

外洋域における物質循環のメカニズム

—特に海洋における炭素循環について—

川 幡 穂 高¹⁾

1. はじめに

地球的規模の環境問題は人類の将来のために解決されなければならないと近年考えられるようになってきた(例えば、サイエンス, 1989)。この問題は、地球温暖化・酸性雨・砂漠化・オゾン層破壊・熱帯雨林の減少・野生生物種の絶滅等を含んでおり、個々の問題も相互に関連をもっている。しかも、先進国・中進国・発展途上国のすべてがこの問題に直面しているという点で、その仕組みの解明や解決には難しい過程を含んでいる。

この環境問題の中で、気候の基本構造に大きな影響を与える「温暖化」は重要な項目と認識されている。私達の生活との関連では、地域差はあるかもしれないが、気温の上昇とそれに伴う海面上昇・降水地帯の移動・植生の変化等が引き起こされると予想されている。

ここでまず、温暖化の機構について簡単に触れておこう。太陽からは短波長の放射エネルギーが地球にふりそそいでいる。その99%は波長が0.17~4 μ mと短いため、地球大気を通過する際に、窒素・酸素・アルゴン・水蒸気・二酸化炭素にエネルギーを吸収されることはない。地球表面はこの短波長エネルギーを吸収した後、地表の温度に応じて、その大部分(約99%)を3~120 μ mの長波長の赤外線に変えて放射する。この時、大気中の水蒸気や二酸化炭素はその放射エネルギーを吸収し、熱エネルギーに変換する。前者は5~8 μ m及び25 μ m以上、後者は13~17 μ mの波長エネルギーを吸収する。このため人間活動のなかった太古の昔から、地球表面の温度に対して温室効果が働いていた。もし地球にこれらの吸収気体のなかった場合には、地球の平均温度は現在よりも約33℃低かったであろうと計算されている。

現在問題化している温暖化現象は、自然状態に人類の活動が加わって、温室効果が強化されるであろうということである。現在そしてこれから問題になりそうな温室効果気体の種類と現時点(1990年)の濃度は、二酸化炭

素が353ppmv, メタンが1.71ppmv, フロン(CFC-11)が280pptv, フロン(CFC-12)が484pptv, 一酸化二窒素が310ppbvである。この中で最初の3つは炭素化合物であるが、フロンのみが自然界には存在しなかった化学物質である。二酸化炭素は他の気体と比較して圧倒的に濃度が高く、地球表層における炭素循環と密接な関連があるため、その研究は重要なものとなってくる。

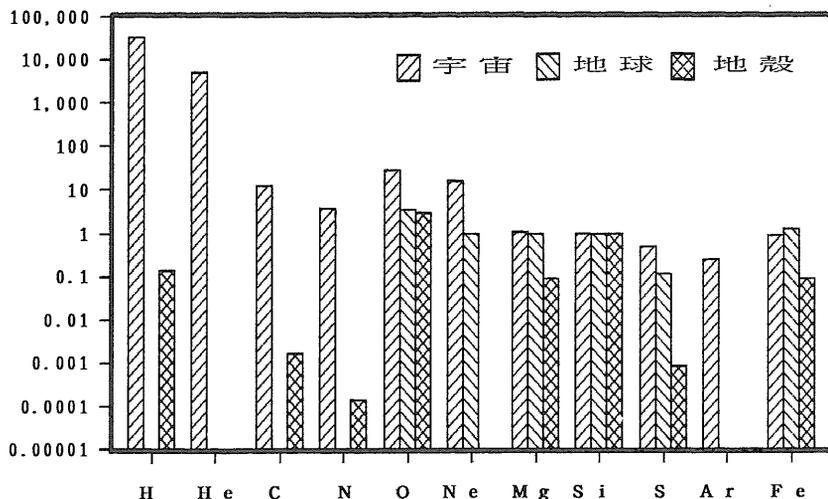
現時点の二酸化炭素濃度は、産業革命以前の約280ppmvに比較すると約25%大きくなっていて、現在も毎年約1.8ppmv(0.5%)増加し続けている。主に化石燃料の燃焼による二酸化炭素放出分は1年当り57 \pm 5億tCと推定されている。そして、大気中濃度の過去10年間の増加分は、海洋や他のリザーバーによって吸収されずに残った分として、同期間に放出された総量の48 \pm 8%に相当している。このように大気中に二酸化炭素は蓄積されているため、人類の活動による二酸化炭素放出量を現状のまま凍結したとしても、大気中の二酸化炭素濃度は2050年には415~480ppmv, 2100年までには460~560ppmvに達すると推定されている(Intergovernmental Panel on Climate Change, 1990)。

さて、海洋は大気の270倍の質量, 1,100倍の熱容量, 50倍の炭素蓄積量をもっており、地球表層で特に大きなリザーバーを形成している。そこで、海洋の現状を把握し、精度の高い数値実験が行えるようになれば、長期にわたる気候変動の予測を行うことも可能である。そこで、全海洋を対象にしたエネルギー・物質循環の調査・

欄外説明: ppmv=体積比で100万分の1, ppbv=体積比で10億分の1, pptv=体積比で1兆分の1, XtC/yr=1年当りXトンの炭素流量, カルサイト=方解石, アラゴナイト=アラレ石; CCD(Carbonate Compensation Depth)=炭酸塩補償深度。ここでは、カルサイトにおける補償深度として扱う。アラゴナイト(カルサイトより溶け易い)に対してはACDと呼ぶこともある。

1) 地質調査所 海洋地質部

キーワード: 温暖化, 二酸化炭素, リザーバー, 海洋, 大循環, 有機炭素, 無機炭素, 炭酸塩, 栄養塩



第1図 宇宙，地球，地殻における元素の存在度。相対的存在度はシリカ1原子あたりの各々の元素の原子数を示す。(H：水素，He：ヘリウム，C：炭素，N：窒素，O：酸素，Ne：ネオン，Hg：水銀，Si：珪素(シリカ)，S：硫黄，Ar：アルゴン，Fe：鉄)

研究が現在行われている。その代表的なものが、WOCE(世界海洋循環実験)とJGOFS(合同全球海洋フラックス研究)である。これらは2000年までの約10年間行われる予定である。前者では海洋物理学的研究に力点が置かれ、海水の流れと海洋にそそいだ太陽エネルギーの再配分が研究される。後者では海洋化学・生物学的研究が行われ、海洋生物を含めた物質循環が研究される。この小論では、二酸化炭素の歴史やリザーバーについて要点をまとめた後(川幡, 1990)、海洋における炭素循環の意義と研究航海での目的、特に海洋大循環の中での太平洋の特徴に触れ、①無機炭素の代表である炭酸カルシウムの溶解、②有機炭素の生成と水塊での挙動、③海洋表層における炭素の輸送、④地球表層から炭素が除去される堆積表層での続成作用に関する問題について考察する。

2. 地球上の二酸化炭素の生い立ち

まず、現在地球表層に存在している二酸化炭素の生い立ちをさぐってみよう。地球上の物質は究極的には星間物質から始まったと考えられている。そこに普遍的に多く含まれる10元素を示したのが、第1図である。化学的に不活性なHe・Neなどを除くと、星間物質は、主に水素—酸素—炭素—窒素(H-O-C-N)から構成されており、これと地球上の生物の構成元素(炭素—酸素—水素—窒素(C-O-H-N))を比較すると、多少含有量の違いの認められるものの、両者は基本的に同じ元素からできていることがわかる。しかも、生体に重要な磷や硫黄(P, S)等の元素も星間物質に多く含まれることを考慮すると(Ahrens, 1979)、生体物質の化学組成は、鉄—珪素—マグネシウムに富む地球よりも宇宙の組成にずっと近いことが解る。

太陽系に鉱物などが誕生した時代には、過剰に存在する水素の下で、炭素は還元状態で存在していたと推定されている(Morris and Richard, 1982)。炭素の価数の高い二酸化炭素や炭酸塩等などは、物質が進化した、ずっと後の段階でできたと考えられている。

地球内部では、炭素の重合体は、温度・圧力によりその結晶構造をかえる(Whittaker et al., 1978)。高圧力下で3,800K(約3,500°C)以上の温度では、炭素は容易に珪酸塩・鉄の溶解体に溶ける。グラファイトの安定領域で、炭素が水素・水と反応するとメタン・一酸化炭素・二酸化炭素が無機的に生成することが、熱力学的な考察からわかっている。これらの揮発性成分は地球内部、特にマントル上部・地殻下部より地球表層に放出される。

