

地球表層の炭素の循環

川 幡 穂 高¹⁾

1. はじめに

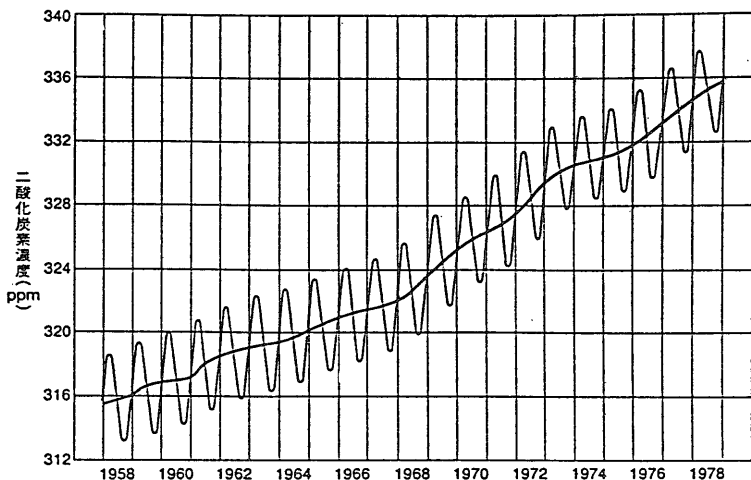
人間の活動は主に地球表面、海洋、対流圏など狭い範囲に限られ、その活動も大自然と比べれば、小さかったため、今まで、活動の影響が直接、地球規模で環境に影響を与えることはなかった。しかし、近年成層圏のオゾン層の破壊や大気圏の二酸化炭素やメタンの濃度の上昇にみられるような環境変化が、急速に進んでいる。特に、二酸化炭素に代表される温室効果気体の濃度上昇は、将来地球の気温を上昇させる危険をはらんでいる。この気温の上昇は、たぶん海面上昇、降水地帯の移動、植生の変化などを引き起こし、人間の活動にも大きな影響を与えるものと予想されている。このため、化石燃料から放出される二酸化炭素を含めて、その炭素系化合物の循環機構の解明が求められているが、二酸化炭素を構成する炭素は、いろいろな化合物をもち、その生成・分

解には無機、有機反応、生物化学反応などが関係しているので、その循環はかなり複雑である。しかも、循環が地球表面全体にわたるため、データ収集も不十分であり、全体像の正確な把握はいまだに困難なものとなっている。地球の環境問題の紹介やトピックスは、最近多くの総論や論文で扱われているので(秋元, 1989; 田中, 1989 角皆, 1989 a, b), この小論では、環境問題の基礎となる炭素循環の基本的な性質について概観し、いくつかの問題についてふれることにしたい。

2. 大気中の炭素と気温上昇

大気中の二酸化炭素濃度はどのように分布しているのだろうか。また、地球の気温は全域で上昇しているのだろうか。

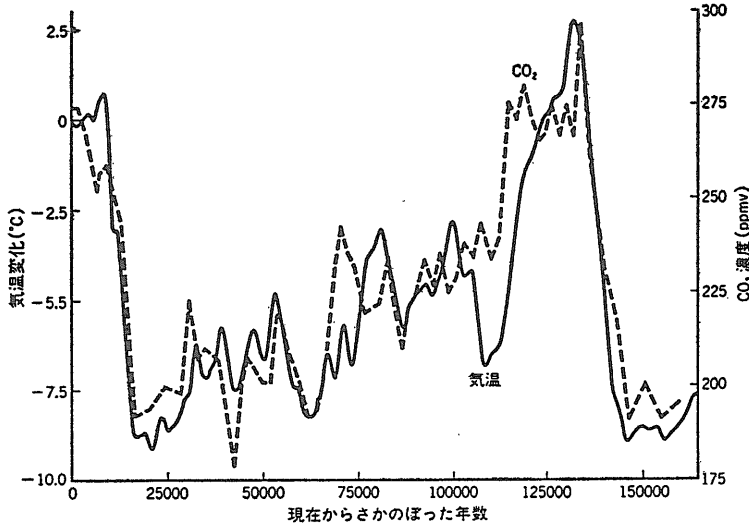
2.1 大気中の炭素



第1図 1958年以降以来、ハワイ島マウナロア山頂付近の観測所で、スクリップス海洋研究所のキーリングが、米国海洋・大気局の協力を得て継続観測を行った結果を示したグラフ。二酸化炭素濃度は、着実に増加していることがわかる。

1) 地質調査所海洋地質部, 科学技術庁研究開発局海洋開発課

キーワード: 二酸化炭素, 温室効果, 温暖化, 炭酸塩, 無機炭素, 有機炭素



第2図 南極ポストーク基地での氷床コアの分析から得られた気温(実線)と二酸化炭素濃度(波線)。過去16万年の気温と二酸化炭素の変化はみごとに平行している。長さ2000m以上の氷床から1mごとにサンプルを採取し、各々のサンプルについて、気温はD/H(重水素/水素)比から求め、二酸化炭素はトラップされていた空気を測定した。気温は南半球高緯度を代表しており、地球の全表面の平均気温に直すとこの図にでている約半分になる。

1979年の時点で、大気中には炭素化合物として二酸化炭素(CO₂)が7200億t(=340ppmv:1ppmvは堆積比で100万分の1)メタン(CH₄)が30億t(=1.41ppmv)一酸化炭素(CO)が2.3億t(=0.11ppmv)存在しており(Freyer, 1976)、大気中の炭素化合物の99%以上は二酸化炭素で占められている(Crutzen, 1983)。ハワイのマウナロア(Mauna Lon)の観測地点における大気中の二酸化炭素濃度の有名な経年変化を第1図に示す。この図のカーブは、主に(1)長期にわたる濃度の上昇、(2)季節変動を反映している。二酸化炭素濃度は、1958年に観測を開始してから25ppmv増加して、1982年には340ppmvに達した。同様の傾向は、南北両半球の数地点において観察されている(Keeling, 1983)。

大気中の濃度を直接測定できない時代の二酸化炭素濃度(P_{CO2})は、年輪に含まれる安定同位体と放射性核種の分析、南極の氷床中にトラップされた大気の実験結果より約16万年前までさかのぼってかなり正確に求められている(第2図、第3図)。この結果は、(1)産業革命以前であっても二酸化炭素濃度は変動して、最終間氷期最盛期の約13万年前にはその濃度が約300ppmv位まで上昇した時期があった事(Barnola et al., 1983; 1987)(2)その後、最終氷期にはP_{CO2}は今日よりずっと低い値となった事(Shackleton et al., 1983)(3)時には200ppmvを下まわった事(Nefel et al., 1982, 1988; Bavnola et al., 1987)(4)1万8000年前以降の後氷期には、P_{CO2}は再び上昇し、800-2500 B. P. には260ppmv位(Barnola et al., 1983)

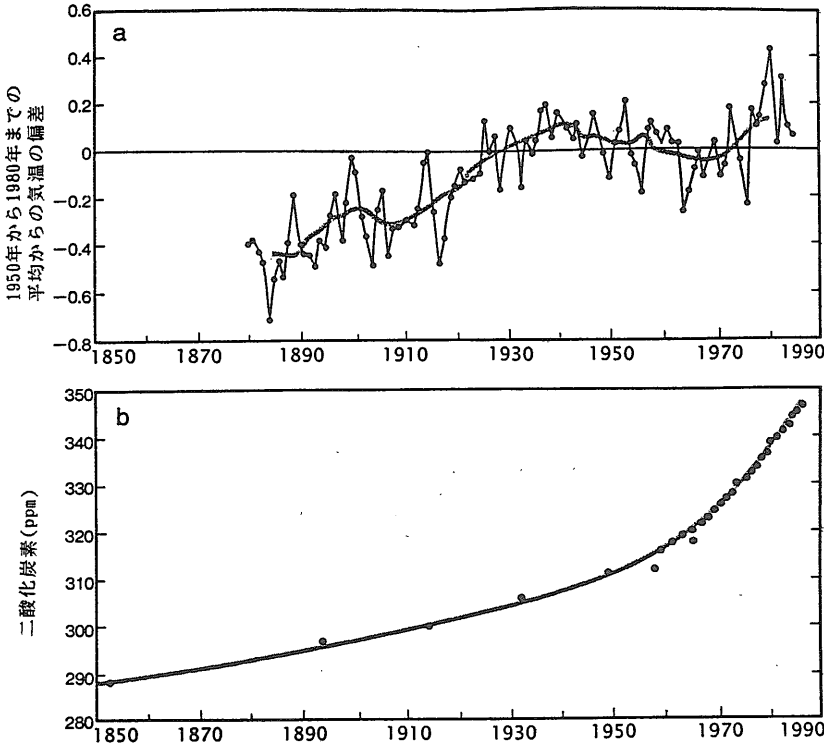
(5)19世紀には245-270ppm(Peng, 1983; Stuiver, 1978)になった事を示している。今日の二酸化炭素濃度はこの16万年で、最も高い水準となっており、高い率(4%/yr)で増加している(第1図)。

