

外洋域における粒子状物質の挙動

川 幡 穂 高¹⁾

1. はじめに

「地球温暖化」は現代の地球的規模の環境問題の中で最も重要な項目の一つと認識されている。なぜなら、これは気温や降水量等の気候の要素に大きな影響を与える可能性があるからである。温暖化をもたらす「温室効果」は、太陽の放射エネルギーで暖められた地表が放出する赤外線エネルギーを、大気中の二酸化炭素、メタン、水蒸気等が吸収し、熱エネルギーに変換し、地球表層が温まる事である。これらの大気成分は太古の昔から存在していたので、温室効果もほぼ地球の歴史と同じ程度の長い時間にわたって効いていた。一方、近年騒がれている「温暖化」問題では、このような自然の状態に加えて、人類の活動による二酸化炭素の放出によって、温室効果が強化されるのではないかと恐れられている。

さて、海洋は大気の1,100倍の熱容量、270倍の質量を有しているので、地球表層のエネルギー循環及び物質循環にとって、緩衝機能等の極めて重要な役割を果たしているのではないかと期待されている。特に、地球表層の炭素リザーバーの大きさを比較すると、大気圏に存在する量を1とすると陸上生物（動物・植物含む）が1、土壌が2、海洋が53となり、海洋が最大の炭素リザーバーとなっている。

また、海洋は地球表層の炭素を地圏（地面の下）へ戻す重要な役割も果たしてきた。地圏には大気圏の約86,000倍に及ぶ炭素が蓄積されているが、これらの炭素の大部分は埋もれてしまっているので、大気圏と活発な相互作用を行っていない。地圏に存在している岩石の約80%以上は堆積岩で、全炭素の約75%以上が炭酸塩の形で含まれている。この事は、海洋における粒子状物質の堆積過程が大気中の二酸化炭素濃度の上昇を防ぐ上で重要な役割を果たしてきた事を示している。そこで、現在人類の活動によって放出された二酸化炭素が、海洋地域で粒子状物

質を形成し、地圏へ戻る過程を現在たどっているのかどうかという問題を研究することは現代の地球環境にとって非常に重要であると言える。

ここでは、①海洋の炭素循環における沈降粒子の位置づけ、②沈降粒子を捕集する観測機器であるセジメント・トラップの仕組みと問題点、③世界各地で行われてきたセジメント・トラップ実験の結果、最後に④粒子状物質のまとめと課題について述べる。地球表層及び海洋の炭素循環の概略、及び海洋大循環の変遷については、川幡（1990, 1991a, 1991b, 1992）を参照されたい。

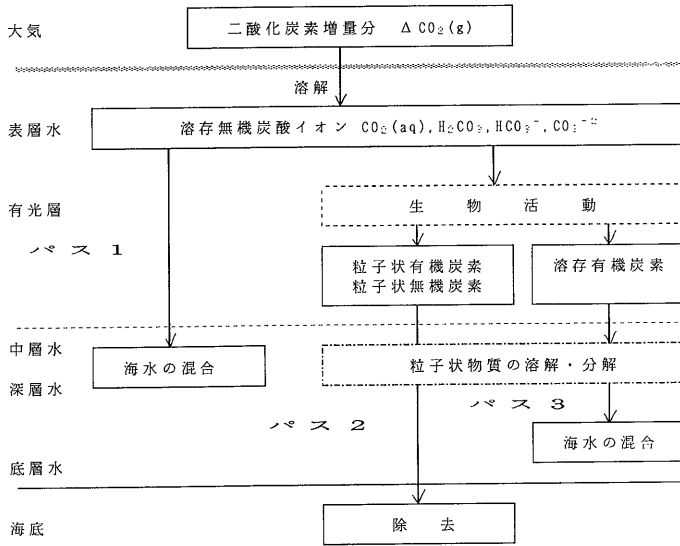
2. 人類の活動によって生産された二酸化炭素の行方

1991年の二酸化炭素濃度は約350ppmv（体積比で100万分の1）で、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%）ずつ増加し続けている。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2,100年までには、現在の約1.5倍である460～560ppmvに達するものと推定されている（Intergovernmental Panel on Climate Change, 1990）。

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 ± 5 億t Cと推定されており、この10年間に放出された総量の $48 \pm 8\%$ は大気圏に蓄積している。残りの52%は主に海洋に溶け込んで、海水中の炭素量を増やしているのではないかと推定されている。この増量分の行方を模式的に描いたのが第1図である。この図では、海洋を鉛直方向に三つに分けた。それらは、上から表層水、中・深層水、海底堆積物で、地域差はあるものの、表層は約300～500mの厚さを、中・深層は約3,300～3,500mの厚さを持っている。次に、物質循環に係わる重要な因子であるタイムレンジに関しては、表層水内の水の循環は通常約数十年単位と言われており、水に溶存して動く元素の物質循環にかかる時間も同じ位の時間となる。一方、中・深層水のそれは海洋大循環とも関連しており、約数百年位である。この事は、もし、沈降粒子の形で表層水から中・深層に炭素が移動したり、人工的に大気中

1) 地質調査所 海洋地質部

キーワード：炭素循環、沈降粒子、懸濁粒子、溶存態、粒子態、鉛直方向の物質輸送、セジメント・トラップ、現場大量濾過器、基礎生物生産



第1図 人類の活動によって増加した二酸化炭素の行方

の二酸化炭素を中・深層に投棄すると、かなりの時間深い所に滞留し、表層へ戻るのに数百年かかるという事を意味している。海底堆積物では、その値は極表層で数百年、通常数千年以上となる。特に堆積物中1m以深まで埋没した場合には、百万年単位以上になり、現在の人類の生活時間まで考えると炭素は半永久的に表層へは戻らない事になる。但しここで注意しておかなくてはならないのは、ここに挙げたタイムレンジはあくまでも平均値であって、湧昇域、中・深層の沈み込み帯、海山域、海嶺域等によって、その値はかなり変動する。

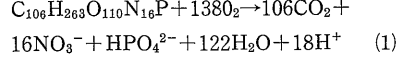
増量分の行方については、三つの代表的なパスが考えられる。

パス1：大気圏の二酸化炭素は海水に溶け込む。そして、溶存無機炭素の量が増加する。この中でも重炭酸イオンの濃度が最も多く、次に炭酸イオンの順となる。濃度の高い海水はまず表層水内で循環する。そして、表層水下部では、中層水と混合し、より深い方へ増量分が運ばれる。このパスは基本的に海水の移動・拡散に伴って物質輸送が行われるので、物質移動の速度は遅い。

パス2：大気圏からまず海水に溶存する形で炭素が移動する。植物プランクトンが光合成を有光層内で行って、海水中の栄養塩を用いて生物体を構成する有機炭素を合成する。また、石灰質ナノプランクトンや有孔虫等は炭酸カルシウム生物殻を作る。これらの有機炭素及び無機炭素は粒子状の形態をしており、相当量は有光層内で動物プランクトン等によって捕食されたり、死後バ

