入、海底熱水系からの供給及び除去、堆積物による除去が重要なプロセスである。海洋の主要元素濃度は、この何千万年の間ほとんど変化しなかったとされているので、供給量と除去量がつりあって、基本的に定常状態にあった。海水のかなりの部分は深層に属しており、その化学組成が海洋全体の組成にも大きな影響を与えている。

海洋大循環に伴う物質循環は、海水に溶存しているため水の移動・拡散に伴うものと、沈降粒子のように水とは別の動きをするものと大きく分けられる。

海洋植物のほとんどは、海洋表層に棲息しており、磷酸塩、硝酸塩、炭酸等を取り込んで、光合成を行って有機物を合成している。その一部は動物プランクトンの餌になる。植物・動物の肉体の一部は粒子状物質となって沈降していき、分解して、再び磷酸塩、硝酸塩、炭酸等に戻り、深層水に溶解する。そこで、生物の働きに関係した元素は常に粒子に伴って沈降しているので、表層から沈み込んだばかりの深層水よりも古い深層水の方がこれらの元素を多く溶かし込んでいる傾向がある。深層水はこれらの栄養分に富んでいるので、深層水が活発に湧昇している地域では、生物活動も大きい。

III. 海洋大循環の変遷

大陸の配置（海洋の形状）、海底地形等の地圏に関連した因子は海洋大循環に根本的な影響を与えている。

1. 単一海盆での海洋大循環（超大陸と超海洋の時代）

中生代初期の約2～2.5億年前には、大陸はパンゲア（Pangaea）として大きくまとまっていた。その結果、海にはパンタラサ（Panthalassa）という超大洋が存在していた。これは、南北方向では南極から北極へ、緯度方向では赤道地域で300°

図2 パンゲアとパンタラサを簡略化して、大気―海洋の相互作用から得られた当時の海洋大循環 (Kutzbach and Guetter, 1990)。上の図は表層 50m の年平均水温の分布 (°C) を表す。現在と比較すると極域の水温は暖かい。塩分濃度は赤道域と極域で高くなる傾向がある (中段の図)。温室効果を強めると赤道域の塩分濃度はテチス海で 38‰ まで上昇する。下の図は流速 (cm/sec) と流向を表す。

にわたって分布しており、その広さは現在の太平洋の約2倍に相当していた (Scotese *et al.*, 1979)。テチス海 (Tethys Sea) はパンゲアの東部地域まで入り込んでいた。現在の海底基盤のほとんどは2億年より若いので、このころの海洋循

環についてはほとんど知られていない。しかしながら、大陸の配置、海底の形状を基にした計算機実験 (シミュレーション) によって、当時の様子を推定することができる (図2)。

パンタラサの大きさとパンゲアとの位置関係か

図3 白亜期の約1億年前の大陸の配置と黒色で、炭酸塩に富む堆積物が採取された掘削地点（黒丸）（Fischer and Arthur, 1977）。白丸はそのような堆積物が採取されなかった掘削地点を示す。また、黒色で、有機物に富む堆積物が産出する地域は、大陸中で影をつけた部分である。

らすると、パンタラサでの古循環は、現代の海洋のそれよりずっと簡単で、北と南半球に巨大な循環が各々存在していたであろうと推定されている（Kennett, 1982）。予想される地球表層の営力（風、温度、降雨、蒸発）を基にした計算機実験の結果は、①高緯度でも比較的温かい海水が分布しており、②深層水も温かく、③赤道地域ではパンタラサを西方向へ流れる海流が存在し、④テチス海（湾）に沿って両極へ向かっていたことが示唆されている（Kutzbach and Guetter, 1990）。経験的な大気循環パタンの推定によると、パンゲアの西海岸沿いには一年中湧昇帯が、東海岸のテチス海沿いにはモンスーンに関係した湧昇帯が存在していたと推測されている（Parrish and Cutis, 1982）。また、緯度方向の温度勾配はかなり低かったと思われるが、深層循環の基本である熱塩循環は十分起こっていたことが示されている（Kutzbach and Guetter, 1990）。なお、超大陸内部では夏暑く、冬寒い大陸性の気候が存在したことが示唆されている（Kutzbach and Gallimore, 1989; Crowley *et al.*, 1989）。当時の二酸化炭素濃度は現在（350 ppm）と比べるとかなり高かったと推定されており（ $>1,000$ ppm）（Budyko *et al.*, 1984）、温室効果もかなり効いていたと思われる。

