

顕生代の気候変動と炭素循環 —地球内部要因と地球環境—

川 幡 穂 高¹⁾

1. はじめに

地球環境問題が社会的な問題として考えられるようになって、約十年が経過した。地球環境問題といっても地球温暖化、森林の減少、野生生物種の減少、酸性雨、オゾン層破壊、砂漠化など多くの課題があり、それらは相互に関連をもっている。これらの問題が顕著になった背景には、人類の活動が自然界に大きな影響をもつに至ったことがある。すなわち、二酸化炭素による温暖化では、人類が化石燃料を使用して大気中に二酸化炭素を放出し、それによって本来の自然界の炭素循環が変調をきたしているということである。しかしながら、自然の働きは依然として地球表層の物質循環あるいはエネルギー循環にとって重要な役割を果たしてきている。特に、地球の気圏・水圏・生物圏・地圏の相互作用は地球表層の環境を支配しているのだから、これを解明することは大変重要なものとなってくる。

現在の環境問題では、地球全体を一つのまとまりと考えている。このような観点の出発点として最近では人工衛星からの地球の観測が重要な役割を果たしている。衛星による種々のデータの地球規模でのマッピングは、地球が一つのシステムであることを印象づけた。このシステムの解釈をさらに深めるためには、この中にいくつかのサブシステムを考え、それらの相互関係や内部構造から地球環境の構造を考察しようとする地球システム科学や、物質循環や熱収支を数値実験でシミュレーションする方向の研究も発展してきた。しかし、これからは、これを過去にさかのぼり、時系列のシステムとして認識することにより、地球表層環境を地球内部のマン

ルや核との相互作用も含めて考察することが地球科学としての環境研究にとっては重要になってきたと考えられる。

全球的な気候変動に大きな影響を与える因子は、地球内に原因をもつ地球内因子と地球の外に原因をもつ地球外因子に分類することができる(第1, 2表, Pollack, 1979; Frakes, 1979; Barron, 1983; Broecker, 1982; Worsley et al., 1986; Rea, 1986; Sheridan, 1987; Martin, 1990; Barron and Peterson, 1990)。特に、前者の要因にはいるものとしては、全球的アルベド、温室効果気体の大気中濃度、火山噴出、大陸—海洋の相対的な配置、表層海洋大循環、深層水の形成も含む深層大循環(熱塩循環)、海水準、海水組成、生物群集があげられるが、基本的に地殻のみならず、マントルおよび核も含めた地球内部の営みがこれらの因子に影響していることが推察される。この営みはプレームテクトニクスによって統一的な解釈が得られる可能性が高く、今まで地球環境という分野が地球表層のみを対象としていたのを発展させ、地球表層と互いに相互作用を行っている証拠が将来数多く見つかることを期待させる(例、丸山ほか, 1993)。

このような相互作用では、エネルギー輸送とともに物質循環は最も基本的なフレームワークを与えるものと考えられる。その導入として、ここでは、顕生代の約6億年間の地球表層の環境を地球内部因子との関連にふれ、生物活動および温室効果を通じて温度にも大きな影響を与える炭素循環の変動について簡単にまとめる。