クテリア等によって分解されたりして、消費されてしまう。しかし、その一部は、フィーカルペレットやマリンスノーのような大粒子に取り込まれ、沈降粒子となって、深層水中へ落下していく。

水塊中を沈降する間には粒子と海水とが相互作用をする。海洋のプランクトンの有機物は $C_{106}H_{263}O_{110}N_{16}P$ という平均組成をもつ事が知られており、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、燐酸イオン、水素イオンが増加し、pHが下がる(1式)。



現在の海洋では、深層水における溶存酸素の消費速度は1リットル当たり 0.6~4 μリットル O_2 /年と報告されている (Munk, 1966; Tsunogai, 1972; Kroopnick, 1971)。溶存酸素が、もし、消費されつくすと中・深層水は無酸素水となり、嫌気性の生物以外の海洋生物が生きていくことは不可能になってしまい、死んだ海へと変化していくことになる。現在の海洋では、深層水への酸素の注入は、深層水の沈み込み地域であるノルウェー沖やウェッデル海で行われており、エルニーニョ等の特殊な場合や沿海を除くと酸素が消費しつくされる事はない。また、無機炭素の代表的な化合物である炭酸カルシウムは、中・深層で海水がこの化合物に対して不飽和であるので溶解する傾向がある。特に、炭酸カルシウムが急速に溶解を始めるリソクライン以深では顕著で、これも全炭酸を増加させる方向に働く。

このような水塊中での分解過程を免れてはじめて、沈降粒子中の炭素は海底に達する。増量分の炭素が、現在沈降粒子の増加となり、堆積物となって地球表層から除去される過程をたどっているなら、もとの地圏に戻る事を意味しているから問題は比較的楽観的になる。もちろん化石燃料として地圏から人為的に掘り起こした炭素が除去されるまでの時間的ずれが生じることになる。

パス3：大気中の二酸化炭素が溶存して、生物を経由するところまではパス2と同じである。しかし、パス3の場合には、生物活動によって溶存有機

物が生成される。溶存有機物の形成は大きく二つに分けられる：一つは、生きている生物の代謝に伴い、外界に対して体液等を排出することによって海水に放出する場合で、他の一つは、生物の死後、生物体の分解によって溶存有機物が生じる場合である。海洋における溶存有機物の輸送は、溶存無機炭素と同様、海水の動きに伴って動くので、表層水から中・深層水への移行は、中・深層水の形成域等で比較的活発に行われるかもしれない。溶存有機物の生物による利用はバクテリア等に限定されているという指摘もあるが、有機物の分解過程では、溶存酸素は消費される方向にある。

以上、三つのパスを挙げたが、パス1、3では炭素は溶存態であるので、基本的に海水の移動・拡散に伴って輸送される事になる。一般に、寒冷域を除くと、海洋は海水の密度による成層構造をしているので、表層水が中・深層水と混合するにはかなりの時間を必要としている。一方、パス2では、生物活動によって作られた粒子状物質が沈降粒子となり、炭素の鉛直方向の急速な移動を可能にしている。しかも、温度躍層を突き抜けて表層水から中・深層へ移動した粒子状炭素は、たとえこれらのかなりの部分が水塊中で溶解したとしても数百年の間は表層へ戻る事は難しく、また、堆積物として除去される場合には数千年以上にわたって表層へもどることはないので、たとえば地球表層の温度等の環境が激変しても比較的安定した状態を保てるのではないかと予想されている。

3. 沈降粒子とセジメント・トラップ

セジメント・トラップは、現在のところ海洋で沈降する粒子状物質の直接測定を行う唯一の道具である。そして、この10余年の間に、セジメント・トラップを用いた研究から地球規模の地球生物化学的循環にとって粒子状物質に関する重要な性質がわかってきた。

3.1 セジメント・トラップ実験によるフラックスが合理的である証拠

セジメント・トラップの実験によって測定された粒子状物質の鉛直方向のフラックスは大局において妥当なものであると考えられている。その代表的な理由を掲げると以下ようになる。

①沈降粒子束の深度に対する減少と溶存無機炭素の濃度分布との間には、強い相関がある (Viecilli, 1984)。但し、粒子束(フラックス)とは、粒子状物質が単位時間内に単位面積を通過する率を表す言葉である。

②塵や砂のような大気に浮遊している粒子が太平洋の表層水へ供給される量は、水塊の中層に設置されたセジメント・トラップ実験で実測された粒子束とよくあっている (Betzer et al., 1988)。

③セジメント・トラップ実験で測定されたアルミニウム、トリウム、チタンのような難溶性元素の粒子束とこれらの元素の堆積物への集積速度を比較すると概してよく一致する (Fischer et al., 1986)。

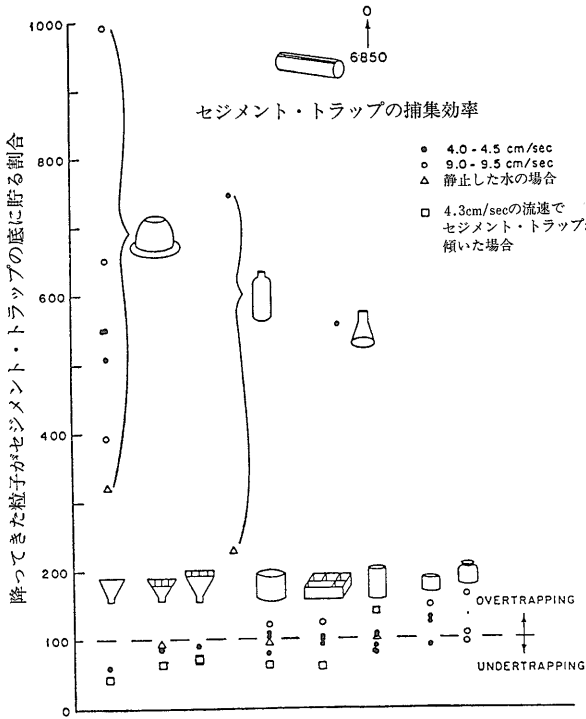
④基礎生物生産の全量に関する推定値と有光層から落ちてくる粒子状有機炭素 (POC) が堆積する途中の粒子束は、場所的にも、季節的にも強い相関が見られる (Deuser et al., 1981; Ittekkot et al., 1984a, b; Lee and Cronin, 1984)。

3.2 セジメント・トラップ実験の技術的側面とその問題点

セジメント・トラップ実験に関する二つの重要な課題は、①任意の海洋環境を対象に計画した時には、定量的な鉛直方向の全粒子束が正確に測定できるであろうか？ また、②化学的、鉱物的、生物学的にも、それらの組成に関して、精度の高い定量的測定を行えるような試料が採取できるであろうか？ という事である。