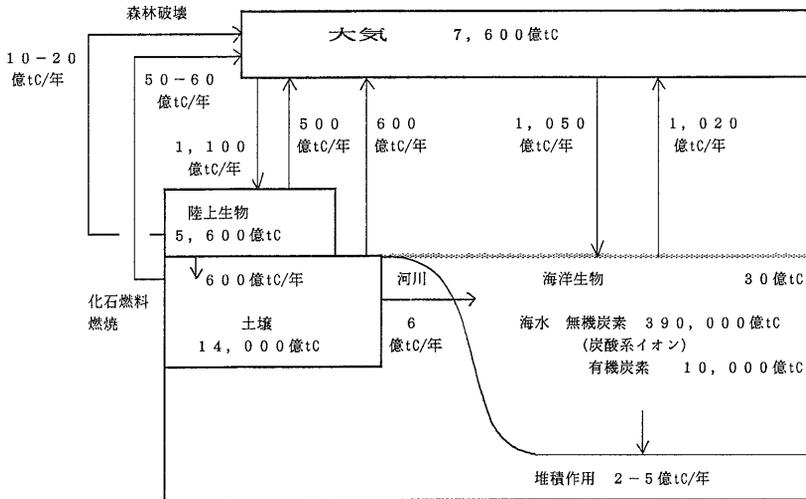
地球の歴史の初期の段階では、地球の大気中の二酸化炭素分圧や地上の温度は現在より高かったかもしれない(Walker, 1975; Sagan and Mullen, 1972)。ちなみに、地球型惑星として有名な金星では、大気の96%が二酸化炭素で構成されており、大気中に存在する二酸化炭素の量は 1.30×10^9 億tCと推定されている。この量は地球の地殻と上部マントル(深度120kmまで)に含まれる炭素の全量に匹敵している(Degens, 1979)。

3. 地球表層の炭素リザーバーとその間の流量

地球表層の炭素リザーバーとして陸上生物圏、海洋、大気、地圏があり、その大きさと各々のリザーバーの間のやり取りの概要は、海洋における炭素循環を理解する上で役にたつ、これを表したのが第2図である。

3.1. 陸上生物圏

中央海嶺の海底熱水地帯に見られるような一部の動物群は“地球内部のエネルギー”によって作られた無機化



第2図 地球表層の炭素循環の概念図。主要なリザーバーの大きさ(蓄積量; 億tC)と流量(億tC/年)を示す。

化合物 (H₂S) の酸化によって生活エネルギーを得ている (例えば, Corliss et al., 1979; Baross et al., 1982)。しかし, その他の地球上の生命は, 大気中や水に溶存した二酸化炭素から光合成によって生成した有機物に究極的な生活エネルギーを負っている場合が多い。

陸上の生きている生物の量は約5,600億tCで (Ajtay, G. L. et al., 1979), その約76%は森林, 特に, 熱帯雨林地帯に34%が存在している。2,700地点にのぼる土壌のデータは約1,400億tCが土壌に存在していると推定している。土壌は, 湿地帯 (14.5%), ツンドラ (13.7%), 農耕地帯 (12%), 北方の森林 (9.5%), 熱帯地方の森林地帯やサバンナ (9.3%), ステップ地帯 (8.6%) に分布している。

生物群集の呼吸で使用されてしまう有機物をも含めた有機炭素固定量を表す一次総生産量 (gross primary production) は, 1,100—1,200億tC/年と示唆されている。これは, もし植物が呼吸等で炭素を大気に再び戻さないなら, 大気中の二酸化炭素を10年以内に消費してしまうことを示している。これに対し, 一次純生産量 (net primary production) は光合成生物自身の呼吸により使用されてしまう量を上回って蓄積される有機炭素量を表しているが, これは約500—600億tC/年と推定されている。これらは他の生物の餌になったりして, その多くは消費されるが, 動物 (4.5億tC) の消費量は35億tC/年に過ぎないので, バクテリア等菌類の働きが有機物の分野に重要な役割を果たしている。

3.2. 海洋

海洋は地球表層の中で特に大きなリザーバーである。その中で無機炭酸イオンは約390,000億tC, 溶存有機炭素は約10,000億tCと推定されている。また, 海洋生物

の量はプランクトンで約30億tC, バクテリアで約2億tCとされている (Mopper and Degens, 1979)。

海水中に溶存している CO₂・HCO₃⁻ (重炭酸イオン)・CO₃²⁻ (炭素イオン) の濃度は, 熱力学的及び反応速度論的要因によって支配されている。海洋は深層を除けば炭酸カルシウム (CaCO₃) に飽和している。河川から海洋に流入した炭酸量は, 海洋から除去されている量とほぼ釣りあっている。海洋から二酸化炭素を除去する方法は基本的に二つある。一つは大気中への放出, もう一つは有機・無機炭素の形で堆積物として除去される過程である。

3.3. 大気圏

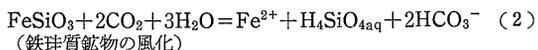
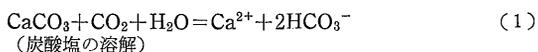
大気中に存在している炭素は7,600億tCである。その濃度は約360ppmで, 数ppmの季節変動幅を示すものの, 毎年約0.5%の割合で増加している。大気に含まれるその他の炭素化合物では, メタンと一酸化炭素が比較的濃度の高いものであるが, 前者でも二酸化炭素の約1~2%, 後者は前者の1%位しか存在していない。二酸化炭素は化学的に比較的安定な気体であるので, 大気圏内部にその主要な供給源及び除去源は存在しない。

過去の二酸化炭素濃度は木の年輪や南極の氷床コアの分析から, 紀元前800—2500年には271ppm (Peng, 1983; Stuiver, 1978), 最終間氷期最盛期 (約13万年前) には約300ppmv位という極大値, 最終氷期には200ppmv以下という値を示していた事 (Nefel et al., 1982, 1988; Barnola et al., 1983, 1987) が解っている。これから, 自然のサイクルであっても炭素濃度が大きく変動する事と今日の濃度は気候が温暖であった最終間氷期最盛期の二酸化炭素濃度最高値よりまだ20%以上も高い事が示される。

3.4. 地圏

地圏は地球表層における圧倒的に大きなリザーバーであるが、大部分は大気・海洋・生物との接触を絶たれて埋没の形をとっている。地圏の大きさは地殻だけでも65,500兆tCにのぼる炭素を含んでいて、その平均濃度は0.27%である。炭酸塩は炭素全体の73%を占めており、重要な炭素化合物である。有機炭素は全体の約1/4にとどまっている。海底の堆積物は20,200兆tCを含み、約70%が炭酸塩から構成されている。

地圏から大気圏・海洋への炭素の供給は①大陸岩石の風化、②火山ガスの放出、③化石燃料の燃焼によって行われる。風化は、



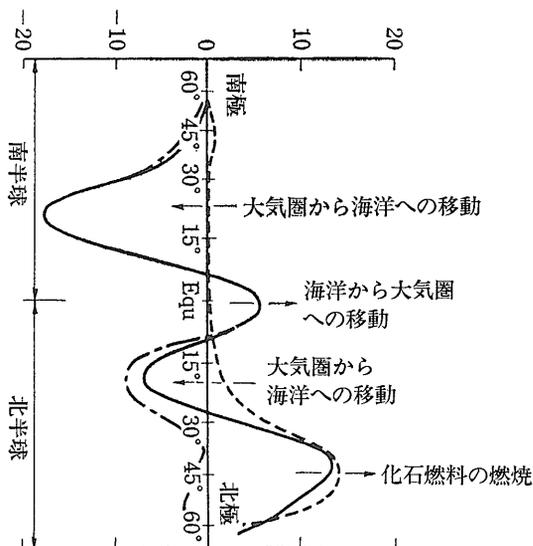
の化学反応が卓越している。溶解した重炭酸イオンは河川水中のカルシウムイオン (Ca^{2+}) やマグネシウムイオン (Mg^{2+}) 濃度が高いと再び沈澱を起こす。世界の河川の重炭酸イオンの濃度は59.6ppm (Kempe, 1979) で、河川水量は 37.7×10^{13} g/年 (Baumgartner, 1975) であるので、炭素流量は4.3億tC/年 (22億t HCO_3^- /年) となる。ちなみに大陸地域の20%は炭酸酸で覆われている。有機炭素・粒子状炭素流量は溶存有機物濃度の分析が難しいことや、年間で流量の偏りが大きい事等からはっきりした値は知られていないが、約2億tC/年程度と予想されている。火山地帯からの寄与は0.02億tC/年以下であろうとされている。

