

岩波講座

地球環境学

3

# 大気環境の変化

安成哲三・岩坂泰信——編

◇

中澤高清・原 宏・住 明正

森田恒幸・米本昌平

〈編集委員〉

高橋 裕  
加藤三郎  
武内和彦  
安成哲三  
和田英太郎

岩波書店

## 岩波講座「地球環境学」の目指すもの

高橋 裕・加藤三郎・武内和彦  
安成哲三・和田英太郎

現代科学技術は、地球環境問題に直面して、いまや重大な岐路に立っている。産業革命以来の科学技術の進歩、特に今世紀における技術革新は、われわれの生活を一変させ、人口の急激な増加をもたらした。「バブルの世紀」ともいわれるように、大量生産・大量消費・大量廃棄の社会システムを構築し、それが、人類の生存の基盤を危うくさせるほど地球環境に異変を与えるまでに至った。

従来の科学技術文明は、地球の資源と環境の包容力があたかも無限であるかのような錯覚を人々に抱かせていた。これからは、自然を構成する大気・水・土地・生物などの環境は有限であり、われわれの獲得した巨大技術に対しては傷つきやすいとの認識に立ち、将来のあるべき自然を想定する科学技術方法論を展開していかなければならない。それは、従来の科学技術の発展の延長線上には求められないであろう。すでに科学技術の各分野において、きわめて多くの調査研究が地球環境問題に関連して進行しつつあるが、地球環境問題の解明と、その対策としての技術を探究するためには、従来の学問の枠を積極的に脱却するところから出発しなければならないと考える。

「地球環境学」とはその出発点に立って、新たな進化する学問体系を構想しようとする。人間にとって地球とは何か、地球とのよりよい関係を保ちうる価値観・地球観とは何かという問いを持ちながら学問を展開していこうとする。たとえば21世紀中葉以降のあるべき自然を描きつつ、その自然と人間が融合した地球システムへの進化の方途が提示されるべきである。換言すれば、人間活動だけが突出した「進歩」から、生物界と調和した「進化」の世界への飛躍である。そこでは従来の科学と技術における「基礎と応用」という図式ではなく、「現象認識と問題解決」を同時に追求する姿勢が求められる。

「地球環境学」は地球規模の視野を持つが、地球環境問題におけるアジア・モンスーン地帯の重要性とわが国がその一角に位していることから、われわれは特にアジアの将来の環境への強い関心を持つべきであろう。

それらをふまえて、21世紀の地球における持続可能な「開発と環境」のあり方についてひろく議論が起こることを期待して、この岩波講座「地球環境学」を世に送り出すことにした。

## 執筆者紹介(執筆順)

安成哲三(やすなり てつぞう) はじめに, 第1章

1947年生まれ, 筑波大学地球科学系教授

専門は気象学・気候学(特に ENSO・モンスーン論)

岩坂泰信(いわさか やすのぶ) はじめに, 第1章, 第2章, 第4章

1941年生まれ, 名古屋大学太陽地球環境研究所教授

専門は大気物理学(特に大気エアロゾル機能論)

中澤高清(なかざわ たかきよ) 第3章

1947年生まれ, 東北大学大学院理学研究科教授

専門は大気物理学・気象学(特に物質循環論・気候変動論)

原 宏(はら ひろし) 第4章

1946年生まれ, 国立公衆衛生院地域環境衛生学部主任研究官

専門は大気環境化学(特に降水化学, 酸性雨)

住 明正(すみ あきまさ) 第5章, 第8章

1948年生まれ, 東京大学気候システム研究センター教授

専門は気候システム学(特に気候力学)

森田恒幸(もりた つねゆき) 第6章

1950年生まれ, 国立環境研究所環境経済研究室長(東京工業大学  
大学院教授併任)

専門は環境経済学, 政策科学(特に統合評価モデル分野)

米本昌平(よねもと しょうへい) 第7章

1946年生まれ, 三菱化学生命科学研究社社会生命科学研究室長

専門は科学史・科学論

## はじめに

われわれは日常生活の会話において「空気のように透明な」という形容をしばしば使う。生物の進化の途上で、人類は空気の状態を視覚でとらえる能力をもつことはなかった。もし空気中のさまざまな成分を色つきで見ることが可能であったら、現在の空気は過去のものとは比べてどのように変わってきたかを容易に記述することができたかもしれない。日常排気しているガスの色が見えるのであれば、色合いの違いで二酸化炭素がどれだけ混じりこんでいるのか、窒素酸化物( $\text{NO}_x$ )がどれだけ濃度を増してきたのか、ただちに、定性的ではあれ、認識できたであろう。空気中の成分が目に見えないだけに、視覚を通して大気の状態を理解することはむずかしい。多くの気体を視覚でとらえることが困難であったことが、あるいは、人間が不要なものを燃やして気体とする(すべてが気体化することはないが)ことをもって「片付けた」と納得する感情を生んだのかもしれない。

1980年代にオゾンホールが発見され、世界は人間活動が大気圏にながしのかの強いストレスを与えつつあるらしいことを理解した。これまではるか遠い存在と考えられていた成層圏に、われわれが放出したフロンの影響が現われたことは大きな驚きであった。ひとたび自然界に与える人間活動のストレスの大きさが理解されると、人間が地球を見る目は大きく変わった。「二酸化炭素の増加と地球温暖化」「酸性雨と大気汚染物質の広域拡散」などについての関心も急激に高まった。「危惧していたことはどうやら本当のようだ」という感情を多くの人をもつようになった。大気と人間活動にはいかなる関係があるのか、あらためて見直し、科学する時代が始まった。

多量の排気人間活動にともなって行なわれている。しかし、排気した後の影響については驚くほど知見が少ない(あるいは関心が低い)という事実は何を意味しているのだろうか。大気は、きわめて流動性に富んでおり、排気するとすぐ拡散すると多くの人は考える。煙突はその象徴である。煙突の付近で被

害が出れば、煙突をもっと高くしてより遠くに拡散させるのが対策と考えられてきた。このような煙突の存在は、われわれが大気に対して抱いている感情をいかにもうまくあらわしている。しかし、この感情にはあまりにも大きな問題が潜んでいる。本書は、大気が万能の「ゴミ捨て場」と錯覚されてきた原因についても論じている。世界のいたるところで問題になっている大気汚染物質の越境問題は、排気した後のガスが大気中で引き起こすプロセス(=環境影響)に対してきわめて関心が低かったことを示している。いわば「高い煙突」の考え方の延長で事をすませしてきた状況を示している。より「高い煙突」からの排ガスは、やがては国を越えて地球大気全体に広がっていくことは自明である。

フロンが引き起こした問題を通して、大気が万能の「ゴミ捨て場」ではなかったことが理解されはじめた。あまりにも使い勝手がよかっただけにその存在すら意識されなかった(ややもすると透明であった)大気ではあるが、地球環境学という視点を得て、地球環境のなかの大気を考える段階にきたのではなからうか。

排ガスのなかでも二酸化炭素は排気量の大きさを群を抜いている存在である。このことは、人間活動のために使用されるエネルギーの大きさを一面では反映しているのであるが、科学や技術の発展からみると、いかにエネルギーを獲得するか、いかにエネルギーを利用するかに人間の努力がそそがれてきて、それらの結果生じる大量の二酸化炭素の排気についてはほとんど配慮されていなかったことを示している。化石燃料使用による二酸化炭素の増加は地球温暖化問題をひきおこしていると考えられる。この問題は世界の国や地域の産業・経済と深くかかわっている。また、地球温暖化という現象は人間の土地利用、森林の管理、水資源の利用などから微生物の生態にまで影響が及ぶ可能性がある。地球温暖化傾向の予測や影響評価などは従来型の学問のアプローチとは異なり、きわめて複雑な体系を真正面から取り扱う必要性も指摘されている。このような現状は、かつて科学が遭遇しなかった局面であり、本書はまさにこのような問題の理解に向けて一步踏みだそうとする意図で書かれている。

この巻『大気環境の変化』では、大変多くのことが語られる。水とともに、私たち生きものにとってなくてはならない「空気」そのものである地球の大気が、46億年の地球史の中でどのような過程をへて現在の大気となり、生物と

人間にとっての大気環境となったかをまず振り返る。その上で、現在の大気組成、大気物質が地球表層の他の部分、すなわち水圏、地圏、そして生物圏とどのような相互作用をして、大気圏、大気環境としてかたちづくられているかを理解する。そして、これらの理解の上に、これまでのおよび現在の人間活動が大気にいかに大きな改変を加えつつあるか、そしてそれがどのような結果を将来の人類にもたらす可能性があるかを議論する。特に問題となるのは地球規模の大気汚染と「地球温暖化」で代表される地球の気候へのインパクトである。これらの問題を解決するにはどうすべきか、あるいは人類の営為そのものがどうあるべきか、という問題にまで踏み込んで考えざるをえない問題群が、この「大気環境の変化」問題には実に多く含まれていることに読者は気づいていくであろう。全体の構成と概要は以下の通りである。

第1章は現在の大気を構成している主要成分がどのような地球史的過程をへて存在し、それが地球上の物質循環系のなかでどのような役割をしているかに焦点をあてる。特に二酸化炭素、酸素、窒素がいかに生物圏と密接なつながりをもって現在の状態になり、そして維持されているかが説明される。その中で、これらの物質の循環系における人間活動の位置づけを問なおしている。

第2章はさらに具体的に人間活動が大気に与えている影響は、人間活動の「ものを燃やす」という行為で代表される、というユニークな視点で包括的に解説される。物質の燃焼は、まさに地圏・生物圏の物質を大気に放出するプロセスであり、このプロセスが二酸化炭素、窒素酸化物( $\text{NO}_x$ )、硫黄酸化物( $\text{SO}_x$ )、フロン(CFC)などの生物地球化学的循環にどう影響しつつあるかを説明する。さらに燃焼に伴うもうひとつの物質、エアロゾルの大気環境に与えつつあるインパクトも解説する。