ここでまず、問題になるのが、セジメント・トラップの形状と粒子状物質の捕集効率の関係である。全く流れのない場で沈降粒子が落ちてくるだけなら、沈降粒子はすなおに鉛直方向に移動するだけであるからどの形状のセジメント・トラップを用いてもほぼ同じ値を示すはずである。しかし、実際に海洋で測定する場合には、水平方向にも流れがあり、また、鉛直方向にも水の移動があり、しかもそれが刻々と変化するので、セジメント・トラップの回りには乱流ができる。そして、そのでき方により、本来セジメント・トラップに入らないはずの粒子まで捕集されたり、セジメント・トラップに入った粒子が再び外へ出ていってしまうので、捕集効率の問題は非常に重要である。当然の事ながら、捕集効率が異なるセジメント・トラップで測定されたデータを定量的に単純に比較する事はできない。

セジメント・トラップの捕集効率と捕集に関する因子との関係をまとめると以下ようになる。①レイノルド数 ($Rt = uD/\nu$: ここで、 u はセジメント・トラップの口の高さでの平均流速、 D はセジメント・トラップロでの外径、 ν は液層の密度に対する液層の粘性率の比) が増加したり、② u/W (ここで、 W は粒子の重力による落下速度) 値が増加したり、③ $A (=H/D$: ここで、 H はセジメント・トラップの高さ) が増加すると捕集効率が減ずる事がある。④入口が小さく、その下のシリンダーが太いと、過剰に捕集してしまったり、⑤ロート状トラップ (いわゆる「コーン」とよばれ



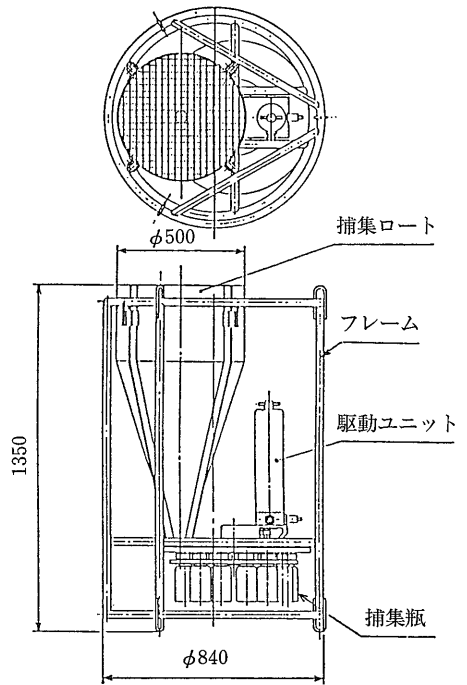
第2図 セジメント・トラップ形状と捕集効率 (Gardner et al., 1980)

ている) の場合には、過小に捕集することが予想されている。このように捕集効率に関係する因子の多くは、基本的にコーンの形状に関するものが多い。捕集効率とコーンの形状の相関をまとめたものを第2図に示す。また、同じ装置を用いても横からの流れ等によりトラップが傾斜すると粒子は捕集されやすくなる。例えば5°傾くと125%、45°になると250-300%まで増加する。この事は、流速の速い海域や表層付近(500m以浅)にセジメント・トラップを設置することを難しくしている。

日本では日油技研(株)製とウッズホール型とよばれる米国マックレーン社製の2種類のセジメント・トラップがよく使用されている(口絵参照)。外洋域での沈降粒子の研究に使用されるものは、ロート状の上面に工夫を加えた捕集効率が約100%のコーン型が採用されていて、その縦横比や大きさもほとんど同じものに統一されている。代表的なセジメント・トラップについてその構造を第3図に示した。

3.3 セジメント・トラップで採取したい物質と実際に採取される物質

海洋域の粒子状物質は密接に関連した二つのプロセスにより鉛直方向に移動している。それらは、①生きている生物やすでに死んでいる生物に伴われて、生きていな

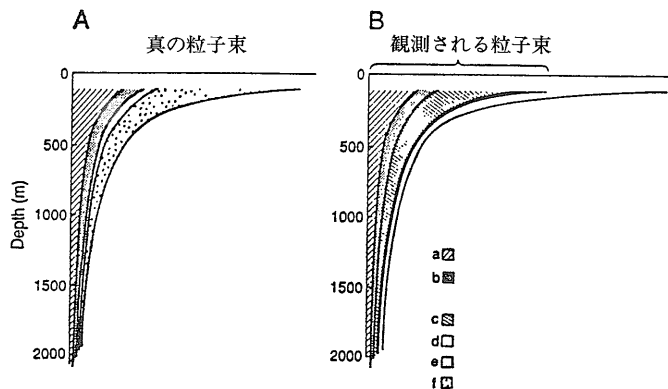


第3図 セジメント・トラップ構造図

い粒子が受動的に沈降するプロセスと②生きている生物が鉛直方向に運動するプロセスである。セジメント・トラップは前者のプロセスを定量的に把握するための装置で、後者に関しては、セジメント・トラップほど、標準化された装置はまだ存在していない。

セジメント・トラップにおける、無機物質や死骸とともに採取された生物の取扱について少しふれる。セジメント・トラップに捕集されるものの中で最も数の多い生物は、バクテリアと、顕微鏡で見える位の大きさの光合成を行う生物である。前者は、生存していない有機物の分解者とみなされており、受動的な物質流量に含まれる。一方、大きな生物の集合はセジメント・トラップへの侵入者と見なされ、粒子束には含まれないのが普通である。これには甲殻類やくらげのような生物も含まれる。

ここで、真の粒子束と観測される粒子束について説明する。真のフラックスを模式的に描いたものが第4図Aである。真のフラックスは「受動的」に沈降する部分と「能動的」に遊泳したりする部分を含む。受動的に沈降する部分は、(a)無機物質や死骸から成る粒子と(b)その粒子を分解する、生きている藻類や微生物から構成されている。定置するにつれて、(a)や(b)から溶脱される溶存成分は、図中では(c)の領域として表されている。生きていて能動的に動く生物によって、ある深さまで運ばれる流量は(f)として表されているが、このメカニズムによる下



第4図

真の粒子束と観測される粒子束の違い (U. S. GOFS, 1989) (a : 真に「受動的」に沈降する物質フラックス (無機物質や死骸から成る粒子), b : 沈降する藻類や微生物の共同体, c : 検知したり, 取り去るのが難しい, 自力で移動できる遊泳者 (透明な管くらげ類, 有孔虫, 放散虫, それらの粘液, 有機物の破片がこの仲間にはいる), d : 明かな遊泳者 (甲殻類や有色でより大型の生物), e : (a) や (b) から溶脱された溶存成分, f : 能動的に鉛直方向に動く生物による輸送)

