

海洋における物質循環

—その実態と機構の解明を目指して—

中尾 征三¹⁾

1. はじめに

海洋は、面積にして地球表面の約71%を占め、約13億 km³、すなわち世界中の水(自由水)の約97%で満たされた膨大な空間である。その海洋は、大気に含まれる量の約50倍の炭素を蓄えているといわれている。一般に、海洋という言葉が単独で使われる時、それは、海水とその内容物、および海水で満たされている空間を指すので、海洋に蓄えられている炭素は、海水に溶けているものだけでなく、プランクトンをはじめとする海水中の生物の生体や遺骸といった粒状物質に含まれている炭素も含むことになる。

海洋に蓄えられている炭素は、陸上から運び込まれる有機物や海底の火山活動によってもたらされる二酸化炭素・炭化水素ガスをその起源とするものもあるが、外洋では大気から海洋へ溶け込む二酸化炭素が、もっとも重要な起源であると考えられる。

陸上-大気-海洋をめぐる全地球的な炭素循環の図式の中では、最近の10年間に人類の活動によって大気中に排出された二酸化炭素のうち、約半分が大気中の二酸化炭素濃度を上昇させ、残りの半分がなんらかの形で海洋に吸収されたと考えられている。したがって、海洋がどのようにして炭素を蓄え、その能力が、大気中の二酸化炭素濃度の上昇に伴ってどのように変化するかということが、地球温暖化の進行を占う一つの鍵であることは確かである。

一方、上に述べたように、海洋中の炭素の一部は、生物の遺体(有機物)や有孔虫・コリスなどのプランクトンの殻(炭酸カルシウム)として存在する。そしてそれらは、粒状物質として沈降し、海底に沈積することによって海洋から除去される。この

過程は、海洋から炭素を取り除き、海洋に新たな炭素蓄積能力をもたらすという点で、非常に重要である。また、この過程(“粒状物質の沈降過程”)で沈降する物質の量と内容は、主に表層の生物生産性と粒状物質の沈降ルートにある海水の性質に支配されると考えられる。したがって、それらは間接的に気象と表層の海水の性質の時間的・地理的变化を反映するといえる。

さらに、海底に沈積した堆積物に、海底からの深さに応じた時間の目盛りをいれることができれば、過去の気象・気候や生物生産性の歴史的変動に対応した堆積物の性質の変化過程(“堆積作用の歴史過程”)を読み取ることができる。

地質調査所海洋地質部では、地球温暖化物質のひとつである二酸化炭素のグローバルな循環の一部としての、海洋における炭素を中心とする物質循環の実態とその機構の解明を目指したいくつかの研究プロジェクトを実施している。それらの研究の基本にあるのは、粒状物質の沈降過程と堆積作用の歴史過程の研究を結合することにより、大気中の二酸化炭素の増加・地球温暖化が、海洋環境や海洋・海底の炭素蓄積能力の変化に与える影響と、それらの相互反応の様子を予測できるという哲学である。

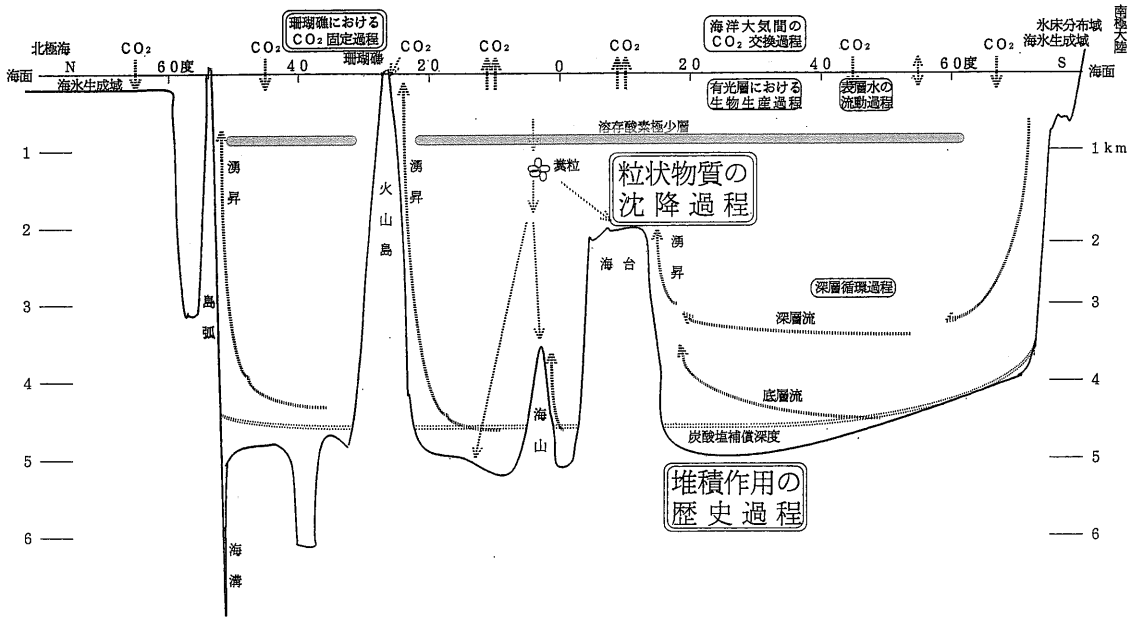
ここでは、それらの研究の基礎となっている知識、研究の方法、研究の目的、さらに、将来の研究の展開についての基本的な考え方などを紹介したいと思う。