二酸化炭素の濃度の季節変動は植物の光合成、植物や土壌の呼吸に影響される。濃度の最大は春から夏にかけて起こり、最小は秋におこる。最大と最小の差は場所により異なるが、アラスカで15ppmv、ハワイで6ppmv、南半球で1ppmvであり、地域による変動がみとめられる。

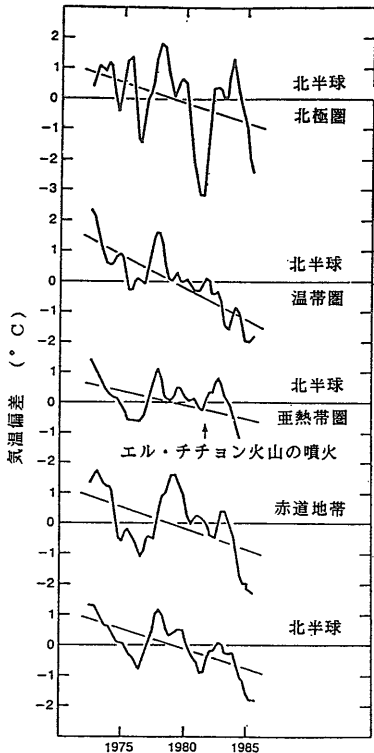
長期間の上昇と季節変動の2つの要因を除くと、2-10年周期で約1ppmv位の差の波動がハワイのマウナロアでみられ(Keeling, 1983)赤道域の海面温度の上昇が関係しているのではないかと指摘されている(Bacastow, 1976; Newell and Weare, 1977; Bacastow et al., 1980)。

2.2 気温は地球全域で上昇しているであろうか

地球気温の経年変化の解析の結果、変動が大きく、時には寒冷化もおこったようにみえるが、1860年以降、地球の平均温度は0.5-0.7°C上昇していることが明らかとなった(第3図)。この期間中、最も上昇が著しかったのは、最近の10年間である。こうした最近の温暖化は、統計的に有意であり、全地球気候システムにもとずいた予測とも一致している(Houghton and Woodwell, 1989)。しかし、温度を大気の高さなどにわけて調べてみると必ずしも同じ傾向がみられるわけではない。この20年間では、地表と対流圏中層では気温の上昇がみられ、圏界面



第3図 過去140年の地球の平均気温と二酸化炭素濃度。(Houghton and Woodwell, 1988)



第4図 地上26-55kmの成層圏の温度の変動。各々のグラフに引かれた直線は最小自乗法によって求められた傾向を示している。(Angell, 1987)

と下部成層圏では長期傾向として気温は低下している(第4図)(Angell, 1987)。また、気温の変化は地域にも偏りがあり、北半球では、過去40年間東シベリア・アラスカで上昇し、大西洋側で下降している。

このように二酸化炭素濃度と平均気温との関係は、10-20年位の短期間の変動でみると、普通言われる程すっきりしていないが、少し長い期間でみると両者に密接な関係があるのは確かなようである(第2図)。しかし、温室効果によって気温が上昇したのか、気温が上昇したために二酸化炭素が大気中に多く漂うようになったのかなど因果関係については、検討すべき問題が数多く残されている。まず、炭素化合物と二酸化炭素の基本的性質について整理しておきたい。

3. 炭素化合物と二酸化炭素

炭素は生命にとって不可欠の元素であり、炭素自身とも、他の元素とも結合できるので、化合物の総数は数百万にもぼると言われている。炭素には6つの酸化状態(+4から-4まで)があり、大気中では、+4の状態の二酸化炭素(CO₂)が主なものである。これは常温で無色・無臭の気体であり、その比重は、空気の約1.5倍、

第1表 宇宙, 地球全体, 地殻における元素の存在度
(メイソン, 1966)

元素	原子番号	宇宙 相対的存在度	地球 (原子/Si-1)	地殻 (原子)
H	1	4×10^4	—	1.4×10^{-1}
He	2	3.1×10^3	—	—
C	5	3.54	—	1.6×10^{-3}
N	7	6.6	—	1.4×10^{-4}
O	8	2.14×10	3.4	3.0
Ne	10	8.6	—	—
Hg	12	0.91	0.97	8.7×10^{-2}
Si	14	1.00	1	1
S	16	3.75×10^{-1}	1.1×10^{-1}	8.2×10^{-4}
Ar	18	1.5×10^{-1}	—	—
Fe	26	5.78×10^{-2}	1.2	9.1×10^{-2}

1.832 kg/m³ (21°C, 101, 325N/m²) である。通常の条件では、この気体は化学的に安定であり、高圧になると液体、あるいは固体に変化する。すなわち、温度21°C圧力838psigで、二酸化炭素は液体になり、さらに冷却すると大気圧下、-78°Cでドライアイスになる。二酸化炭素が水にとけると CO₃⁻²・H₂CO₃・HCO₃⁻となるが、酸化状態はC(+4)で二酸化炭素と同じである。一酸化炭素CO(+2)は、火山ガスの中に、C(0)はグラファイトやダイヤモンドの中に含まれる。ほとんどの非炭酸塩の炭素は光合成により C_nH_{2m}O_nなどの型で固定されている。

4. 宇宙における炭素化合物

地球における炭素化合物の量や流れは、宇宙の中での炭素の挙動の延長線上にあると思われる。炭素化合物の変遷について少しまとめてみよう。

4.1 地球の生物体と宇宙を構成する主要元素

星間物質に普遍的に多く含まれる10元素を第1表に示した(メイソン, 1966)。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) から構成されている。地球上の生物は、炭素-酸素-水素-窒素 (C-O-H-N) であるから、星間物質中に含まれる元素の含有量の順番は多少異なるが、両者は基本的に同じ元素からできていることになる。生物体にとって重要な元素、燐や硫黄 (P,S) も星間物質に比較的多く含まれている (Ahrens, 1979)。一方、地球は星間物質とは全く異なった化学組成をもっている：鉄-酸素-珪素-マグネシウム (Fe-O-Si-Mg)(第1表)。以上のことから、

生物体を構成している有機物は、鉄-珪素-マグネシウムに富む地球よりもずっと宇宙の組成に近いことがわかる。

4.2 星間物質に含まれる炭素

炭素は、宇宙に多く含まれる元素の1つである。それはどのような状態で存在しているのであろうか。電波望遠鏡観察やスペクトルの解析により、星間物質の中に、50以上の分子が、見つかっている (Mann and Williams, 1980)。それらの主なものは、水素・水・一酸化炭素・メタン・ホルムアルデヒド・アルコール・シアン・アンモニア・水酸基である。

暗黒の星間物質では、ほとんどが (>99%) 気体として存在しているが、塵状の固相もみられる (Salpeter, 1974)。

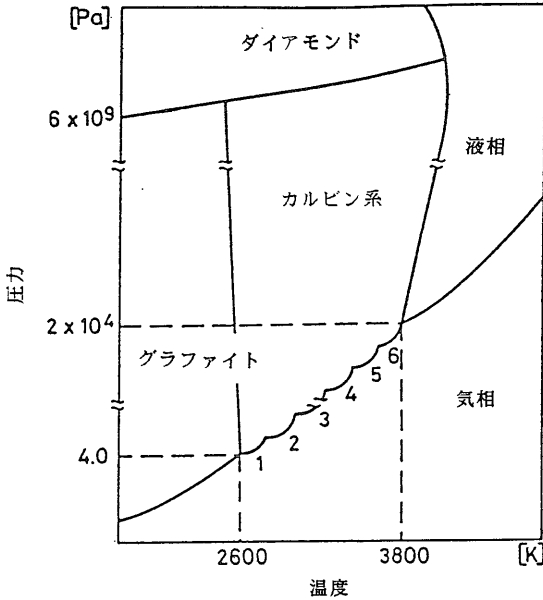
分子として存在する中で最も多いのは水素であり、全体の約90%をしめていて、その濃度は、約10¹⁶H₂/cm³である。一方、塵状の粒子は、直径0.5μm以下の粒径で、炭素化合物・Fe-Mg 珪酸塩・鉄などであると推定されている。しかも、これらの固体粒子の表面には、水・アンモニア・メタンなどが附着しているらしい。電波望遠鏡を用いた研究によると、炭素はすべて分子の形態で結合している。一方、窒素については理論的に存在する量のたった1ppmが、複雑な有機分子に取り込まれている (Salpeter, 1974)。