方への流量の重要性は定量的にはよく理解されていない。

実際に測定される要素は第4図Bに示されている。これはもちろん (a) と (b) を含んでいる。そして、検知したり、取り去るのが難しい。自力で移動できる遊泳者としては、透明な管くらげ類、有孔虫、放散虫、それらの粘液、有機物の破片を挙げる事ができる(c)。この中の幾つかについては、状況がよければ取り除くこともできるかもしれないが、分離するのが技術的に困難なものも含まれている。明かな後生動物(d)である甲殻類や有色でより大型の生物は通常とり除かれる。これらの生物は通常遊泳者と呼ばれている。

セジメント・トラップ実験では、溶けてしまう成分を回収し、能動的に動き回る生物を取り去る事が目標である。生きている生物は浅海には沢山いるので、自力で移動できる生物の混入は表層近くで最も重大な問題となる。自力で移動できる生物も生物体であるので、これらの混入は炭素循環の研究では特に重大な問題となる。Knauer et al., (1984) による、遊泳者を除いたサンプルと遊泳者のデータを第1表に示す。これによると、セジメント・トラップで採取された炭素と窒素のかなりの量が遊泳者の寄与による事がわかる。現在のところ遊泳者を完全に除去する方法はなく、網状ネットで覆う、音波を発信する、弱電流を流す、化学薬品を入れる、自力で移動でき

る生物の寄与を補正する事が可能な特殊セジメント・トラップを作る等の工夫がなされている。

さて、セジメント・トラップで採取された物質は、回収までの数ヶ月から1年間、採取瓶の中に入っている。なるべく採取時の物質を変質させないために、薬品を入れておくことが多い。保存性を高めるためには、グルタルアルデヒド、塩化ナトリウムが、生きている生物を殺すためには、ホルムアルデヒド、クロロフォルム、ナトリウムアジド、塩化水銀、抗生物質等が主に使用されている。日本では中和したホルムアルデヒドを最終濃度2-5%にした液が用いられる場合が多い。

4. 沈降粒子の海域による特性

セジメント・トラップ実験は世界の各地で行われてきている。ここでは、その中から幾つかの代表的な海域で得られた結果を紹介する。

4.1 パナマ海盆

①北部・東部を大陸と接しているため沿岸の影響を受ける事、そして、②海盆中心部には赤道湧昇帯が存在し、高堆積速度(約50m/100万年)を示す程生物生産量が高い事等がパナマ海盆の特徴として挙げられる。岩質の粒子(ほとんどは粘土鉱物、石英、長石)は、特に CCD (炭酸塩補償深度) より深い海底で、深海堆積物中の重要な構成要

第1表 遊泳者をとり除いた後のセジメントトラップ試料と遊泳者の炭素、窒素の平均含有量 (Knauer et al., 1984)。また、有機物を保存する薬品を入れた場合と入れない場合の比較

	トラップ試料 (μg)		除去した遊泳者 (μg)		遊泳者の割合 (%)	
	C	N	C	N	C	N
薬品なし	1970	276	870	130	30	32
ホルマリン	2910	380	1880	405	39	52
アジド	1260	175	1280	270	50	60

素である。遠洋性の環境では、大気浮遊性物質の寄与が重要である。これらの物質の堆積物への寄与が北アフリカや赤道大西洋で示されている (Prospero and Carlson, 1972)。しかし、これらの粒子が気圏から海洋表層に入ってから、どのようにして鉛直方向に輸送されるのか、その機構についてはほとんど知られていない。そこで、北緯 $5^{\circ}21'$ 、西経 $81^{\circ}53'$ の地点でセジメント・トラップ実験が行われた。深度667mと3,791mで全粒子束はそれぞれ $41.7\text{g/m}^2/\text{年}$ 、 $65.6\text{g/m}^2/\text{年}$ であり、石質の粒子（ほとんどは粘土鉱物、石英、長石）は試料全体の約 21.5%、73.7%であった (Honjo et al., 1982)。そして、大気からの供給を越える石質粒子の粒子束が深海に見られた。スメクタイト粒子は、パナマ海盆の測点の北西の大陸斜面に沿って再懸濁しており、深層水の流れとともに移動している。水平方向の輸送は、肉眼で見える位の集合体によって補足されると、今度は鉛直方向に輸送される。これらの集合体の形成は高い表層の生物生産に影響されている (Honjo et al., 1982)。

生物活動に伴う成分としては、アミノ酸、糖分、アミノ糖等が重要である。これらの成分の粒子束には季節変動が見られた。ピークは二つあり、一つが2～3月、他の一つが6～7月である。前者は湧昇に関連した基礎生物生産の増大によるもので、浮遊性有孔虫、オパール殻をもった生物、フィカルベレットが多い (Honjo, 1982)。後者はココリスの繁殖によるもので、糖類の中のアラビノースとリボースの高含有量、アミノ酸の一つであるアスパラギン酸の高含有量によって特徴づけられ、これらの化学成分があまり溶解したり、分解する事なしに鉛直方向に急速に移動した事が示されている (Ittekkot et al., 1984b)。

4. 2 サルガッソー海

バミューダの45km沖で、2年以上のセジメント・トラップ実験（設置深度3,200m）が行われた。これによると、試料の約62.4%が炭酸塩、約5.1%が有機炭素であった。生物起源の炭酸塩、珪酸塩、有機物等の主要成分ばかりでなく、たぶん大気浮遊性物質起源である粘土鉱物のような副成分にも季節変動が見られた。粒子束の変動は、表層水における基礎生物生産の年周期と結びついていて、この海域では、初春に極大値を、晩秋に極小値を示している。全粒子束は1年間で3倍位 ($17.5\sim 56.3\text{mg/m}^2/\text{日}$) 変動している。無機粒子の粒子束も基礎生物生産周期とともに変動しており、混合層から効果的な急速な除去機構が存在している事が示唆されている (Deuser et al., 1981)。粒径 $37\mu\text{m}$ 以下のものについても糖分、アミノ酸、アミノ糖類の粒子束は基礎生物生産を反映した季節変動を示している。これらの3成分で有機炭素の