以上の結果は私達の定性的な予測を裏付けるものであるが、これらの計算機実験の重要な限界も現時点では認識しておく必要がある。①ここで使った海洋モデルは水平・垂直方向にかなり粗い構造解析力しかないこと、②250年～400年程度しか計算していないので、深層水の温度等はまだ平衡に達していないこと、③大陸・海洋の形状をかなり簡素化していること、④入力した気候は計算機実験よりもたらされたものであること、⑤大気－海洋の相互作用を完全に考慮したモデルではないこと。実際、大気－海洋混合層モデルや気候モデルの結果では北極域に冬季海氷の形成されることが示唆されている（Kutzbach and Gallimore, 1989; Crowley *et al.*, 1989）。

2. 超大陸の分裂と新たな海洋環境の形成 （大西洋の誕生と温暖な海洋環境）

ジュラ期後期になるとパンゲアは北半球のローラシア（Laurasia）と南半球のゴンドワナランド（Gondwanaland）に分裂した。そして、大西洋も徐々に形成され、世界の海洋大循環は超海洋での比較的簡単な循環から、各々の大洋での循環も考慮しなければならない段階に入った。大西洋の形成の最初の段階では、現在の酸素に富んだ海洋とは対照的に還元的な海洋環境が広範囲に出現した。

図4 白亜紀中期の海洋表層大循環の計算機実験の結果 (Barron and Peterson, 1990)。

ジュラ紀後期から白亜紀中期には、ラミナ構造をもった暗色の炭酸塩軟泥／チョーク／石灰岩や泥岩／粘土岩が広範囲にしかも厚いシークエンスを作りながら、大西洋形成の最初の段階に堆積した(図3)。これらは有機物に富んでおり、有機炭素を約10 wt. %まで含んでいる (McCoy and Zimmerman, 1977; Arthur and Natland, 1979; Arthur, 1979)。有機物に富む堆積物は、白亜紀初期 (Hauterivian) から白亜紀中期 (Cenomanian) に北大西洋に断続的に堆積し、場所によっては白亜紀後期にも堆積していた。これらの堆積物が沈澱した古水深は白亜紀初期で2,500~3,000 m、白亜紀後期では<500mから約2500mである (Thiede and Van Andel, 1977)。これらの証拠から、当時の大西洋では海盆全体が還元であったというよりは、むしろ溶存酸素極小層の拡大が有機炭素を多く含む堆積物をもたらした原因であると考えられている (Southam *et al.*, 1982)。

このような無酸素状態の形成機構は①海洋の循環、②生物活動、③栄養塩の分布に支配されている。有機物の供給を多くするには、陸域の植物の供給が多くなること (Arthur, 1979)、現在のベンゲラ海流域のように、風の営力による中・深層水の湧昇に伴う基礎生物生産が大きくなる必要がある。深層水誕生時の水温も大切である (Broecker, 1974)。現在の深層水は冷たいが(2°C)、当時の深層水は暖かったので(>15°C) (Savin,

1977; Saltzman and Barron, 1982)、深層水形成時の溶存酸素の濃度は20%以上減少していたかもしれない。深層水中の溶存酸素は、沈降してきた有機物の分解によって消費される。現在の海洋は酸素に富んでいるので、水塊を有機物が沈降する間にかなりの割合が分解されてしまい、外洋表層の基礎生物生産の約1%以下しか堆積物として最終的に固定されることはない (Emerson and Hedges, 1988)。