3.5. リザーバー間の炭素流量把握に関する問題点

地球表層における炭素循環の仕組み・流量を理解するためには、まず、蓄積量や流量の大きなところを調査・研究することが必要である。なぜなら、そのわずかな揺らぎや測定誤差によって、実質的な炭素輸送方向さえ変更されてしまうこともあるからである。現在問題となっている大気圏への二酸化炭素の蓄積の仕組みを例にとってみると、人間の活動による大気圏への炭素増加量30億tC/年は、大気・海洋間そして大気・生物圏間の炭素交換量、約1,000億tC/年と比べるとたった3%にしかない。これを正確に把握するためには、最低0.3~0.4%以上の精度で流量の把握をしなくてはならないが、海洋及び生物圏の面積は広大で、かつ不均一で、季節変動も考慮しなくてはならないので、観測船による面分析・時系列の観測でこれを行うのはほとんど不可能である。

別なアプローチとしては、大気中の二酸化炭素濃度の空間的分布と時間的変化が地球表層での二酸化炭素の放出・吸収の空間的・時間的な量に依存していることを利

大気圏と海洋間の二酸化炭素の移動(ppm/年)



第3図 大気中の二酸化炭素濃度測定から予想される緯度ごとの炭素の輸送 (田中他, 1986)。点線：化石燃料の燃焼による二酸化炭素の放出、波線：化石燃料の燃焼を除く二酸化炭素の移動、実線：二酸化炭素移動の総量

用するものである。大気輸送モデルを用いて、大気中の二酸化炭素濃度の観測結果を分析する方法がとられることがある。この結果を示したのが、第3図である。これによると、①北半球中緯度の放出源は森林破壊というよりむしろ化石燃料からの消費である事、②赤道域での放出、亜熱帯域での吸収は海洋との相互作用の結果と思われる事を示している (田中他, 1986)。ただし、森林生態学者の研究によると、森林破壊も18tC/億年位の二酸化炭素放出源となっているという有力な反対説もある (Woodwell, 1978)。

4. 海水の流れとそれに伴う物質循環の基礎

炭素や、生物に必要な栄養塩が海洋全体としてどれだけ存在しているのかという問題と海洋のどの部分にどれだけ存在しているのかという問題は共に海洋の物質循環を支配している。ここでは、これらの問題と私達の調査・研究の対象海域である太平洋北西域が全海洋の中でどのような特徴をもっているのかについてまとめてみよう。

4.1. 海洋中における元素収支と平均滞留時間

海洋全体にある元素がどれだけ存在しているかということは、海洋にどれだけ物質が流入し、どれだけ除去さ

れているかという事に支配されている。揮発成分でない普通の元素の場合、陸域から河川を通して流入したり、大気を通して流入したり、海底熱水系を通じて供給・除去されたり、堆積物によって除去されたりするのが重要な過程である。一般に、河川からの流入と堆積物による除去が大きな役割を果たす場合が多い。

海洋の主要元素濃度は、この何千万年間ほとんど変化しなかったとされているので、基本的に定常状態にあると考えられる。この場合には、供給量と除去量がつりあっているということになる。なぜなら、例えば除去量の方が供給量を上回る場合には、海洋からその成分がなくなってしまうということの意味しているからである。

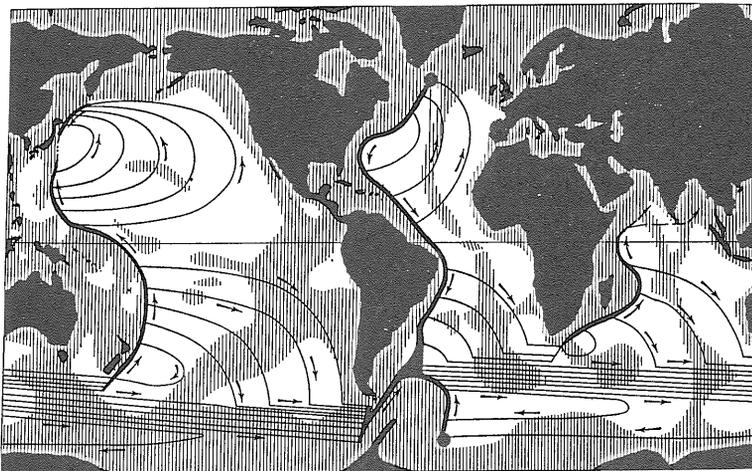
さて、定常状態で、ある成分が海洋にはいつから除かれるまでの平均時間は平均滞留時間と呼ばれている。これを求めるには、海洋中に存在する総量を年間の供給量または除去量で割って求めるが、供給・除去量の見積りは誤差を含むため、異なった値が求められている場合もある。一般に、海水中の存在量が小さく、供給・除去量が多ければ入れ替わりが早いということができる。海水中に最も多く含まれる陽イオンであるナトリウムの場合、8億年という平均滞留時間を示す。栄養塩の代表的な元素である磷の場合は約10万年、炭酸塩生物殻を作るカルシウムは2,300万年である。炭素は揮発性成分で、しかも、人類の活動により定常状態が破れているので余り意味はないが、その値は2億年と見積られている(角皆, 1985)。一方、海洋大循環による海水の滞留時間は2,000年程度であるから、上に挙げた元素の中で最も短は滞留時間を示す磷であっても、世界を50回循環してから除かれることになる(あるいは、1循環の最後に1/50程度

除去される)。このような状況下では、「よく混合されている」ので、濃度分布は一様なものになると予想できるかもしれない。実際、ナトリウムやカルシウムは海洋中どこでも濃度の変動はほとんどみられない。しかし、平均滞留時間が海水の循環より圧倒的に長くても、生活活動によって海洋のある部分と別の部分とでは、その濃度が非常に異なった元素も存在する。例えば、磷や炭素は表層と深層、深層中でも大西洋と太平洋では濃度がかなり異なっている。これは海洋大循環と生物活動によるもので、炭素循環に大きな影響をもたらす栄養塩の分布とも密接な関係がある。

4.2. 海洋大循環

海洋大循環に入る前に、それを支配する水の物性について少し触れておこう。海水の塩分濃度は約3.5%、平均密度は1.03g/ccである。海水が真水と大きく異なるのは、氷点が0℃以下で、氷点まで密度が上昇し続ける事である。真水を冷却すると、全体が4℃になるまでは対流のためほぼ均温であるが、4℃以下になると対流が起こらず、冷却された場所で容易に氷が張るのに対し、海水では全体が氷点となるまでは、対流を続けることになる。

世界の対流、特に深層大循環は海水の密度によって支配されており、密度が塩分と温度の関数になっているため、熱塩循環とも呼ばれている(第4図)。一般に、高塩分・低温の海水の密度は高く、このような表層水は特定の地域にしか分布してないので、表層から深層への沈み込みはこのような海水のできる地域に限られている。このような場所は、北大西洋の北部のグリーンランド沖である。密度の高い海水がこの辺りで沈み込んで、北大西洋深層水(NADW)と呼ばれる深層水が形成される。これは大西洋を南下し、南極海にはいる。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、赤道を越えて、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。海洋調査の結果によると、絶え間のない深層水の形成と、世界の海洋全体でほぼ一様に起こっている表層への上昇流とがつりあっていることが示さ



第4図 ストンメル(Stommel, 1958)の深層大循環モデル。深層及び底層水は太平洋北部と南極海ウェッデル海で作られる。

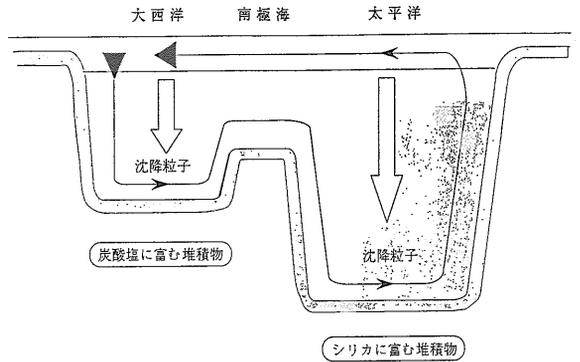
れている。深層水の形成はごく限られた狭い水域しか起こらないが、上昇流は多かれ少なかれすべての海洋で起こっている。このようなことから、太平洋北部の深層水は大循環のサイクルの中で「古い海水」すなわち「沈み込んで長い時間を経た海水」とであると言える。この性質は化学組成にも表れている。