13-34%、後の2成分で全窒素の30-53%が説明できる (Ittekkot et al., 1984a)。

4. 3 南極海

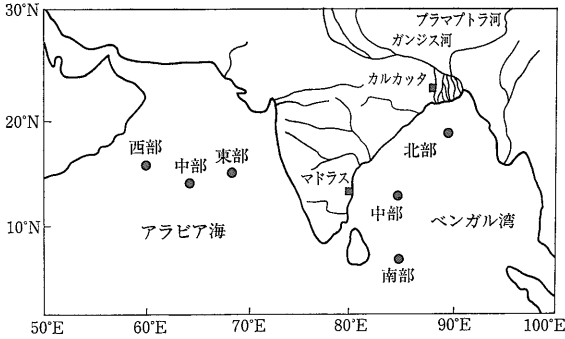
南極海のフランスフィールド海峡でセジメント・トラップ実験が1983年12月1日～1984年11月25日まで行われた (Wefer et al., 1988)。トラップは水深494mと1,588mに設置された。全粒子束は、夏期 (12～1月) には $1.5\text{g/m}^2/\text{日}$ 以上と非常に大きな値を示し、他の時期の10～1,000倍に相当していた。深い方の1,588mに設置されたセジメント・トラップの全粒子束は $110\text{g/m}^2/\text{年}$ であった。この地点では、たった2ヶ月間の高生産期間に全粒子束の97%が集中している。生物起源の炭酸塩・粒子状有機物・オパールで、494mに設置されたトラップの全量の約67%が説明できる。残りは石質粒子である。粒子の輸送は主にクリルによるフィカルベレットを介して行われている (Wefer et al., 1988)。

4. 4 日本海溝

海溝は周囲の海底と比べると非常に深い海盆であるので、どのように物がたまっていくのか、また、その過程でどのように粒子が変遷していくのかを解明する目的で、房総東方の約9,200mの凹地でセジメント・トラップ実験が行われた (本庄, 1989; 野崎, 1989)。全粒子束は深度8,798m (JT-01, 02) で $65\text{g/m}^2/\text{年}$ 、深度4,260m (JT-3) で $36\text{g/m}^2/\text{年}$ であった。また、最大・最小粒子束は前者で $430\sim 100\text{mg/m}^2/\text{日}$ 、後者で $230\sim 65\text{mg/m}^2/\text{日}$ であった。これら二つの水深での粒子の構成にはかなり差が認められる。深い方では、非生物粒子が65% ($37\text{g/m}^2/\text{年}$) を占めているのに対し、浅い方では38% ($14\text{g/m}^2/\text{年}$) に過ぎない。また、生物起源の粒子に関しては、深い方では、生物起源珪質粒が18% ($10\text{g/m}^2/\text{年}$)、炭酸カルシウムが9% ($5\text{g/m}^2/\text{年}$)、浅い方では、それぞれ、17% ($6\text{g/m}^2/\text{年}$)、33% ($12\text{g/m}^2/\text{年}$) を占めている (本庄, 1989)。また、季節変動については、浅い方は春のブルームに関連した極大が見られるが、深い方では10～12月過ぎに最大となり、春から夏季にはむしろ低い値を示す結果となった。これは、パナマ海盆、サルガッソー海、南極海等で得られている全粒子束の変動が表層の植物プランクトンブルームの出現と密接に関連している事実とは、時間的な性質が異なっていることを示唆している (半田, 1989)。これらの観察事項から、海溝では深層での堆積作用は中層とは異なっているように考えられ、表層での基礎生物生産の変動よりむしろ海溝壁にそった流速の変動、再懸濁粒子の運搬等に影響されている事が示唆されている (本庄, 1989)。

4. 5 アラビア海

モンスーンはインド洋北部の表層循環に顕著な影響を



第5図 インド洋におけるセジメント・トラップ実験海域

与えている。これによって、アラビア海では沿岸に沿って栄養塩に富んだ水が湧昇しており、この地域は世界でも有数の基礎生物生産の高い海域となっている。モンスーンで引き起こされた粒子状物質の影響がアラビア海の深層までどのように影響しているのかを調べるために、アラビア海の西部、中央部、東部の3点でセジメント・トラップ実験が行われた(第5図)。約1年にわたる全粒子束は、アラビア海西部で 33.92g/m^2 、アラビア海中央部で 26.45g/m^2 であった。また、粒子束の季節変動が記録され、ピークは南西の季節風(6~9月)と北東の季節風(12~2月)の活発な期間であった。例えば西部地点ではモンスーンの南西風の時期に 23.56g/m^2 、北東風の時期に 5.29g/m^2 と、両期間で全体の85%が占められていた。また、試料の約56.0%が炭酸塩、21.5%がオパール、7.8%が石質性物質(非生物物質)、5.3%が有機炭素、0.6%が窒素であった。これらの粒子束のパターンを支配する主要な要因は①風によって混合層の深度が深くなり、②それに伴い、栄養塩に富んだ深層水が湧昇して、有光層に栄養塩をもたらされ、その結果高生物生産になる事であると考えられている(Nair et al., 1989)。

4.6 ベンガル湾

ベンガル湾はインドをはさんでアラビア海と逆の東側に広がっている。両海域ともモンスーンの影響を強く受けているという共通点があるが、ベンガル湾の特徴は、ガンジス河とブラマプトラ河という世界でも有数の河川からヒマラヤの水河の融水にもつ淡水や雨水と陸源性の粒子状物質が多量に海洋へもたらされている事である。これらの影響がベンガル湾の南部の深層までどのように及んでいるのかを調べるために、ベンガル湾の北部、中央部、南部の3点でセジメント・トラップ実験が行われた(第5図)。約1年にわたる全粒子束は、北部(水深2,263mの809mと1,727mの深度に設置)でそれぞれ 49.77g/m^2 、 51.59g/m^2 、中央部(水深3,259mの906mと2,282mの深度に設置)で 35.15g/m^2 、 44.79g/m^2 、南部(水深4,017

mの1,040mと3,006mの深度に設置)で 32.83g/m^2 、 38.08g/m^2 であった。粒子束のピークは南西の季節風の時期に観察された。これは河川から海への流入が最大になった時期と一致している。また、北部の深層の試料では、約20.8%が炭酸塩、15.6%がオパール、54.2%が石質性物質、5.1%が有機炭素であった。北から南の設置点に向かって、炭酸塩は増加し、オパール、有機炭素、珪質性物質(非生物物質)は減少する(Ittekkot et al., 1991)。これらの粒子束のパターンを支配する主要な要因は①モンスーンによる淡水と陸源碎屑物の流入、②それに影響された海洋生物生産であると考えられている(Ittekkot et al., 1991; 石塚・Ittekkot, 1990)。

5. 粒子状物質の性質と沈降粒子研究の課題

ここでは、第4章で紹介した沈降粒子の性質を基に、一般的な特性をまとめるとともに、粒子状物質に関するその他の性質を整理し、粒子状物質の研究課題について述べる。

5.1 粒子束の特徴

セジメント・トラップ実験によって著しく知識量が増加し、理解が深まったのは、粒子の流量とその挙動であろう。全粒子束の平均値をまとめたのが第2表である(Noriki and Tsunogai, 1986)。これによると、生物起源物質がかなりの量を占めている。さらに、非生物粒子もフィルターペレットやマリンスノーに取り込まれる機会が増大するので、表層における生物生産は全粒子束にとってかなり支配的な因子であると言う事ができる(Deuser et al., 1981)。