第3章では現在大きな問題となっている二酸化炭素、メタン、フロンなどの温室効果ガスの増加の実態とその温室効果(放射強制力)の定量的見積もりにおける不確定性、問題点について詳述する。また、人間活動が同時に放出しているエアロゾルの増加の実態が、大気の冷却効果を強めている可能性についても、現時点での最も新しい知見をもとに解説している。

第4章は人間活動の規模の拡大に伴い、放出されている大気汚染物質の増加と拡散の実態を、大気化学の立場から詳述している。特に酸性雨とオゾンホー

ルに関連する窒素・硫黄酸化物やエアロゾルなどが、他の大気物質と反応してどのように酸性雨やオゾン層破壊を引き起こしているか、最新の科学的知見をわかりやすく解説している。

第5章は温室効果ガスやエアロゾルが人間活動によって増加しているという事実を前提にしたとき、地球の気候システムの将来予測がどれほど可能かという問題を掘り下げている。気候システムのもつ非線形な特性により、たとえシステムへの外力がわかっても気候の予測そのものは非常に難しい側面のあることが示される。また何をどう予測すればよいかという問題は、人間社会の価値と対策に対するコストなどとも関連し、もはや純粹の自然科学の問題ではすまされないことも指摘される。

第6章は、直面している地球環境問題で最も大きな問題である地球温暖化問題を、経済学の問題として捉え、どのような解決策があるかを提示する。このためには、今後人類はどのような社会をめざすかといういくつかのシナリオにもとづく温暖化対策のコスト予測を行う。しかし、人類活動の将来予測には、当然価値の問題も避けて通ることはできない。しかも今後の社会経済システムに内在する不確実性は大きく、自然(気候システム)のもつ不確実性も大きい。このような状況で、人類に求められていることは何かという問いかけもなされている。

第7章は、地球温暖化、オゾンホール、酸性雨などの地球環境問題が、自然科学と国際政治を融合させてしまったことを明快に説明する。特に地球温暖化問題は、人類がみずから築いてきた文明をいかにコントロールできるか(あるいはできないか)という人類にとって根源の問いかけをしている問題と位置づける。IPCC(気候変動における政府間パネル)に代表される温暖化対策の世界的な動きも、小手先の科学技術の問題としてではなく、人類の生き残り作戦といった大きな枠組みで進める必要を強調する。

そして第8章では、地球環境問題は従来の科学技術の枠組みだけでは解決できないことを、特に第5章、第6章、第7章での議論の上に説明し、新しい科学技術のあり方の模索を提示する。このような新しい科学技術の推進で特に必要なのは、たとえば地球温暖化というような、解くべき問題が提示され、それを解決する方向で進めるようなプロジェクトとリーダーが求められることを強

調する。そのようなリーダーを育てていくような教育の重要性も今後の課題であることが強調される。

## 目次

1999年3月

安成哲三  
岩坂泰信

## 1 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

1.1 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

1.2 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

1.3 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

1.4 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

1.5 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

1.6 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

1.7 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

## 2 人間活動による大気環境の悪化

2.1 人間活動による大気環境の悪化

2.2 人間活動による大気環境の悪化

2.3 人間活動による大気環境の悪化

2.4 人間活動による大気環境の悪化

2.5 人間活動による大気環境の悪化

2.6 人間活動による大気環境の悪化

2.7 人間活動による大気環境の悪化

2.8 人間活動による大気環境の悪化

2.9 人間活動による大気環境の悪化

## 3 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

3.1 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

3.2 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

3.3 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

3.4 地球環境問題の現状と大気環境の悪化

# 目次

はじめに

<b>1</b>	地球システムの進化と大気環境の変化	1
1.1	酸素を多量に含んだ大気の形成	2
1.2	酸素の蓄積と地球大気環境	13
1.3	窒素の循環と地球大気環境	23
1.4	顕生代における炭素・酸素循環の変動と地球システム変動	26
1.5	新生代における寒冷化と氷河期の出現	33
1.6	大気環境変化における生物圏の役割	39
<b>2</b>	人間活動による大気改変の歴史	49
2.1	人間が利用してきた大気の性質	52
2.2	人間活動による大気質改変の可能性	65
2.3	人間活動と大気エアロゾル粒子の生成・消滅	95
<b>3</b>	温室効果気体の増加と地球温暖化	119
3.1	大気の温室効果	121
3.2	温室効果気体の増加とその原因	127
3.3	温室効果気体の地球温暖化への影響	143
<b>4</b>	大気汚染物質と大気質の変化	157
4.1	環境問題としての大気環境の変化——汚染物質の放出	158
4.2	酸性雨の全体像	160
4.3	地球規模でみた酸性雨	164
4.4	アジア地域の酸性雨	177

4.5	成層圏のオゾン化学と植物	182
4.6	オゾン濃度の変動	192
4.7	オゾン層破壊と環境への影響	209
5	気候変化の予測の可能性	219
5.1	気候予測とはどのような問題か	220
5.2	気候予測の現状と将来	229
5.3	人間社会的環境と気候予測	243
6	地球温暖化と経済	249
6.1	経済研究の新しい課題	250
6.2	地球温暖化の経済研究の動向	252
6.3	持続可能な発展論と地球温暖化問題	254
6.4	京都議定書達成のコスト分析	265
6.5	地球温暖化の経済学のフロンティアが示唆するもの	276
7	地球温暖化問題の科学と政治	281
7.1	地球環境問題・自然科学と国際政治の融合	282
7.2	地球と人間活動をコントロールできるのか	290
7.3	地球科学の描く未来像	299
8	現象解明と問題解決のはざまに——新しい科学を 模索する試み	305
8.1	新しい科学を希求する動き	306
8.2	地球温暖化問題に対する科学技術の対応	312
8.3	社会と共存する科学を求めて ——研究経営学の確立に向けて	317
	索引	323

# 1 地球システムの進化と 大気環境の変化

## この章の要点

- [1] 地球の大気は他の地球型惑星と組成が大きく異なっている。  
地球の大気は多量の酸素をもっている。この酸素は脱ガス過程によって大気圏に出てきた二酸化炭素から、生物が光合成によって作りだしたものである。生物活動によって酸素濃度が高まると成層圏にオゾン層が生じ、それが太陽からの紫外線を吸収するようになったために、生物は陸上に進出することが可能になった。
- [2] 気候システムの変動は生物圏の変動と強く関係してきた。  
約6億年前以降の顕生代の気候システムの変動をみると、固体地球システム、生物圏とが相互に強く関わりあってきたことがわかる。酸素濃度と二酸化炭素濃度の変化は地球の寒冷化・温暖化と関わって生物に大きな影響を与えるが、生物も大気組成の変化に関与してきた。地球の物質循環には地質学的な物質循環と生物地球化学的な物質循環があるが、せいぜい2000年までの短いタイムスケールでは後者の循環が主要な働きをする。
- [3] 人間の活動は地球システムの長い歴史の遺産によって支えられているが、現在では人間活動が地球システムの安定性をゆるがしている。  
大気中の酸素を意図的に使うことは、今日の人間活動を支えている基本的な行為(広い意味の技術)である。これは、多量の物質を地質学的な物質循環

から取り出して酸化反応を通して生物地球化学的な物質循環に注入するプロセスとしてとらえることができる。そのように考えると、地球史(そのなかでも生命活動がさかんになってからの地球表層における歴史)と人間活動との関わりを視野に置きながら、現在の人間活動の環境への影響を考察する必要がある。

環境科学からみた地球システムの大きな特徴は、このシステムが生命活動を内包している点である。生命をもつことで地球は他の兄弟の惑星と決定的に異なるシステムをつくり上げたといえる。その結果、現在の地球の大気は、金星や火星の大気と比べると二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)の濃度が極端に低く、酸素(O<sub>2</sub>)の濃度が極端に高いものになった。

人間活動の基本的な行為が「ものを燃やす」ことであり、その「もの」のうちの代表的なものが「化石燃料と呼ばれる炭素化合物」であるために必然的に大気中のCO<sub>2</sub>を増加させることにつながることをみると、人間活動が地球システムの長い歴史の遺産によっていることや、人間活動が結果としてつくり出すものがこの地球システムの安定を揺るがしうることに思いを馳せることができる。

本章では、今日みるような地球の大気をもつにいたった46億年の歴史からいくつかのトピックスを取り上げ、人間活動と大気環境の変化との関連について考えたい。とくに1.1節から1.3節では地球大気の形成過程を振り返りながら、地球大気のもつ特徴を考え、1.4節から1.6節では6億年前以降の地球システムの変動をみて、今日の気候環境の形成要因を明らかにしよう。

## 1.1 酸素を多量に含んだ大気の形成

### (a) 地質学的な物質循環と生物地球化学的な物質循環

現在の地球の大気組成のうち最も大きな割合を占めている窒素(N<sub>2</sub>)は、化学的に安定な物質であり、また太陽放射や地球放射に対して比較的透明であるために関心を呼ぶことが少ない物質である。しかし、人間活動は、このような安定な物質でさえ酸素(O<sub>2</sub>)と反応するような状態をつくり出し、多量の窒素