1) 地質調査所 海洋地質部

キーワード: 顕生代, 気候変動, 寒冷気候, 温暖気候, プレーム, 地球表層リザーバー, 炭素循環, 炭素同位体

第 1 表 地球表層環境に影響を与える地球内部因子

アルベド	太陽から地球に供給されるエネルギーの大部分は反射されて宇宙空間に戻る。この反射率は、海洋で低く、大陸で比較的高く、氷床が高い。全球的な反射率の変化は地球表層が受け取るエネルギーに直接影響を与えるし、氷床の形成は反射率を上昇させるため、正のフィードバックとして働く。
大気組成変化	太陽から地球に供給されるエネルギーの大部分は反射されて宇宙空間に戻り、その一部が大気に吸収されて地球を温暖にしている。このような温室効果を示す気体としては、二酸化炭素、水蒸気、メタン等が重要であると言われている。温室効果ガス濃度が上昇すると、太陽からの熱エネルギーが宇宙空間に戻らずに、大気圏に蓄積されて地球表層が温暖化すると考えられる。大気中の二酸化炭素濃度の長期変動をもたらす要因として重要なものには、大陸での化学風化、生物生産力、炭酸カルシウム殻の形成、火山活動による脱ガス、プレートによる炭素化合物のマントルへの輸送がある。
火山噴出	大規模な火山噴出は二つの面に影響を及ぼす。一つは火山ガスの放出を通じて地圏から地球表層の大気圏や水圏に二酸化炭素を放出である。海嶺での海洋地殻の形成、プルームに伴う地殻の発達には地球深部に存在する二酸化炭素を大気中に放出する効果を有する。もう一つの影響は、火山灰の噴出で、大規模な場合には、細粒の火山灰は成層圏に達し、2～3年間も漂い、太陽光の対流圏への入射量を減少させ、全球的な気温降下をひき起こす。
海陸の地理的分布	一般に、表層海洋大循環は赤道地域にふりそそいだ余分の熱エネルギーを高緯度地域にもたらし、地球表層の温度を平均化する役目がある。大陸の配置は、表層海洋大循環とともに深層海洋大循環にも大きな影響を及ぼす。また、極地域に位置する大陸は、氷床を発達させる場を提供するとの指摘もある。また、海陸の地理は、環境のバリエーションを増やし、生物の多様性にも本質的な支配因子となっている。プルームの活動はこのような海陸の相対的配置に大きな影響を及ぼす。
海洋大循環	海洋大循環は主に風の働きで駆動される表層海洋大循環と塩分・温度によって支配される密度差によって駆動される深層海洋大循環に分けられる。海洋は通常成層化しているので、浅層と深層との海水の混合はあまり起こらない。そして、海洋の平均水深は3km以上なので、海洋に溶存している物質のほとんどは深層に存在していることになる。海洋大循環は、深層の海水の物理的・化学的性質にも大きな影響を与え、しいては生物生産力をも支配する。これは大気中の二酸化炭素濃度に影響を与える。
海水準	海水準が高い時には海の面積が多くなるため、アルベドも小さくなり、より多くの太陽エネルギーを受け取りやすくなる。また、大陸棚の発達には、生物の進化や炭素の埋没に関して大きな影響を与え、海洋の物質循環を大きく変化させる。
海水組成	海水中の主な陽イオンの組成はこの数億年間変化しなかったと言われている。しかしながら、ストロンチウム同位体をはじめ酸素・炭素同位体比などは大きく変動してきたことが知られている。また、海洋リザーバーは大気リザーバーよりかなり大きいので、海水組成の変化は、必然的に大気組成の変化をもたらした。大気中の二酸化炭素濃度に関連して重炭酸イオンの濃度も変動してきた可能性が高い。
生物群集の変化	炭酸カルシウムを沈積する生物システムには、外洋では円石藻や有孔虫、沿岸では珊瑚虫が重要である。炭酸カルシウムの沈積が沿岸で起こるのか、あるいは外洋で起こるのかということは、地球内部まで含めた長期的な物質循環という観点でみると、外洋で沈積した炭酸カルシウムはマントルへ輸送される量を増やすという働きがある。これは、マントルの物性にも少なからず影響を与えたと考えられている。