さて、大西洋以外の海洋はどのような状況にあったであろうか？白亜紀頃には高緯度地域は必ずしも温暖でなく、少なくとも冬季には氷の存在したことが堆積物中の氷河性碎屑物や大気の実験から最近指摘されているが (Fraker and Francis, 1988; Barron and Washington, 1982)、有孔虫の酸素同位体から推定された深層水の温度が約10~15°Cであること (Savin, 1977)、*Inoceramus* の酸素同位体の結果も南大西洋、太平洋、インド洋の深層水の温度が高かった(5~16°C)事 (Saltzman and Barron, 1982)、北極や南極域の植生から、約1億年(100 Ma)前には地球全体は概して暖かったという説が有力である。この原因としては、当時(110~85Ma)中央海嶺の活動が活発で、海洋底基盤の深度が相対的に浅くなり、海進が起こり (Hays and Pitman, 1973)、大陸縁辺部で海水に覆われた地域も増加し、それに伴い地球全体のアルベド (Albedo,

図5 南極大陸，オーストラリア大陸，南米大陸の配置と南極海での海水の流れの変遷 (Kennett, 1978)。

反射率) が小さくなり，太陽からのエネルギーをより吸収できたのではないかと指摘されている (Brass *et al.*, 1982)。なお，極域でも 10°C 以上の温度を維持するためには，この作用と共に赤道域の余分の熱を極域に海洋表層水の移動によって輸送することが必要である。

熱，風，降雨・蒸発を考慮した計算機実験によ

るとテチス海を除く大洋の表層大循環は赤道地域に西方向の流れ，北緯 30°C 前後の東向きの流れ，大陸東岸域を極域に向かう流れが顕著に見られる (図4)。また，テチス海内の循環は，海路の北部で東側へ向いた時計回りの循環をしていた。しかし，このパターンはテチス海の海底地形，大気中の二酸化炭素濃度に依存する温暖化によって大いに影響される。一方，深層循環については，主要な深層水の供給源は太平洋北部高緯度地域であったが，当時の地球で温暖化が激しかったとすると亜熱帯地域での蒸発によって，高温より高塩分の因子の方が優っても深層水の形成が促進された事を示唆している (Barron and Peterson, 1990)。このことは，深層水の形成は極地域や亜極地域での冷たい水の沈み込みと共にむしろ低緯度地域での高い塩分濃度の海水の沈み込みによって，深層水が形成されていた可能性を支持している (Brass *et al.*, 1982; Saltzman and Barron, 1982)。

3. 南極大陸の熱的な孤立化 (南極周極流の形成)

海洋と気候の進化における新生代の大きな特徴は，寒冷化と極域での氷河化である。この約9,000万年の間，南極大陸は南極付近に存在してきたが，この大陸周辺の地殻構造運動は海洋環境 (大陸周囲の海洋の変化，海水の生産に伴う深層水の形成，中層水の湧昇に伴う生物生産量と種) の変化をもたらし，世界の気候の進化に対しても主な影響を与えてきた。

第三紀初頭，暁新世 (65~55Ma) の南極大陸はすでに極域に位置していたが (図5)，顕著な氷河化はまだ起こっていなかった。亜南極域の表層海水温は比較的高く (約 18°C) (Shackleton and Kennett, 1975 a)，南極大陸の近くの表層水温が高かったため深層水の温度も暖かった (約1,000 mで約 16°C) (図6)。

始新世初期から中頃にかけて (約53Ma)，オーストラリアは南極大陸から北へ向けて移動し始め2つの大陸の間には海洋ができたが，南極周極流 (Circum-antarctic circulation) は陸塊によってさえぎられていた (図5)。しかし，始新世後期の約40 Ma には，海洋が南タスマンライズを越