4.3 隕石にみられる有機炭素化合物

一酸化炭素の分布から典型的な星間物質の広がりや推定すると、その直径は146.7光年 (146.7×9.461×10¹²km=1.39×10¹⁶km) となる。これらが集積して、太陽系のようなシステムを作ることになる (Suess, 1975)。太陽系に最初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、炭素は還元された状態で存在していた (Morris and Richard, 1982)。二酸化炭素や炭酸塩などは、物質が進化し、ずっと後の段階でできたと考えられている。約45億年前の様子は、隕石などから推定されている。隕石には、ダイヤモンド・グラファイト・カーバイド・ポリメタリック有機物・炭酸塩などの炭素化合物が含まれている (Urey, 1956, Brett, 1966, Mason, 1966, Kaplan et al., 1963)。

4.4 地球内部の炭素

炭素の重合体は、温度・圧力によりその結晶構造をかえる(第5図) (Whittaker et al., 1978)。炭素は高圧力下で3800K以上の温度では、炭素は容易に珪酸塩・鉄の熔融体に溶ける。グラファイトの安定領域では、炭素は水素と反応するとメタン (C+2H₂=CH₄) を、水分があると一酸化炭素と水素 (C+H₂O=CO+H₂) を生成する。そして、一酸化炭素が、水分と反応すると二酸化炭素ができる。(CO+H₂O=CO₂+H₂)。一方、二酸化炭素は、鉱物中



第5図 炭素相図 (Whittaker, 1978)

の炭素や炭化水素からも作られる(Freund et al., 1980)。以上の熱力学的な考察から、二酸化炭素とメタンは無機化学反応でも生成する事がわかる。これら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。

4.5 地球と金星の炭素化合物の比較

地球の歴史の初期の段階では、地球の大気中の P_{CO_2} 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)。金星の大気は、主に二酸化炭素 (96%) からできており、金星表面での大気圧はほぼ20気圧である。二酸化炭素の量は 1.30×10^9 億 tC にもなり、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する (Degens, 1979)。金星の表面温度は 427°C と高い。これは、金星が地球と比べて太陽に近いということももちろんであるが、水星の昼の部分の平均表面温度が 250-300°C であることを考慮すると、温室効果も見逃すことはできない。もし、金星に月や火星のように大気がなかったとすると太陽直下の一番高温度のところでも、せいぜい 150°C と計算されている。地球表面は金星とは逆に比較的快適な温度にたもたれている。これは、地球と太陽の距離が適当であることも一因であるが、地球には金星に存在しない海洋があり、生命が存在し、温室効果をもたらす二酸化炭素が大気中に留まらず、絶えず水圏や岩石圏の中を循環しているということも重要な要因である。生命体は、二酸化炭素を有機物や炭酸カルシウムの形に換えて炭素を地殻に

もどすのに大きな役割を果たしている。

5. 地球上における炭素循環

地球表層における炭素循環はかなり複雑である。そこで、まず循環に関連した主なプロセスを第6図に、その概略と主要部分を第7図に示す。炭素が主に蓄積されているのは、地殻・海洋・大気・陸域生物である。各々に存在する炭素量は、第3表にも掲げたが、大気中存在する炭素量を1とすると9000:50:1:1となる。地殻には膨大な炭素が蓄積されていて、その変動は100万年-1000万年単位の長い期間の炭素循環には重要であるが、短期間 (10-100年) の大気中の二酸化炭素の変動に焦点をあてるなら海洋-大気-陸域生物の相互作用が重要となる。そして、これら3つの間のやりとりの微妙な不均衡によって大気中の二酸化炭素量は大きく影響される (毎年30億 tC が大気中に蓄積されているが、これは大気中の全蓄積量のたった4%にすぎない)。

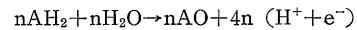
6. 生物圏における炭素の循環

生命と海との存在は地球の炭素の分布に大きな影響を与えているらしい。生物はどのようにして炭素を固定したり、活動エネルギーを得ているのだろうか。

6.1 生物による二酸化炭素からの有機物の合成

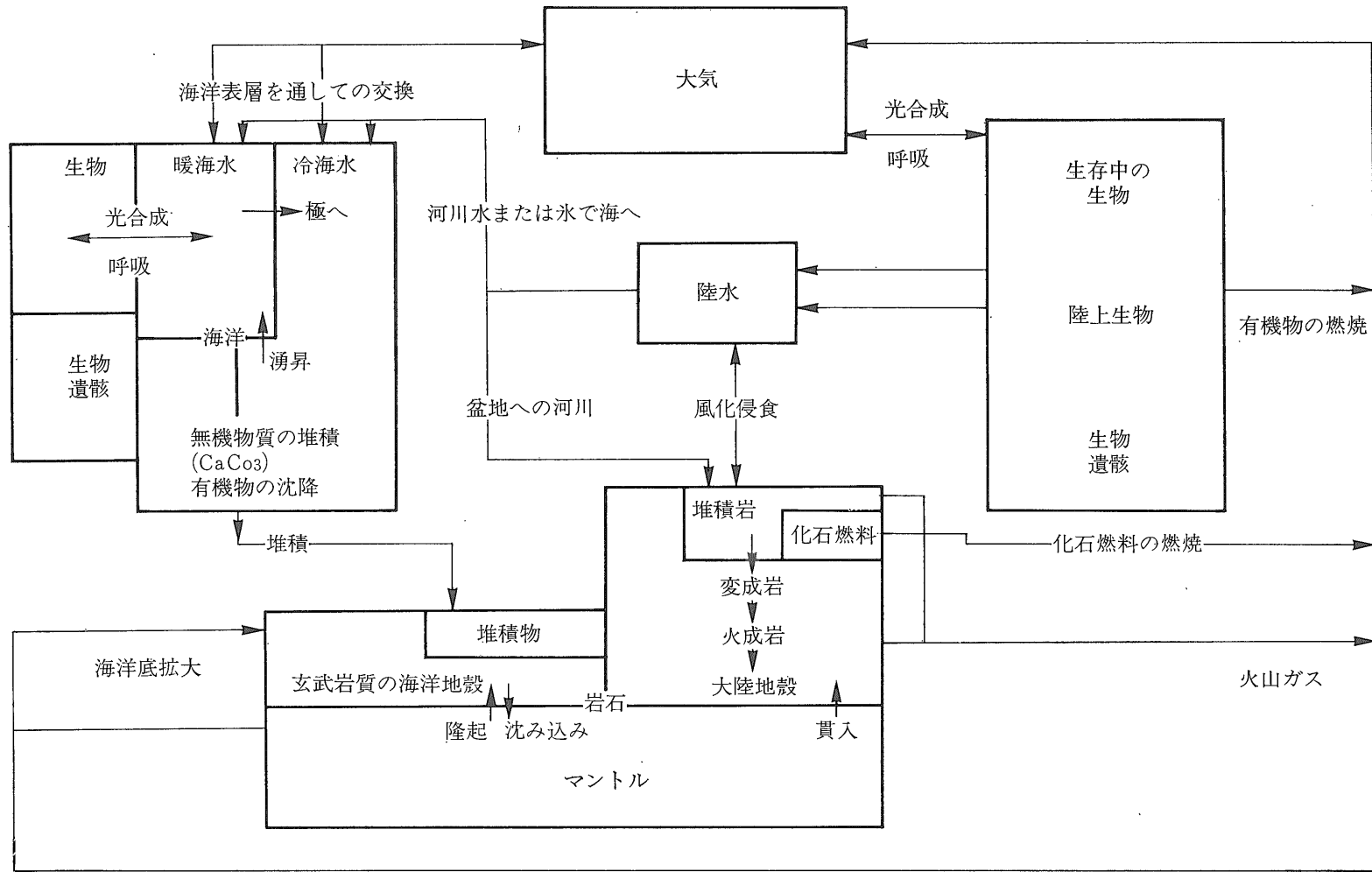
地球上の生命は、究極的に、大気中や水に溶存した二酸化炭素から合成された有機物に負っている。その合成のために地球上の生物は進化の過程で、大きく分類して2つのタイプをみいだした：(1) H_2S , CH_4 , CO , NH_3 , H_2 , Fe^{2+} , S_0 , NO_2 などの酸化、(2) 光による水の分解。

(1)の化学合成を利用するものは、バクテリアに限られ反応式は



となる。大洋中央海嶺の中軸谷の海底熱水地帯に棲息している動物群は、海底より噴出する熱水中に含まれる H_2S を酸化し、エネルギーを得ている (Corliss et al., 1979; Baross et al., 1982; Jannasch and Mottl, 1985)。ここでは、デサルフォビブリオ (*Desulfovibrio*) またはチオバシラス (*Thiobacillus*) などの化学合成細菌とチューブウォーム (Tube worm) などのより高等な生物との共生が観察されているが、このような生態系は還元的であった太古の海洋でより重要な役割を果たしていたかもしれない。

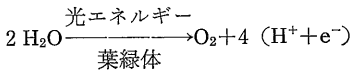
植物では、クロロフィル中で光エネルギーが獲得される。



第6図 地球表層の炭素循環プロセス (Bolin et al., 1979)