2. 海洋における物質循環の概念

海洋におけるあらゆる物質(元素・化合物)の物理的な移動、化学反応・生物活動による様々な変化な

キーワード：海洋, 地球環境, 物質循環, 炭素循環, 粒状物質, 堆積作用

1) 地質調査所 海洋地質部長



第1図 海洋における物質循環の概念

などを総称して、“物質循環” (material cycling) という言葉が使われている。ある元素の地球表層における物理的・化学的変転を量的に表す言葉としては、“循環”よりも“収支”(たとえば、ある元素の地球化学的収支という表現に使われる)の方が優れていると思う。しかし、結果よりも過程や機構に注目すれば、“循環”も、的を得た表現なのかもしれない。

それはともかくとして、海洋における物質循環の概念を第1図に示した。この図は、大気と海洋との交換作用によって海洋に供給された二酸化炭素(化学式 CO_2 、気体状態のものを炭酸ガスと呼ぶ)が、様々な過程を経て海底へ到達(沈積)する様子を中心に描かれたものである。以下にこの図の内容を少し説明したい。

(1) 大気中に気体として存在している二酸化炭素は、一般に水温が低いほど、海水中的の溶解度は高いはずである。したがって、単純な図式では、低緯度帯で二酸化炭素が海洋から大気へ放出され、中・高緯度帯では逆に海洋に吸収されるはずである。しかし、溶解度が同様であっても、植物プランクトンを中心とする生物の生産性が高い海域では海水中の二酸化炭素が大量に消費され、それを埋め合わせるために、大気から海洋への二酸化炭素の吸収が促進される。結論として、南北方向の変化をみると、上に述べた単純な図式に近いが、同緯度であっても

東西方向でみると、同じ放出または吸収速度を持っているわけではないということになる。

(2) 二酸化炭素に限らず、海洋と大気の間で気体が交換される過程は、海洋と大気との攪拌によって促進されると考えられる。この点に関して、海洋における風力の分布を見ると、南緯40度付近には、1月と7月の記録で、ともに風力8(波高5.5 m程度、最高では7.5 m)の出現時間割合が5-10%に達する帯状の海域がある。7月にはその一部が20-30%に達するが、その時期、北半球ではアラビア半島の南方(ここでは中心部で30%に達する楕円形の時化海域がみられる)と北大西洋の北端部付近に5-10%(一部10-20%)の帯状海域がみられる他は、5%未満である。一方、1月には、大西洋、太平洋ともに北緯30度以北の海域は大半が5%以上となり、太平洋ではカムチャツカ半島沖に20%以上の海域が、また、大西洋ではグリーンランド沖に30%以上の海域がまとまって出現する。このように長時間にわたって時化が続く海域では、大気と海水との攪拌が大規模におこり、海水温が低い、中・高緯度の場合には大量の大気成分を溶かし込んでいくものと考えられる。このことは、二酸化炭素の循環を考える上でも極めて重要な要素の一つであるが、定量的な評価を可能にするほどのデータは取得されていないといわれている。

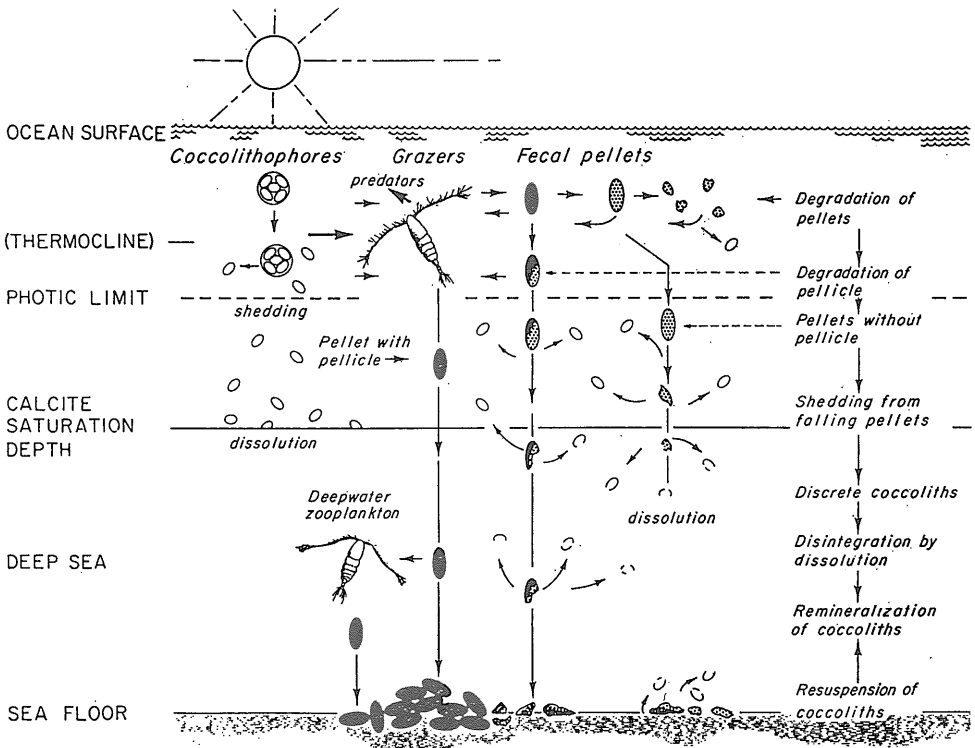
(3) 海水中の二酸化炭素は、珪藻や円石藻(ココリス)のような植物プランクトンの光合成によって生体に取り込まれる。海洋中の食物連鎖に関するもっとも単純な図式では、植物プランクトンは動物プランクトンの餌となり、さらに、それらはより大型の魚や海生の哺乳類の餌になる。一方、最近では、海洋の表層における生物の分類別存在量から、有機物の量として細菌が無視できないというデータも出ている。しかし、いずれにしても、二酸化炭素を直接固定しているのは植物であり、その意味で、有光層内での生物生産過程がもっとも重要であることには変わりがない。