第2表 地球表層環境に影響を与える地球外部因子

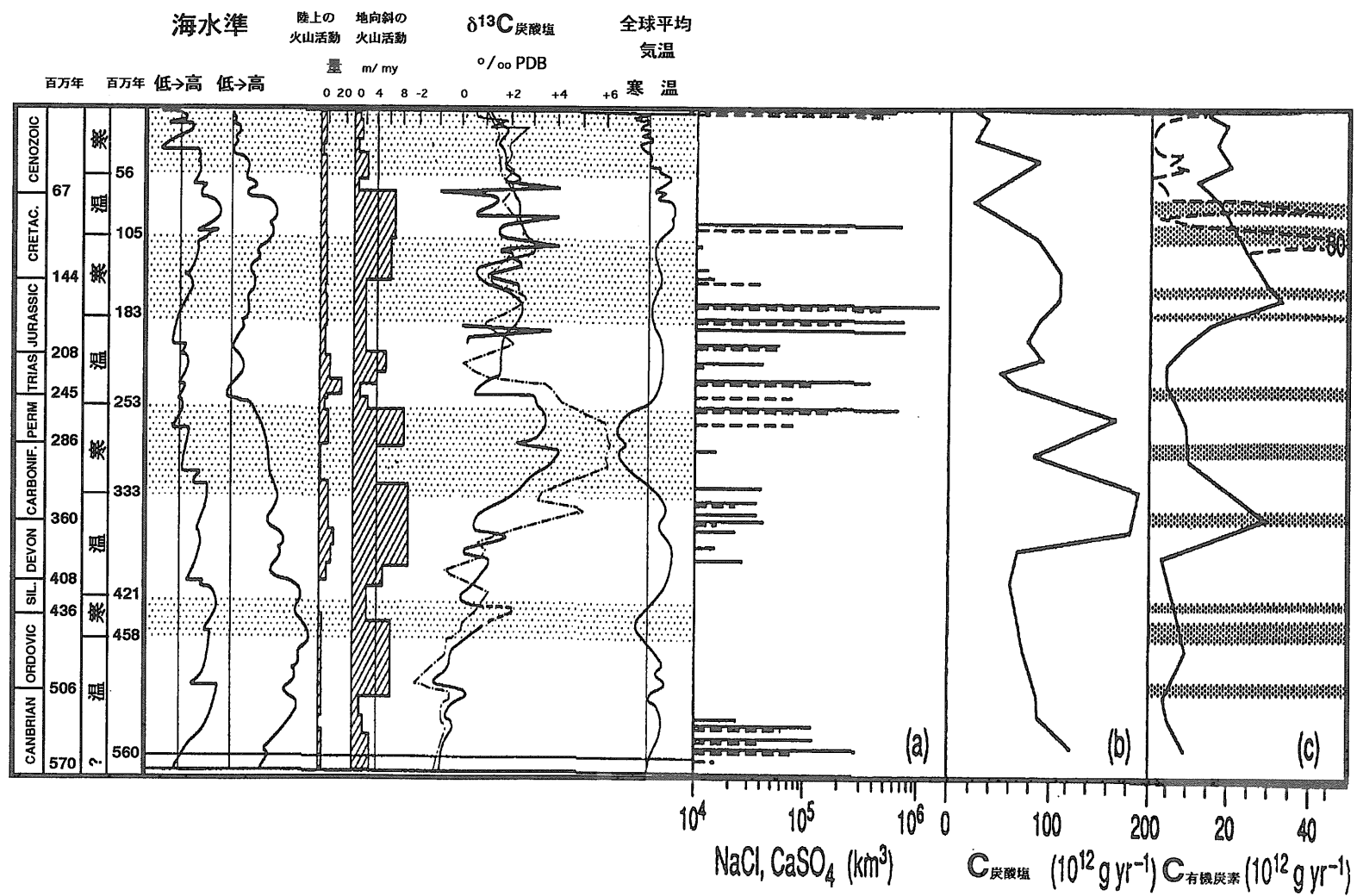
太陽放射熱量変動	太陽の活動は黒点数の変動周期11年にもみられるように、10年から10億年までの単位で変動し、それが地球の気候変動の原因になっているのではないかと考えられている。
宇宙塵反射率	太陽系は宇宙空間を運行しているが、宇宙塵濃度の高い空間に入ると太陽から地球への日射量が減少するので、氷河時代が始まると考えられる。10億年周期で起こった長期変動型の気候変動に対してこの因子の重要性が提案されている。
地球公転軌道	地球が太陽から受ける総熱量は、太陽活動が一定であると仮定すると、太陽光線の入射角および太陽と地球との間の距離の変化に支配される。すなわち、地球が太陽から受け取るエネルギー量は、地軸の傾き（黄道傾角：現在23.5°）の変化周期約4万年、地球の公転軌道（楕円）の離心率変化周期約9.3万年、太陽および月の引力による地軸の歳差運動周期約2.2万年の合成周期によって決定される。これらの周期をもったスペクトルをたし合わせたものが地球上のある地域でのエネルギーを受け取る量となる。このMilankovitch (1941)説は、第四紀においては検証されており、一部中生代などにおいても確認されている。しかし、この説だけでは、地質時代全体を通じて、なぜ、特定の時代にだけ氷河時代が存在したのかを説明することはできない。
隕石の衝突	隕石の衝突により、地球表層では破壊的なエネルギーの放出と物質の拡散がおこなわれる。白亜紀と第三紀との境界の地層には、地球外物質が多量に含まれていることから、隕石の地球への落下が地球表層環境にも大きな影響を与えたという説もある。

2. 気候のタイプ

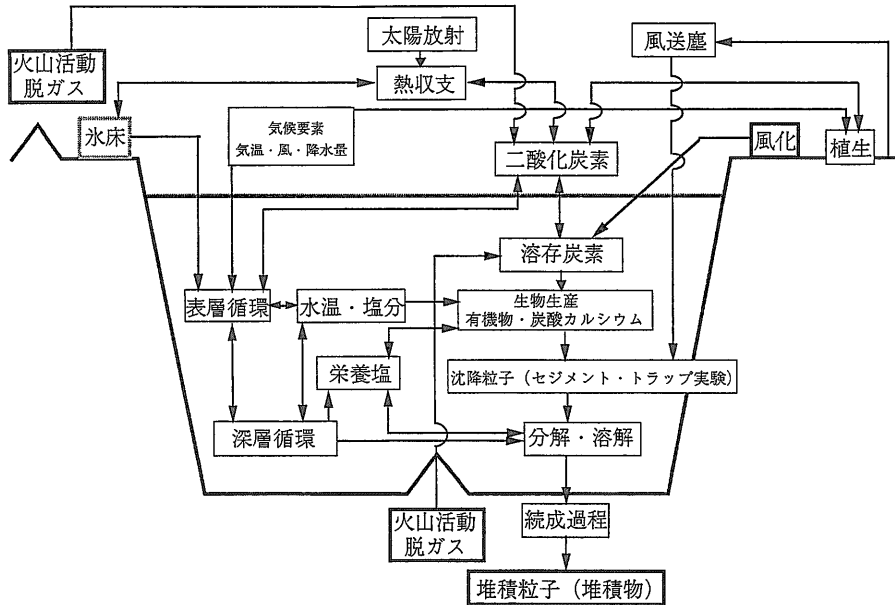
この6億年間の古気候は、一方的に寒冷化したり、あるいは温暖化したというような単純な傾向ではなく、寒冷な気候と温暖な気候が交互に繰り返されてきた(第1図, Frakes et al., 1992)。顕生代の内の5.6億年では、温暖な気候タイプが4回、寒冷な気候タイプが4回(先カンブリア時代からのを含めると5回)訪れている。最初の寒冷な気候は後期先カンブリア時代から最初期カンブリア紀にかけての約615~560 Maに出現した。顕生代最初の温暖気候は、初期カンブリア紀から後期デボン紀までの約560~458 Maまでの間続いた。この時期は海水準も高く、海底火山活動も比較的活発であったと推定されている。また、岩塩や石膏などの蒸発岩もかなりの量が形成された。後期デボン紀から初期シルル紀までの約458~421 Maの間は、寒冷な気候が卓越した。この持続期間は37 Maと短く、また温暖な状態に戻った。この温暖期は、初期シルル紀から初期石炭紀までの421~333 Maまで続いた。海水準は依然として高く、この期間の後半には岩塩や