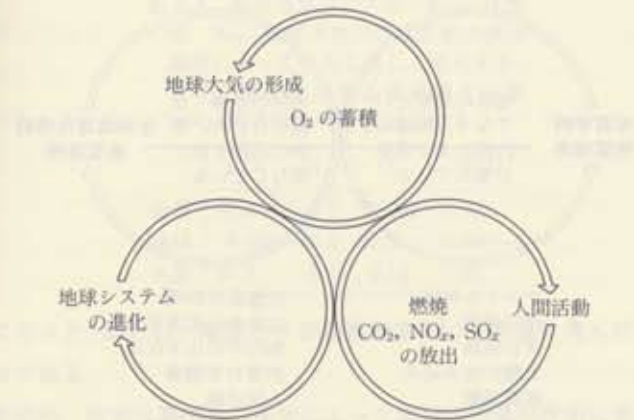


図1.1 酸素(O<sub>2</sub>)を大量に含んだ大気の利用(=ものを燃やす)は人間活動の基礎をなしている。このため人間活動に伴ってさまざまな酸化物がつくり出される。大気中に放出されている代表的なものは、窒素酸化物(NO<sub>2</sub>)、硫黄酸化物(SO<sub>2</sub>)、二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)などである。

酸化物(NO<sub>2</sub>)を大気中に放出するようになっている。N<sub>2</sub>は化学的にはきわめて安定で反応性に乏しい物質ではあるが、ひとたびNO<sub>2</sub>に姿を変えると大変反応性に富んだ物質となる。この物質の一面を、NO<sub>2</sub>が多量に大気中に放出された場合に生じる環境の酸性化に見出すことができる。人間活動に伴うこのようなNO<sub>2</sub>の生成も(さらにはNO<sub>2</sub>が引き起こす地球環境の変化も)、もともとは人間活動が「ものを燃やす」(この場合にはN<sub>2</sub>を燃やすというべきである)ことに起因している(図1.1)。

大気にかかわる地球環境現象を物質の循環という視点でとらえると、その現象がどのように地球システムと関わっているのかが理解しやすい。物質の循環は、造山運動、火山活動、マンツルの対流などの地質学的な現象が関与する「地質学的な物質循環」と、生物活動、大気や海流の運動が直接的に関与する「生物地球化学的な物質循環」にわけて考えることができる。前者の時間スケールはきわめて長く、数十万年から数千万年のスケールのプロセスが強い相互作用をしながら物質循環系をつくっている。それに反して生物地球化学的物質循環は、かなり時間スケールが短くせいぜい2000年程度であり、両者の間に





図 1.2 人間活動は、地質学的物質循環の中でつくられたものを資源として取り出して利用することが多いため、2つの物質循環システムのリンクしている部分で最もさかんになる。

は時間応答に対して明確な差がある。人間活動は、多くの資源を地質学的物質循環システムの中から取り出して利用しており(もちろん生物地球化学的物質循環システムからも取り出しているが)、利用後には生物地球化学的物質循環システムに放出している。このために、生物地球化学的物質循環システムの物質の循環量が部分的に急増し、地球表層にはこれまでに経験しなかった現象(地球環境問題)が生じているものと考えられる(図 1.2)。

このような物質循環を念頭に置いて、地球大気がどのように形成されてきたのかをみていこう。

#### (b) 初期地球での大気の蓄積

現在の太陽系の惑星形成理論に従えば、地球型惑星(水星、金星、地球、および火星)は、ほぼ同時期の 46 億年前に形成されたと考えられており、形成過程についても、いずれも微惑星(直径 10 km 程度の小天体)の衝突によって惑星にまで成長したものとされている。形成過程が同じであっても、46 億年経過した今では太陽の最も近くに位置する水星はほとんど大気をもっていないらしく、地球の隣にある火星や金星は  $\text{CO}_2$  を主体とする大気をもつようになっている。ところが、地球はこれらの惑星と異なり  $\text{O}_2$  を多量に含んだ大気をも

表 1.1 地球型惑星の大気の組成(体積比, %)。地球大気中の水蒸気の量は場所によっていちじるしく変化する。オゾン層が存在する成層圏では数 ppm ( $10^{-6}$  程度の混合比)になる。

	$\text{CO}_2$	$\text{N}_2$	$\text{O}_2$	$\text{H}_2\text{O}$
金星	96.5	3.5	0.002	0.002
地球	0.034	78.1	20.9	0.000~4
火星	95.3	2.7	0.13	0.03

つことになった(表 1.1)。地球だけが遊離酸素( $\text{O}_2$ )を多量に含んだ大気をもっているのである。

地球形成時、活発な微惑星の衝突によって地球の質量が次第に増して行く一方で、地球表層はしばしば衝撃波の通過によって高温高压状態に置かれた。よく知られているように、衝撃波が通過した後は大気中の温度はもとの温度に戻らずに以前の温度よりも高い状態になる。高速で地球に衝突する微惑星の運動エネルギーは、地表面を加熱する熱となって解放され地表面を溶けたマグマ状態にする(マグマオーシャン)。地球の重力に引き付けられている大気は、マグマオーシャンからの加熱に加え、たび重なる衝撃波の通過によっても加熱される。地球の質量が大気を長時間保持するにはまだまだ不十分であったころは、このような高温状態にあったこともあって、地球の重力圏にとらわれたガスは比較的短い時間に宇宙空間へ散逸していったものと考えられる。

地球の質量がおおよそ  $10^{30} \sim 10^{31}$  kg 程度(ちなみに、月は  $7.35 \times 10^{22}$  kg)にまでなると、ある程度の時間大気を保持することができるようになる。気体の熱運動のエネルギーと地球の重力エネルギーの大きさを比べると、地球表面の気温を  $100 \sim 1000$  K 程度と仮定すると、上記の質量に対しておおむね以下の関係を満たすことがわかる。

$$G \frac{M}{R} > \frac{3}{2} \frac{k_B}{\mu m} \quad (1.1)$$

ここで  $G$  は万有引力定数、 $\mu$  は気体の分子量、 $m$  は水素分子の質量、 $M$  は地球の質量、 $R$  は地球半径、 $k_B$  はボルツマンの定数である。

地球が大気をもてるような大きさになったときの地球大気(これをここでは

原始大気と呼ぶ)は、太陽の大気(水素やヘリウムを主要な成分とする)に近いものであったろうと想像される。もちろんこの間もさかんに微惑星の衝突は継続しており、衝突のたびに、岩石から揮発性のガスが大気中に放出されたであろう。高温の衝撃波が大気中を通過すると、大気中では高温の熱反応が生じて、さまざまな成分が反応生成物として生まれ、原始大気にいろいろな性質を付与したと思われる。原始大気の組成や構造はいちじるしい変動を伴ったものと考えるのが妥当であろう。たいへん興味深いのは、このような大気存在によってマグマオーシャンの熱的な変遷が大きく左右され、マグマオーシャンの持続時間や地殻の形成の仕方がその当時の大気の組成や構造にかなりの程度影響されるとする考え方が出されるようになったことである。今日、地球環境科学では、大気、海洋、陸面を結ぶ物質やエネルギーの循環がきわめて重要視されており、陸面(あるいは海面)と大気間にさまざまな過程が存在し相互に強い影響を及ぼしあっていることが次第に明らかにされつつある。地球大気の生成期の理解に関しても類似の視点が重視されている点は大気環境を考えるうえで興味深いものがある。

太陽組成に類似した原始大気成分に加え、微惑星の衝突過程でさかんに岩石から脱ガスしてくる大気成分の蓄積、高温状態のもとでの地球からのガスの散逸、強い紫外線によって生じる光化学反応などが、比較的初期に地球の大気の成分や分布を決めた要素ではないかと考えられる(図1.3)。

ところで、現在の地球大気の主要な揮発性元素の存在度、水(水蒸気、陸水、海水、氷など)の存在量、希ガスの存在度などを総合すると、現在の地球大気をつくっている成分は、原始大気に近いものではなく、固体地球の内部から出てきた(これを脱ガスという)もので形成されたと考えられている。その脱ガスは地球形成の比較的初期に行なわれた。

西グリーンランドのイシューア地域にみられる38億年前の変成岩の原岩は堆積岩であると考えられる。このことは当時すでにかかなり規模の大きい海洋が形成されていたことを暗示している。さらには、20~30億年前の古い堆積岩の組成が現在のものとあまり変わらないこともよく知られている。とすると、海洋や大気をつくっている元素も比較的早い時期に出揃っていたのではないかと考えると都合がよさそうなのである。

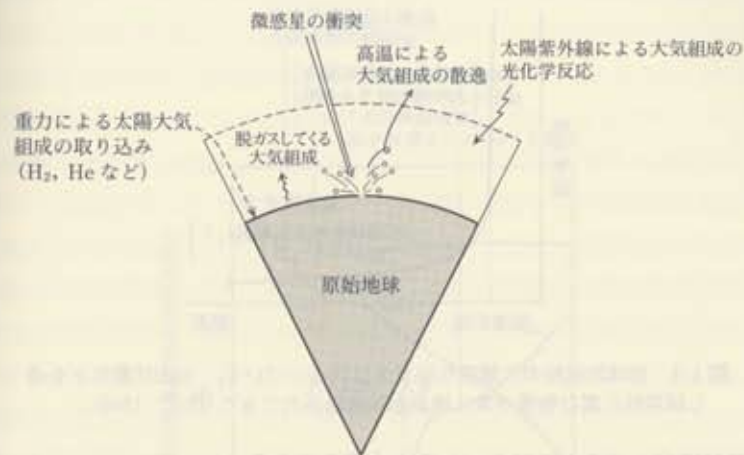


図1.3 地球の原始大気の組成を決めた要素は、地殻からの脱ガスを始めいくつかのプロセスがある。また時とともに主要なプロセスが変わっている。

大気の微量成分であるアルゴン(Ar)が手がかりを与える。大気中の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ とマントル中の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ をくらべArの脱ガスの様子を推定すると、初期の地球内部にある揮発性の物質は地球形成後10億年以内にその80%以上が脱ガスしている可能性が高いことが示された(Hamano and Ojima, 1978)。大気中の脱ガスの時間的な変動の様子は不明であるが、比較的初期の段階で大量の脱ガスが生じたとすると海洋の形成や塩素(Cl)や窒素(N)の存在量に関して都合よく説明がつく。しかし、炭素(C)や硫黄(S)については、地球形成初期以降も、火山活動なども含めて連続的な脱ガスを考慮したほうが説明しやすい(図1.4)。現在多くの研究者は、地球大気の形成初期の大量脱ガスにつづいて連続的な脱ガスによって、現在の地球大気の根幹がつけられたと考えている。