(4) その植物プランクトンの生産量を支配する2つの重要な因子は栄養塩(磷酸塩、硝酸塩など)と水温であろう。大洋では、陸上から供給される栄養塩の量は少なく、実質的な供給源とはなり得ない。それでは、栄養塩はどこから供給されるのだろうか。後に(8)で述べるように深層水起源の湧昇が深海から表層へ必要な栄養塩を運んでいると考えられている。一方、水温は表層水の流動過程である海流の

分布と大気との温度に支配されると考えられる。

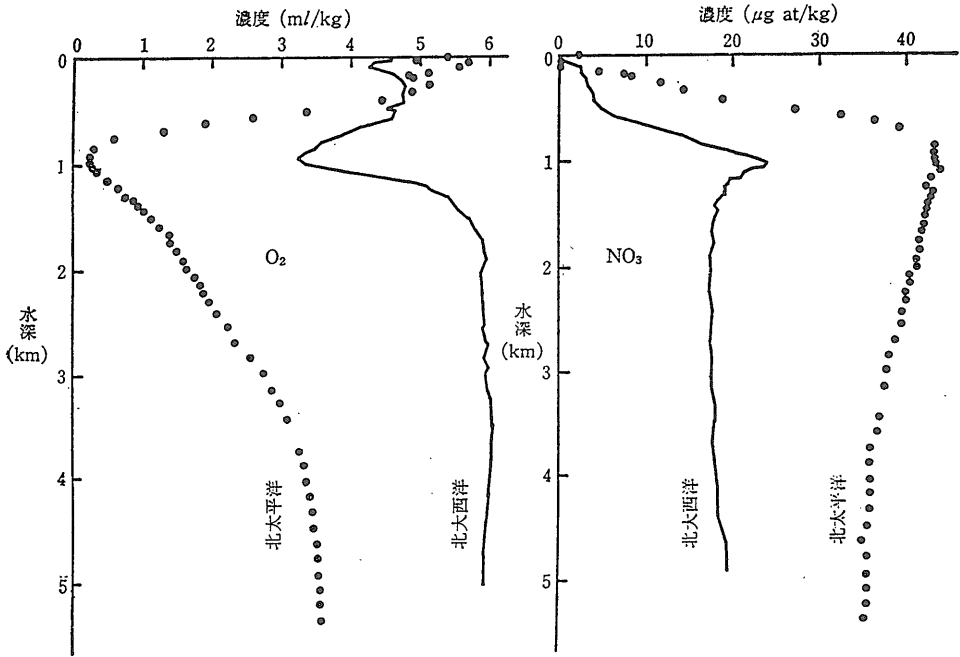
(5) 次に、死滅したプランクトンは沈降して行くが、個々の遺骸や殻(あるいはその破片)は非常に小さく、また比重も小さいため速やかに分解・溶解されて、数1000 mの海底に到達することは不可能と思われる。それでは、数ミクロン~1 mm以下のサイズの炭酸塩でできたプランクトンの殻を深海で見ることができないのだろうか? 答は英語ではイエス、日本語ではノー。太平洋の低緯度帯では、4000 m以深でも沈降中のそのような粒子を捕らえることができるし、同様に深海底の堆積物中にココリスの殻を観察することもできる。では、ココリスの殻はどのようにして深海底に到達するのだろうか。

その仕組みを示唆するのが第2図である。要するに、単独の殻は、1日にわずか15 cm程度しか沈降しないが、ココリスを食べた動物プランクトンの糞粒は、粘液質の薄い膜におおわれていて、1日に160 m程度の速さで沈降する。したがって、後者は、部分的に溶解されるにしても、1カ月程度で



Sinking rates of coccoliths; in a pellet-160m day; a discrete coccolith-0.15m day

第2図 ココリスの炭酸塩殻の沈降モデル
(Honjo, 1976)



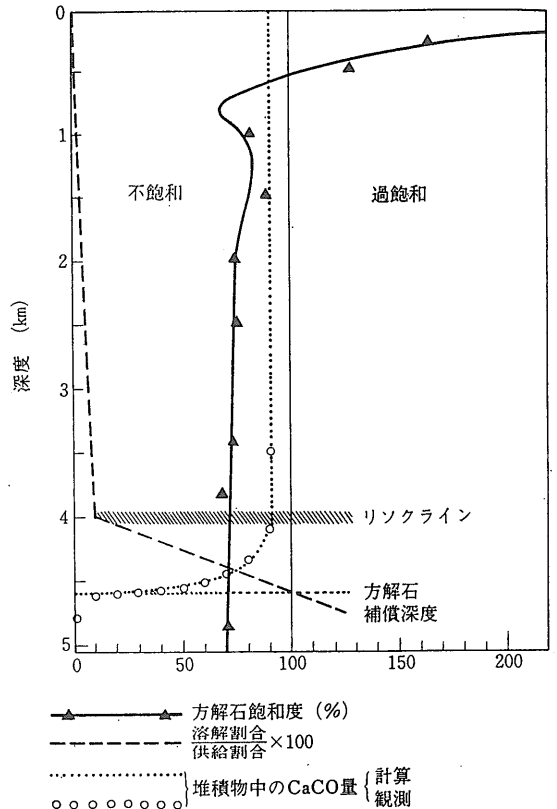
第3図 北太平洋及び北大西洋における溶存酸素(O₂)と硝酸塩(NO₃)の鉛直変化(西村, 1983)