えて約 100~300m の深度でつながり (Kennett *et al.*, 1975), 浮遊性と浅海性生物は南インド洋と太平洋の間を直接行き来することができるようになった (Kennett, 1978)。南西太平洋の亜南極海では、表層水の温度は始新世初期には約20°C, 中期には12~14°C, 後期には10°Cまで下がった (Shackleton and Kennett, 1975 a)。底層水はまだ相対的に温かった(約7°C)が、しだいにその温度は下がっていった。始新世の世界は、古生物学的証拠によると、暖かくて湿った状態が広がっていたことが示されているが、南極大陸でもそれ程寒冷ということではなかった。始新世後期(約38Ma)には、生物起源の炭酸塩堆積物が大陸近くに沈積しており、生物起源の珪質堆積作用はまだそれ程重要ではなかった (Hay and Frakes, 1975)。

始新世から漸新世の境界では急激な温度の降下があった。アラスカの北緯60°Nでは、約12°~13°C, 太平洋西北域での45°Nでは約10~11°C 温度が下がった。南極大陸周辺でも寒冷化が起こった。最初の顕著な海水は38Ma に高緯度に現れた。これらは、たぶん南極大陸やその周辺の雪や氷が増加することによるアルベドの変化によって、強い正のフィードバックが働いたためかもしれない (Berger *et al.*, 1981)。漸新世初めの顕著な気候の冷却下は南極大陸に氷河状態を広い範囲にわたってもたらしたが、酸素同位体によると、氷河は漸新世に広まったものの氷床はまだ発達していなかった (Shackleton and Kennett, 1975 b ; Savin *et al.*, 1975)。この時期に(漸新世初期までに), 南極周極流の活動が始まった。これは、赤道から極域への熱の移動を妨げる要因となり、冷たい環状の中に南極大陸は孤立した (Kemp and Barrete, 1975)。そして、亜南極の表層水の温度は現在と似た約7°Cまで降下した。しかし、南極海の表層水温はまだ現在よりわずかに高かった。

南極周極流のもう一つの障害であった南極大陸と南米の間のドレーク通路 (Drake Passage) が開き始めたのは、磁気異常の証拠によると約 29 Ma である (Barker and Burrell, 1977)。漸新世の間は大西洋の深層水は太平洋のそれより数度

図 6 太平洋の亜南極域(キャンベル海台; マッコリー・リッジ)から得られた第三紀有孔虫石灰質殻の酸素同位体カーブ (Savin, 1977)。図中黒丸は底層有孔虫から、白丸は浮遊性有孔虫からのデータである。酸素同位体を温度に換算するのに、海水酸素同位体の $\delta^{18}O$ 値は、現在については-0.08, 第三紀では-1.00 ‰と仮定した。

温かかったことを酸素同位体は示しており (Boersma and Shackleton, 1977), この通路によって冷たい水の大西洋への流入は妨げられていたらしい。

中新世初期(約22Ma)には、大きさの違いはあるものの、海盆の形状は現在の海洋と本質的に同じものになった。漸新世の南極周極流の発達によって南極大陸の熱的な孤立化はさらに進んだ。これによって南極大陸では氷河化が促進され、中新世中期以降の南極大陸では氷床が徐々に発達し、永久的な氷床は中新世の最後から鮮新世の最初に出現したと示唆されている (Kennett and Barker, 1990) (図7)。南極で氷床の重大な発達がなかった時代には、たぶん北極海にも氷がなかったものと示唆されている。南極大陸で増加する氷河化と南極周極流の発達によって、中新世初期中には南極収束線帯 (Antarctic Convergence) ができ始め、高緯度域では生物起源の珪質堆積物地方が炭酸塩堆積物より優位にたち、北の方へ拡大し始めた。

図7 南極周辺のモード・ライズ (Maud Rise) で掘削された ODP 690 B 掘削地点から得られた氷河性砕屑物の相対産出量 (>63 μ m) を示す概念図 (Kennett and Barker, 1990)。

4. ミランコヴィッチサイクルと最終氷期・後氷期 (第四紀の大循環のしくみ)