脱ガスと並行して、地球表層から内部にいたる地質学的な物質循環システムが形成され、きわめて長い時間スケールにわたって種々の物質の分布が物質の循環系によって規定されていく。揮発性の物質は大気の主要な成分をつくる。水蒸気( $\text{H}_2\text{O}$ )は変動の大きな成分であるが、地球誕生初期には地表は水蒸気の厚い雲におおわれていた。地球の温度が下がるにつれて、水蒸気の液化がさかんに進み地球は海洋をもつようになる。このころの地球大気は $\text{CO}_2$ や水蒸気

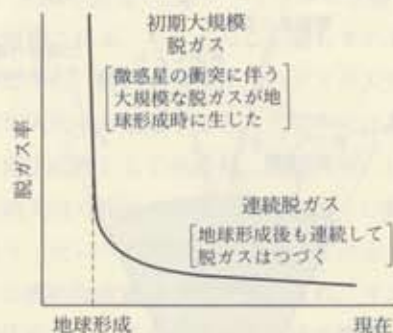


図 1.4 地球形成時の大規模な脱ガスにひきつづいて、火山活動などを通し揮発性に富む物質が常に地表面に供給されてきた(田近, 1998)。

を主要な成分とするものであったろうと考えられる。

地球に海洋が形成された後、海洋のなかで生命体が発生し、長い時間をかけて生物進化の道を進みはじめた。進化の途上で炭酸同化作用を行なう生物が登場してくるに及んで、地球の大気に含まれている  $\text{CO}_2$  はこれらの植物の体を形成するためにさかんに植物体のなかに取り込まれ、 $\text{O}_2$  が植物から放出される。海中にある植物の量が次第に増加するに従い、放出される  $\text{O}_2$  の量は増加しやがて大気中に遊離酸素が蓄積されてゆく。同時に大気中の  $\text{CO}_2$  はこれらの生物の体をつくるために消費され、次第に大気の中から除かれてゆき、大気的主要な成分の役目を  $\text{O}_2$  や  $\text{N}_2$  に譲ってゆくことになる。このようにして、今日みるような  $\text{N}_2$  がおよそ 78% (体積比)、 $\text{O}_2$  がおよそ 21%、その他の成分がおおよそ 1% の大気ができあがったのである(図 1.5)。

#### (c) 大気圏に出てきた炭素、硫黄、酸素、窒素の循環

初期の地球大気に存在した成分は、地球大気圏から散逸したものを除けば、その後は地質学的な物質循環システムあるいは生物地球化学的な物質循環システムに乗って、大気、海洋、生物体、地球内部などを循環し地球全体をめぐる。揮発性の成分はガスとして存在しやすいために、循環しているうちに大気圏に出てきた場合にはここに比較的長い時間とどまる可能性があり、地球の表層で活発な人間活動による影響を受けやすい。

例えば炭素がかかわる問題は、「二酸化炭素( $\text{CO}_2$ )濃度増加にともなう地球

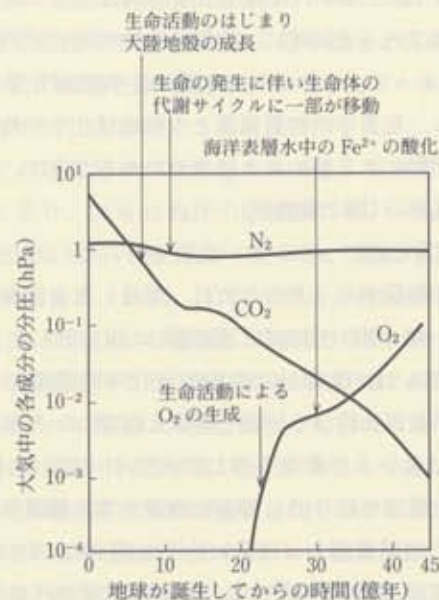


図 1.5 地球誕生後の大気組成の変化(Tajika and Matsui, 1992)。

温暖化問題」としてあまりにも有名である(詳しくは第3章参照)。地球大気のなかの  $\text{CO}_2$  の量は地球生成直後は主要成分であったが、現在ではきわめてわずかな濃度(約 350 ppm)になっている。 $\text{CO}_2$  は、地球大気が脱ガス過程によって原始大気と置き換えられて以来、地球大気の熱収支を左右してきた重要な成分である。そして今日見られる程度の  $\text{CO}_2$  濃度は、温暖な(人間にとって好ましい)環境が維持されるためには重要な要素とみなされている。現在の地球においては、人間活動によって、かつて地球史にみられたことのないほどの割合で大気中の  $\text{CO}_2$  濃度が上昇しつづけている。それは、地下に埋没していた炭素を掘り出して燃料として使用してきたことに起因している。地下に埋没している炭素のうちで、燃料として使用されているものは石炭や石油である。これらの炭素化合物を燃料として使用する際に、酸化反応の結果として  $\text{CO}_2$  がつくられる。地質学的な物質循環システムのなかで循環している炭素化合物(石炭や石油)を、人間の力によってこのシステムから取り出し、使用後に海や

陸上の生態系に返す(陸上あるいは海中の生態系は炭素の地質学的な循環系を形成する重要な要素であると同時に、炭素の生物地球化学的な循環の本質的な要素である)ことによって、これまでの炭素の生物地球化学的循環を乱したとみなすことができる。地質学的物質循環と生物地球化学的物質循環とのカップリング部分に人間活動による強いストレスがかかることで、従来の物質循環系が変調をきたす例は多い(第2章参照)。

硫黄(S)は有機炭素と結びつきやすい性質をもっているために、炭素循環の一部に繰り込まれて循環する。このために、埋没した有機炭素(化石燃料)を人間がとりだす際に一緒に取り出され、燃焼後に  $\text{SO}_2$  として大気中に放出される。大気中にある  $\text{SO}_2$  は、大部分は生物地球化学的循環システムの中で動いており、その一部が金属と結びついたり炭素と結びついた形で地質学的循環システムに取り込まれている。燃焼を通して大気中へ放出される  $\text{SO}_2$  は、地質学的循環系にあった硫黄を取り出して生物地球化学的循環系に組み込んでいる。その余波を受けて、地球表層では従来に比して過剰な  $\text{SO}_2$  が存在するのである。硫黄がかかわる地球環境問題では、酸性雨問題が代表的なものであろう(第4章参照)。日本では、産業活動にともなって大気中へ放出される硫黄が社会的に大きな問題を引き起こしたのは1970年代であり、その後、硫黄酸化物への対策が積極的に取られ、今やこの問題は過去の問題とみなされているが、世界的には依然として深刻である。

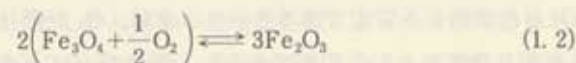
人間が地質学的循環から有用と思われる物質を取り出す際には、地球の奥深い内部から取り出すのではなく、地球の表層部分から効率よく取り出している。地球表層に純度の高い形で偏在している場合にその物質の利用価値は高くなる。石油や石炭もごくわずかの密度で地球の表面や内部に広く分布していたなら、その価値はほとんど無に等しかったかもしれない。地球史の中で特定の物質を特定の場所に比較的混じり気が少なく純度の高い形で偏在せしめたのは、地質学的な物質循環系にはかならない。すなわち、人間にとっての資源の形成とは「地質学的物質循環によってつくり出された物質の地球表層における偏在」ということもできるのである。

$\text{O}_2$  と  $\text{N}_2$  の2成分で地球大気のをほとんどを占めているが、大気中の化学的な振る舞いはきわめて違ったものである。なぜなら、 $\text{N}_2$  は化学的には不活発な

成分なのでこのように大量に大気中に溜まっていることは不思議ではないが、 $\text{O}_2$  はきわめて活発な成分であり、たちまち他の成分と反応して消滅してしまうため、遊離した  $\text{O}_2$  の状態で長時間大気中に存在しているとは考えにくい(1.2節を参照)。

$\text{O}_2$  の地球表層での存在量や存在形態をみると、現在では、 $\text{O}_2$  の存在量の5%程度が大気中にあり、56%は海洋中に硫酸イオン( $\text{SO}_4^{2-}$ )の形で、39%は赤鉄鉱( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )の形になっている。このことから、環境科学的に重要と思われる点をいくつか指摘できる。まず、(1)  $\text{O}_2$  の濃度の動向を化学的に支配している物質として硫黄(S)や鉄(Fe)の重要性が指摘できる。さらに、(2)これらの物質が存在している場所をみると、海の存在が本質的であることがわかる。後述するように大気中の  $\text{O}_2$  濃度は、緑色植物の光合成による  $\text{O}_2$  の生成と有機炭素の埋没に加えて、海洋中で赤鉄鉱( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )を使って黄鉄鉱( $\text{FeS}_2$ )をつくる硫酸還元細菌が関与する反応に影響されていると考えられている。

化学平衡論的に考えると、地球大気中の  $\text{O}_2$  は地表に存在している物質と平衡にはなっていない。地表面の物質の中で、磁鉄鉱( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )と褐鉄鉱( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )が共存していることがしばしばある。この両者には