第2表 C₃-とC₄-植物の特徴

	C ₃	C ₄
飽和光量下での CO ₂ 同化速度	2-4 g O ₂ /m ² h	4-7 g O ₂ /m ² h
最適温度	20-25°C	30-35°C
飽和光量下での CO ₂ 補償点	50ppm	10ppm
一定量の乾燥重量の増加をもたらすに必要な水分量	2	1
平均 δ ¹³ C	-27‰	-13‰



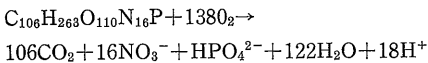
2つのクロロフィルシステム (I, II) は、いろいろな還元系 (テトクロム b 等) により結び付いて、安定的な水素を運搬する代謝物質として NaDP-H を作り、ADP も ATP となる。この過程におけるエネルギー効率は約 30% にもおぼる。二酸化炭素 (C⁺) から炭化水素 (C⁻) への生物化学的還元は暗反応と呼ばれ、2モルの NaDP-H⁺ の酸化に対して、3モルの ATP を消費する。

植物は進化の過程で3種類の CO₂ 同化作用を発達させてきた(Devlin and Barker, 1971)(第2表)。最も普遍的なものは Calvin-Benson または C₃-サイクルと呼ばれるものである (Calvin, 1962)。Hatch-Slack または C₄-サイクルと呼ばれるものはクエン酸回路中でオキサロ酢酸 (C₄H₄O₆; 4つの炭素原子をもつ) を作る (Tatch and Slack, 1970)。第3番目の光合成のシステムは双子葉植物のベンケイソウ (Crassulacea) のような多汁組織の植物で用いられる。これでは、夜間CO₂を有機酸として吸収し、昼間にこれを C₃ か C₄-サイクルによって還元している。このタイプの植物は普通砂漠やサバンナに棲息しており、耕作作物ではパイナップルなどがこのタイプに属している。

C₃, C₄ 植物はそれぞれ特徴をもった同化を行っている (Goudriaan and Ajtay, 1979) C₄ 植物は最適温度が C₃ 植物より高く、熱帯地域によくみられる (第2表)。

6.2 生物による有機物の分解

生物は呼吸作用を利用し、活動エネルギーを得ている。これにより、光合成などによって作られた還元的な炭素を再び酸化して二酸化炭素を大気か水中へ戻している。例えば、海洋プランクトンが呼吸を行うと



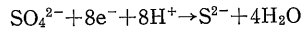
となる。

遊離した酸素がない場合には硝酸塩や硫酸塩の中に含まれている酸素を利用する。硫酸還元バクテリアの場

第3表 炭素の存在量 (Bolin et al., 1979)

存在量	10 ¹⁴ gC=億 tC	
大気:		
1850以前:	290ppm	6,100
1978	329ppm	6,920
海洋:		
無機		350,000
溶溶性有機物		10,000
懸濁性有機物		300
海洋植物		18
海洋動物		4
陸域:		
生物存在量		5,760
生物遺骸		300
土壌		1,400
海底堆積物:		
無機および有機炭素		201,600,000

合、反応は



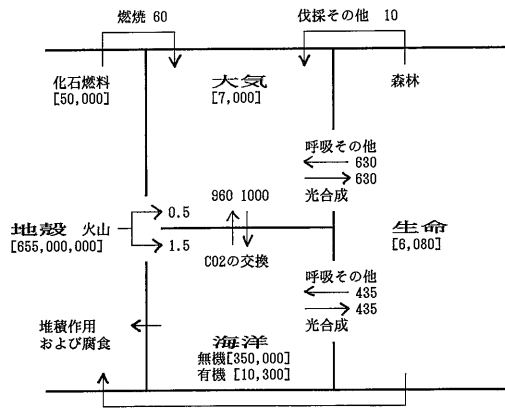
となる。

呼吸の生化学回路では、1分子のブドウ糖のもつ約 686kcal のうち、解糖でピルビン酸ができるまでに 16 kcal、クエン酸回路を経由して分解されると全体で約 304 kcal の有効エネルギーを引き出すことができる。

6.3 生物の歴史

生命活動がいつ地上に出現したのかということは議論の分かれる所であるが、最初の生命体は30億年以上前に存在していたであろうと推定されている。生物はこれ以来今までずっと二酸化炭素を固定し、一方で、呼吸により有機物を分解してきた。しかしながら、初期の段階の生物では、炭素の同化速度は現在よりも数桁小さく、陸上植物が進化した古生代に入って、同化速度は加速されたと考えられている。有機物の生産量は地質年代を通じてかなり変化しており、それは気候変動や生物の進化と大いに関係していたらしい。そのため、地球誕生から今までの間に生産された有機物の総量を見積ることは困難であるが、ある推定ではだいたい 5 × 10¹⁰ 億 - 5 × 10¹⁰ 億 tC にのぼるとされている (Abelson, 1978)。しかし、そのほとんどは、消費されたり分解されたりして再び二酸化炭素に戻ってしまったので、現在の堆積岩の中にはたった 10.00 × 10⁷ 億 tC しか有機炭素が含まれていない。

第4表 主要炭素流量 (Bolin et al., 1979)



第7図 海洋を中心とした地球表層の炭素の存在量と流量

また、炭酸塩に含まれる炭素は 2.564×10^8 億 tC 存在している (Kempe, 1979)。

7. 海洋

海洋には大量の水が存在している。水は大きな熱容量をもっているため、地球表面の大きな温度変化を抑制している。また、海は生命誕生に場を提供したであろうし、二酸化炭素を多く溶かすことができるなど、炭素の循環には重要である。

7.1 海洋における生物生産

海洋は、世界の全表面積の70%、 $361 \times 10^6 \text{ km}^2$ の広さをもっており、その重さは $1.384 \times 10^{24} \text{ g}$ である。生物の存在量は海洋植物が18億 tC、海洋動物が4 億 tC であり、あわせて22億 tC である (Whittaker and Linkens, 1973)。海洋全体では毎年 435 億 tC の炭素が基礎生物生産で固定されているが (第6図, 第7図) (Platt and Subba Rao, 1975; Bolin et al., 1979; De Vooy, 1979) 最も重要な生産者は光合成を行うバクテリアやプランクトンである。全体の95%はこれらで (De Vooy, 1979) 残りは藻類などの植物で占められている。

基礎生物生産量は地域により大きく変動している。海洋の大部分を占める外洋は面積では海洋全体の90%を占めるが、その生産量は普通 $0.05-0.25 \text{ g C/m}^2/\text{day}$ 以下である (Degens and Mopper, 1976)。一方、湧昇域は総面積のたった1%を占めているにすぎないが、基礎生物生産量はペルー沖・アラビア海で $11.73, 6.7 \text{ g C/m}^2/\text{day}$ など非常に大きな値を示している。

海洋における基礎生物生産を支配する因子としては、

流量	$10^{14} \text{ gC} = \text{億 tC/yr}$
大気—海洋の交換:	1,000
大気—陸上生物:	
光合成による基礎生物生産	
Ajtay et al. (1979)	600
Whittaker and Likens (1975)	530
Duvigneand (1979)	630
大気—海洋生物:	
基礎生物生産	435
陸域—海洋:	
河川を通じて	
容存性無機炭素化合物	4
容存性有機炭素化合物	3.2
懸濁性有機炭素化合物	1.6
海洋—海底堆積物:	
Peng et al. (1977)	1—10
化石燃料の燃焼:	
1989	60

(1)光・(2)水温・(3)栄養塩などが重要である。光合成は光エネルギーを化学エネルギーに変換する重要なシステムである。光合成プランクトンは $4000-8000\text{\AA}$ の範囲の波長帯を利用している。海洋では太陽光線は海面での反射、海水による吸収などで、全光線のたった1%のみが水深120mまで達することができる。一般にクロロフィル量、基礎生物生産量は euphotic 層に限ると深度が増加するに従い対数関数的に減少する (Lorenzen, 1976)。太陽光線によるエネルギーの供給量は高緯度になるに従い季節変動が大きくなるが、これも基礎生物生産に大きな影響を与えている。光合成は、氷点下の冷たい南極海から、 30°C くらいの赤道域でも起こっているが、十分な光エネルギーがあり、光合成が可能な温度の範囲では、温度の関数となっている。栄養塩としては、窒素 (N)・リン (P) などが重要で、珪藻などではシリカ (Si) も必要となる。また、プランクトンの正常な発育には、鉄 (Fe)、マンガン (Mn)、銅 (Cu)、コバルト (Co)、亜鉛 (Zn)、モリブデン (Mo) などの微量成分も必要である。しかし、先にも述べたように、外洋域では栄養塩が乏しいので基礎生物生産は小さい。逆に、湧昇域では、一般に栄養塩を多く含む深層水が太陽エネルギーを利用できる深度まで上昇し、基礎生物生産は活発となっている。深層水を含めた海洋全体に存在する窒素 (N)・リン (P)・シリカ (Si) などの総量は、現在光合成で利用されている