最終氷期から現在の後氷期に至る間は、古海洋・古気候を考察する上でも最もデータが豊富な期間である。第四紀になると、海盆の形状、大陸の配置等も現在とほぼ同じになった。しかし、この80万年の間、地球上の氷の体積は10万年ごとに極大値を示すように、氷期・間氷期のサイクルが繰り返され訪れた。このサイクルは天文学的要因、すなわち、地軸の傾き、地球公転軌道の形状の変化、地軸の歳差運動が原因であると現在では考えられており、ミランコヴィッチサイクルと呼ばれている。氷河の多かった周期は、離心率の変動周期に一致している。また、各々のサイクルに重なって現れるより小さな変動は、およそ23,000年~41,000年の間隔で発生しており、これも歳差運動と地軸傾斜の周期と一致している。

最終氷期の間、気候は北半球でも南半球中緯度地域でもほぼ同時に、しかもかなり同程度に変化したことがわかっており、北半球での氷床と全地球的規模での氷河の成長・盛衰は一連の仕組みの下で起こったらしい。その説明として、①海水準の変動 (Broecker, 1985)、②北半球に発達した氷床の高いアルベドが提案されてきた。前者によると、氷床が多量の水を固定した時には、海面高度は低下したはずで、全地球的温度変化がなくと

も、南半球の氷河は露出された大陸棚に拡大できるであろう。また、氷床が融解すると海水準が上昇して氷河を後退させる、というものである。しかし、ほとんどの山岳氷河は海に面していないので、この考えは南極にしか適用できない。後者は、氷が地球全体の日射の吸収を減少させることで、全地球を冷却し、南半球での氷河の成長を促す可能性を指摘したものであるが、気候のコンピューター・モデルによると、北半球氷床のアルベドが及ぼす効果は北半球の内部に限られている (Broecker and Denton, 1990)。

最近提案された大気-海洋複合モードはこれらの現象を大西洋の大循環が変わったことに原因があるとしている (Broecker and Denton, 1990)。現在の深層大循環の経路では、その始まりは北大西洋での高密度の海水の沈み込みである (第2章、図1B)。深層水の形成に伴い、北大西洋の海面に1年間に直接注がれるエネルギーの約30%にも達する膨大な熱が発生し、西ヨーロッパは相対的に温められている。しかし、氷期には大西洋の海洋循環は破壊されて、深層水形成時の熱の放出もなかったし、比較的暖かい表層水も北部へ達することはできなかった。その証拠は当時の海水組成の解析より得られている。生物は二酸化炭素や栄養塩 (リン酸塩・硝酸塩) を表層から深層へ運ぶ役目を果たしている。沈み込んだ深層水が南下して、時間が経過すると、沈降粒子から供給されたリン酸、硝酸等の元素濃度は深層中で増加していく。有孔虫の石灰質殻は微量成分としてカドミウム (Cd) を含んでおり、これは海水中的のカドミウム濃度やリン酸濃度ときれいな相関がある。これらを分析した結果によると、①氷河期には現在と異なり海洋のどの深さでも栄養塩がほぼ均一に分布していた事、②大西洋では栄養塩濃度の極大値が今日のように中深層にあるのではなく、底層にある事が示されている。これらの証拠は、海洋循環の転換がおおよそ14,000年前に起こった事を意味しており、炭素同位体の結果とも一致する (Duplessy *et al.*, 1988)。これらの成果は、陸から得られた証拠とも一致し、14,000万年前に海洋と大気とが同時に変化して、両半球の氷河が後退を始め、全地

全球的に温暖化への道を歩み始めた事を示している。

氷河の後退期の約11,000年前(新ドリラス期)には、氷河は着実に後退し、気温は間氷期の値まで上がっていた。しかし、たった100年の内に、北ヨーロッパと北アメリカ北東部は氷河期に逆もどりした。当時は、北米大陸のやや北の中央部にアガシー湖があり、氷床の融解水はまずここに流れ込み、さらにミシシッピ川を経てメキシコ湾に注いでいた。しかし、氷床が後退して東側に流路が開くと、水は五大湖を通り、セントローレンス川から大西洋北部に流れ込んだ。このため、その地域の海洋表層水の塩分濃度は薄まり、密度が相対的に下がったため、深層水をもたらす表層水の沈降が妨げられ、大西洋の循環は一時的に破壊されたと解釈されている。