の反応を通して  $\text{O}_2$  を吸収したり放出したりしている。この両者のFeが平衡状態で存在しているとすると、代表的な表面温度(およそ  $20^\circ\text{C}$ )のもとでは  $\text{O}_2$  の分圧はきわめて低いものになる( $\sim 10^{-21}$  hPa)。ところが、現実の大気では  $\text{O}_2$  の分圧は0.2 hPaであり、あきらかに  $\text{O}_2$  の濃度は平衡状態のそれといちじるしく隔たっている。この非平衡状態を維持しているのは、地球の生命活動、とりわけ緑色植物の光合成活動の存在である。

現在の地球大気に含まれている  $\text{O}_2$  の量は、成層圏高度にオゾン( $\text{O}_3$ )層をつくるのにきわめて都合のよい濃度である。この高度にオゾン層が形成されていることはきわめて興味深い。オゾンはきわめて酸化力の強い気体であり、高濃度のオゾンに生物が接触するとさまざまな障害が現われる。また、対流圏では雲や雨の活動にみられるように水の強い循環が存在する。オゾンはある程度水に溶け込むことができるので、オゾン層が対流圏にできたとしても対流圏の水

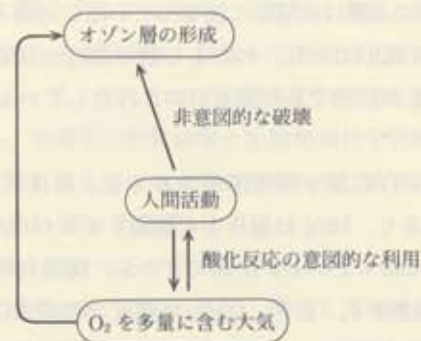


図 1.6 酸素(O<sub>2</sub>)を多量に含む大気は、人間活動をささえる技術として酸化反応を意図的に利用する技術が用いられる大きな根拠となった。

の動きに常に乱されたいへん不安定なものになってしまう。成層圏にオゾン層が形成できるほど酸素の量が高まって初めて安定なオゾン層が形成されるようになったのである。地球上の多くの生き物にとって、太陽紫外線はたいへん危険な存在である。成層圏のオゾン層が有害な太陽紫外線を吸収することによって、地球表層は有害な太陽紫外線の届かない安全な場所になっている。

O<sub>2</sub>が化学的に不安定であるということは、O<sub>2</sub>が関与する化学反応(酸化反応)が起りやすいということである。人間はO<sub>2</sub>のこの性質を大いに利用してきたのである。典型的な例が、化石燃料の使用(有機炭素の酸化反応)であろう(図 1.6)。

N<sub>2</sub>は、比較的早い段階での脱ガスによって大気中に蓄積された量を維持しているものと考えられている。N<sub>2</sub>が化学的に安定であることと、N<sub>2</sub>の量が比較の変動せずに維持されてきたことは深い関係がある。化学的に安定であるために、種々の物質循環系に取り込まれることなく大気中の濃度をほぼ一定に維持してきたと考えられる。この成分があまり濃度を変えなかったために、大気の熱容量がほぼ今の程度に維持されており地球大気の熱的変動を緩慢なものにしている可能性が高い。もしこの成分も化学的に活性の高いものであれば、地球システムの種々の物質循環系に関与しN<sub>2</sub>自身の濃度も大きく変動してきたであろう。CO<sub>2</sub>やO<sub>2</sub>の濃度が、数十億年の時間スケールで3桁も4桁も変動してきたことを考えると、N<sub>2</sub>濃度の安定性は注目されてよい。

## 1.2 酸素の蓄積と地球大気環境

### (a) 酸素の蓄積過程

酸素(O<sub>2</sub>)の大気圏での蓄積を中心に、それに付随する物質の循環像を地球史の上で整理すると、おおよそ以下ようになる。

- (1) 海洋の成立
- (2) 海洋での生命活動の開始(Cの生命体への取込み：生命が関与する炭素循環の形成が始まる)
- (3) 光合成をする生命の出現(生命体からのO<sub>2</sub>の放出：O<sub>2</sub>の登場によって炭素-酸素-硫黄-鉄が関与する物質循環システムが形成される。酸化的環境が強化)
- (4) 大気中のCO<sub>2</sub>の海の生命体への取込みと大気中へのO<sub>2</sub>の放出
- (5) 大気中でのO<sub>2</sub>の蓄積(オゾン層の形成と太陽からの有害紫外線の減少)
- (6) 陸上環境の変化(陸上生命活動の発展)

きわめて基本的な問題であるが、光合成活動が始まったなら自然に大気中のO<sub>2</sub>濃度は高くなるのであろうか。この答えは必ずしも単純ではない。現在の地球にある多量のO<sub>2</sub>は、たしかに植物の光合成活動によったのではあるが、このことが光合成が始まると自動的にO<sub>2</sub>濃度が増加することを意味するものではない。地球大気のなかのO<sub>2</sub>濃度がどのようにして現在みるような濃度になったのか(=地球大気の中でどのようにしてO<sub>2</sub>が蓄積されたのか)、O<sub>2</sub>の生成量と消失量の時間経過を考えながら判断する必要がある。とりわけ大気中の化学反応に関与することの多い成分では、生成量と消失量の差もさることながら、差の時間変化もその成分の蓄積量を大きく左右する。図 1.7(a)のように消失量もほぼそれに見合って増加するなら早いうちに一定量のものが大気中にたまる。もし常に生成量が消失量を上まわることがあれば、その成分は時間とともに濃度を増してくる(b)。実際の地球大気の歴史の中では(c)にみるように、量そのものの变化や両者の大小関係がいろいろ変ったと考えられる。このことは、大気環境を考える上でもっとも大切な問題のひとつである。

酸素濃度を大きく左右するプロセスのひとつは植物の光合成である。



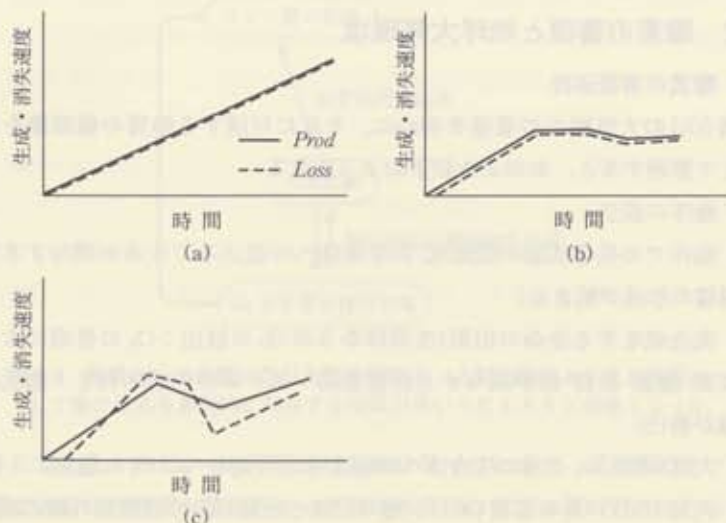
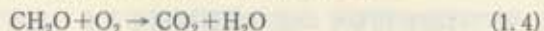


図 1.7 大気中のある成分が昔に比べて現在の方が濃度が高くなっている場合の代表的なシナリオ。Loss と Prod はその成分の消失速度と生成速度。(a)  $Loss = Prod$  の関係は常に保たれているが時間とともに速度が大きくなる。(b)常に  $Loss < Prod$  の関係があり常にその成分が蓄積されていく。(c) Loss と Prod の大小関係は一定しないが時間積分すると Loss より Prod が大きくなる。

この反応によって、ひとつの  $CO_2$  が消費されひとつの酸素分子が生まれることがわかる。この反応だけが進行すれば、大気中の  $CO_2$  は次第に減少し  $O_2$  は増加する。それに伴って生物の生存量も増加することになる。しかし、現実にはこの反応とともに、逆反応(有機物の分解)もまた進行する。



生物の呼吸作用や生物体とその死後に酸化分解される分解作用である。これらの反応がまったく同時にしかも同じ速さで進行したら、実際には大気中の  $CO_2$  や  $O_2$  の量について目立つほどの濃度減少や増加は生じない。(1.3)式の反応によって生じる  $O_2$  の生産量と(1.4)式の反応によって生じる  $O_2$  の消費量の大きさや時間変化を考えてみる。 $O_2$  濃度の時間変化は、[ ] を濃度、 $k_1, k_2$  を反応係数とすると、

$$\begin{aligned} \frac{d[O_2]}{dt} &= \text{生産量} - \text{消費量} \\ &= k_1[CO_2][H_2O] - k_2[CH_2O][O_2] \end{aligned} \quad (1.5)$$

となる。この反応の消費量を支配する項の特徴は、有機物である  $CH_2O$  を含んでいることである。すなわち、植物が存在していて初めて駆動されるプロセスなのである。もし、植物の総量が少ない状態を想定すると、 $O_2$  との反応にかかわる有機物の濃度も低く、それ故、その分解の量も小さいと考えられる。第1項に拮抗するまでの間は、 $d[O_2]/dt$  はプラスにあり、大気中の酸素濃度は増加の一途をたどることになる。

しかし、長い地球の歴史において一方的に  $O_2$  の濃度が増加し続けたと考えるのは、非現実的である。やがて、両者の項が拮抗する点にやってくるのは、 $d[O_2]/dt = 0$  となり、以後はこの時点の酸素濃度が維持されることになる。現在の考え方では、光合成で生成された  $CH_2O$  の一部が海底堆積物(有機炭素の埋没が有効に行なわれている場所が海であることに注意しよう)として埋没することによってこの反応系から抜け出してしまふ( $O_2$  による分解から免れる)ことが、 $O_2$  の蓄積において役立っていると考えられている。言い変えるなら、見かけ上植物の量が少ないことに対応する状態ができていたのである。つくられた有機炭素のうちのわずかな量( $\alpha$ )が海底に埋没し  $O_2$  から遮断されたと考えよう。上記の収支は、以下のように書き改められる。

$$\begin{aligned} \frac{d[O_2]}{dt} &= \text{生産量} - \text{消費量} \\ &= k_1[CO_2][H_2O] - k_2(1-\alpha)[CH_2O][O_2] \end{aligned} \quad (1.6)$$