第5表 溶存炭酸系物質の濃度

	表層水		深層水	深層水
	暖水	冷水	大西洋	太平洋
ガス状 CO ₂ (mmol/L)	0.01	0.01	0.015	0.02
HCO ₃ ⁻ (mmol/L)	1.65	1.95	2.10	2.35
CO ₃ ²⁻ (mmol/L)	0.35	0.20	0.15	0.10
全量 C (mmol/L)	2.01	2.16	2.26	2.47
アルカリ度 (HCO ₃ ⁻ +2×CO ₃ ²⁻)	2.35	2.35	2.40	2.55

それらの量を上回る程十分にあるが、実際の海洋の基礎生物生産量の分布は、海洋の大循環や沿岸の水地形等により栄養塩濃度の分布にも偏りがみられ、これに大いに影響されている。

7.2 海水中の溶存性と懸濁性炭素化合物

海洋には多くの炭素が蓄積されており、無機炭酸系物質と有機物質に大別される。無機炭酸系イオンには CO₂ aq・HCO₃⁻・CO₃²⁻などがあり、HCO₃⁻ が最も多い(第5表)(これらの炭素は+4)。各々の濃度は熱力学や反応速度により支配されている。海洋における全無機炭素存在量は、その平均濃度を26mg/L とすると350,000億 tCとなる(Bolin et al., 1979)。大気-海洋表層での二酸化炭素の交換は、毎年1,000億 tCにもなり、生物-大気・生物-海洋とならんで大気中の二酸化炭素に大きな影響を与えている(第6図, 第7図)。

溶存性有機炭素(DOC)と懸濁性有機炭素(POC)の炭素は還元された状態にあり、その主な化合物は炭化水素・糖類・アミノ酸・フミン酸などである(Williams, 1975; Riley and Segar, 1970)。DOCとPOCの海洋における全存在量は、各々の平均濃度を0.7mg/L, 0.02mg/L とすると、10,000億 tCおよび300億 tCとなる(Williams, 1975; Mopper and Degens, 1979)。有機物の濃度は一般に表層では高く、深度の増加とともに減少する(Williams, 1975)。また、沿岸などでは20mg C/Lにもものぼる濃度も報告されている(Yariv and Cross, 1979)。海水中の溶存有機物(DOM)の起源は(1)生存中のプランクトンから海水に放出された物質、(2)プランクトンの遺骸の分解生成物、(3)河川からの供給物質である。

7.3 堆積物中の炭素化合物

海洋における基礎生物生産の大部分は表層200mの深度までの中で再循環しており、ほんの一部(<1%)が中層および深層に落ちていく。堆積物に含まれる有機物の量と分布は、物理・化学・生物学的要因により影響されている:(1)基礎生物生産、(2)有機物の化学組成と分解、

(3)バクテリアの種類、(4)溶存酸素、(5)堆積環境、(6)堆積物の供給、(7)堆積物の侵食・再堆積、(8)海底地形、(9)陸源物質の供給。

海洋における基礎生産は、陸源物質の供給と共に堆積物の重要な源となっている。陸源物質は、大気や河川を通じて海洋に入る。特に、東-南アジアにかけてのモンスーン地帯の河川では、その量が多い。生物基礎生産は栄養塩の供給が十分な沿岸域や湧昇域などで高くなる。しかし、食物連鎖による消費、バクテリアによる分解などが高いとせいかくの基礎生産も帳消しになってしまう。この消費や分解は、粒子がそれくらい長く海水中を漂い、海底表面にあるかという事と関係している。海水中の生物の遺骸や大気からの粉塵などの海水中での滞在時間は一般に粒径に大きく依存する。粒径2μmの懸濁物は、0.0002cm/sの流速でも浮遊してしまう(Huc, 1980)。しかし、これが集合体となり、粒径が60μmより大きくなると、1.8-2.9m/dayと大きな速度で沈降することができる(Riley, 1970)。流速計の観測では、表層で20-140cm/s・深層で8-25cm/sと、流速が小さい粒子を運ぶに十分な速度であることが示されている(Kukul, 1971)。これらの結果として、生体を作る有機物はより大きな動物に食べられ、奮にでもならないと海底に達する前に分解してしまう(Honjo et al., 1982)。さらに、堆積物の表面に達しても、堆積物中には多くのバクテリアが棲息しており、その数が1gの堆積物あたり十万から一億、時には数十億にもなるので、表層でも活発に分解がおこる。普通バクテリアの活動は、栄養分の他に酸素の量によって規制されている。海水中に溶存酸素が多く含まれていても、有機物が堆積物に多く含まれていると、有機物の分解時に酸素が消費されるので、堆積物表層から数cm下がると還元的になる。有機物の分解は酸化的な環境では80-90%にも達するが、還元的な環境では30-40%まで下がる(Neruchev et al., 1973)。これらの分解過程を経ると、堆積物に埋没する炭素は、基礎生物生産のその0.1%以下となる。有機性炭素の含有量は、湧昇域で4-7%、沿岸から離れた堆積物中で、0.5%以下である(Rosato et al., 1975; Vilks et al., 1981)。

8. 地殻の炭素化合物

海洋の堆積物に含まれる炭素には、海成の生物殻のほかに河川および大気を通じて海に運ばれた陸源物質が参与している。岩石圏の炭素循環は堆積物の形成より始まる。堆積物は海溝で沈み込み・変成作用・隆起を経て、陸の地殻の一部となる。地球の地殻に存在する炭素全量は、岩石中の平均炭素含有量を0.27 wt. %とすると

第6表 地殻の炭素濃度 (Kemp, 1979)

	岩石 10 ²⁴ g	全炭素 10 ²¹ g	炭酸塩 10 ²¹ g	非炭酸 (有機物) 10 ²¹ g
海洋地殻	9.22	0.68	0.34	0.32
海底堆積物	1.20	20.16	14.16	6.0
大陸の花崗岩	17.58	9.05	7.91	1.14
大陸堆積岩	2.0	35.64	25.64	10.0
地殻総計	24.0	65.51	48.05	17.46
平均の炭素含有量		0.27	0.20	0.07

655,000,000億 tCである(第6表)(Kempe, 1979)。この中で海底の堆積物、陸の堆積岩に地殻全体量のそれぞれ31%, 54%が含まれている。全炭素の中で炭酸塩のしめる割合は、73%である。陸の堆積岩は侵食や風化にともなって移動し、内陸の盆地や海に堆積する。その量は、10億 tC/yr 以下である。この中で、無機炭素の流量は4.5億 tC/ry 以下であるが、人間の活動の増大に伴い、その量は増加している。

海洋の堆積物として毎年除去される炭素量は、化石燃料の燃焼に伴う大気中への炭素の放出量(60億 tC)よりまた、大気-生物・大気-海洋表層の相互作用よりずっと、小さい(第6図、第7図)。

9. 陸域の炭素

陸域は基礎生物生産活動にとってもう一つの重要な地域であり、世界の全表面積の30%, 139×10⁶ km²の広さをもっている。陸上で生物の全存在量は約5600-5920(平均5700)億 tCであり(Ajtay et al., 1979; Bolin et al., 1979; Olson, 1982) 現在大気中に存在する炭素量に匹敵し、海洋における生物の全存在量22億 tC と比べるとはるかに大きい。衛星からの画像と植生図を基に陸上の生物分布を調べると、ほとんどの炭素は森林に存在している(4280億 tC, 76%)(Ajtay et al., 1979)。特に熱帯雨林地帯には1890億 tC (34%)が存在しており、その面積が陸上総面積に対してたった7%しかない事を考えると効率的に炭素を蓄積している事がわかる。陸域に存在する生物の遺骸の量は300億 tC である。

二酸化炭素の固定に関しては、海陸ともに仕組みは似ているが、陸域では温度・降水量などの条件が大きく変動するため、その影響を直接うける場合が多い。Ajtay et al. (1979) の推定によれば、陸上の植物と海成のプラ

ントンはほぼ同じ量の炭素を毎年固定している(600億 tC/yr)。

土壌には10,500億 tC に及ぶ炭素が存在しており、湿地帯・ツンドラ・耕作地などに多い。

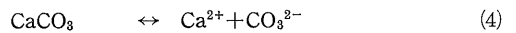
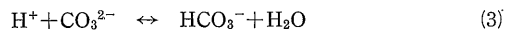
陸域の有機物の大部分はそのまま陸に残るが、一部は大気または河川を通じて海に入る。大気を通して海洋にはいる量は2.2億 tC/year である。Williams (1975) によると、この量は年間基礎生物生産量の約1%に相当している。河川は陸域の有機物を海洋へ運ぶ最も重要な役割を演じている。Handa (1977) は亜寒帯から熱帯地域の河川水中の溶存有機性炭素(DOC)が、1-100mg/Lであると報告している。世界の河川水の流量が3.2×10¹⁹g/yr として(Livingstone, 1963) DOC・POCの平均を10mg/L・5mg/L とすると、その量は3.2億 tC/yr・1.6億 tC/yr となる(Garrels and Mackenzie, 1971)。陸源性の有機物の影響は沿岸域で重要であり、河川から離れるとその濃度は減少する(Hedge and Parker, 1976)。