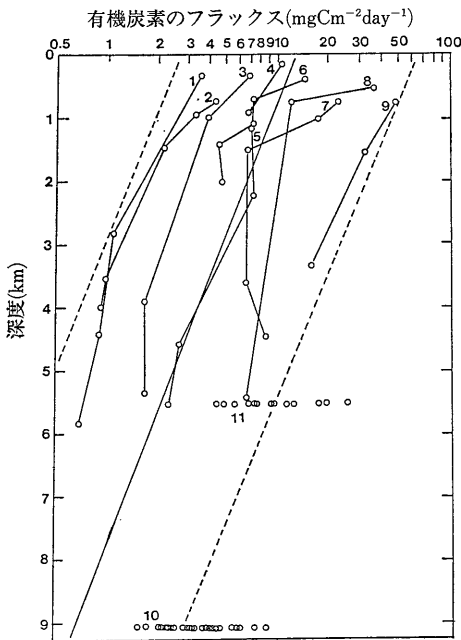
有機炭素は無機炭素と共に海洋における炭素循環にとって重要な物質であるが、その粒子束は海域または季節によって大きく変動することがよく知られている。これは、海洋表層の基礎生物生産性に大いに依存しているためである(Deuser et al., 1983)。一般に、中緯度海域では基礎生物生産量が低く、有機炭素束も小さい。しかし、高緯度に近づくにつれて基礎生産量は増加し、深層水への有機炭素束も増加する傾向がある。これは最終的に堆積物となるが、その有機炭素含有量にも表れている。但し、これは大局的なもので、有機炭素の生産と除去の間にはさまざまな因子が介在している(Emerson and Hedges, 1988)。特に、水深はその中でも重要な因子で、沿岸からの水平方向の粒子束の影響が特に大きくない海域では、概して、深層水における有機炭素束の減水率はその絶対値によらずほぼ一定の値をもつ(第6図)。

全海洋の堆積物に沈積した炭素の約75%は無機炭素で、炭酸カルシウムの生産と溶解は海洋の炭素循環にと

第2表 外洋域におけるセジメントトラップ実験による沈降粒子の粒子束と組成 (Noriki and Tsunogai, 1986)

	セジメントトラップ 設定深度		全粒 子束	有機物	オパール	CaCO ₃	粘土
	(km)	(n*)	(mg/m ² /日)	(%)	(%)	(%)	(%)
太平洋	0.30-5.58	(5)	13	22.8	9.1	61.7	10.3
太平洋東部	0.50-3.80	(5)	16	22.7	18.1	40.2	13.3
大西洋北部	0.98-5.21	(3)	17	22.5	5.0	45.5	13.0
太平洋東部	0.47-3.66	(5)	23	30.9	21.5	36.4	9.9
大西洋赤道域	0.39-5.07	(4)	53	14.5	9.7	55.7	19.9
太平洋東部	0.51-4.22	(5)	67	35.1	27.9	33.8	8.2
パナマ海盆	0.67-3.79	(6)	144	17.6	19.5	32.5	30.0
太平洋北部	1.02-4.38	(3)	184	15.8	57.5	19.3	5.2
太平洋西部	1.33-3.25	(3)	367	20.0	54.9	8.9	16.2
南極海	0.52-3.11	(5)	990	15.1	81.0	2.1	0.1

(n*) セジメントトラップ設置個数



第6図 各海域から得られた有機炭素粒子束の鉛直プロファイル (半田, 1991). 1. 北太平洋中央部 (15°N, 151°W), 2. 北太平洋東部 (31°N, 124°W), 3. 大西洋赤道域 (13°N, 54°W), 4. 北太平洋北部 (45°N, 165°W), 5. 北太平洋北部 (48°N, 176°W), 6. 北太平洋中央部 (18°N, 145°W), 7. 北太平洋東部 (37°N, 127°W), 8. 北太平洋西部 (45°N, 155°E), 9. 南極海 (61°S, 150°E), 10. 日本海溝 (34°N, 142°E), 11. 日本海溝 (41°N, 144°E).

って重要である。ハワイ周辺の亜熱帯地域、カリフォルニア沖の東太平洋、日本近くの西太平洋、南極海の5測点で行われた炭酸カルシウム粒子束の結果を基にすると、炭酸カルシウム生物殻の生産はそれ程大きく異なら

ないという報告もある (Noriki and Tsunogai, 1986). 無機炭素の深度分布は有機炭素のそれとかなり異っている。表層水は方解石 (炭酸カルシウム) に関して過飽和であるが、水深 800m 位で飽和から不飽和となり、それより深い所では不飽和度は増加する。但し、炭酸カルシウムの溶解は不飽和とともに始まるのではなく、水深3,500 m以深のリソクラインあたりで急速に溶解が始まる。そして、上からの炭酸カルシウムの供給流量と溶解流量の釣り合った深度が CCD と呼ばれている。セジメント・トラップに補足された沈降粒子の場合には、不飽和の海水に触れている時間が短いため、浮遊性炭酸カルシウム粒子の一部はまだ溶け残っている (大場・魚本, 1989)。また、急速な鉛直方向の輸送は、ココリスがリソクライン以深で溶解してしまう水深でも存在していた事から支持されている (Honjo, 1976)。さらに、鉛直方向の急速な粒子による物質輸送は、チェルノブイの核施設の事故からの核種が深海に急速に出現した事によっても示される。チェルノブイの4番反応器は1986年4月26日に爆発したが、黒海のセジメント・トラップ (1,071mに設置) には、1986年6~9月にその影響と考えられる放射性核種が検出され (Buessler et al., 1987)、北海のベルゲン (222mに設置) のトラップには、¹³⁷Cs, ¹³⁴Cs, ¹⁰⁶Ru, ¹⁰³Ru については5月16~27日、¹⁴⁴Cs, ⁹⁵Nb, ⁹⁵Zr については6月8~20日にピークが見られた (Kempe and Nies, 1987)。

次に、無機化学成分については、日本海のセジメント・トラップ実験による深度890~3,240mの5層とボックスコアのサンプルの25元素分析の比較が行われ、元素濃度と元素/Al (アルミニウム) 比の解析結果より四つの元素グループに分類されている (Masuzawa et al., 1989)。

濃度も元素/Al比も深さとともに減少するグループ (I, Ba, Ca, Sr), ③海水から除去される元素で、濃度、元素/Al比が深さとともに少し増加する元素 (Mn), ④生物活動によって海水より除去される元素で、元素濃度はほとんど一定、または、深さとともに増加し、元素/Al比は深さとともに減少するグループ (As, Sb, Se, Ag) である。これらの元素は、基本的に粒子と海水との相互作用によって支配されている。

5.2 懸濁粒子

ヴィーマ海峡で鉛直方向と水平方向の粒子束が測定されている (第7図)。前者はセジメント・トラップによる結果で、後者は流速と粒子濃度の測定から求められている。これによると鉛直方向の粒子束は、水平方向のそれのたった0.01~0.1%である。そして、鉛直方向の粒子束は3倍位しか変化しないが、水平方向のそれは、50倍以上も変化している。しかし、鉛直方向と水平方向の間には明かな相関はみられない。