5000 m 近い深さにまで到達できることになる。

(6) 糞粒を含むすべての有機物は少しずつ分解し、酸素を消費しながら沈降するため、大洋では1000 m 程度あるいはそれ以浅に溶存酸素濃度が極端に低い層(溶存酸素極少層)が現れ、数1000 m 以下の中層・深層はむしろ溶存酸素に富んでいる(第3図)。溶存酸素極少層の深度は、表層の生物生産性にも影響され、東太平洋の低緯度帯では、100-700 m の間でほとんど無酸素状態になることもあるといわれている。

(7) 深海堆積物中の炭酸カルシウムの量が水深の増加とともに減少し、ついにはゼロになってしまうことは1950年代から知られていた。その後、第4図に示すような概念に基づいて、炭酸塩物質が海底に向かって供給される速度とその溶解速度が等しくなる深度を、炭酸塩補償深度(CCD, Calcium Carbonate Compensation Depth)と呼ぶようになった。また、炭酸カルシウムの溶解と供給の割合が急激に増加しはじめる深度近辺を溶解躍層(リソクライン)と呼ぶ。

ある海域の CCD は、その海域の生物生産性と、中層水・深層水の性質に左右される。例えば、太平洋の CCD は一般に4200-4500 m であるが、生物生



第4図 海水中の方解石の平衡と炭酸塩補償深度およびリソクラインの関係(和達, 1987)

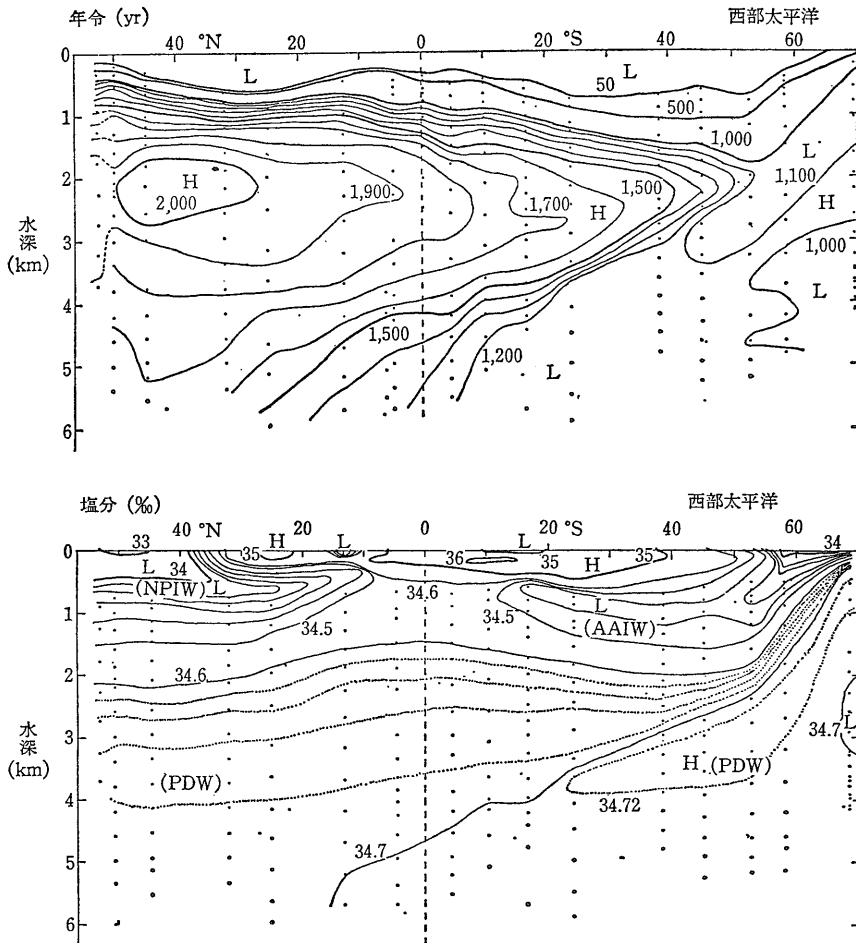
産量の大きい赤道付近では部分的に約5000 m となる。ところで、CCD より浅く陸起源の鉱物成分がほとんど到達しないような大洋の海底には、石灰質軟泥と呼ばれる堆積物が分布するが、CCD よりも深い海底にはどんな堆積物が沈積しているのだろうか。そこには、一般に放射虫や珪藻のようなプランクトンの殻を含む珪質の堆積物(珪質軟泥、珪質粘土など)や、生物の遺骸をほとんど含まず大陸から風で運ばれた粘土鉱物などを主成分とする遠洋性粘土が分布する。

(8) 海洋の流れの中で、表層水の流動(海流)は、おもに大気の流れ(風)によって生じる吹送流であるが、熱帯や亜熱帯で暖められた海水は、密度流として高緯度帯へ向かって流れていく。

一方、海洋には表層水の流動過程とは独立の深層の循環系が存在する。深層水循環の源流は、海水が

発達する海域において形成される。海水が形成される時に、相対的に高塩分で低温・高密度の海水が残され、深部へ潜りこんでいく。現在は、主に、冬季の北大西洋グリーンランド沖で深層水循環の源流が形成され、これが北大西洋深層水(NADW)として大西洋を南下し、南極海へ入る。これに南極大陸に接するウェッデル海起源の深層水が加わり、西から東へ向かって南極大陸を周回する。さらに、その後、主流は太平洋の西側において“太平洋深層水(PDW)”として北上し、北太平洋で中層水となり、次第に表層水と混合されて消えていく。しかし、その一部は“南極海底層水(AABW)”として、大西洋、インド洋および太平洋(PDWの下位)に流入していると考えられている。