10. 現在の炭素循環の諸問題

化石燃料からの放出される二酸化炭素の約半分が毎年大気中に蓄積されている。残りの半分はどこかに吸収されているはずであり、炭素循環を表した第5図中の大気-海洋・大気-陸の相互作用の流量の大きな所が重要な候補として指摘されている。

10.1 大気-海洋の相互作用

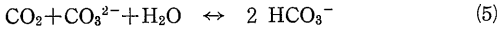
海水と大気の間では、約1000億 tC にのぼる炭素のやり取りが行われていると推定されている。海水に溶存している炭素は主に無機炭素として存在している。海洋の炭酸系のガス・イオンの分布は、やや複雑であり、生物活動の影響・水圧の効果・反応速度の問題なども加わる。炭酸系の平衡関係は



となっている。(1)は海面での大気-海洋間の気体の交換、(2)(3)は炭酸が解離して重炭酸イオンと炭酸イオンになる反応、(4)は炭酸カルシウムの溶解反応を表している。もし、大気中の二酸化炭素が増えると(1)は右へずれ、海水中に炭酸が増加する。次に(2)式は右へ移動し、水素イオンと重炭酸イオンが増加する。海水中の水素イオン濃度は重炭酸イオンより5桁小さいので(第5表)いくら水素イオンと重炭酸イオンが同じ量生成されたとしても、水素イオンの増加率の方が大きい。そこで(3)式の反応も右へずれ、炭酸イオンは減少する方向へ進む。そうなる

(4)式は、炭酸イオンを増加させる方向にすすみ、炭酸カルシウムが溶けるようになる。

(2)式と(3)式をたすと



により、海水中に存在する炭酸イオンの量だけ二酸化炭素は溶けることになる。この量は、極めて大きく、採掘可能な化石燃料の量よりも大きい。つまり、海水の循環・混合が十分に速ければ、人類がどんなに化石燃料を使用しても大気中の二酸化炭素はたいして増えないことになる(角皆, 1989b)。しかし、実際には、化石燃料から毎年60億 tC にのぼる炭素の約半分の30億 tC は、大気に蓄積され続けている。大気-海洋の間の相互作用は、水温および両者の二酸化炭素の分圧の違いなど熱力学的要因、また、波浪など反応速度に影響を与える要因によっても大いに影響される。これらの要因は、季節によっても大きく変動するので、先程挙げた1000億 t/y という数字も書き換えられる可能性が高い。

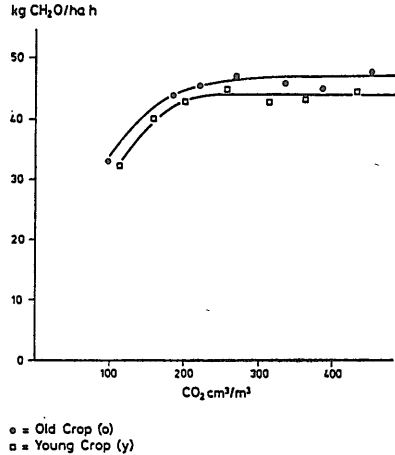
10.2 生物体の有機物と炭酸塩の殻

炭素は、主に有機物の形と炭酸塩の形で存在している。海洋には、有孔虫など、炭酸塩の殻を作り出す生物が棲息している。これらの働きで、炭酸塩の殻ができると反応式(5)で、反応は左に進み、二酸化炭素が同時に発散される。そこで、1モルの殻ができれば、2モルの重炭酸イオンから、1モルの二酸化炭素が発生するのである。

そこで、殻の形成により大気中の二酸化炭素は、逆に増加することになる(角皆, 1989a, b)。もちろん、生物の肉体を構成する有機物は、大気中の二酸化炭素を同化して作られるので、生物の生存中は、殻の形成に伴う大気中への二酸化炭素の放出以上に、二酸化炭素は固定される。しかし、生物の死後、これらは分解され、再び二酸化炭素に戻る。海面付近に棲息するプランクトンは、体が小さく、水流もあるため、沈降速度は非常に遅い。そのため、途中で有機物は分解されやすい。深海底に達するためには、奮体などになり、全体として沈降速度が増すことが、必要である。このような奮体は、懸濁物の構成物質であるため、中層水・深層水の海水の流れとは、別の挙動をするため、セジメントトラップや懸濁物採取装置などを用いて粒子の流れを追う必要がある。

上記のようなプランクトンの場合には、殻の中の酸素や炭素の同位体は、生物のまわりの海水の量が大きいため(海水/生物比が大きい)、炭素・酸素同位体に関しては海水とほぼ平衡になっている(ただし、生物の種により若干の違いがある)。

しかし、珊瑚礁などの場合などは、海水/生物比が相対的に小さくなっており、炭素同位体も海水から予想さ



第8図 十分な光量下での空気中の二酸化炭素濃度ととうもろこしの二酸化炭素同化速度の関係 (Goudriaan and Aitay, 1979)。

れる値からずれている。このことは、珊瑚礁の場合、外洋で炭酸塩の殻が作られる場合とは、炭素循環のサイクルが多少異なっているらしい。

陸域起源の有機物も河川や大気を通じて海洋に入ってくるが、河川の段階で、分解しやすい有機物は、すでに取り除かれているので、海洋に入ってから、海洋プランクトンを構成している有機物よりは、保存されやすい。河川から海洋へもたらされる陸源懸濁物が世界で一番多いのはベンガル湾である。この湾には、ガンジス川とブラマプトラ川が流入している。この両河川の流れている地域は、降水量が多く、しかも、源から海までの高度差が大きいため、侵食も激しい。海へ運ばれた土砂は、河口から2000 km 以上離れた赤道地域まで海底峡谷を作っている。この地域の堆積物の研究は、ヒマラヤ造山運動に伴うモンスーン気候の発達に関連した有機物の循環にとって重要である。

10.3 二酸化炭素濃度と植物の光合成

二酸化炭素濃度が増大すると飽和濃度以下では光合成による生物生産は増加する。現在の300 ppmvを越える二酸化炭素濃度は、植物にとって十分な二酸化炭素の中で生育していることを意味しており、これ以上濃度が増大しても生産にはあまり影響しない(第8図)。一方、温室などの理想的な条件下でなく普通の自然界では、植物生産を規制しているのは、大気中の二酸化炭素濃度よりむしろ、水分や栄養塩の不足である。そこで、地球全体の光合成による有機物合成を促進するためにはその場で不足している要因を克服することが必要である(Goudriaan and Aitay, 1979)。

11. 氷河期、間氷期の温度と二酸化炭素

二酸化炭素の濃度は、この16万年の間地球表面の温度と正の相関で変動してきた(第2図)。この変動は人類の活動によってではなく、自然のサイクルでおこったものであり、現在の温暖化と温室効果を考える上で、重要である。

この16万年の間に約10回氷期・間氷期が繰り返し訪れた。これは、通常ミランコビッチ理論によって説明される。この理論によると、公転軌道が変わると、地球の緯度・季節で受ける太陽エネルギーの量が変わり、その結果、気候変動が起こる。変動は地球軌道の3つのパラメーター(離心率・傾斜角・近日点通過時期)に大きく支配されている。この中で、離心率は、地球の公転軌道がどの程度完全な円から外れているのかを示す量である。傾斜角は、地軸が公転面の鉛直方向となす角度である。近日点通過時期は、地球が太陽に最も近づく時の地軸の方向を決定する。これら3つのパラメーターは、月や惑星の引力によってゆっくり変化している。たとえば、軌道パラメーターが変化しても、地球全体の年間日射量には、ほとんど変化がない。しかし、地球のある地域が受ける太陽光の量はかわる。比較的大きな変化が生じるのは、高緯度地方の夏の日射量である。離心率・傾斜角・近日点通過時期の変動の計算結果は、それぞれ約10万年・4万年・2万年の周期のあることを示している。一方、過去の地球表面にどれくらい氷があったのかを示す底生有孔虫の酸素同位体と年代の結果をスペクトル分析すると、氷の量の曲線変動の60%は、最も顕著な10万年周期、より弱い4万年、2万年周期の波動により説明できることがわかった。気候変動の数値実験も酸素同位体の変動が地球軌道の変動に起因していることを示している。以上のことは地球表面の太陽の熱エネルギーの供給のわずかなゆらぎであっても、二酸化炭素濃度がかなり変動することを示している。