石膏などの蒸発岩が沈積したらしい。また、この時期には、次の寒冷気候にかけて大量の有機炭素や炭酸塩が沈積した。シルル紀から中期石炭紀にかけては、火山活動は、海陸ともに比較的活発であったのではないかと推定されており、これに伴って地球内部から地球表層リザーバーに大量の二酸化炭素が供給されたと考えられる。

初期石炭紀から後期ペルム紀(333~253 Ma)になると、80 M.y.にわたって気候は寒冷化した。気温は低くなり、海水準も降下した。石炭紀後期には、かなりの量の炭酸塩と有機炭素が沈積した。253~183 Maまでの後期ペルム紀から中期ジュラ紀までの間は温暖な気候が卓越した。そして、後期ジュラ紀から初期白亜紀までの183~105 Maまでの間は、気候は再び寒冷化した。この時期、海水準はじょじょに上昇し、海底火山の活動もこの期間の後期になると増加した。海底火山活動はその後の、初期白亜紀から初期始新世までの105~55 Maまでの期間でも活発であった。海水準も高く、温暖な気候が卓越した。その後、時には多少温暖化することもあった、基本的には気候は寒冷化し、現在に至って



第1図 顕生代の海水準，陸上火山の噴出量，地殻の形成速度，炭酸塩の $\delta^{13}\text{C}$ ，全球的な平均気温，蒸発岩の沈積量，炭酸塩炭素と有機炭素の沈積流量の時系列変動 (Frakes et al., 1992).



第2図 地球表層環境の変動に関する模式図(短時間の変動: 10-100万年)

る。

顕生代での温暖気候の持続時間は50から102 m.y.の範囲で、かなりばらついている。一方、後期新生代を除くと寒冷期間は37から80 m.y.という比較的狭い範囲にまとまっている。しかしながら、各々の温暖期間あるいは寒冷期間ということに目を向けると、期間はかなりばらばらで、とても周期性が存在しているようには思われない。

次に、各々の期間の中間点をとった場合についてみてみよう。この場合には、温暖期間の長さは、138~172 m.y.となり、寒冷期間について同様のことを行くと、これは147~149 m.y.となる。中間点を基準とした温暖期間の平均は162 m.y.となり、寒冷期間の平均は159 m.y.となる。この中点を基準とした場合には、期間の平均は150 m.y.となり、両者を平均すると150 m.y.ほどの周期をもつようにも見える (Frakes et al., 1992)。

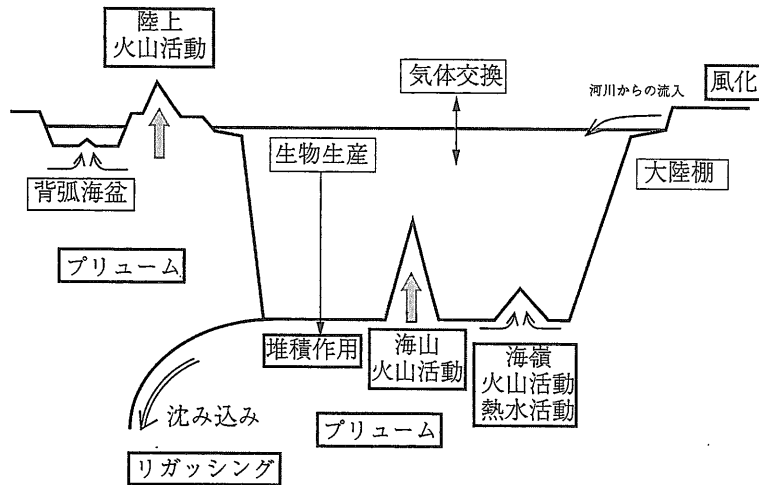
3. 炭素循環の短期・長期変動を支配するプロセス

第四紀の氷期・間氷期などの一つの周期が10万年位の場合の地球表層における炭素循環では、地球表層リザーバー(大気圏・水圏・生物圏・地圏極表層)の中での炭素循環が重要で、これを模式的に描