セジメント・トラップで捕集される粒子は、鉛直方向のベクトルをもつもので、一般に大粒子である。また、細粒粒子であっても、放射性核種をトレーサーとして用いた研究によると、海水中のほとんどの懸濁粒子は溶解しない限り、沈降粒子に捕足されて海底に落ちていくとされている (Nozaki et al., 1981)。しかしながら、沈降速度が無視できる位、滞留時間が長い細粒の物質は、海洋中に存在する粒子状物質の大部分を構成しており、フィーカルペレットとマリンスノーの集合体である沈降粒子は量的には非常に少ない。

沈降粒子と懸濁粒子との間には、特に有機物の組成に顕著な違いの認められる場合が多い。海洋の懸濁性有機物はアミノ酸・タンパク質・炭水化物・脂質・核酸・植物色素において、すでに続成作用を受けた有機物から構成されている。特に、これらの粒子中に非タンパク質アミノ酸が存在する事は、沈降過程で微生物分解を受けている事を示している (半田, 1991)。また、東部赤道太平

洋の水深1,500mの所から、セジメント・トラップと現場大量濾過器によって採取された粒子状物質の有機成分の分析の結果からは、大・小粒子の二つの粒子プールが単純に存在しているというより、有光層や中層において両プールの間で活発な相互作用が示唆されている (Wakeham and Canuel, 1988)。

粒子状物質の微量成分の分析には相当量の試料が必要である。しかし、例えば100リットルの海水を汚染なしに濾過するには、非常な労力と時間が必要である。このため、現場大量濾過器が開発された。これを用いると、現場 (表層水や中・深層水中) で約2時間をかけて、700リットルの海水をスクレポアフィルター (孔径1 μ m) で濾過する事ができる (第8図, 口絵)。

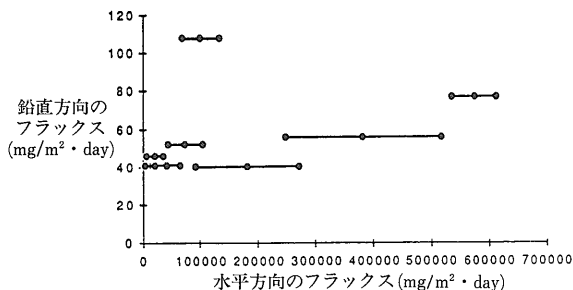
5.3 沈降粒子と溶存有機炭素の関係

海洋深層で酸素がかなり溶存している状態で有機物が存在している事は、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生物からの排せつ、②粒子状有機物の溶解等が考えられている。溶存有機物の存在量は深海には約8,600億tC、表層には900億tC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。第2章で述べた二酸化炭素増量分の行方で述べたパス3は、溶存有機物を經由する炭素循環を表している (第1図)。もし、現在有光層内で溶存炭素リザーバーから生物活動を通じて溶存有機炭素が急速に作られているなら、増量分の炭素はさしあたって溶存態のリザーバーに吸収されてしまう。その場合、炭素リザーバーとして、より小さな沈降粒子の役割は小さなものになってしまう。

このように溶存有機物の問題は非常に重要である。そして、現在の最大の問題点は、この値の根拠となった分析値である。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)。そうなると上に述べた炭素リザーバーの大きさも、もっと大きな値へと変更される可能性もある。しかし、類似方式の分析機器であっても、製作会社によって分析値はかなりばらつく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。

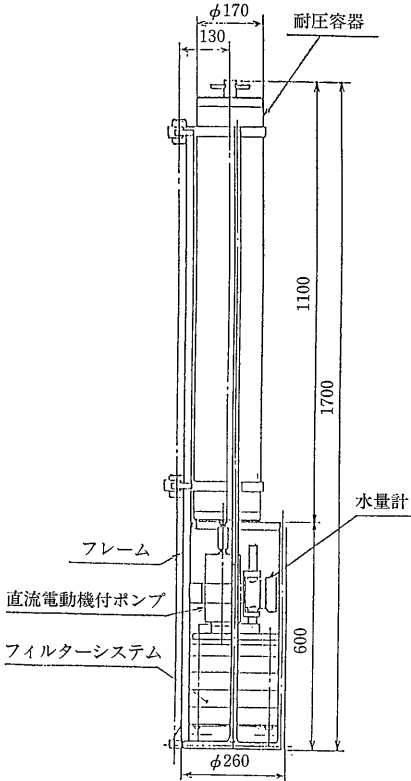
6. まとめ

主に化石燃料の燃焼による二酸化炭素放出分の約52%



第7図 水平方向と鉛直方向の粒子束の違い (Gardner et al., 1981)

文 献



第8図 日油技研製現場大量濾過器の構造図

は主に海洋に溶け込んで、海水中の炭素量を増やしているのではないかと推定されている。この増量分の行方は大きく分けて三つのパスが考えられる。パス1では二酸化炭素が海水に溶け込み、溶存無機炭素量が増加する。パス2では、溶存態の無機炭素が生物の働きで粒子状炭素を作る。パス3では溶存態の無機炭素が生物を経由して溶存有機物が生成される。

さて、化石燃料の燃焼は地圏から大気圏へ人為的に炭素を移動させているという事を意味している。地質調査所では、粒子状物質の精密観測を通じて、どれ位の炭素が粒子状物質となって、現在地圏へ戻る過程をたどっているのかという問題に的を絞って研究を進めている。これらの成果は現在の海洋の炭素循環が上記のパス1, 2, 3のどのコースを経由しているのかについても重要な知見を与えるものと期待されている。

謝辞：東京大学海洋研究所の石塚明男博士に原稿を読んでいただき、議論していただいた。お礼申し上げます。

Betzer, P. R., Carder, K. L., Duce, R. A., Merrill, J. T., Tindale, N. W., Uematsu, M., Costello, D. K., Young, R. W., Feely, R. A., Breland, J. A., Bernstein, R. E., and Greco, A. M. (1988): Longrange transport of giant mineral aerosol particles. *Nature*, **336**, 568-571.

Buessler, K. O., Livingston, H. D., Honjo, S., Hay, B. J., Manganini, S. J., Degens, E., Ittekkot, V., Izdar, E. and Eonuk, T. (1987): Chernobyl radionuclides in a Black Sea sediment trap. *Nature*, **329**, 825-828.

Deuser, W. G., Ross, E. H., and Anderson, R. F. (1981): Seasonality in the supply of sediment to the deep Sargasso Sea and implications for the rapid transfer of matter to the deep ocean. *Deep-Res.*, **28A**, 495-505.