4.3. 海洋大循環に伴う物質輸送

暖かい表層水塊は熱帯地方と温帯地方では表面を薄く覆っており、表層内での循環は数十年単位と速い。一方、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。この2つの大きな水塊の境界は、暖水塊の下限である水深100mと深層水の上限である水深1,000mの間にあり、その間では水温が急激に変化し、温度躍層と呼ばれている。世界の海洋の平均深度は3,800mであるから、海水のかなりの部分が深層に属しており、その化学組成が海洋全体の組成にも大きな影響を与えることが理解できる。

極地域では、温度躍層の深度は浅くなり、冷水塊である極の表層水と温暖な表層水との境界は海洋表面に達している。海洋植物のほとんどは、光合成を行うために太陽光の供給が得られる表層水に棲息している。海洋を非常に簡略化すると、揮発性成分を除く元素はその供給を基本的に河川におおいであり、極地域を除くと、表層水から深層水への元素の移動においては、生物が生産した粒子状物質の海底への沈降が卓越している。また一方で、深層水は一般に速度が小さいものが上昇し、混合することにより、粒子が深層海水に溶けた成分を再び表層水に戻す働きをしている。

海洋での元素の挙動に関して、生物制限元素というグループがある。これらの元素の代表的なものは、窒素(N)、磷(P)、珪素(Si)である。表層で光合成を行う植物プランクトンに取り込まれ、一部は動物プランクトンの餌にもなって、粒子状物質となる。これらは重力に引かれて深層に沈降する。そこで、これらの元素は通常表層水にはほとんど存在せず、生物活動を大きく限定する重要な要因となっている。このようにして、海水の循環過程に伴って生物の働きに関係した元素は常に沈降しているのだから、大西洋北部、同南部、南極海、太平洋南部、同北部という順に、より古い深層水の方が、これらの元素を多く溶かし込む傾向がある(第5図)。炭素も生物肉體(組織・軟体部)や炭酸カルシウム殻を作る重要な元素であり、深層水中での全炭酸の濃度は時間とともに増大する傾向がある。



第5図 海洋大循環における大西洋と太平洋の表層・深層水を表した概念図。大西洋北部で若く、酸素に富んだ深層水が作られる。表層水と深層水の密度が異なるため混合しにくい。一方、生物起源の粒子が表層から深層へ沈降し、溶解する。そこで、深層水の年代が大きくなるに従い、深層水に含まれる全炭酸、磷酸、硝酸は多くなる。太平洋の深層水は大西洋のそれより二酸化炭素を多く溶かし込んでいて、しかも平均深度が大きいため炭酸カルシウムは深層水中で溶け易くなっている。表層では、栄養分が絶えず生物により摂取され、沈降粒子となって除去されるため、その濃度は低い。

5. 太平洋北西域における炭素循環の研究

ここでは、海洋から堆積物として除去される炭素の70%を占める炭酸カルシウムの問題、次に生物の体を作っている有機炭素の問題を扱う。特に、粒子状無機・有機炭素は、表層水によって大気との接触を絶たれた深層水(平均滞留時間千数百年)へ炭素を輸送する重要な役目を果たしている。これらの粒子状物質は生物活動によるものであるが、その誕生の場である海洋表層での大気との二酸化炭素の交換・栄養塩の問題、そして最後に地球表層から除去される堆積物表層での炭素の輸送についてとりあげてみよう。

5.1. 炭酸カルシウムの溶解

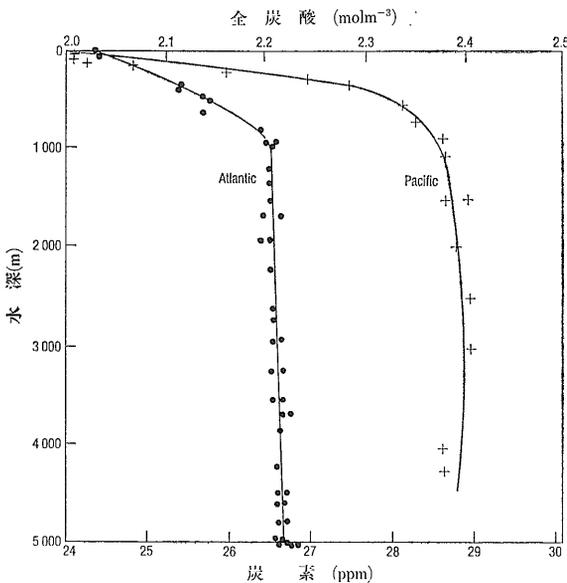
河川や大気から海洋に入った炭素は、海底堆積物として除去されるが、その約70%は炭酸塩に含まれている。しかも、これは海水表層で生産される炭酸カルシウムの約20%で、残り80%は海水に再び溶解してしまう(Gieskes, 1974)。もし、すべての炭酸カルシウムが堆積してしまうと、現在の約4倍弱の炭素が海洋から除去されてしまうことになる。このような環境では、生物も炭素の不足に悩むことになるかもしれない(炭素が不足すれば生物による炭酸カルシウムの生産も減少するし、海水も炭酸カルシウムに不飽和になるためこのような状況には実際なりにくい)。このように、炭酸カルシウムの生成と溶解は海洋における炭素循環のバランスにとって重要である。

現在の海洋における炭酸塩の析出には、熱水沈澱物等を除くと、すべて生物が関与している。炭酸カルシウムを構成する鉱物にはカルサイトとアラゴナイトがある。前者は安定な結晶で有孔虫やココリス（円石藻）によって、後者は準安定結晶で翼足類によって作られる。一般に、海洋表層水では両鉱物について過飽和になっているが、深層水では不飽和である。このような差が深度によって生ずるのは、主に①温度の低下と②圧力の上昇の効果及び③有機物の酸化の進行による。

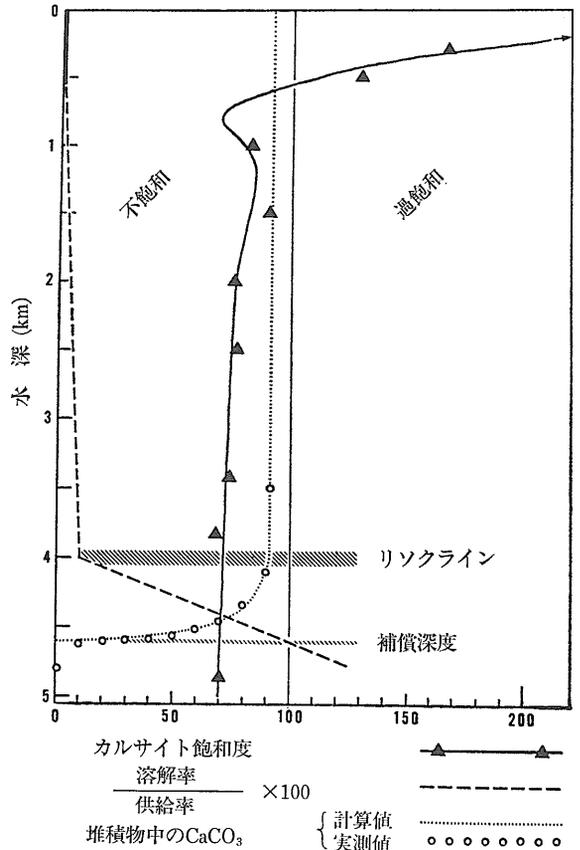
海水がカルサイトについて不飽和であるということは、深海の広範囲の地域で炭酸カルシウムの両鉱物が溶解してしまうということになり、深度が大きな部分を占める太平洋において、堆積物中に事実上炭酸塩がないという結果を生ずる。炭酸カルシウムが析出（溶解）するかどうか（飽和、不飽和）ということは、カルシウムイオンの活動度 $[Ca^{2+}]$ と炭酸イオンの活動度 $[CO_3^{2-}]$ の積の値に依存する。飽和度Dは次の式で与えられる。

$$D = \frac{([Ca^{2+}][CO_3^{2-}])_{\text{海水}}}{([Ca^{2+}][CO_3^{2-}])_{CaCO_3 \text{に飽和した海水}}} \quad (3)$$