いたのが第2図である。ここでは、これらの地球表層リザーバーに炭素を供給したり、除去したりするプロセスとして熱水活動、風化作用、火成作用、堆積作用などが重要である。まず、陸上についてみよう。陸上の火山からは二酸化炭素が大気中に放出される。大気中の二酸化炭素は、陸上の岩石として風化を引き起こし、海水中に重炭酸イオンを供給する。また、大気中の二酸化炭素は植生にも影響を与え、風化も植生によって影響をうける。地球表層リザーバーに炭素を供給するもう一つの大切なプロセスは、海底の熱水活動である。また、逆に炭素を除去する大切なプロセスは、海底堆積物への堆積過程である。

地球表層リザーバー内では海洋生物生産により固定された有機炭素は海洋表層水の二酸化炭素分圧を下げる。また、もう一つの炭素化合物である炭酸カルシウムは、円石藻や有孔虫などの生物によって形成され、これは二酸化炭素分圧を上げる働きがある。このように両者は大気-海洋間の二酸化炭素の移動について異なった働きをするが、炭素の同位体分別についても、海水の $\delta^{13}\text{C}$ と比較して前者の場合には同位体組成は約25%軽くなり、後者ではあまり変わらない。

海洋表層で生物によって生産された粒子状物質は沈降していく。この過程で有機物などはかなりのス



第3図 地球表層環境の変動に関する模式図(長時間の変動：>100万年)

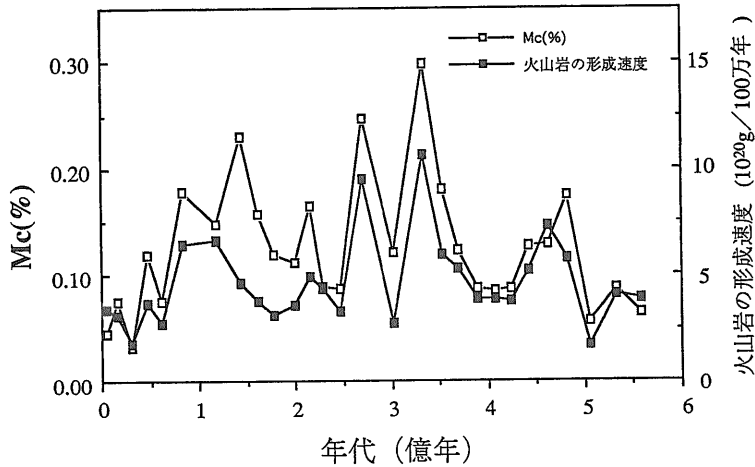
ピードで分解していく。この分解は海底表面に達した後も継続して起こっており、続成過程により最終的に埋没する量はさらに減少する。現在の海洋の場合のように、深層水に溶存酸素が多い場合には、有機物の酸化/分解は活発で、表層で生産された基礎生物生産力のたった0.1%だけが堆積物として残る。一方、沿岸ではその埋没率はかなり高くなる。炭酸カルシウムの場合には、現在の海洋では水深3 kmの炭酸カルシウムの溶解が急激に増加する深度であるリソクライン以浅では顕著な溶解は認められないが、それ以深であると溶解作用により堆積物中の炭酸カルシウム含有量は大きく規制されることになる。このようなプロセスを経て、最終的に堆積物となり、ひいては堆積岩となってゆくが、堆積岩から逆に当時の地球表層の地球環境を復元するには、例えば炭素循環に限っても、生物生産から埋没の間に様々なプロセスが介在していることに注意が必要である。

一方、マントルまで含めた長期的な循環では、火山活動で地球表層リザーバーに供給される二酸化炭素と、プレート運動が重要な役割を演じる(第3図)。火山活動は他の風化などによる流量(フラックス)と比較すると通常小さいので、短期間の炭素循環には無視できるが、長期間の炭素循環には、地圏深部から地球表層リザーバーへの付加ということで重要になってくる(degassingプロセス)。特に、スーパープレュームなどの巨大な熱とそれとともにマントル内の物質の上昇は、明らかに地球深部の