最も現在に近い氷期は1万8000年前の最終氷期である。この当時の地球では、陸地の3分の1が氷で覆われていた。ある地域ではその厚さは数kmに達しており、氷の量は地球上の水の約5%にも達していた。最終氷期の最盛期の二酸化炭素濃度は、後氷期(あるいは間氷期)にあたる現代の約70%である。これほど大きな二酸化炭素の変化は、もし、海洋の表面温度の上昇のみで説明しようとする、約12℃上昇が必要となる。しかし、氷河期の終わったあとの水温の上昇はせいぜい3℃どまりであり、水がこの程度温められた結果増加する大気中の二酸化炭素は、氷河の融解にともなう全世界的な塩分の減少の効果によって、ほとんど打ち消されてしまう。した

がって、氷河期のおわりに大気中の二酸化炭素が大きく増加したのは、温度の上昇ということではとうてい説明できない。最終氷期の終わり頃の海洋では(1)海水中の磷酸濃度がかなり減少、(2) $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比の磷酸濃度との逆相関が観察されている。 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 同位体比が氷期の終わり頃に増加した原因は、二酸化炭素の一部が有機物に変化し、海洋-大気間の循環システムから離れたためではないかというのが、現在考える唯一の解釈である。有機物に変わるときは、 ^{12}C が優先的に生物体に取り込まれるので、大気と海洋に残った方の炭素は、わずかに ^{13}C に富むようになる。炭素の有機物化が促進されるような可能性としては、(1)氷河の衰退による森林の増殖、(2)上昇した海水準による大陸棚への多量の海洋植物の堆積、が挙げられる。これらの仮説で炭素同位体の変動は説明できるが、前者のモデルでは磷酸を海洋から除去することは不可能である。有孔虫の分析からは、磷酸の減少が示されており、後者(2)のモデルの方がよいように思われる(Broecker, 1985)。

以上、過去の氷期・間氷期のサイクル(温度)と二酸化炭素の変動について簡単にまとめると、両者の関係においては、温度の変動が主要因で、二酸化炭素の変動はその効果を増大させたように思われる。しかし、その各々のプロセスについては、まだよくわかっていない。

12. まとめと問題点

12.1 二酸化炭素などの温室効果気体による温度上昇を考えるためには、自然界における温度の変動と、化石燃料からでた二酸化炭素の蓄積炭素の挙動による温度の変動を分けて考えることが必要である。しかし、化石燃料からの二酸化炭素も大気中に放出された後は、自然のサイクルにはいって移動していく。大気圏・水圏・生物圏における炭素の量と各々の間の流量を正確に把握することが、まず求められる。

12.2 このため、1990年代には、海洋全域を対象とした国際的なプログラムが組まれている。それらは、世界気候変動研究計画(WCRP)およびその副計画としての世界海洋循環実験(WOCE)、地球圏・生物圏国際共同研究計画(IGBP)のコアプロジェクトである世界海洋物質循環研究(JGOFS)であり、大気と生物圏も取り込んだ大規模な地球環境科学を扱っている。これらの計画では、現在得られる最高の精度で、全世界の海洋観測を行い、地球表層の現状を把握しようとするものである。これに基づいて、将来への対策などがとられると思われる。日本も先進国の一員として、積極的な参加が望まれる。

12.3 地球規模の環境問題の実態把握に関するネッ

は、広範囲の地域を同時に観測しなければならない点である。今までの調査・研究はともすれば、狭い地域（時には1地点）で得られた結果が、広い地域を代表しているとみなして解釈される場合が多かった。しかし、モンスーン地域など場所・時間でかなり性質が変動する所では、この方法にたよる事はかなり危険である。従来観測船を用いた方法では、地球表面が広大であり、しかも時間変動も激しいため、地球表層全体の状態を的確に把握することは困難であった。遠隔操作・リモートセンシングの技術は、比較的新しい海洋観測方法であるが、将来ますます重要になると考えられる。なぜなら、この方法は、機動性・広域性・連続性という特徴を持っているからである。これから地球全域を扱うためには、この技術の発達に特に必要である。

12.4 この総論では、炭素の蓄積場所として、大気圏・陸域・海洋・堆積物・岩石圏、および生物圏を中心にまとめてきた。この中で、大量の炭素が存在しているのは、堆積物・岩石圏である。しかし、この2つの蓄積場所から、大気圏などに自然の過程ででてくる炭素（化石燃料からの分を除くという意味）の流量はあまり大きくない。そこで、10-100年位のタイムレンジで環境問題などを考える際には、まず、大気や生物とのやりとりが活発な所をまず調査・研究することが必要である。しかし、堆積物表層については、急速に沈降する懸濁物などにより、海面付近の変化が記録される可能性があるため、水塊とあわせて、研究することは重要と考えられる。

12.5 ミランコビッチ理論は、氷期と間氷期の繰り返しの周期をうまく説明している。しかし、この理論はなぜ更新世の初めに始まったのかについては答えていない。中生代の温暖な気候から、新生代のより寒冷化した気候への変遷は、南極大陸の孤立化やアイスランド付近の海底の沈降に伴う北極海から大西洋への冷たい海水の流入などが、原因として指摘されている。海洋の大循環は、地球表層の大陸の配置、海底の地形などによっても大きく影響される。海流は、大気の流れと共に地球表層の太陽熱の低緯度から高緯度への運搬に重要な役目を負っている。全地球的な古気候・古海流に解析は、現在の状態を知る上で重要と考えられる。

13. 謝辞

茅根創氏には、本原稿に目をとおしていただき議論をしていただいた。お礼申し上げます。

References

Abelson, P.H. (1978) *Geochemistry of organic substances*. In: *Researches in Geochemistry*. Alberson, P.H. (eds.). New York: John Wiley and Sons, p.79-103.

Ahrens, L.H. (ed.) (1979) *Origin and distribution of the elements*, p.909, Pergamon Press, Oxford-New York-Toronto-Sydney-Paris-Frankfurt.

Ajaty, G. L., Ketner, P. and Duvigneaud, P. (1979) *Terrestrial primary production and phytomass*. 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, p.129-182.

秋元肇 (1989) 微量温室効果ガスの濃度変化とその原因。科学, v59, p.574-582.

Angell, J. K. (1987) Rocketsonde evidence for a stratospheric temperature decrease in the western Hemisphere during 1973-85. *Monthly Weather-Review*, v. 115, p.2569-2577.

Barnola, J. M., Raynaud, D., Neftel, A., and Oeschger, H. (1983) Comparison of CO₂ measurements by two laboratories on air from bubbles in polar ice. *Nature* v. 303, p.410-413.

Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkovich, Y. S. and Lorius, O. (1987) Vostok ice core provides 160,000 yr record of atmospheric CO₂. *Nature* v.329, p.408-414.

Bacastow, R. B. (1976) Modulation of atmospheric carbon dioxide by the Southern Oscillation. *Nature* v.261, p.116-118.

Bacastow, R. B., Adams, J. A., Keeling, C. D., Moss, D. J. and Whorf, T. P. (1980) Atmospheric carbon dioxide, the Southern Oscillation, and the weak 1975 El Nino. *Science*, 210, 66-68.

Baross, J. A., Lilley, M. D. and Gordon, L. I. (1982) Is the CH₄, H₂ and CO venting from submarine hydrothermal systems produced by thermophilic bacteria? *Nature*, v.298, p.366-368.

Bolin, B., Degens, E. T., Duvigneaud, P., and Kempe, S. (1979) *The global biogeochemical carbon cycle*. 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, p.1-56.

Brett, R. (1966) Cohenite in meteorites: A proposed origin. *Science* v.153, p.60-62.

Calvin, M. and Baasham, J. A. (1962) *The photosynthesis of carbon compounds*, p.127, Benjamin, New York.

Corliss, J. B., Dymond, J., Gordon, L. I., Edmond, J.M., Von Herzen, R. P., Ballard, R. D., Green, K., Williams, D., Bainbridge, A., Crane, K. and Van Andel, T. H. (1979) *Submarine thermal springs on the Galapagos Rift*. v.203, p.1073-1083.