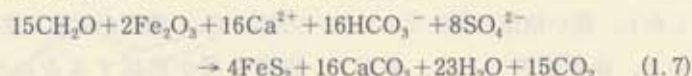
ここで  $\alpha$  がほどほどに大きければ生産量 > 消費量という関係が長い時間かけて維持できて、その間  $O_2$  濃度は増加しつづけるであろう。この2つの式から考えられることは、以下の2点である。

- (1) 光合成を行なう植物の登場は、消費過程が生産過程に追い付いてくるまでは大気中の  $O_2$  濃度を増加させる。
- (2) 有機炭素(植物など)が地中に埋没することによって、大気中の  $O_2$  濃度はさらに増加する。

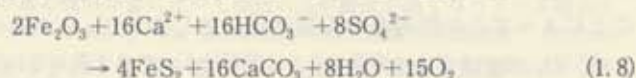
化学的活性の高い  $O_2$  の登場は、地球表層の物質の循環をきわめて多彩なも

のにした。陸上では酸化風化(oxidative weathering)と呼んでいるプロセスが活発になったことがまず挙げられる。海中においても $O_2$ の登場はさまざまな化学擾乱を引き起こしこれまでみられなかった物質循環を駆動させることになったと想像される。大気中の $O_2$ 濃度の上昇はやがてオゾン層の形成をもたらした。多彩な陸上生態系の登場を促した。人類が登場するに及んで、この多量の $O_2$ を利用する(=ものを燃やす)文明が作り出され現在に及んでいるのである。

有機炭素の埋没のほかに、大気中の $O_2$ の蓄積に一役買っているプロセスとして、海洋中の黄鉄鉱( $FeS_2$ )の生成が挙げられる。



この反応は硫酸還元細菌が関与するものである。この反応では、光合成でつくられた有機炭素が消費され、 $Fe_2O_3$ が $FeS_2$ に変換されている。この消費に見合う有機炭素が生成される反応と比べてみると、全体としては



となり、有機炭素が埋没する代わりに黄鉄鉱( $FeS_2$ )が埋没する。つまり硫酸還元細菌の働きによって黄鉄鉱が埋没し $O_2$ が放出されるプロセスは、有機炭素の埋没が微生物が関与する物質循環(C-Fe-S循環)系によっても行なわれているものとして理解される。

#### (b) 地質記録がしめす酸素濃度の変動

地球の内部には多量の鉄(Fe)が存在している。このFeの存在は、地球表面での遊離酸素( $O_2$ )の存在と際立って対照的である。

$O_2$ が増加していったときに遭遇するであろう事件を想像してみよう(図1.8)。はじめのうちは、生成された $O_2$ は、大気、海洋、土の中に存在する還元性化合物と反応し種々の酸化物をつくり出して、比較的速い速度で消費されたであろう。生物がその間も $O_2$ を生成しつづけるならば、やがて大気中の還元性の水素( $H_2$ )、メタン( $CH_4$ )、一酸化炭素(CO)を次第に酸化性のものに変え、やがて海でも土でも酸化性の物質でうめつくすようになる。ひとたびそのような状態がつけられると地中から絶えず出てくる還元性の物質は、地表面に

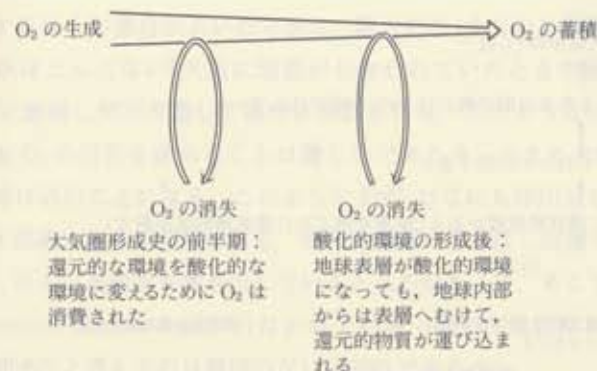


図1.8 光合成によってつくられた $O_2$ が地球の大気中で蓄積されていくためには、 $O_2$ を消失させるいくつもの反応に打ち勝つ生成量が維持されねばならなかった。

でるやいなや酸化され酸化性物質に変えられてしまうであろう。

$O_2$ の大気中への蓄積状態を時間を追って正確に記すことは現在では不可能である。しかし、いづころ酸化的な状態が出現したかその時代をおおよそではあれ示すものが見出されている。縞状鉄鉱床あるいは縞状鉄鉱層(Banded Iron Formations, BIFs)が頻繁に見出される地層がある。この地層は、およそ20億年前に形成されたと考えられているので、この鉄鉱床の酸化状態を検討することでこの時代に大気中の $O_2$ についてどんな事件が起きたかを推定することができる。縞状鉄鉱床とは3価の鉄鉱物( $Fe(OH)_3$ や $Fe_2O_3$ )に富む層とシリカ( $SiO_2$ )に富む層とが縞状に相互に層をなしている堆積性の鉱床である。18億年前になるとこの種の鉱床はまれになり、それより新しいものは見出されていない。ここで注意すべきはこの年代である。およそ20億年前にこのような出来事が顕著になり、その後18~17億年前ではまれであり、それ以後は認められない。また、この鉱床がみられるのは堆積層のなかであるということも注意すべき点である。

大規模な堆積層ができるためには、海が存在が必須である。海底にはおびただしい数の河川から流れ出た鉱物粒や陸地から吹き飛ばされてきた塵がつもり堆積層をつくる。このような岩屑を中心とした堆積層の化学組成は、地殻全体の平均に近いものであろう。これとは別に陸地の土から溶けだしてきたイオン

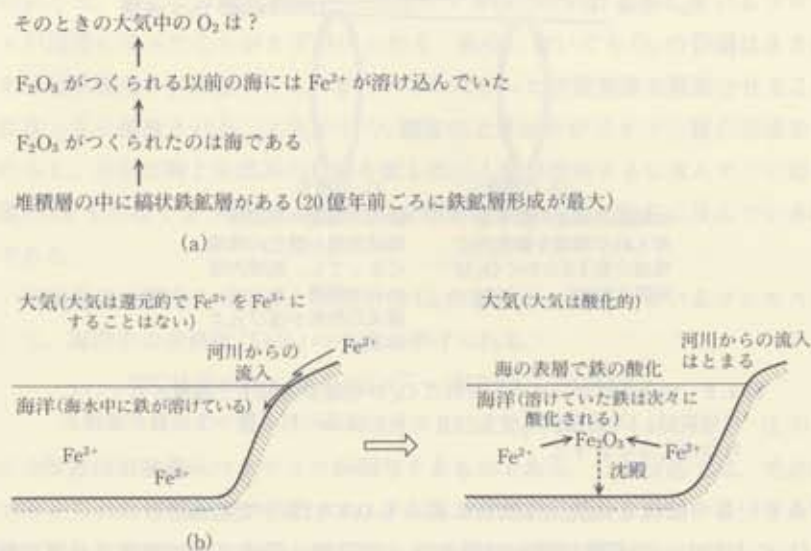


図 1.9 海における鉄の酸化。(a)海は堆積層をつくる反応容器の役目をする。海で  $Fe_2O_3$  が沈殿して堆積した層をつくるということは、それ以前に鉄が水に溶けやすい  $Fe^{2+}$  の形で存在していたことを示す。このようなことが可能であるための条件から、大気中の酸素 ( $O_2$ ) の濃度に関してある程度の推定がつけられる。(b)大気が還元的なものから酸化的なものへ変わったことに応じて海中での鉄の存在形態は大きく変わった。

や海水中に溶存しているイオンが、なんらかの原因で不溶性のものをつくるときにも堆積物を多量につくることがある。この場合の堆積物の化学組成は、単一の鉱物であることが多い。

このようなことから、縞状鉄鉱層の中の 3 価の鉄の存在は 20 億年前の大気-海洋系の中で起きた酸化-還元状態の変動を示したものと考えられるのである (図 1.9)。岩石に含まれている Fe のうち 2 価のもの ( $Fe^{2+}$ ) は水に溶けやすく 3 価のもの ( $Fe^{3+}$ ) は溶けにくい。現在のように酸素に富む状態では、岩石が風化する際には岩石中の 2 価の  $Fe^{2+}$  はたちまち酸化され 3 価の  $Fe^{3+}$  となってしまう岩石中に残ってしまうであろう。このような状態になった後で縞状鉄鉱層を形成するのは難しい。特定の鉱物に富む堆積層を形成するには、海洋中にイオンの形で溶け込んでいた物質に何事かが起きて不溶性物質に変わるプロセ

スが存在するほうが都合がよいのである。還元的な(すなわち酸素濃度がきわめて低いかほとんどない)大気に地表がおおわれていたときの風化の際には  $Fe^{2+}$  は水に溶解し河川を通して海洋に供給される。このような時代には海中においても  $O_2$  の存在を認めることは難しいであろう。つまり大量の  $Fe^{2+}$  が海洋中に溶け込むことになる。このような  $Fe^{2+}$  はなにも河川からのみならず、海底からも供給される可能性がある。現在の海底にはしばしば種々の金属や物質を溶かし込んだ高温水を吹き出しているところがあって、そこでは熱水循環 (hydrothermal circulation) が行なわれている。過去の海底においても同様のものがあつたと考えるのは無理のないところであろう。