この式において、 $D=1$ ならば海水はちょうど飽和しており、 $D>1$ ならば過飽和で、このような状態が長い間放置されると、 $CaCO_3$ が析出するであろう。また、 $D=1$ ならば不飽和で、その度合が大きい程速く溶ける。海水中のカルシウム濃度はほとんど変わらず（1%以内）、



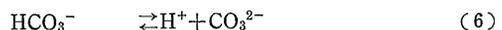
第6図 大西洋と太平洋の海水中的全炭酸濃度 (mol/m³, ppm). 大西洋の値は36°N, 68°W (点). 太平洋の値は28°N, 122°W (十字) からのものである。(Open University Course Team, 1989a)



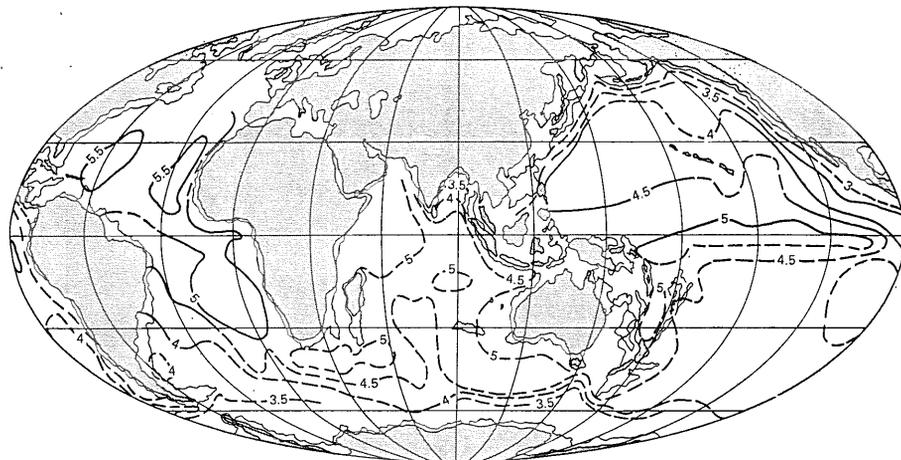
第7図 炭酸カルシウムの分布に影響を与える赤道太平洋の水塊の鉛直分布 (Van Andel et al., 1975).

塩分による違いも±1%の範囲でしか変動しないので、カルシウムイオンの変化量に比べて炭酸イオンの変化量が非常に大きく、D値は $[CO_3^{2-}]$ によって支配される。

飽和した海水の溶解積は温度にも依存するが、圧力の上昇による効果の方が大きい。例えば、水温が2℃の海水で比較してみると、500気圧（約5,000m）の場合には、1気圧の時の約1.8倍の溶解度をもつことになるからである。また、炭酸イオン濃度の濃度が減少するには、下の式から水素イオンが増大することが必要である。



水素イオンを増加させる仕組みとしては、①有機物等の分解によって CO_2 が増加する場合、もしくは②同じく有機物中の窒素等が分解（酸化）されて硝酸等の生成する場合があげられる。太平洋の深層水は、大西洋より古く、有機物をより溶解させていて、これも炭酸系イオンに変化するため、後者は前者の1.09倍の無機炭素を含

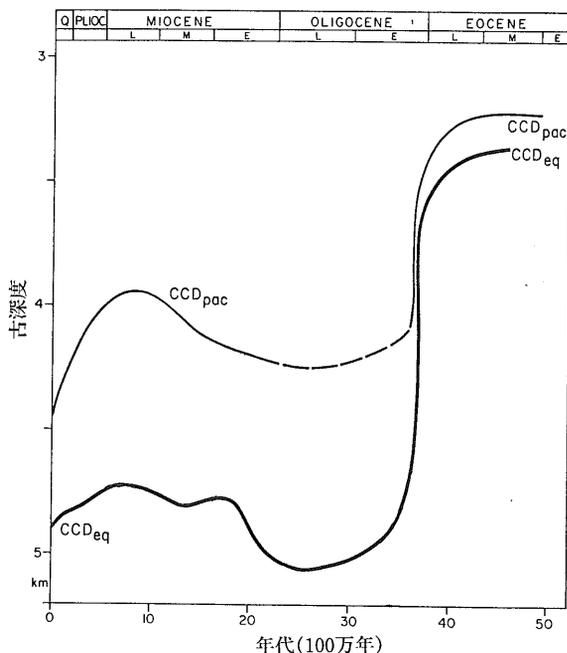


第8図 炭酸カルシウム補償深度 (CCD) の等深線。CCD は、炭酸カルシウムが溶解してしまった堆積物と炭酸塩堆積物との境界である。実線は 10° 平方で20以上の、点線は20以下のデータを基に書かれたものである。この図はより普遍的に産出するカルサイトに対する CCD を描いたもので、アラゴナイトの場合には、より不安なので、太平洋においては、数百m 以深、大西洋では水深2,500m 以深で不飽和になってしまう (Berger and Wintere, 1974)。

んでいる (第6図)。しかし、上記の化学反応から水素イオンの増加で炭酸イオン濃度は約2/3まで減少している。

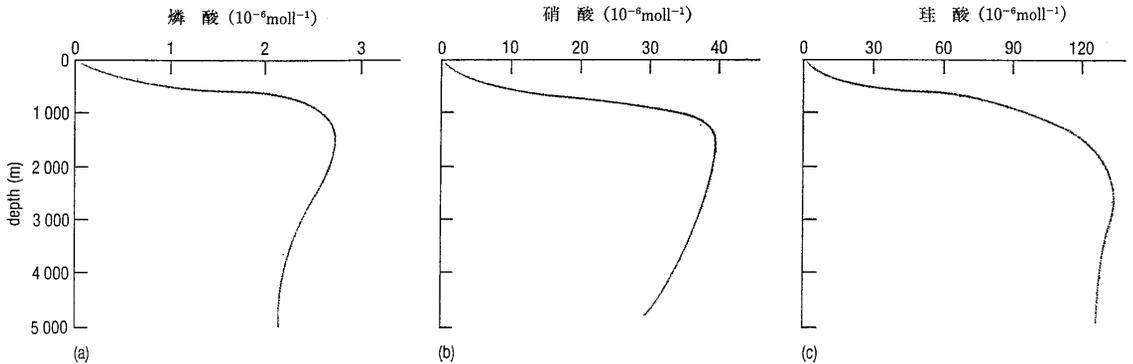
実際の海洋では、飽和度がたとえ1より少し小さくてもすべての炭酸カルシウムが溶解してしまうということはない。赤道太平洋の水塊の鉛直分布を示したのが、第7図である (Van Andel et al., 1975)。図中三角 (▲) は海水の分析から得られたものであるが、水深1 km 以下でD値は1より小さな値となっている。しかし、炭酸カルシウムの溶解が急激に増加するのは、水深4 km のリソクライン (Lysocline) 以深である。これより深くなると、表面からの炭酸塩の供給率と炭酸塩の溶解率がバランスする深度に達する。これは、炭酸塩補償深度 (CCD) Carbonate Compensation Depth) と呼ばれている。供給率と溶解率を支配する重要な因子としては、①有光層における炭酸カルシウムの生産率、②鉱物の接する海水の飽和度、③有機物による鉱物表面の被覆度、④粒子の大きさ、⑤粒子の形、⑥底層水の流速、⑦底棲生物の活動等が挙げられる。

現在の海底における CCD 分布に関する調査はかなり進んでいる (第8図)。それによると、カルサイトについては、大西洋で約4,500m、太平洋で約3,000m~3,500 mにその境界が存在している。しかし、先程述べたように CCD はいくつかの因子が重なり合っているので、例えば太平洋の赤道域では、赤道湧昇帯により生物生産が高いので CCD は深くなっている (第8図)。また、ある場所での CCD の深さがははいつも一定に保たれているということもない (第9図, Van Andel et al., 1975)。た



第9図 新生代赤道太平洋域の炭酸カルシウム補償深度 (CCD) の変化 (Van Andel et al., 1975)。CCDeq は北緯・南緯 3° にはさまれた地域における CCD を、CCDpac は北緯・南緯 4° の地域における CCD を表す。

たとえば、約4,000万年前の赤道太平洋では、CCD が、約3,400m から約5,000m まで急激に深くなったことが知られており、海洋における炭素循環や上に挙げた因子の変化が原因と考えられている。



第10図 海水中の磷酸 (a), 硝酸 (b), 珪酸 (c) 濃度の典型的な深度プロファイル (Open University Course Team, 1989b).