西部太平洋の南北断面における海水の年令と塩分の分布を第5図に示す。この図によれば、北大西



第5図 西部太平洋における海水の年令と塩分濃度の南北断面(西村, 1983)

洋グリーンランド沖からスタートした深層海流は、約2000年の歳月をかけて北太平洋に到達するわけである。

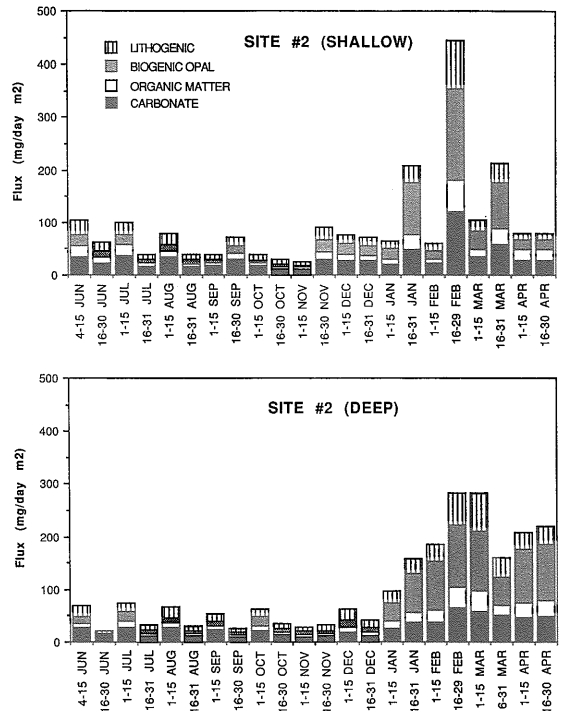
なお、深層流(水)は、4000 m よりも少し浅い深度をゆっくりと流れていると考えられているが、ある時代には、水深5000 m 前後の深海底をも洗い流すような強い底層流の発達していたこともあるといわれている。さらに、深層流・底層流は海山などの地形的高まりに出会うところでは、斜面に沿って昇る湧昇(ゆうしょう)となり、深層水・底層水に含まれる栄養塩を表層へ運ぶ役割を果たす。

3. 粒状物質の沈降過程から何がわかるか

沈降しつつある粒状物質の量と内容を把握するためには、実際にそのものを集めなければならない。その方法として現在実用化されているのは、セディメント・トラップ法と呼ばれるものである。セディメント・トラップは、大きな漏斗と、その底にある試料容器からなる捕集装置である。通常は、タイマーで、2週間とか1カ月とか任意の期間ごとに一定の角度だけ回転する円盤の周囲に、複数の試料容器が取り付けられている。これを、錘とブイの付いたワイヤに取り付けて一定の深度に設置し、一定期間ごとの沈降粒子全体を捕集するわけである。

すでに述べたように、この過程で沈降する物質の量と内容は、主に表層の生物生産性と粒状物質の沈降ルートにある海水の性質に支配され、したがって、間接的に気象と表層の海水の性質の時間的・地理的变化を反映するといえる。沈降粒子の捕集方法や海域による特性、あるいは沈降粒子と懸濁粒子・溶存有機炭素の関係などについては川幡(1992)に、また、海洋の物質循環における糞粒の役割については田中(1992)に詳しく述べられているので、ここでは、最近の具体的なデータに基づいて、粒状物質の沈降過程から何がわかるかを簡単に紹介する。

第6図に示したのは、西太平洋のカロリン海盆(北緯4度付近、東経136度付近)の水深約4900 m に設置したセディメント・トラップで捕集された沈降粒子の量と内容に関するデータである。第6図の上は上部(水深1500 m)、下は下部(水深4550 m)のトラップのデータで、両者とも1991年6月上旬



第6図 カロリン海盆における沈降粒子の分析結果(川幡, 未公表資料)

から1992年4月末までの11か月間を半月ごとに分画した形になっている。また、それぞれの棒の全体の高さは、各期間にトラップに溜まった沈降粒子の総量(1 m² 当り1日に何 mg)を示している。さらに、上部の凡例は粒子の組成を示し、上から順に、鉱物粒子(主に陸上から風や河川で運ばれた細粒のもの)、生物起源のオパール(珪藻や放射虫の殻)、有機物(プランクトンなどの生体起源)、それに炭酸塩(有孔虫やココリスの殻)となっている。この図から明らかになったことを以下に箇条書にする。

- ① 上部のトラップの方が下部のトラップより沈降粒子の総量大きい。これは、この地域の粒子束(フラックス)が基本的に鉛直方向の粒子の移動によって支配されていることを示す。
- ② 上部と下部のトラップに粒子が溜る時間的ずれは概して約2週間、したがって、この間の粒子の沈降速度は約200 m/日と算定される。
- ③ 炭酸塩の流量から、炭酸カルシウムの分解が中深層では進行せず、深層の堆積物表層で進

行することが明らかになった。

さらに、上記と、関連の共同研究で、北北西に約140 km 離れた地点で得られた沈降粒子サンプルから、冬季には共通して、①沈降粒子量が増加することと、②オパール/炭酸カルシウム比および有機炭素/炭酸カルシウム比が高いことが明らかになった。このうち、②は、冬季に大気中の二酸化炭素が有効に吸収されていることを間接的に示すものである。また、後者の地点では、夏場にも沈降粒子量のピークが観察され、それが、ピナツボ火山に由来する火山灰起源の鉱物成分の増加と生物活動の活発化の両者を示唆するものと解釈された。