このようにして長期間にわたって溶かし込まれた  $Fe^{2+}$  が、生命の登場とともに  $O_2$  と出会うことになる。2 価の可溶性の  $Fe^{2+}$  は、一斉に不溶性の 3 価の  $Fe^{3+}$  (例えば  $Fe_2O_3$ ) となり海底に沈殿しはじめる。20 億年前に地球規模で起きた環境の変化のうち、確実に指摘できるのは、この時期になって酸素濃度が環境を酸化的なものにかえることができる程度に高まったという点である。

約 6 年億年前以降の  $O_2$  の変動については 1.4 節で述べることにしよう。

### (c) 硫黄の循環と酸素

化石燃料の使用によって大気中に放出される  $CO_2$  は地球温暖化問題として、また同時に大気中に放出される硫黄酸化物 ( $SO_2$ ) や窒素酸化物 ( $NO_2$ ) は酸性雨問題として、深刻な問題になっている。ここに登場してくる硫黄 (S) について、地球システムの変化と関係づけて整理してみたい。

現在の地球大気中の硫黄の起源は、海洋、火山、および人間活動である。そして、大気中に存在するときの代表的な形態は、二酸化硫黄 (亜硫酸ガス,  $SO_2$ ) および硫酸イオン (エアロゾル粒子状態,  $SO_4^{2-}$ ) である。発生源のごく近くでは、 $H_2S$ 、 $COS$  (カルボニルスルファイド)、 $DMS$  (ジメチルスルファイド、 $(CH_3)_2S$ )、 $CS_2$  などの形をとった硫黄化合物の濃度も高い。これらの硫黄化合物は、 $COS$  を除いて、短時間に酸化されて  $SO_2$  となる。もちろん  $O_2$  によってである。

かつて、地球大気が今みるような  $O_2$  をもたなかった時期にはこれらの硫黄はどのような状態にあり、その後どのような変遷を経てきたのであろうか。地



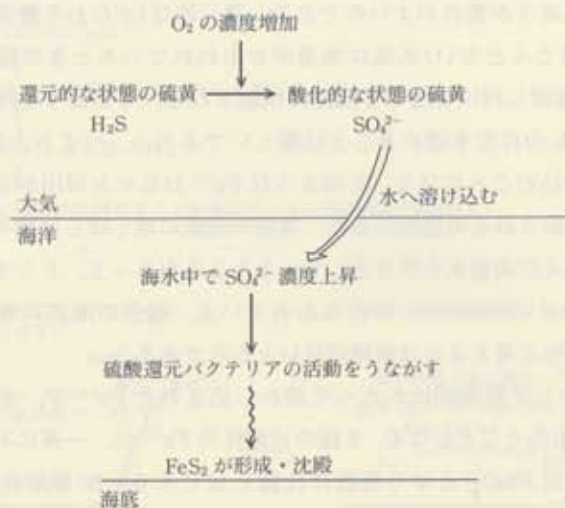


図 1.10 大気中の酸素濃度の変化は海洋中のいろいろな組成の濃度変化にもかかわってくる。  $SO_4^{2-}$  の濃度の変化は海水中の有機物の酸化 ( $CO_2$  の発生につながる)、黄鉄鉱 ( $FeS_2$ ) の生成 ( $O_2$  の発生につながる) に影響する。

球表面が還元的な状態にあったときには、硫黄は大気中では  $H_2S$  の形を取っていただろうし、堆積物には  $FeS_2$  の形のものが多かったと考えられる。

先にのべたように、海で光合成活動を行なう生命(シアノバクテリア)が登場するに及んで、これまでの還元的な環境が次第に酸化的な環境に変わってくる。酸素は、海洋に溶け込んでいる 2 価の  $Fe^{2+}$  を酸化するために消費され膨大な量の鉄鉱床をつくる。また大気中の硫化水素 ( $H_2S$ ) を酸化して硫酸塩に変えていく。硫酸塩は雲・降水に取り込まれて海へ運ばれる。堆積物中の硫化物も酸化され硫酸塩をつくっていく。このようにして、 $O_2$  の登場は期せずして海洋中の硫酸イオン ( $SO_4^{2-}$ ) 濃度の高まりを引き起こしたのである。

光合成生物の遺骸などの蓄積と  $SO_4^{2-}$  濃度の上昇は、硫酸還元細菌の活動する環境が整ったことを意味する(図 1.10)。

硫酸還元細菌による  $SO_4^{2-}$  の還元においては、同位体効果が現われることが知られている。硫酸還元細菌が硫黄の地球化学過程に関与する前は、堆積物に含まれる硫化物は初期の地球からもたらされたもの(マグマ中

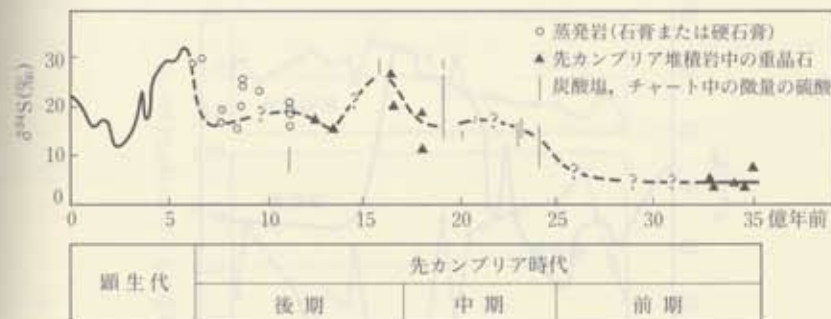


図 1.11 先カンブリア紀から現代に至る海洋中の硫酸の硫黄同位体比の変化の年代曲線(酒井・松久, 1996 のまとめによる)。

の硫黄も同等)とみなせる。その場合の同位体比\*1 は 0‰ であろう。しかし、少々ややこしいのは、マグマ中にもともと含まれていたと考えられる硫酸塩がある点である。この硫酸塩は、0~8‰ 程度の同位体比をもっていると考えられる。結局、硫酸還元菌が関与しない時代の硫化物や硫酸塩を含む堆積物の硫黄の同位体比は、おおよそ 0~8‰ の範囲に入ることが期待できる。図 1.11 は酒井・松久(1996)がシュトラウス (Strauss, 1993) やクレイプールら (Claypool et al., 1980) の研究をもとにまとめた硫黄の同位体比の長期トレンドである。データのバラツキは大きいものの、先カンブリア紀の中期には硫酸還元菌による硫黄同位体比の急激な上昇が認められる。彼らの言によれば、33 億年前から 23 億年前までの間のいつごろからか、硫酸還元菌が登場したのだろうということになる。このあたりの数字は他の研究者によっても提案されているが、それよりも古い時代の 34 億年前を硫酸還元菌の登場時期とする主張もある (Ohmoto et al., 1993)。いずれにせよ、硫酸還元菌の活動が地球表面の酸化的

\*1 原子番号が等しく質量数の異なる核種を同位体と呼んでいる。天然における炭素や硫黄 (S) の同位体存在度はほぼ一定である。それ故、この比の変化が有意にみられる場合には、過去において同位体比を変えるようなこと(例えば S の同位体分別が生じることの多い微生物の影響など)があったと想定される。同位体比は、例えば、S を含む化合物については通常以下のように求める。

$$\text{同位体比 } \delta S = \left( \frac{R_1}{R_2} - 1 \right) \times 1000 \quad (\text{‰, パーミル})$$

$R_1$  と  $R_2$  は、それぞれ試料の  $^{34}S/^{32}S$  と標準物質の  $^{34}S/^{32}S$  である。同位体比がいくつもあるときには、それに応じて同位体比が定義される。

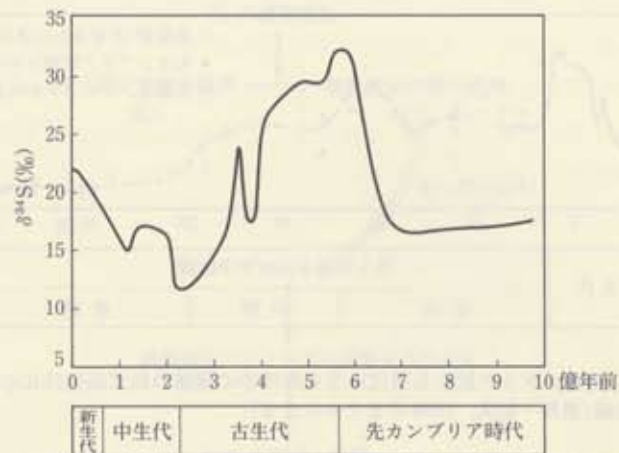


図 1.12 顕生代の蒸発岩の硫黄同位体比曲線(酒井・松久, 1996 を簡略化).

環境化と連動していると考えるところで説明できるのである。

繰り返しになるが、環境が酸化的になると光合成活動によって有機炭素の生産が進んだこと(そして実質的につくられた有機炭素が酸化しないように酸素から遮断されることも含む)は対になって進行してきた。地球表層の硫黄と有機炭素の振る舞いを直接関連づける証拠があれば、硫黄-酸素-炭素の結びつきがさらにはっきりしてくる。図 1.11 の顕生代の部分を拡大したものが図 1.12 である。現在の天然にみられる S の同位体比を変化させる要因のひとつに硫酸還元細菌の働きがある。この細菌の存在しなかったときの堆積岩中の硫化物はマグマ起源とみてよく、同位体比は地球上で 0‰ であった。その他いくつかの要素を考えても、図 1.11 から 23 億年前ぐらいには硫酸還元細菌が活動していたと思われる。図 1.12 をみると、同位体比が数百万年の間に大きく動く例もみえる。この種の変化は細菌による還元速度を変える程度では説明できず、地殻の変化などの大事件が連動していると思われる。

光合成がさかんな時代には、光合成によって有機物が生成され、同時に発生した酸素によって黄鉄鉱が酸化されるため硫酸が生成される。この硫酸は海中の S の同位体比を下げるが、有機炭素の形成は結果として大気 CO<sub>2</sub> や堆積岩



図 1.13 シミュレーションによって求めた海洋からの黄鉄鉱と有機炭素の除去フラックスの経年変化(Berner and Raiswell, 1983).