CCDの深さは供給率と溶解率の相対的な大きさによって決定されるもので、しかも、その変動が上に挙げたなどの因子の変化に対応したものであるのか決定するのは難しい。私達が海洋における炭素循環において知りたい炭酸カルシウムの表層からの供給、中・深層における溶解流量、海洋からの除去流量の把握には、セジメントトラップや懸濁物採取器により直接粒子炭酸カルシウムの測定をすることが必要である。特に、有光層から落ちてくる粒子状炭酸カルシウムの粒子束(単位時間・単位面積当りの量)の測定、リソクライン以深では炭酸カルシウムの溶解が促進されるので、この深度での炭酸塩の粒子状態から溶解状態への変化流量の測定が大切である。

5.2. 有機炭素

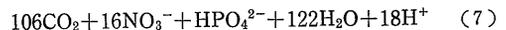
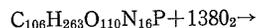
海底堆積物に含まれる炭素で、炭酸塩以外のものは一般に有機炭素である。有機炭素が無機炭素と最も異なる性質は、それが還元体であるということである。無機炭素は二酸化炭素、炭酸イオン、重炭酸イオンのどれも炭素の価数は+4である。一方、植物プランクトンの平均組成 $(CH_2O)_{106}(NH_2)_{16}H_3PO_4$ の有機炭素の価数はゼロである。このため、有機炭素の形成自体は大気中の二酸化炭素の吸収に貢献する可能性がある。但し、珊瑚虫、有孔虫等のように炭酸カルシウム殻を作るものについては、議論がわかれている。

海洋での有機炭素の一次生産は、太陽光が透る表層百数十mの有光層内で植物プランクトンによって行われる。この生産は光度と栄養塩の利用度によって支配される。ごく表層水に限った場合には、光の条件はたぶん極地域でのみ制限因子となっているにすぎない。その他の地域では、基本的に栄養塩で局地的な光合成を制限しており、特に硝酸塩と磷酸塩が重要である。これらの他にも鉄等の微量成分が海洋の生物生産における限定因子として提案されている。栄養塩に富む深層水の上昇が活発な湧昇域を除くと (Martin and Fitzwater, 1988), 普

通の外洋域では光合成が盛んになると硝酸塩と磷酸塩の濃度が極めて低くなってしまふことが知られている (第10図)。このことから、これらの栄養塩の一つあるいは両方が植物プランクトンの成長を制限している事が示唆されている。

硝酸塩及び磷酸塩のどちらもその主な供給を河川におおいでいる。しかしながら、一次生産力の大きさは外洋においては、河川による流入の地理的分布というより湧昇の高い地域で大きいという特徴をもっている。海洋における炭素固定の全体速度は350億tC/年という値が広く受け入れられている。

植物プランクトンの組成は平均するとだいたい一定の組成になることがレッドフィールドによって知られている ((7)式左辺)。これが分解すると、水塊では溶存酸素が消費され、最終的に、二酸化炭素(これは重炭酸イオンや炭酸イオンになる)が形成され、硝酸イオン、磷酸イオン、水素イオンが増加し、pHが下がる ((7)式右辺)。



深層水における溶存酸素の消費速度は1年1リットル当たり0.6~4 μ 10₂と報告されており (Munk, 1966; Tsunogai, 1972; Kroopnick, 1971), これから有機物の分解速度が1日当たり2.4~13.5mgC/m²と求められ (半田・田上, 1979), 少なくとも北太平洋では基礎生物生産量の5%以上に相当する有機物が深さ1kmの界面をよぎって上層から深層水に輸送されている事が示唆されている (半田, 1989)。しかし、今まで行われたセジメントトラップ実験で得られた粒子束からはその値が2~5%で、先の値より小さいため、その原因は表層における基礎生物生産の見積の誤差にあるのではないかとされている。深層水への有機炭素フラックスは、表層の生物生産に依存しており、高生産域で高く、低生産域で低い。また、同一海域では深さが増すにつれてその値は著しく減少する (半田,

1989). このように、粒子束の減少・溶存酸素の減少・溶存全炭酸濃度の上昇・硝酸やリン酸等の有機物の分解により生成される栄養塩濃度の上昇は収支相伴っているはずであり、セジメントトラップ実験とともに海水側のデータを同一観測地点で採り、その整合性から粒子状物質の性質をより正確にとらえる必要がある。また、水塊中での沈降・懸濁粒子の分解は、前述の炭酸塩の場合、ある深度で急速に溶解が進んだが、有機物の場合表層より下では、分解の急速に進む特別な深度は存在しない。これは、有機物の分解は化学反応による酸化反応ばかりでなく、微生物学的分解反応によるためと考えられる。粒子束の測定とともに、現場での有機物の分解反応実験を行い、分解速度や分解・生産物の有機物の特性等を調べる必要がある。これは、粒子束中の構成有機物の変化を引き起こす仕組みの解明に手がかりを与えるものと期待できる。

海洋深層で炭酸がかなり溶存している状態での有機物の存在は、このシステムが化学的に非平衡であることを示している。海洋の有機物は粒子状ばかりでなく、溶存態の形で存在しており、実際にはその量の方がはるかに多い (Mopper and Degens, 1979)。溶存態有機物の起源は①生物からの排出、②粒子状有機物の溶解等が考えられている。溶存有機物は深海には約 8,600 億 tC、表層には 900 億 tC 存在していると推定されており、この存在量を粒子状有機物 300 億 tC、プランクトン 30 億 tC、バクテリア 2 億 tC と比較するとその大きさがわかる。

溶存有機物に関する現在の最大の問題点は、この値の根拠とした分析値である。最近開発された高温触媒の下で酸素と反応させる方法は従来の分析法の倍程度の値を与える (Sugimura and Suzuki, 1988)。そうなるとの存在量ももっと大きく変わる可能性もあるが、同方式の分析機器であっても、製作会社によって分析値がかなりソフトする事や海水の他成分との整合性に若干問題があ

る事が指摘されており、精度のよい分析法の開発・確立が急務となっている。

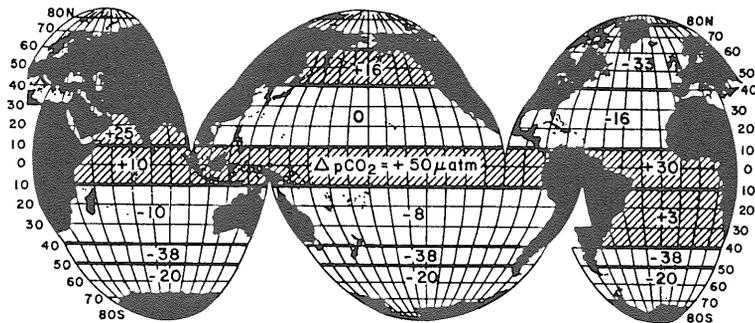
5.3. 海洋表層における炭素の動き

大気との二酸化炭素交換流量が特に大きいものとして、大気—海洋と大気—陸上生物を挙げることができる。前者の交換は、両方向 1,100 億 tC/年と推定されているが、重要なのは、二酸化炭素が正味、大気→海洋、海洋→大気どちらへ移動しているのかということである。これを決めているのは、大気と表面海水の間の二酸化炭素の分圧である。これまでの分圧差の観測値を基に、大気と表面海水の分圧差を示したのが第11図である (Broecker et al., 1986)。この図の中でマイナスの値は二酸化炭素を海洋が吸収しているもので、その絶対値が大きい程溶け込みやすいということになる。このような地域は大西洋北部と南極海で、深層水の沈み込む地域にあっている。一方、赤道域や北部太平洋では、大気へ二酸化炭素を放出している。これは、炭酸に富んだ深層水が上昇している事も 1 つの理由となっている。この図で、太平洋北西域は、二酸化炭素は大気と海洋表層で実質的な移動をしていない事を示している。