現在、上に述べたデータと、該当する期間の同じ海域の海洋化学・物理・生物のデータとを比較検討中であるが、それらを総合化することにより、表層の生物生産量の変動が沈降粒子の質・量にどのような影響を与えているかを評価することができる。そして、同様の観測・研究を大洋の大きな構造を代表するいくつかの海域で実施すれば、間接的にはあるが、気象や表層海水の性質の時間的・地理的变化と沈降粒子の質・量との関係が体系的に把握され、つぎに述べる堆積作用の歴史過程の解明に役立つというわけである。

なお、セディメント・トラップ法は、沈降しつつある粒状物質の量と内容を把握するために極めて有効な研究手法であるが、数カ月以上の係留を必要とする上、大量のサンプルを採取できるわけではない。そこで、これらの欠点を補うものとして、現場ろ過法が用いられることがある。この方法は、水中ポンプとフィルターを組み合わせた海水ろ過装置を、ワイヤに取り付けて所要の水深まで降ろし、タイマー制御等の手段で一定時間ポンプを回して、周辺の海水を強制的にろ過し、懸濁物を採取するというものである。1本のワイヤに複数の現場ろ過装置を取り付けて使用すれば、1地点の複数の深度から、数時間で大量の懸濁物を採取することもできる。ただし、この方法では、水中ポンプの作動によって人工的な海水の流動が起こるため、採取されるサンプルには、自然状態では実質的に沈降しないような細粒の懸濁物も含まれる。したがって、現場ろ過法とセディメント・トラップ法で採取されるサンプルは、完全に等価ではなく、相互に比較して検討することも必要である。

4. 堆積作用の歴史過程から何がわかるか

太平洋の水深5000 m 程度の深海盆底に分布する非石灰質堆積物の堆積速度は、1000年で数 mm といわれている。これに対して、海山の上の石灰質軟泥(有孔虫・ココリスなどの石灰質プランクトンの殻が30%以上を占める堆積物)の堆積速度は1000年で数 cm に達することもある。このような石灰質軟泥の主成分である炭酸カルシウムの約10%は炭素であり、一方、深海盆の非石灰質堆積物に含まれる有機態炭素は、わずか0.1%程度である。したがって、同面積・同時間で比較すると、海山上の石灰質堆積物には、深海盆の堆積物中の有機態炭素の量の少なくとも数百倍の炭素が含まれるはずであり、海洋における炭素の循環を考える上で見過ごすことのできない要素である。

さらに、内湾や大陸棚などの沿岸域には、陸上から大量の鉱物質や有機質の物質が運び込まれ、沈積する。したがって、沿岸域の堆積速度は一般に大きく、1000年で数10 cm に達する場合もある。また、運び込まれた有機物は、直接沈積したり、沿岸域の生物生産を促進するので、内湾や大陸棚の外側には、上に述べたいわゆる遠洋性の堆積物と比較して、はるかに多量の有機態炭素を含む堆積物が分布する。内湾の堆積物には、数%の有機態炭素を含むものも珍しくない。このように、沿岸域は、陸起源の物質を海底に固定する場として重要であると同時に、高い生物生産性によって、二酸化炭素を有効に固定する場としても重要である。

さて、上に述べたことは、極めて巨視的な堆積物の性質の地理的变化であるが、海底に沈積した堆積物に、海底からの深さに応じた時間の目盛りをいれることができれば、陸起源物質の供給状況や堆積場の物理的条件だけでなく、過去の気象・気候や生物生産性の歴史的変動に対応した堆積物の性質の変化過程(“堆積作用の歴史過程”)を読み取ることができると。

堆積物に時間の目盛りを入れる場合、任意の深さに絶対的な時間の目盛りを入れられるのは、原理的には放射性元素の壊変を利用した年代測定法だけである。しかし、プランクトンなどの微化石の進化系列、地球磁場の変遷、堆積物への火山灰の混入などを利用する方法や、有孔虫殻の酸素同位体比の時間

的变化(それ自身も環境の一つである表層水温の変化を反映するものであるが)曲線に関しても、最近では絶対時間との対応が詳細に解明されており、適切な複数の方法を組み合わせれば、絶対時間に準ずるデータとして利用できる場合も多い。

ところで、地球的規模での環境変化の予測に必要な“堆積作用の歴史過程”の研究は、何年くらい前までを対象にすべきなのだろうか。今から50年先までの予測のためなら、50年前まで逆上れば十分ではないかというのも、クイズの答としてみれば“正解”になりそうな気もする。しかし、以下に述べる理由により、この様な考え方は現実的ではない。

- ① 地球環境自体が、1年や2年といった短い期間で明確に変化しているわけではない。むしろ、数10年、数100年という規模の大きな変動の上に、数か月単位の季節変化と数年単位の年変動が重なった形で全体の変化が現れている。したがって、海底堆積物の組成の変化などを、年単位で解明することができ、それを50年分積み上げたとしても、過去の50年間と将来の50年が、大規模な変動の同じ時期(フェーズ)にのっているわけではないので、地球環境の将来を、確実に予測することはできない。
- ② かりに、1000年間に10 cm の速度で沈積した堆積物を対象にして、組成の年変動を解析するとすれば、1年間の堆積量に相当する0.1 mm の分解能で時間の目盛りをいれ、組成の分析を行わなければならない。しかし、現実には、数 mm～数 cm の分解能でしか堆積物の組成分析などを行うことはできない。それは、時間分解能にすれば、少なくとも数10年に当たるので、50年間の変化を1年毎の精度で追跡することは不可能である。さらに、堆積速度が1000年間で数 mm の深海盆の堆積物を対象にする場合には、上に述べた時間分解能は数100年となり、その程度の期間で変化していく現象を追跡することしかできない。
- ③ 沿岸域で、堆積速度が1000年間で1 m(=1年間で1 mm)に達するような堆積物を対象とする場合には、堆積物の化学組成(たとえ