炭素を地球表層に運びあげる役割を担うものと考えられる。一方、海洋プレートとともに沈みこむ海洋底の堆積物中の炭酸塩・有機物は地球表層リザーバーから炭素が除去されるという意味で逆の作用も持っている(リガッシングプロセス)。このプレートによってマントル上部に運ばれた炭素の一部は背弧海盆や島弧からマグマ活動に伴う火山ガス、熱水や変成作用に伴う脱ガスによって、地球表層リザーバーに再び戻る。その残りは、さらに深部に入り、マントル内で循環し、海嶺から熱水と火山ガスによって再び地球表層リザーバーへ戻ってくるのが予想される。しかしながら、現在のところ、海嶺域ではマントルから二酸化炭素が火山ガスや熱水の形で脱ガスしているが、この二酸化炭素が、プレートの沈み込みによってマントルに運びこまれたものか、それとも、もともとマントルに存在しているものかははっきりしていない。

従来、この海嶺と島弧からの二酸化炭素の脱ガスフラックスの推定は火山ガスのフラックスをもとになされていた。しかし、この熱水活動を經由した二酸化炭素のフラックスの推定はほとんどなされていない。これには、海嶺ばかりでなく背弧や島弧での熱水活動も含まれる。また、従来の研究では、プレートの沈み込みによるフラックスと海嶺からのフラックスが等しいという定常状態を仮定しているが、この仮定の妥当性の検討も求められる(鹿園, 1995)。

火成活動と二酸化炭素変動との関係については、



第4図 大気中の二酸化炭素濃度(Mc)および火山岩の形成速度(ブディコほか, 1985).

ブディコら(1985)によって、炭酸塩岩生成速度、有機炭素堆積速度、火成岩生産量から計算されている。彼らによると、火山活動が活発であった時代には、大気中の二酸化炭素量は高く、火山活動が低調であった時代には、濃度が低かったという結果が得られている。そして、周期についても1億年と3000万年があるとの指摘がある(第4図)。特に、デボン紀中期から石炭紀前期および白亜紀の大気中の二酸化炭素濃度は高くなっており、これは火山岩の形成速度の増大と一致しているようにも見える。そして、これらの時期は先に述べたように温暖な気候であったことからこれらが一連のプロセスでつながっている可能性がある。これはプルームと地球表層との関係を考察する時に興味深い。現時点ではその解釈には大きな問題点もある。それは、ブディスコらの大気中の二酸化炭素濃度を求める方法では、マントルまで含めた炭素循環は考慮されていないし、年代においてもかなり精度が劣っている。また、白亜紀などは炭酸塩の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、かなり変動することが分析値から報告されており、火山活動の影響で二酸化炭素が増加し、それが温暖な気候をもたらしたと、単純に考えるには無理がある。

4. 炭素の挙動と表層環境の変遷

炭素同位体の組成($\delta^{13}\text{C}$ 値)は、有機炭素の生産・埋没、炭酸塩の生産・埋没、地球表層リザーバー中での炭素の存在量を反映している。炭素同位体記録の特徴は、温暖な気候から寒冷な気候へ移行す

る時には、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の上昇がおこなうことである(第1図)。カーブは詳しくみると少しづつ異なっているが、第三紀以降の寒冷気候の場合を除くと、この傾向は同じである。さらに重要なことには、同位体の変化のパターンがどれも一致している。また、寒冷気候の期間の最終期に $\delta^{13}\text{C}$ 値がピークをしばしば示すことも大切な特徴である。これらは初期シルル紀、後期ペルム紀、初期白亜紀にあてはまる。しかしながら一方で、後期デボン紀、中期ジュラ紀、後期白亜紀、暁新世など温暖な気候の期間であっても短い時間ではあるが、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の極大がみられることもある。一方、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は寒冷な気候にはさまれた温暖の気候の状態の時に概して小さな値を示す傾向がある。これはカンブリア紀、初期オルドビス紀、後期デボン紀～初期石炭紀、三畳紀、後期白亜紀にあてはまる。

気候が寒冷で、概して氷河が存在して、少なくとも氷期に近い状態である時期に炭素の同位体組成はピークをむかえている。炭素の同位体である炭素13が海洋に富む原因としてはどのようなものがあるであろうか？ 例えば、有機物に富む黒色頁岩の形成を説明するために2つのメカニズムが提案されている。一つは、有機炭素の保存状態が特に好都合であったという仮説である。すなわち、深海が酸素に乏しく、生物によって生産された有機炭素が酸化されずに埋没し、海洋は炭素13に富むようになったというものである。

もう一つの仮説は、有機物の生産が異常に高かったというものである。炭素同位体組成は、光合成一

呼吸プロセスと関係がある。これは結果として、生物活動によって海洋表層から軽い炭素同位体(炭素12)を除去して深海に堆積させることになる。もし、深層水が十分な酸素を含んでいるなら、有機炭素は酸化され、二酸化炭素となって放出されてしまう。しかしながら、表層の生物生産量が大変高いと、大量の炭素12が埋没されてしまう。そして、その生産規模があまりに大きいと溶存酸素が減少し、結果として有機炭素の埋没効率は上がることになる。