一般に大気の混合は非常に速く、南半球で表れた異常は、1 週間以内に北半球にも表れると言われている。そこで、大気中の二酸化炭素濃度は、地球表層どこでもそれ程変わらないということができる。そこで、二酸化炭素分圧の差ができるのは、海洋表層での分圧が変化するためである。炭酸が多く溶け込んでいる海水とそうでない海水とでは、他の条件が同じならば前者の方が二酸化炭素分圧は当然高くなるが、これとともに海水の二酸化炭素に大きな影響を与えるのは水温である。二酸化炭素は水温が低い方が溶け易く、0°C の海水は 24°C のそれに比べて約 2 倍の溶解能力がある。一般に、表層海水の平均水温は赤道域で高く、緯度が高くなるに従い低くなる傾向があるから、海水中と大気との二酸化炭素分圧 $[\Delta P_{CO_2}]$

$$= P_{CO_2}(\text{海水}) - P_{CO_2}(\text{大気})$$

の差は、赤道域では正、極域で負になることは定性的に理解できる。世界の海洋表層の二酸化炭素分圧の測定は 20 年以上の積み重ねがあり、季節変動もある程度追える状況にある。大気—海洋表層間での正味の二酸化炭素の輸送は、 ΔP_{CO_2} と交換速度の積で決まるが、これを正確に求めるには、年間を通じた水温の測定と、交換速度に大きな影響を与える波浪の測定が必要になる。しかも、これを全世界的規模



第11図 大気—海洋間の二酸化炭素分圧差の平均値 (単位 ppm) (Broecker, W. S. et al., 1986)。+は海洋から大気へ、-は大気から海洋への二酸化炭素の移動を示す。

で行わなければならない。このためには、観測船による航海により代表的な地点で詳細なデータを採り、一方で衛星から海洋の表層観測を行う必要がある。

生物の作る粒子状物質が、海洋表層から深層及び海底への炭素循環にとって重要であることは前に述べた。しかし、現在増加しつつある二酸化炭素が大気中から海洋へ入ってきて、生活活動によってすぐ除去されてしまうという状況にはならないかもしれない。なぜなら、海洋における生物の活動エネルギーの源泉(熱水地帯を除く)は太陽光を用いた光合成作用であるが、これが効率よく行われるためには、光、温度の条件とともに十分な栄養塩(例:硝酸、磷酸、珪酸)の供給が行われなくてはならないためである。一般に外洋表層水では栄養塩濃度の低い場合が多く、栄養塩の供給は中・深層水の上昇によって大きな影響を受けている。

ここで、本題から少しはずれるが、磷を取り上げて少し議論をしてみよう。現在の海洋が磷に関して定常状態であると考え、磷の供給は主に河川からの供給によってまかなわれ、その量は約150万tC/年と推定されている。植物プランクトン中の炭素/磷比は、106に近い場合が多い。そこで、もしこの比が保たれるなら、

$$\begin{aligned} & 1.5 \times 10^{12} \text{g/年} \times (106 \text{molC}/1 \text{molP}) \times \\ & (12 \text{gC}/\text{mol}/31 \text{gP}/\text{mol}) = 62 \times 10^{12} \text{gC/年} \\ & = 0.62 \text{億tC/年} \end{aligned} \quad (8)$$

となる。現在の深層水を通過して海底へ除去されていると推定されている流量は0.4億tC/yrであるので、植物プランクトンの代表的C/P比とする有機物の成分として除去されるにはかなり不足している。海洋堆積物の有機物中のC:N:P比は普通の平均生存プランクトンにおける値と同じということはない(Gordon, 1971)。植物プランクトンの成分の中には分解や酸化に対する抵抗性の度合の異なるものがあることは明らかで(Duursma, 1965)、有機物の分解に際して窒素と磷は一般に容易に放出されやすく、セジメントトラップに捕捉された沈降粒子や埋没した有機物は一般に平均的プランクトンより窒素や磷含有量が小さい(Knauer et al., 1979; Tambiev, 1987)。

5.4. 海洋と地圏の境界である海底堆積物表層

人類が化石燃料を地底より掘り起こして、燃焼させ、二酸化炭素を作り出しているということは、換言すれば地圏から大気圏への炭素輸送を人類が行っていることに他ならない。自然状態と人類の活動に伴う大気へ放出された二酸化炭素が大気から海洋に吸収され、さらに海底堆積物として地球表層からどれだけ除去されているのか、また、放出から除去にどれ位の時間がかかるのかという事は炭素循環にとって重要なポイントである。しか

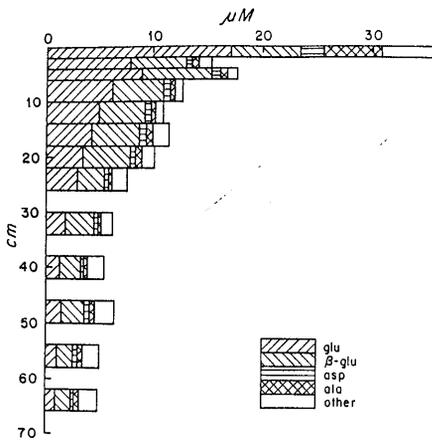
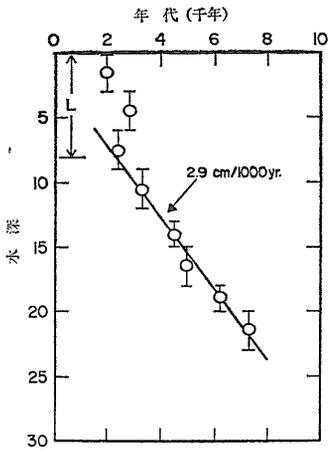
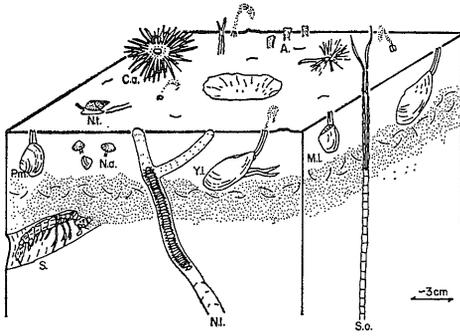
も、堆積物として除去されている炭素流量の推定は未だ大きな誤差を含んでおり、精度のよい観測が望まれる。

あの地点における単位時間と面積あたりの炭素除去流量は、以下の(9)式で与えられる。

$$\begin{aligned} & \text{炭素除去流量 (gC/cm}^2 \cdot \text{年)} = \\ & \text{堆積物の炭素含有量 (gC/g 堆積物)} \times \\ & \text{堆積物の密度 (g 堆積物/cm}^2) \times \text{堆積速度 (cm/年)} \end{aligned} \quad (9)$$

この中で炭素含有量の分析が最も誤差が少ない。前述したように、無機炭素はCCDを境に含有量が大きく変化する。また、有機炭素は表層で生産された内のわずかな部分以外は、海水中で再循環されてしまうので、その含有量は、沿岸の場合約0.3~3wt.%, 外洋堆積物で0.1~1wt.%である場合が多い。最も大きな誤差を伴う可能性の高い堆積速度の決定は、代表的な方法だけで、放射性核種の壊変、微化石の年代、古地磁気測定、堆積物に含まれる炭酸塩生物殻の酸素・ストロンチウム同位体の年代曲線、火山灰層序がある。しかしどれにも弱点があり、外洋堆積物の任意の深さの堆積層を、例えば1mm単位で年代決定することはほとんど不可能に近い。そこで、実際には、ある程度の間隔で得られた年代から平均堆積速度を求める。このようにして得られた代表的な堆積速度は沿岸で10~100cm/1000年、大西洋の遠洋性炭酸塩堆積物で3cm/1000年、赤道太平洋の遠洋性粘土-珪質軟泥で0.2cm/1000年、深海底の遠洋性堆積物で0.2~2cm/1000年である。

では、かなり精度のよい平均堆積速度が求めれば、炭素除去流量は正確にもとまるであろうか? この質問に答える前に、水塊を沈降してきた沈降粒子が堆積粒子となる堆積物表層の状態について説明しておこう。水-堆積物の境界近くの堆積物には、重量にしてほとんど同じ位の堆積物粒子と海水が含まれていることが多く、場合によっては水分が数倍のこともある。このような状況下で、水分は粒子と反応したり、粒子から分解して出てきたものを溶解させたりして、元の海水の組成から変質している場合が多い。このような粒子間の水分を間隙水と呼んでいる。表層堆積物中の物質循環における間隙水の大きな役割は、間隙水の移動・拡散により、一度堆積物中に入った物質が再び海洋に戻っていくことである。堆積物が積もってくると、以前に最上層にあった堆積粒子と間隙水は、上の堆積物の重さによって圧迫され、密度が増大し、間隙水は上方向へ移動する。また、堆積粒子の間隙が同じであり、実質的な間隙水の移動がなくても、水に溶存している物質は分子拡散によって広がることができ、再び海洋に戻っていく。このように、間隙水は輸送媒体としての大きな役割がある(Berner, 1980)。さらに、堆積粒子に囲まれているため、間隙水の溶存有



第12図 (上). ロングランドの堆積物に主要な穴を掘って棲息している動物群を表した模式図 (Aller, 1980).