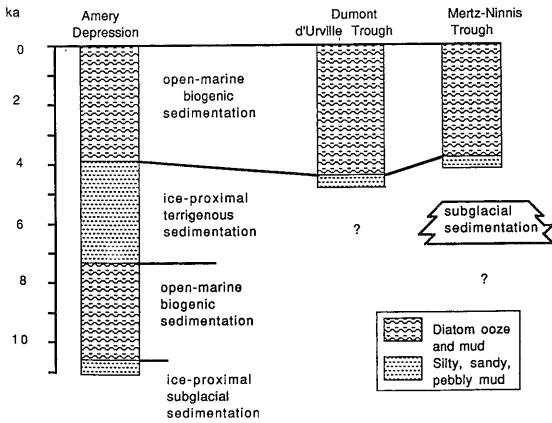
ば各種の重金属元素や人工放射性核種)の年変動を追跡することも可能である。しかし、それらのデータは、地球規模での長期の環境変化を反映するものではなく、したがって、その予測に直結するものではない。

そこで、地球的規模での環境変化の予測に必要な“堆積作用の歴史過程”の研究は、通常は、数10年(地球環境の長期的変動の最小単位)～数100年単位の堆積物組成の変化を認識することから始まる。そして、海域の性質・堆積速度によっても異なるが、数1000年～数10万年前までの期間を目途にして、様々な規模の地球環境の変化と海洋・海底の炭素蓄積能力の変化との関係を読みとるわけである。

ここで、堆積物組成の変化とその意義について、若干具体的な例を下に述べる。なお、これらは、いずれも粒状物質の沈降過程の研究から解明される事柄と結びつけて、はじめて正しい解析がなされるということを記憶しておかなければならない。

- ① 深海盆の堆積物中の有機態炭素の含有量の変化は、表層(有光層)の生物生産性の変動やその要因である栄養塩の供給状況や水温の変動を間接的に反映する。
- ② 同じく、堆積物中の浮遊性有孔虫殻の酸素同位対比の変化は表層水温の変化を反映する。
- ③ 特殊なケースとして、極地域で氷山によって運搬される陸起源の砂礫混じりの泥質堆積物の発達状況から、過去の気温の変化と氷床の消長との関係を解明することができる。

上に述べた③に関連し、南極大陸の周辺で過去1万年間の氷床の消長について述べた論文(Domack et al., 1991)を紹介しておこう。その論文では、第7図に示すように、時間スケールの入った3本の堆積物コアの組成変化が明らかにされている。一番左側のコアは、インドの真南に当たるブリッツ湾から、国際深海掘削計画(ODP)によって採取されたもの上部約17 mに相当するものである。最下部の砂礫混じり泥質堆積物は、最終氷期末期の氷床周辺の環境を示すものである。その後は、地球は次第に暖かくなってきたと考えられている。とくに、4000～7000年前の間は、最近の1万年間でもっとも温暖であった“Hypsithermal period(最暖期)”にあたりと考えられている。これは、縄文時代にあたり、地球が温暖化したために、縄文海進と



第7図 東南極周辺海域の堆積物から読みとれる完新世の氷床の消長

呼ばれる海水準の著しい上昇があった。ところが、同じコアのデータは、南極大陸の近辺では、最暖期に砂礫混じり泥質堆積物が発達し、前後の時代よりもかえって氷床が発達していたことを示唆するとともに、その前後の時代には、氷山の影響を受けていない海域の環境を示す珪藻質堆積物が発達することを示している。第7図の他の2本のコアは、いずれも、オーストラリア南方の海域で採取されたもので、長さにして6,7m、時間にして過去4000年前後しかカバーしていないが、いずれも、最下部に、最暖期近辺での氷床の発達を示唆するデータがみられる。

気温の上昇が、氷床の増大につながるわけは、まず、地球全体で水分の蒸発量・降水量が増える。しかし、極地域では、多少の気温上昇があっても、降水量＝降雪量なので、結局、大陸の氷床は増大するということになる。この論文は、地球温暖化すなわち極地域の氷床の融解・海面の急激な上昇という古典的な危機説を否定するものである。しかし、最暖期には、南極大陸の氷床の増大もあったが、なおかつ海面の上昇もあったというのが事実であり、地球温暖化が海面上昇を引き起こすこと自体を否定することはできない。

5. 海洋における物質循環研究の進め方

海洋における物質循環の研究に関し、現在、地質調査所では、海洋地質部が中心となって、以下のような研究プログラムを実行している。

- ① 「物質循環に関わる海洋地質学的研究」(工業技術院特別研究, 平成2年度～9年度)
- ② 「海洋堆積粒子形成過程とそれに伴う炭素の挙動に関する研究」(環境庁地球環境研究, 平成2年度～4年度)
- ③ 「海洋大循環の実態解明と総合観測システムに関する国際共同研究」(科学技術振興調整費, 平成2年度～4年度)
- ④ 「珊瑚礁による二酸化炭素の固定能力の研究」(工業技術院指定研究, 平成元年度～3年度)
- ⑤ 「海底堆積物の微化石等を用いた長期物質循環変動の推定手法に関する研究」(環境庁地球環境研究総合推進費, 平成3年度～5年度)
- ⑥ 「縁辺海における物質循環機構の解明に関する国際共同研究」(科学技術振興調整費, 平成4年度～6年度)