表層での生産を支配しているのは栄養塩の供給、特に、リン酸と窒素(Broecker, 1982)、鉄分(Martin, 1990)をどれだけ利用することができるかということである。これらの栄養塩は海水がよく混合されている時には豊富であり、湧昇が表層に栄養塩をもたらす。そのような激しい海洋の混合は寒冷な気候の下で起こりやすい。それは、海洋表層は通常太陽の熱で暖められており、これは深層には冷たく密度の高い海水を覆っている。寒冷な気候状態では、赤道と極域との間の温度勾配がきつくなり、風が強くなるため表層大循環も活発になるし、海面表層の温度が中緯度域であっても冬季にはかなり下がり、下の深層水との密度差が小さくなり湧昇を促進する。このような寒冷な気候の下では、概して生物生産は高くなり、大気から大量の二酸化炭素を取り去り、気候の寒冷へのさらなる正のフィードバックを引き起こす。

海洋での炭素に富む頁岩は、第1図でみてもわかるように、比較的短期間で間欠的に形成された。このような堆積物がしばしばみられる時代は、オルドビス紀、ジュラ紀、白亜紀である。これらの頁岩が形成されている時には、炭酸塩中の $\delta^{13}\text{C}$ 値は高い値を示している。さらに、炭素のピークと頁岩の間隔の両方とも高い海水準とも相関がある。このような有機炭素の堆積—海水準との正の相関は、陸上や大きな縁辺海で相当量の有機物が埋没して、地球表層リザーバーから大量に炭素が除去され、しかもその時に重い炭素同位体である炭素13が選択的に地球表層リザーバーに残されたことを意味している。

白亜紀中の最も大きな炭素ピーク(約3.5%)は119~113 Maに起こっている(Arthur et al., 1990)。これは、120 Ma頃から110 Ma頃での酸素が欠乏

した事件(OAE1=Oceanic Anoxic Event 1; Schlager et al., 1987)に関係している。この時期、大量の黒色頁岩が堆積した。この有機物は陸起源のものゝ寄与も多かったのではないかとされている。この時期には海水準が上昇し、全球的に温暖な気候がひろがったと考えられている。しかしながら、南北高緯度の地域での寒冷な気候指標が存在することから、この地域が冬季には河川あるいは海岸で氷の形成するに十分なくらい冷たかったことがわかってきている(Frakes and Francis, 1988)。そして、初期白亜紀の気候は、従来考えられていたより冷たかったと推定されている。

後期白亜紀から初期第三紀は大変温暖な期間であったように思われる。その間中いくつかの重要な $\delta^{13}\text{C}$ 値のピークが現われた。約2%の変化を伴う $\delta^{13}\text{C}$ 値の短時間のピークは、91 Ma近くの酸素欠乏の時期(OAE2)に起こっていた(Schlanger et al., 1987; Arthur et al., 1990)。有機炭素に富む頁岩は、北大西洋、北海、テチス海、アメリカの西部水路、アフリカの西岸まで広がっていた(Arthur et al., 1988)。堆積物中の有機物は、おもに海成型である。

大規模な有機炭素の沈積は、初期石炭紀からペルム紀までの後期古生代にも起こっており、炭酸塩中の $\delta^{13}\text{C}$ 値は大きい値を示している。この持続時間は非常に長く、北米やヨーロッパ大陸で石炭の源となるような大規模な有機物の沈積と相関がある。この時代は、先の有機物に富んだ頁岩を形成した場合は異なり、たぶん大規模な有機炭素の継続的な沈積により、温室効果は下がり、結果として全球的な寒冷化を招いたようである。

後期古生代、最終期ペルム紀には、炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$ 値)が急速に降下した。その一部は石炭紀からペルム紀にかけて形成された石炭に含まれる有機炭素が侵食され、酸化されたことが原因であろう。もし、このようなことがおこると、その有機物は海水よりも軽い炭素を多く含んでいるので大量の炭素12が海洋へ供給されることになる。また、有機物の酸化は有機炭素が二酸化炭素に変換されることを意味しており、たぶん炭酸塩堆積物の沈積が増加とともに、気候を温暖化するに十分なほどの大量の二酸化炭素が放出されたと推定される。Holser and Magaritz(1987)は、石炭の侵食や海洋の動物相の