IV. 海洋循環の気候変動との関係及びまとめ

過去の代表的な海洋循環システムは、海洋が気候と密接な関係のあったことを示している。そして、現在とほぼ同じ地圏の状態であっても、地球表層の環境は海洋循環と共に大きく変化している。先に紹介した「大気-海洋複合システム」による説明は今までうまく説明できなかった氷期・間氷期の全球的な氷河の挙動、大気中の二酸化炭素濃度の変動、海洋の表層・深層水の温度分布等をうまく説明している。この説明では究極的な原因を季節性の変動に求めており、その周期が氷河期の基本周波数を決定しているように思われる。しかし、季節日射量に対する100,000年周期の変動の直接的な影響は、短周期変動(41,000年)に比べるとかなり小さい事を考慮すると、高緯度地方への太陽からのエネルギー供給の季節変動が、大気-海洋もしくは生物圏も含めた相互作用で増幅されることが示唆される。その場合、次のような問題点が出て来る。①温暖・寒冷な時期を含めてある部分が数居値を越えると異なったループに入る場合、その値は何によって決っているのか？ ②気候システムのどの要素(海洋、大気圏、生物圏、地圏表層等)が変化を作り出す主要な力であるのか？ ③要素間での相互作用の中でどの程度時間のずれが生じるのか？

ミランコビッチサイクルは、軌道の変動に起因する気候変動の周期性はうまく説明しているが、地球表層が中生代の温暖な気候から新生代になって寒冷化した原因については解答を与えていない。南極大陸や北半球高緯度地方の氷帯の発達地球の平均気温が下がってきた事と密接な関係があるはずである。

地球表層の温度に大きな影響を与える因子については、地球表層への太陽エネルギーの供給量という観点から、①太陽光線の強さ、②アルベド(反射率)、③大気組成、④雲量、が重要である。また、地球表層に降った太陽エネルギーの再配分も重要な要素である。

アルベドはこれの中で最も重要な因子の一つである。アルベド係数は、表層の物質や状態で異なった値を持つが、大きい値程太陽光線を反射してしまう。小さい順序に並べるとその値は、海洋で0.06(緯度 $0^{\circ}\sim 30^{\circ}$) $\sim$ 0.13(緯度 60°)、陸地で0.15、砂漠で0.35、海水で0.35、大陸の雪で0.65である。もし、大陸・海洋の面積が変わらなるとすると、大陸の配置によって太陽エネルギーを受け取る効率は変わってくる。たぶん、日射量及び受光面積の多い低緯度地域に海洋が相対的に多く、中緯度高圧帯に砂漠が相対的に少なく、大陸が氷床に覆われることがないと地球表層はより多くの太陽エネルギーを受け取るチャンスが大きくなる。逆に、一度ある程度の規模の氷床ができてしまうと、アルベドが上昇し、せっかく入射してきた太陽エネルギーを反射してしまい、さらに温度を下げてしまうという循環に入ってしまう。また、大氷床が形成されると、海水準が低くなり陸域の割合が増加し、これはアルベドを上昇させてしまう。新生代と比較して中生代が温暖であったのは、①大陸配置による地球全体のアルベドの上昇(Do-
nn and Shaw, 1977)、②海水準の上昇(Barron
et al., 1980)が原因であると提案されている。この結論は、大気の影響を考慮していないが、逆の作用になることはないと考えられている。

海洋大循環は地球の低緯度地域の過剰な熱を不足ぎみの高緯度地域へ運び、緯度方向の温度勾配をかなり緩和している。これは極域に氷床ができ

るのを難しくしている。中生代の超大洋での単純な循環は効率よく、熱の輸送が行われたと予想できる。一方、南極大陸の熱的な弧立化は、氷床の形成とともにこの大陸への熱の供給をさらに難しいものとしており、海水準の低下ということで地球全体のアルベドも上げている。また、深層水の形成という観点では、第四紀では特に海水の形成が沈み込みにとって重要であることから、高緯度地域の氷点付近の温度変化が海洋大循環にも多大な影響を及ぼす事は明かで、海洋・気候変動の中で重要な位置を占めているように思われる。