これらのプログラムのうち、①～③は粒状物質の沈降過程と堆積作用の歴史過程を総合的に研究し、北西太平洋における物質循環のメカニズムを解明しようとするものである。したがって、この3つは、部分的に相補関係にあると同時に、新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)が実施している「海洋中の炭素循環メカニズムの調査研究事業」の一部(とくに海洋の中・深層及び海底下を対象とする炭素の循環)と、実質的に共同で実施されている。つぎに、⑤は、生物生産性の高い高緯度の南極大陸周辺海域において、堆積物中に残された生物遺骸(化石)・鉱物粒子から物質循環・環境変動の推定を行うものである。

さらに、⑥は今年度開始されたプログラムである。縁辺海というのは、我が国の周辺でいえば、東シナ海や日本海のように、大陸の外縁に位置し、島や半島によって不完全に大洋から区画された海のことである。縁辺海は、面積は小さいものの、陸地から大量の栄養塩等の物質が河川や大気を通じて供給されるため生物生産性が高く、海洋における物質循環の研究にとって極めて重要な海域である。この計画では、縁辺海および関連外洋域において、河川や大気を通じて供給される陸起源物質と海洋内で生産されるプランクトン等の生物起源物質の生産・供給量と、それらの海洋内での循環過程および大気との相互作用を研究することになっている。また、この計画は、中国をはじめとする関連諸国との協力を得

て、JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study : 地球規模海洋フラックス研究)や LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone : 沿岸域における陸-海洋間相互作用研究)といった国際プロジェクトのもとで進められることになっている。

上に述べた様々な研究プログラムは、それぞれ、目的に応じて選定された海域を対象にして実施されている。その意味で、④「珊瑚礁による二酸化炭素の固定能力の研究」も珊瑚礁という特異な環境と生態系を対象としているが、他の研究と同様な立場に立っている。また、我々は日独科学技術協力の一環として、継続的な研究予算を伴っているプログラムではないが、インド洋において、極めて大規模な海底扇状地が発達するベンガル湾の粒子状物質の起源・移動の研究を実施している。これも、ミシシッピ、インダスなどと並んで大規模な河川であるガンジス河の沖合という特殊な海域での物質循環を対象とするものである。

さて、海洋における物質循環の実態・機構の解明を目指して、我々の研究はどのように展開されるべきなのだろうか。この点に関して、筆者(1992)は、海洋を、海底の大地形と、水深によって異なる海水の大循環系に支配された、半閉鎖的で異質な多数の系の複合体として捕らえている。別の表現をすれば、海洋における物理・化学・生物学的諸過程は、決して空間的に一様なものではなく、緯度や地形・地質学的位置によって大きく異なっている。

したがって、海洋における物質循環の実態をグローバルに、あるいは大洋規模で解明するためには、縁海や沿岸域、高緯度の海水発達域、中高緯度の長期的荒天域、赤道帯の高生物生産域など、場の特徴に応じたデータの収集が不可欠である。我々は、そのために、JGOFS, LOICZ, GOOS (Global Ocean Observing System : 地球規模海洋観測システム)などの国際的な研究の枠組みや、国内外の関連研究機関との協調のもとに、実施中の研究計画の将来展望

と新しい研究計画の立案を検討している。

さらに、グローバルな視点で海洋における物質循環を研究する場合には、海洋底が拡大しつつある海嶺域も、考慮すべき対象の一つであるといえる。海嶺域における、地球内部からの熱や物質の放出および海洋の間との収支は、比較的長大な時間に関して有意であり、しかも、その影響のおよぶ範囲は比較的狭いものと考えられるが、我々は、この分野についても、InterRidge と呼ばれる国際的な枠組みに呼応した日米・日仏共同研究計画を開始する予定である。

最後に、地質調査所海洋地質部の川幡穂高博士には、カロリン海盆における沈降粒子の分析結果について未公表資料(第6図およびその解釈)の掲載をお許しいただいた。同じく、西村 昭博士に、とくに草稿の前半を読んでいただき、多くの不適確な表現を直していただいた。ここに記して謝意を表します。

引用文献

- Domack, E. W., Timothy Jull, A. J., and Nakao, S. (1991): Advance of East Antarctic outlet glaciers during the Hypsithermal: Implications for the volume state of the Antarctic ice sheet under global warming. *Geology*, **19**, 1059-1062.
- Honjo, S. (1976): Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Marine Micropaleontology*, **1**, 65-79.
- 川幡穂高(1992): 外洋域における粒子状物質の挙動. *地質ニュース*, no. 452, 19-29.
- 中尾征三(1992): 複合システムとしての海洋をいかに捕えるか—地球環境・資源両面からのアプローチ—. *Proceedings of the Techno-Ocean '92 International Symposium*, 540-546.
- 西村雅吉(編)(1983): 海洋化学—化学で海を解く. 産業図書. 286pp.
- 田中裕一郎(1992): 海洋の物質循環におけるフィーカルベレットの役割. *地質ニュース*, no. 452, 30-37.
- 和達清夫(監修)(1987): 海洋大辞典. 東京堂出版. 589pp.

NAKAO Seizo (1993): Researches on material cycling in marine environment, aiming to disclose the process and mechanism.