第13図 (中). 大西洋の堆積物の炭素14年代と深度との関係。傾きがくずれる深度から推定される生物攪乱による深さはL(8 cm)である (Nozaki et al., 1977; Berger, 1980)。

第14図 (下). バザード湾の堆積物中の遊離したアミノ酸の濃度(Henrichs and Farrington, 1987), (glu: グルタミン酸, asp: アスパラギン酸, ala: アラニン, other: その他)。

機炭素は海水の約71倍の濃度を持つため、蓄積量は約17倍に相当し (Ittekkot and Degens, 1984), リザーバーとしても重要である。

ここで、沈降粒子から堆積粒子 (及び堆積物) の形成に伴う重要な因子について整理しておこう: これらは、①移流、②拡散、③生物攪乱、④間隙水と堆積粒子との反応である。移流の代表的なものは圧密効果で、間隙水の拡散についても前にふれたので、③④についてさらに説明しよう。

生物攪乱 (Bioturbation) は海底付近に棲息する生物によって表層堆積物がかき回されることである (第12図)。その平面的範囲と鉛直的範囲及びその頻度は海域によって異なっている。一般に、生物への有機物等の栄養分の供給が大きい沿岸で大きく、供給の小さな深海底では相対的にかなり小さいとされている。堆積後に生物による攪乱が起こったかどうかは放射性各種や火山灰層の分析によって判断することが可能である。第13図に典型的な例を挙げたが、これでは生物攪乱によって表層8 cmの堆積物が混ぜ合わされ、それに伴い求められた時代も平均化されてしまっている。

堆積粒子と間隙水の反応に関しては①溶液からの沈積物の形成、②溶液と堆積粒子とのイオン交換、③有機・無機反応、④粒子への吸着等が挙げられる。これらの反応速度は物質によって異なっている。例えば、赤道湧昇域の堆積物は堆積速度が約5 cm/1000年と大きく、海嶺の熱水系の上ののっているため、間隙水中のカルシウムやマグネシウムの濃度分布は間隙水の移流によって支配されているが (Mottl, 1989), アミノ酸の濃度分布は堆積物との活発な反応の影響が卓越している (Kawahata and Ishizuka, 1989)。炭素循環においては、無機・有機炭素総量ばかりでなく、特に大事な炭素化合物の詳しい分析を行う必要がある。それは、有機物の種類によって分解の仕方やスピードが大いに異なり、これは当然炭素全体の動きにも影響を与える。特に、アミノ酸、糖類には注目する必要がある。というのは、これらは多くの生物の有機物中の40~80%を占めており、その化学特性が比較的よく理解されており、しかも、その化合物は従属栄養生物にとって重要な食物として摂取されるために、急速に再利用されるためその変動が激しいからである。堆積粒子と間隙水との反応によって、堆積粒子の組成も埋没とともに変化していく。第14図は、沿岸堆積物で見られたアミノ酸の濃度分布であるが、ごく表層と深さ50cm位では、アミノ酸総量と組成にかなりの変化が見られ、アミノ酸の相当量が分解されて再び海水へ戻ったことを示している。このように、同じ物質が堆積し続けても、海底表層で堆積物の性質が変質することを続成作用と呼

んでいる。表層堆積物として除去される炭素流量を正確に求めるには、このような作用の補正をしなければならない。

6. まとめと問題点

テーマごとの問題点についてはすでに記したので、ここでは、各々の項目で扱えなかった全体としての問題点や将来の方向をまとめよう。

6.1. システムとしての海洋

海洋における海洋物理・化学・生物学的研究は、海洋全体を1つのシステムとして扱わなければならない方向にある。この小論においても、海水の動きや生物ポンプに深層水・表層水の化学的性質と密接な関係を持っている事を強調してきた。システムとして把握するためのもう一つの側面は、季節変動を含めた時系列、そして空間的(水深を含む)な観測データの取得である。例えば、CTD等を用いて、ある時点における水温・電気伝導度(塩分に換算)のデータを求めるばかりでなく、流速等の時間のパラメータの入ったデータも採る努力が必要である。従来の海洋観測研究は主に観測船を用いて行われてきたが、こればかりに頼っていると、悪天候の多い時期のデータの取得は不可能になってしまう。表面水温や波浪そしてクロロフィルの分布を広範囲に観測する事は、科学衛星の得意とする領域である。衛星を用いた海洋学はまだそれ程の歴史はないが、将来その重要性は急速に増してくるだろう。以上観測について述べたが、もう一つのアプローチとして、数値実験がある。地球科学の場合には、同じシステムを実験室内で作って、実験することができない。そのため、ある現象がどの因子からもたらされたのか特定することが非常に難しくなる場合が多い。数値実験もまだ発展途上であるため、その精度は必ずしも高くはないが、質の高い観測と相補いあいながら、その将来は期待されている。

6.2. タイムレンジ

海水中の化学成分は、①溶存態として基本的に海水と共に移動するもの、②海水の移動はなくとも拡散によって動くもの、③沈降粒子のように鉛直方向のベクトルを持つもの等がある。少なくとも①に関連した物質は、海水の動きに大きな影響を受ける。海洋表層の循環は数十年単位、深層循環は数百年~2000年単位で行われるので、物質もこのようなタイムレンジで動くことになる。一方、動物プランクトンによるフィーカルペレット(直径約1,000 μ m)の大型粒子は、100~200m/日の速さで沈降し、鉛直方向の大きな速度ベクトルを持っている(Honjo, 1976)。そこで、表層の出来事は約1ヶ月で深層

水にもたらされることになる。一方、深海底の堆積物は、約1mm/1000年というゆっくりとした速度で物質が沈積している。このように、海洋における諸現象は固有のタイムレンジをもっており、これを考慮して、相互の現象の関係を解明する必要がある。

6.3. 「地球的規模の環境問題」と「古環境」

近年問題となってきた地球環境問題はより正確な表現をすれば「現代の環境問題」ということができる。このような表現をしたのは、普通の人にとって「古環境」は「現代とは異なった」環境問題としてとらえられる場合が多いからである。

古環境の研究手法は現在海洋から得られた結果を過去に適用して、解釈する 경우가多く、同じ精度のデータを期待できない場合が多い。例えば、有孔虫の炭酸カルシウム殻の重金属、特に、カドミウムの含有量は、この生物が生きていた当時の海洋の①海水中の磷酸/カドミウム比、②生物種による特有の取り込み効率、③海洋における磷酸の全量によって主に支配されている、これらは海洋大循環とも密接な関係をもっている(Hester and Boyle, 1982; Boyle, 1986)。過去の有孔虫殻の分析結果が、現在の海洋観測のそれと精度の点で異なることは明らかである。例えば、今日観測船で外洋へ出れば、①直接海水中の栄養塩やカドミウム濃度、②それらの深度(m単位で)分布を精度よく求め、③ポテンシャル温度や塩分等の他の観測データとの整合性を確かめる事もできるからである。

「古環境」の研究が学術的な側面ばかりでなく、「現代の環境問題」に貢献できるとすれば、①過去の自然現象による変動範囲を明らかにする事、及び②地球表層の発展の歴史の中から環境を支配するより重要な因子を抽出することであろう。このためには、「過去」にも、また、「現代」にも通ずる普遍性や規則性を求める努力がなされねばならない。

謝辞

山室真澄博士、湯浅真人博士、西村昭博士、三田直樹氏、茅根創博士、鈴木淳氏には、本原稿に目をとおしていただき議論して頂いた。お礼申し上げます。

* 引用文献については著者までお問い合わせ下さい。

KAWAHATA Hodaka (1991): Carbon Circulation in the Ocean

<受付: 1991年6月30日>