この小論を書くにあたり、西村昭博士、田中裕一郎博士に原稿を読んでいただき、議論していただいた。厚くお礼申し上げる。

文 献

- Arthur, M. A. (1979): North Atlantic Cretaceous black shales: The record at Site 398 and a brief comparison with other occurrences. in *Initial Reports of the DSDP*, 47(II), 719-751, ed. V. Von Rad, W. B. F. Ryan, et al. Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
- Arthur, M. A. and Natland, J. H. (1979): Carbonaceous sediments in the North and South Atlantic: The Role of salinity in stable stratification of early Cretaceous basins. in *Maurice Ewing Series*, 3, 375-401. ed. M. Talwani, W. Hays, and Ryan, W. B. F. Ryan. American Geophysical Union.
- Barker, P. F. and Burrell, J. (1977): The opening of Drake Passage. *Marine Geology*, 25, 15-34.
- Barron, E. J. and Peterson, W. H. (1990): Mid-Cretaceous ocean circulation: Results from model sensitivity studies. *Paleoceanography*, 5, 319-337.
- Barron, E. J., Sloan, J. L. II. and Harrison, C. G. A. (1980): Potential significance of land-sea distribution and surface albedo variations as a climatic forcing factor, 180m. y. to the present. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 30, 17-40.
- Barron, E. J. and Washington, W. M. (1982): Cretaceous climate: a comparison of atmospheric simulations with the geologic record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 40, 103-133.
- Berger, W. H., Vincent, E. and Thierstein, H. R. (1981): The deep-sea record: Major steps in Cenozoic ocean evolution. in *The Sea* vol. 8, ed. Emiliani, C.
- Boesma, A. and Shackleton, N. (1977): Tertiary oxygen and carbon isotope stratigraphy, Site 357 (mid latitude south Atlantic). in *Initial Reports of the DSDP*, 29, 911-924. ed. J. P. Kennett, R. E. Houtz et al. Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
- Brass, G. W., Southam, J. R., and Peterson, W. H. (1982): Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, 296, 620-623.
- Broecker, W. S. (1974): *Chemical oceanography*. Harcourt Brace Jovanovich, New York, N. Y., 214pp.
- Broecker, W. S. (1985): 海洋。蒲生俊敬訳、日経サイエンス, 11, 88-100.
- Broecker, W. S. and Denton, G. H. (1990): 何が氷河期を引き起こすか。前野紀一訳 日経サイエンス, 3, 57-67.
- Budyko, M. I., Ronov, A. B., and Yanshin, A. L. (1984): 地球大気の歴史—その進化と未来を探る—。内嶋善兵衛訳。朝倉書店, p198.
- Crowley, T. J., Hydr, W. T., and Short, D. A. (1989): Seasonal cycle variations on the super continent of Pangaea. *Geology*, 17, 457-460.
- Deplessy, J. C., Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D., and Kallel, N. (1988): Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, 3, 343-360.
- Donn, W. L. and Shaw, D. M. (1977): Model of climate evolution based on continental drift and polar wandering. *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 88, 390-396.
- Emerson, S. and Hedges, J. I. (1988): Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. *Paleoceanography*, 3, 621-634.
- Fischer, A. G. and Arthur, M. A. (1977): Secular Variations in the Pelagic Realm. *SEPM Spec. Pub. No. 25*, 19-55.
- Fraker, L. A. and Francis, J. E. (1988): A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature*, 333, 547-549.
- Hay, D. E. and Frakes, L. A. (1975): General synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg28. in *Initial Reports of the Deep*, 28, 919-942, ed. D. E. Hayes, L. A. Frakes et al. Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
- Hay, D. E. and Pitman III, W. C. (1973): Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. *Nature*, 246, 18-22.
- 川幡穂高 (1990): 地球表層の炭素の循環。地質ニュース, 427, 25-39.
- 川幡穂高 (1990a): 地球表層の炭素の循環。地質ニュース, 445, 30-42.
- 川幡穂高 (1990b): 海洋と地圏の相互作用と物質循環—外洋域の炭酸塩に伴う物質循環における問題点—。海洋科学。
- Kemp, E. M. and Barrett, P. J. (1975): Antarctic