絶滅の原因を、海水準の急速な降下にもとめた。海水準は、ペルム紀の最後までテクトニックな要因で下降し、三畳紀の最初に再び急速に上昇した。

以上みてきたように、炭素同位体との関連でみた有機炭素の沈積は、寒冷な気候となるのかあるいは温暖な気候のままなのかということに大きな役割を果たしてきたように思われるが、一方で、これのみでは、支配要因とはなりそうにない。大気中の二酸化炭素に大きな影響力をもつ生物生産や炭素化合物の埋没は、プレーム活動に関係した大陸の配置、海底地形、火成活動に影響される部分も多い。今後は、炭素循環のプロセスもこのような地球内部因子との関係を精度よくみていくことにより、生物の進化等への束縛条件を物質循環の立場から求めることもできるかもしれない。

5. これからの課題

堆積物(岩)は、大気圏、生物圏、海洋(水圏)、地圏が相互作用している地球表層環境を記録している。これは、大陸の風化生成物、生物起源物質、熱水起源物質、火成生成物、地球外物質、海成生成物より構成されている。

1. 地球表層の物質循環は、滞留時間が長くなるに従い、プレームの活動などの地球深部の影響を反映するようになる。特に、プレームによって地球深部より地球表層にもたらされた物質、特に硫黄などの揮発成分については、地球表層での滞留時間を考えると、形をかえて堆積物中に沈積し、記録されているはずである。
2. 酸素・硫黄・ストロンチウムの同位体については炭素同位体のように過去6億年の変動が報告されているが、他の同位体および元素についての系統的なデータは現状では非常に限られている。地球表層環境の進化を研究する際には、生物活動に関係した元素(例, P, Cd, Sr, Mg, Ba, Cu, U, S, Mn 等), 熱水活動に関連した元素(例, Sr, Mg, Ba, Cd, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, U, S, Mn, Fe, Li 等), 酸化還元に関連した元素(例, Fe, U, Mo, U, REE pattern 等), 陸上風化に関係した元素(例, Ge, Si, Sr 同位体, Al, Ti)の系統的な時系列データの取得が不可欠である。

謝辞：本稿を準備するにあたって、鈴木 淳博士に

査読していただきコメントを得た。ここに感謝いたします。

引用文献

- Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., Brumsack, H.-J. and Schlanger, S. O. (1990) : Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In Ginsburg, R. N. and Beaudoi, B. (eds.) *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*. Kluwer Academic Publishers, London, 75-119.
- Arthur, M. A., Dean, W. E. and Schlanger, S. O. (1988) : Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. *Nature*, **335**, 714-717.
- Barron, E. J. (1983) : A warm equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth Sci. Rev.*, **19**, 305-338.
- Barron, E. J. and Peterson, W. H. (1990) : Mid-Cretaceous ocean circulation: Results from model sensitivity studies. *Paleoceanography*, **5**, 319-337.
- Broecker, W. S. (1982) : Ocean chemistry during glacial time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1689-1705.
- Frakes, L. A. (1979) : *Climates throughout Geologic Time*. Elsevier, Amsterdam, 310p.
- Frakes, L. A. and Francis, J. E. (1988) : Cretaceous palaeoclimates. In Ginsburg, R. N. and Beaudoi, B. (eds.) *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*. Kluwer Academic Publishers, London, 273-287.
- Frakes, L. A., Francis, J. E. and Syktus, J. I. (1992) : Climate modes of the Phanerozoic. Cambridge University Press, Great Britain, 274p.
- Holser, W. T. and Magaritz, M. (1987) : Events near the Permian-Triassic boundary. *Modern Geology*, **11**, 155-180.
- Martin, J. H. (1990) : Glacial-interglacial CO₂ change: the iron hypothesis. *Paleoceanography*, **5**, 1-14.
- 丸山茂徳・深尾良夫・大林政行(1993) : プレームテクトニクス. *科学*, **63**, 373-386.
- Pollack, J. B. (1979) : Climatic change on the terrestrial planets. *Icarus*, **37**, 479-553.
- ブディコ・ロノフ・ハンシン(1985) : 地球大気の世界史. 内嶋善兵衛訳, 朝倉書店, 198p.
- Rea, D. K. (1986) : 420,000 year record of cyclicity in oceanic and atmospheric processes from the eastern equatorial Pacific. *Paleoceanography*, **1**, 577-586.
- Schlanger, S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H. C. and Scholle, P. A. (1987) : The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion, In Brooks, J. and Fleet, A. (eds.) *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society of London Special Publication, London, 371-399.
- Sheridan, R. E. (1987) : Pulsation tectonics as the control of long-term stratigraphic cycles. *Paleoceanography*, **2**, 97-118.
- 鹿園直建(1995) : スーパープレームがもたらす地球環境変動. 地球システム内のグローバルCO₂循環. *科学*, **65**, 324-332.
- Worsley, T. R., Nance, R. D. and Moody, J. B. (1986) : Tectonic cycles and the history of the Earth's biogeochemical and paleoceanographic record. *Paleoceanography*, **1**, 233-263.
-
- KAWAHATA Hodaka (1996): Global climate change and the related carbon cycle during the phanerozoic time.

<受付：1995年9月6日>