Deuser, W. G., Brewer, P. G., Jickells, T. D. and Commeau, R. F. (1983): Biological control of the removal of biogenic particles from the surface ocean. *Science*, **219**, 388-391.

Emerson, S. and Hedges, J. I. (1988): Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. *Paleoceanography*, **3**, 621-634.

Fischer, K., Dymond, J., Lyle, M., Soutar, A., and Rau, S. (1986): The benthic cycle of copper: Evidence from sediment trap experiments in the eastern tropical North Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1535-1543.

Gardner, W. D. (1980): Sediment trap dynamics and calibration: a laboratory evaluation. *J. Mar. Res.*, **38**, 17-39.

Gardner, W. D., Biscaye, P. E. and Hogg, N. G. (1981): Effects of horizontal processes on sediment traps measured in Vema channel. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, **62**, 903.

半田暢彦 (1989): JT-01, 02 における有機物フラックス. *海洋科学*, **21**, 197-202.

半田暢彦 (1991): 海洋における有機物と炭素循環に関する研究. *J. Oceanographical Soc. Japan*, **47**, 49-61.

Honjo, S. (1976): Cocoliths: production, transportation and sedimentation. *Mar. Micropaleontol.*, **1**, 65-79.

Honjo, S. (1982): Seasonality and interaction of biogenic and lithogenic particulate flux at the Panam Basin. *Science*, **218**, 883-884.

Honjo, S., Manganini, S., and Poppe, L. J. (1982): Sedimentation of lithogenic particles in the deep ocean. *Mar. Geol.*, **50**, 199-220.

本庄丕 (1989): 海溝の海洋環境研究について—その目的と展望—*海洋科学*, **21**, 181-186.

Intergovernmental Panel on Climate Change (1990): *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. Houghton, J. T., Jenkins, G. J., and Ephraums. eds.

石塚明男・Venu. Ittekkot (1990): ヒマラヤ山脈からベンガル湾とアラビア海への季節的な粒子状物質の流入と海底扇状地の活動的な流床 (active channel) との関係. *海洋科学*,

- 22, 315-323.
- Ittekkot, V., Deuser, W. G. and Degens, E. T. (1984a): Seasonality in the fluxes of sugars, amino acids, and amino sugars to the deep ocean: Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*, **31**, 1057-1069.
- Ittekkot, V., Degens, E. T., and Honjo, S. (1984b): Seasonality in the fluxes of sugars, amino acids, and amino sugars to the deep ocean: Panam basin. *Deep-Sea Res.*, **31**, 1071-1083.
- Ittekkot, V., Nair, R. R., Honjo, S., Ramaswamy, V., Bartsh, M., Manganini, S., and Desai, B. N. (1991): Enhanced particle fluxes in Bay of Bengal induced by injection of fresh water. *Nature*, **351**, 385-387.
- 川幡穂高 (1990): 地球表層の炭素循環. 地質ニュース, **427**, 25-39.
- 川幡穂高 (1991): 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—. 地質ニュース, **445**, 30-42.
- 川幡穂高 (1991): 海洋と地圏の相互作用と物質循環—炭酸塩に伴う物質循環における問題点—. 海洋科学, **23**, 822-830.
- 川幡穂高 (1992): 海洋大循環と物質循環の変遷. **100**, 1007-1068 地学雑誌, 印刷中.
- Kempe, S. and Nies, H. (1987): Chernobyl nuclide record from a North Sea sediment trap. *Nature*, **329**, 828-831.
- Knauer, G. A., Karl, D. M., Martin, J. H., and Hunter, C. N. (1984): In Situ effects of selected preservatives on total carbon, nitrogen and metals collected in sediment trap. *J. Mar. Res.*, **42**, 445-462.
- Kroopnick, P. (1971): Dissolved O_2 - CO_2 - ^{13}C system in the eastern equatorial Pacific. *Deep-Sea Res.*, **21**, 211-227.
- Lee, C. and Cronin, C. (1984): Particulate amino acids in the sea: Effects of primary productivity and biological decomposition. *J. Mar. Res.*, **42**, 1075-1097.
- Masuzawa, T., Noriki, S., Kurosaki, T., Tsunogai, S. and Koyama, M. (1989): Compositional change of settling particles with water depth in the Japan Sea. *Mar. Chem.*, **27**, 61-78.
- Mopper and Degens, E. T. (1979): In: The Global Carbon Cycle. SCOPE Rep, **13**, [Bolin, B., Degens, E. T., Kempe, S., Kenter, P. (eds.)]. Chichester-New York-Brisbane-Toronto: John Wiley and Sons, 293-316.
- Munk, W. H. (1966): Abyssal recipes. *Deep-Sea Res.*, **13**, 707-730.
- Noriki, S. and Tsunogai, S. (1986): Particulate fluxes and major components of settling particles from sediment trap experiments in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **33**, 903-912.
- Nozaki, Y., Horibe, Y., and Tsubota, H. (1981): The water column distributions of thorium isotopes in the western North Pacific. *Earth Planet. Sci. Letter.*, **54**, 203-216.
- 野崎義行 (1989): 海溝の海洋環境研究について—JT-01を中心にして—. 海洋科学, **21**, 187-191.
- Nair, R. R., Ittekkot, V., Manganini, S. J., Ramaswamy, V., Haake, B., Degens, E. T., Desai, B. N. and Honjo, S. (1989): Increased particle flux to the deep ocean related to monsoons. *Nature*, **338**, 749-541.
- 大場忠道・魚本和典 (1989): セジメントトラップ JT-01, 02中の浮遊性有孔虫化らの酸素・炭素同位体比. 海洋科学, **21**, 239-245.
- Prospero, J. M. and Carlson, T. N. (1972): Vertical and areal distribution of saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **77**, 5255-5265.
- Sugimura, Y. and Suzuki, Y. (1988): A high-temperature catalytic oxidation method for the determination of non-volatile dissolved organic carbon in seawater by direct injection of a liquid sample. *Marine Chemistry*, **24**, 105-131.
- Tsunogai, S. (1972): *Biol. Oceanogr. Northern North Pacific.*, 517-533.
- U. S. GOFS (1989): U. S. Global Ocean Flux Study Planning Report, **10**, p.94.
- Viecelli, J. A. (1984): Analysis of a relationship between the vertical distribution of inorganic carbon and biological productivity in the oceans. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8194-8196.
- Wakeham, S. G. and Canuel, E. A. (1988): Organic geochemistry of particulate matter in the eastern tropical North Pacific Ocean: Implications for particle dynamics. *J. Mar. Res.*, **46**, 183-213.
- Wefer, G., Fischer, G., Fuetterer, D. and Gersonde, R. (1988): Seasonal particulate flux in the Bransfield Strait, Antarctica. *Deep-Sea Res.*, **35**, 891-898.
-
- KAWAHATA Hodaka (1992): Particulate matter in the open sea.
-

<受付: 1992年1月29日>