- glaciation and early Tertiary vegetation. *Nature*, **258**, 507-508.
- Kennett, J. P. (1978): The development of planktonic biogeography in the southern ocean during the Cenozoic. *Mar. Micropaleo.*, **3**, 301-304.
- Kennett, J. P. (1982): *Marine Geology*, 813p. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J.
- Kennett, J. P. and Barker, P. E. (1990): Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell Sea, Antarctica: An ocean-drilling perspective. in *Initial Reports of the DSDP*, **113B**, 937-960. ed. P. E. Barker, J. P. Kennett et al. Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
- Kennett, J. P., Houtz, R. E., Andrew, P. B., Edwards, A. R., Gostin, V. A., Jajos, M., Hampton, M., Jenkins, D. G., Margolis, S. V., Oven-shine, A. T., and Perch-Nielsen, K. (1975): Cenozoic paleoceanography in the southwest Pacific Ocean, Antarctic glaciation and the development of the circum-Antarctic current. in *Initial Reports of the DSDP*, **29**, 1155-1169. ed. J. P. Kennett, R. E. Houtz et al. Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
- Kutzbach, J. E. and Gallimore, R. G. (1989): Pangean climates: magamonsoons of the megacontinent. *J. Geophys. Res.*, **94**, 3341-3357.
- Kutzbach, J. E. and Guetter, P. J. (1990): Simulated circulation of an idealized ocean for Pangaean time. *Paleoceanogr.*, **5**, 299-317.
- McCoy, F. W. and Zimmerman, H. B. (1977): A history of sediment lithofacies in the South Atlantic Ocean. in *Initial Reports of the DSDP*, **39**, 1047-1079, ed. P. R. Supko, K. Perch-Nielsen et al. Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
- Parrish, J. T. and Cutis, R. L. (1982): Atmospheric circulation, upwelling and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic dras. *Palaeogeotr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **40**, 31-66.
- Saltzman and Barron (1982): Deep circulation in the late Cretaceous: oxygen isotope paleotemperatures from *INOCERAMUS* remains in DSDP cores. *Palaeogeotr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **40**, 167-181.
- Savin, S. M., Douglas, R. G., and Stehli, F. G. (1975): Tertiary marine paleotemperatures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 1499-1510.
- Savin, S. M. (1977): The history of the Earth's surface temperature during the past 100 million years. *Annual. Rev. Earth. Planet. Sci.*, **5**, 319-355.
- Scotese, C. R., Bambach, R. K., Barton, C., Van der Voo, R., and Ziegler, A. M. (1979): Paleozoic base maps. *J. Geol.*, **87**, 217-268.
- Shackleton, N. J. and Kennett, J. P. (1975a): Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. in *Initial Reports of the DSDP*, **29**, 743-755. ed. J. P. Kennett, R. E. Houtz et al. Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
- Shackleton, N. J. and Kennett, J. P. (1975b): Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes at DSDP Site 284: Implications for glacial history of the northern hemisphere and antarctica. in *Initial Reports of the DSDP*, **29**, 801-807. ed. J. P. Kennett, R. E. Houtz et al. Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
- Southam, J. R., Peterson, W. H., and Brass, G. W. (1982): Dynamics of anoxia. *Palaeogeotr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **40**, 183-198.
- Thiede, J. and Van Andel, Tj. H. (1977): The paleoenvironment of anaerobic sediments on the Late Mesozoic South Atlantic ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **33**, 301-309.