Crutzen, P. J. (1983) In: *The major biogeochemical cycles and their interactions* [Bolin, B., Cook, R. B. (eds.)], pp.67-112, SCOPE Rep. 21, J. Wiley & Sons,

- Chichester-New York-Brisbane.
- Degens, E. T. (1979) Primordial synthesis of organic matter. 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, p.54-79.
- Degens, E. T. and Mopper, K. (1976) Factors controlling the distribution and early diagenesis of organic material in marine sediments. In: Riley, J. P. and Chester, R.(eds.), *Chemical Oceanography*, 2nd ed., v. 6, p.60-114. Academic Press, London, New York, San Francisco.
- De Vooy, C. G. N. (1979) Primary production in aquatic environments. 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, p.259-292.
- Devlin, R. M. and Barker, A. V. (1971) Photosynthesis, Univ. of Massachusetts.
- Freund, F., Kathrein, H., Wengeler, H., and Knobel, R. (1980) Carbon in solid solution in forsterite—a key to the untractable nature of reduced carbon in terrestrial and cosmogenic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* v. 44, p. 1319-1333.
- Freyer, H. D. (1979) Variations in the atmospheric CO₂ content. 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, p.79-99.
- Garrels, R. M. and Mackenzie, F. T. (1971) Evolution of sedimentary rocks, p.397, W. W. Norton and Comp., New York.
- Goudriaan, J., and Ajtay, G. L. (1979) The possible effects of increased CO₂ on photosynthesis. 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, p.237-249.
- Handa, N. (1977) Land sources of marine organic matter. *Marine Chem.* v.5, p.341-359.
- Hedges, J. I. and Parker, P. L. (1976) Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta* v.40, p.1019-1029.
- Honjo, S., Manganini, S. J. and Cole, J. J.(1982) Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean. *Deep-Sea Res.*, v.29, 609-625.
- Houghton, R. A. and Woodwell, G. M. (1989) Global climate change. *Sci. Amer.* v.260, p.18-26. [日本語訳, 実測データが示す地球温暖化. サイエンス, v.19, No.6, p.7-17.]
- Huc, A. Y. (1980) Contribution a l'etude de l'humus marin et de ses relations avec les kerogens. Thesis for degree of doctor-engineer, Univ. Nancy (France).
- Jannasch, H. W. and Mottl, M.J. (1985) Geomicrobiology of deep-sea hydrothermal vents, *Science* v.23, p.717-725.
- Kaplan, I. R., Degens, E. T., and Reuter, J. H. (1963) Organic compounds in stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* v.27, p.805-834.
- Keeling, C. D. (1983) In: *Carbon dioxide, Science and Consensus*, pp.II 3-62, CONF 820970, U. S. Dept. Nergy, Washington, D. C.
- Kempe, S. (1979) Carbon in the rock cycle. 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, p.343-377.
- Kukal, Z. (1971) *Gology of recent sediments*. London and New York: Academic Press. p.490.
- Livingstone, D. A. (1963) Chemical composition of rivers and lakes. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 440 G, p.1-64.
- Lorenzen, C. J. (1976) Primary production in the sea. In: *The ecology of the seas*. Cushing, D. H., Walsh, J. J.(eds.). Oxford: Blackwell scientific publications, 173-185.
- Mann, A. P. C. and Williams, D. A. (1980) A list of interstellar molecules. *Nature* v.283, p.721-725.
- Mason, B. (1966) The enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* v.30, p.23-39.
- メイスン, B. (1966) 一般地球科学. (松井義人, 一国雅巳訳) 岩波書店. p.402.
- Morris, M. and Richard, L. J. (1982) Molecular Clouds in Galaxies *Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, 20, 517.
- Neftel, A., Oeschger, H., Schwander, J., Stauffer, B., and Zumbunn, R. (1982) Ice core samples measurements give atmospheric CO₂ content during the past 40,000 yr. *Nature* v.295, 220-223.
- Neftel, A., Oeschger, H., Staffelbach, T., and Stauffer, B. (1988) CO₂ record in the Byrd ice core 50,000-5,000 years B. P. *Nature* v.331, 609-611.
- Neruchev, S. G., Parparova, G. M., Fayzullina, E. M., Belyayeva, K. S., Zhukova, A. V., and Shumenkova, Y. M. (1973) Transformation of dispersed sapropelic organic matter during diagenesis of sediments. *Doklady Akad. Nauk, SSSR*, v.212, p.190-192.
- Newell, R. E. and Weare, B. C. (1977) A relationship between atmospheric carbon dioxide and Pacific sea surface temperature. *Geophys. Res. Letter.* v.4, 1-2.
- Olson, C. R. (1978) Sedimentation rates. In: *The Encyclopedia of sedimentology*. Fairbridhe, R. W., Bourgeois, J. (eds.). Stroudsburg, PA: Dowden, Hutchinson and Ross, p.687-692.
- Peng, T. H., Broecker, W. S., Freyer, H. D., and Trumbore, S. (1983) A deconvolution of the tree ring based $\delta^{13}C$ record. *J. Geophys. Res.* v.88, p.3609-3620.
- Plat, T. and Subba Rao, D. V. (1975) Primary production

- of marine microphytes. In: Copper, J. P. (ed.) *Photosynthesis and Productivity in Different Environments*, p. 249-280. Cambridge University Press, Cambridge, London, New York, Melbourne.
- Riley, G. A. (1970) Particulate organic matter in seawater. *Advances in Marine Biology*, v. 8, 1-118.
- Riley, J. P. and Segar, D. A. (1979) The seasonal variation of the free and combined dissolved amino acids in the Irish Sea. *J. Mar. Biol. Ass. U. K.* v. 50, p. 713-720.
- Rosato, V. J., Kulm, L. D. and Derk, P. S. (1975) Surface sediments of the Nazca Plate. *Pacific Sci.* v. 29, p. 117-130.
- Sagan, C. and Mullen, G. (1972) Earth and Mars: evolution of atmospheres and surface temperatures. *Science*, v. 177, p. 52-56.
- Salpeter, E. W. (1974) In: *Analyse extraterrestrischen materials* [Kiesl, W., Malissa, H. (ed.)], pp. 203-213, Springer-Verlag, Wien-New York.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A., Line, J., and Shuxl, C. (1983) Carbon isotope data in core v. 19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. *Nature* v. 306, p. 319-322.
- Suiver, M. (1978) Atmospheric carbon dioxide in the 19th century, *Science* v. 202, p. 1109.
- 田中正之 (1989) 二酸化炭素濃度の変動. *科学*, v. 59, p. 566-573.
- 角皆静男 (1989 a) 炭素などの物質循環と大気環境-地球環境の変化における海洋の重要性-. *科学*, v. 59, p. 593-601.
- 角皆静男 (1989 b) 大気-海洋間の二酸化炭素の交換. *現代化学*, v. 224, p. 18-22.
- Urey, H. C. (1956) Diamond, meterites, and the origin of the solar system. *Astrophys. J.*, v. 124, p. 623-637.
- Walker, J. C. G. (1975) Evolution of the atmosphere of Venus. *J. Atmos. Sci.*, v. 32, 1248-1256.
- Whittaker, A. G. and Linkends, G. E. (1973) Carbon in the biota. In: Woodwell, G. M. and Pecan, E. V. (eds.), *Carbon and the Biosphere*. AEC Symposium Series v. 30, p. 221-240. NTIS U. S. Dept. of Commerce, Springfield, Virginia.
- Whittaker, A. G., Watts, E. J., Lewis, R. S., and Anders, E. (1978) Carbynes: carriers of primordial noble gases in meteorites. *Science* v. 209, p. 1512-1514.
- Williams, P. J. le, B. (1975) Biological and chemical aspects of dissolved organic material in seawater. In: *Chemical oceanography*, 2nd edition. Riley, J. P., Skirrow, G. (eds.) London: Academic Press, 301-363.
- Yariv, S. and Cross, H. (1979) *Geochemistry of Colloid systems*. Berlin: Springer-verlag, 450.

最近中国で発見された新鉱床(2)

岸本 文男¹⁾

内モンゴ西部に新タイプのカリ塩鉱床

内蒙古自治区 108 地質大隊は同自治区西部の巴丹吉林砂漠の北縁地区で塩類鉱床の探査中、現世砂層に被覆されたマグネシウム硫酸塩型湖沼中でカリ石膏型のカリ塩鉱床を発見した。このカリ塩鉱層の上位は規模が比較的大きいマグネシウム塩・芒硝・岩塩鉱層で、当該カリ塩鉱層の層厚は 0.30—1.30m、K₂O 品位は比較的高く、主要鉱石鉱物はカリ石膏で、鉱量は中型規模と予測されている。ほかの塩類資源と一緒に開発・利用すれば、経済価値はかなりのものがある。

記者の知る限りでは、この種のカリ石膏型のカリ塩鉱床は中国として初めて発見された鉱床であるが、外国でも、例が少ない。この発見は、内蒙古自治区の西部の同じような地質条件の区域にカリ塩鉱床の探査を広げるための情報を提供してくれたのである。

田君瑞 (中国地質報 1989. 1.27)

四川省西部で超大型金鉱床の発見

最近、四川省地質産局の川西北地質大隊は四川省の西部で金鉱床の探査に成功し、超大型初生鉱床の存在を確認した。現在のところ、同鉱床は合わせて 6 体の主要鉱体と 12 の分岐鉱体で構成され、9.5km² の範囲に分布している。鉱体は水平延長が 320—1,560m、垂直延長が 300—680m で、層状・豆莢状を呈して賦存し、厚さも含金量品位もあまり変化しないという特徴を備えている。青化法、炭漿法などを用いた金回収試験の結果では、選鉱精練通し実収率が 80% を越えた。現在の金の国家買上げ価格と採鉱・選鉱・精練コストからするとこの金鉱床の開発・利用は社会的効果と経済収益が大きい。

王慈祥 (中国地質報 1989. 2.27)