中の炭素同位体比を高められる。3つの硫黄のリザーバ(貯留庫)(海洋、蒸発岩、黄鉄鉱を含む堆積岩)を仮定したボックスモデルによって得られた結果の一例が示してある(ボックスモデルについては第 2 章参照。S と C の同位体比の変化する原因の詳細は参考文献の酒井・松久(1996)を参照)(Garrels and Lerman, 1981; Berner and Raiswell, 1983)(図 1.13)。S の同位体比と C のそれが相反する方向で変化している。今日われわれが大気中に排出しつつある SO<sub>2</sub> の同位体比を知ることで、われわれが硫黄循環あるいは硫黄循環と結びつきの強い炭素循環への人間活動の影響を議論しうる可能性があることから、硫黄の同位体比に関する研究が注目されている。

### 1.3 窒素の循環と地球大気環境

窒素(N<sub>2</sub>)は化学的に安定な物質であるために、N<sub>2</sub>それ自体の形で化学的に地球大気環境と関係することは少ない。現在の地球大気のもっとも大きな割合を占めている N<sub>2</sub> が関与する物質循環系が形成されなかった(例えば、N<sub>2</sub> を直接利用する生き物が地球上に現われなかった)のはなぜか、たいへん興味深い問題

ではある。いずれにせよ地球環境からみると  $N_2$  が地球表層の生物地球化学的循環に登場するのは、アンモニア ( $NH_3$ )、硝酸 ( $HNO_3$ ) あるいはそれらの塩の形を取ったときである。

#### (a) 大気中の炭素の消失と窒素

地球大気が形成されはじめた時期には、前述の通り、大気の中心的な組成は  $CO_2$  であったと考えられる。このことから、大気からの  $CO_2$  の除去が、今日みるような大気をつくった重要なプロセスとみなされる。大気中からの  $CO_2$  の除去は、地球上に登場した生命によってなされ、しかもそのことが多量の  $O_2$  を大気中にもたらしたこともすでに述べた。この間、大気中の  $N_2$  は比較的初期の濃度を維持し、主要成分であった  $CO_2$  が濃度を低下させるにつれて大気全体の中で占める割合を増してきたものと考えられている。

$N_2$  は化学的に安定であったために、地球上の物質循環系においては議論されることが少ない物質ではあるが、このことを以て  $N_2$  を大気環境科学的に興味の少ない物質とみなすことはできない。 $N_2$  は、地球上の植物に対してはたいへんおもしろい関係にあって、人間にとって大気が化学的に比較的穏和な存在になっている点など今後さらに深い理解が望まれる物質である。

大気的主要な成分がすべて化学的に活性の高いものであるような大気を想像することは難しい。言えることは、そのような大気は大変不安定なものになるということであろう。森林の火災などの発生率が地球大気中の酸素濃度によっていちじるしく変化する可能性が示されているが、このような可能性ひとつ考えても地球上の物質循環系にすべての大気成分が強くかわるような大気はある種の危うさをもつのではなからうか。

#### (b) 大気環境と窒素酸化物

地球上に植物が登場してかなり早い時期から、 $N_2$  を含む栄養素は窒素固定細菌 ( $N_2$  をアンモニア ( $NH_3$ ) に還元する作用をする) の力を借りて植物が取り込みやすい  $NH_3$  として利用してきたと考えられる。動物の死骸や排泄物はアンモニアの大きな発生源である。枯れた植物が分解されたときにもアンモニアが発生する。植物が、動物が不要になったものを利用している点からみると動物が吐き出す  $CO_2$  を植物が利用している構造とよく似たところがある。

窒素化合物のうち、硝酸イオン ( $NO_3^-$ ) となったものは植物に利用されてい

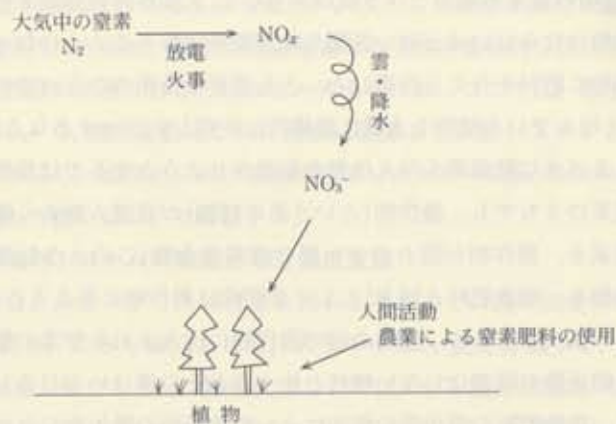


図 1.14 大気中の窒素 ( $N_2$ ) は雷や山火事などの際に  $NO_2$  に変換され雲や降水に取り込まれて  $NO_3^-$  をつくる。これらは植物に取り込まれて植物の窒素代謝を形成する。今日では人間は肥料の形で窒素を植物に与えている。

る。熱帯雨林は文字通り雨の多いところにみられる森林である。われわれは森林の維持に水分が必須のものであることはよく知っているが、雨の多い熱帯が一方では雷の発生がきわめて多い所であるということが森林の維持と深い関係にあることにあまり注目されていない。地球システムの主要な部分を占めてきた植物は、大気中の  $N_2$  を直接利用することができず、アンモニウムイオン ( $NH_4^+$ ) や硝酸イオンになったものを利用している。雷は、大気中に窒素酸化物 ( $NO_2$ ) を発生させる重要なプロセスである。 $NO_2$  は水に溶け込んだり、エアロゾル化したりして、硝酸イオンの形をとって植物に必要な栄養素として取り込まれてゆく。 $NO_2$  は森林の火災 (森林火災は人為的な原因で起きることもあるが、自然発火などによっても引き起こされる) などによってもかなりの量の発生があり、人類がこの地に出現する以前から大気中で生成されて植物に利用されていたと想像される (図 1.14)。

植物が利用できる窒素化合物がアンモニアと  $NO_3^-$  である点は、地球環境の巧妙さを考えさせるものである。このうち、特に  $NO_3^-$  は、地球大気中の  $O_2$  と反応して生じたものであり人間活動とのつながりが強く、アンモニアについても、農業活動が地球環境へ影響している。農業という技術がこの世に出現して

からは、大気中の窒素の循環という視点からみて、人間が狩猟採集を中心とした時代とは比較にならないほど強い影響を地球環境に与えるようになった。農業の中で、作物に肥料を与える技術はもっとも重要な技術のひとつである。人類が、農作物と呼んでいる植物を大量に組織的に生産しようとするならば、これらの植物にさまざまな栄養素を与え生育を促進させようとするのは当然の流れである。栄養素のうちでも、農作物(という名の植物)が直接大気から取ることのできない窒素を、農作物が取りやすい形の窒素化合物(このような機能をもった窒素化合物を、窒素肥料と呼ぶ)として意図的に農作物に与えることになる。

人間活動の拡大とともに、肥料の形で農作物に投入される窒素の量は次第に増加し、人間活動が顕在化しない時代と比べるとその量はいちじるしいものになっている。窒素肥料の使用量の増加によって地表面の微生物などが窒素代謝を通して大気中に放出する亜酸化窒素( $N_2O$ )の大気中の濃度は、近年、急速に増加し地球を温暖化する物質のひとつとして、 $CO_2$ 、メタン( $CH_4$ )、フロン(CFCs)と並んで注目を浴びている。

このようにみえてくると、人間活動が窒素の循環に与える影響は2つの大きな方向があり、ひとつは酸化的な環境を直接的に利用することによって生じる $NO_x$ の大量発生に基づくものであり、他のひとつは間接的なものであり、農業を通じた窒素肥料の使用に伴って生じる $N_2O$ の濃度増加である。前者は環境の酸性化の大きな原因となっており、後者は地球温暖化の原因をつくらせている。 $N_2$ は比較的安定な物質であるがゆえに反応性に乏しく、また太陽放射に対しても透明であるために、大気環境科学という点では注意を引くことの少ない物質ではあるが、近年の人間活動の大きさはこのような物質をも大気環境を急速に変化させる物質に変換させる規模になっている。

#### 1.4 顕生代における炭素・酸素循環の変動と地球システム変動

化石の産出が非常に多くなる約6億年前以降、現在に至るまでの時代は地質学では顕生代(Phanerozoic Era)とよばれ、生物進化における大きな事件を区切りに、古生代、中生代、新生代に分けられている。この顕生代には化石が非常に多くなる。これは、単により新しい時代だからという理由ではなく、それ

までの30億年以上にわたる生命の進化が、主として海洋を舞台に起こったのに対し、顕生代に入ると、陸上と周辺海域での生物の爆発的な進化とそれに伴う多様な生物群が出現したことによると考えられる。ここでは、顕生代における大気中の $CO_2$ ・ $O_2$ 濃度変動とこれに密接に関連した気候システムと生物圏の変動を明らかにし、地球史における固体地球システム・気候システム・生物圏の相互の関わり合いについて考察する。

##### (a) 固体地球システムの変動と $CO_2$ 濃度変動

顕生代では、先カンブリア時代とよばれるそれまでの長い前史の時代(原生代)に引き続き、大きな傾向として、大気中の $CO_2$ 濃度は減少し、いっぽう $O_2$ 濃度は増加し続けてきた。顕生代はじめには、 $CO_2$ 濃度は現在の約10倍、 $O_2$ 濃度は約10分の1であった。すなわち、この2つの大気物質は、一方の減少と他方の増加がちょうど相殺するような関係をもって変化しており、生物圏の進化・拡大に伴う光合成活動の拡大がこれら2つの物質の大気濃度変化に大きく関与していることを示唆させる。しかし、2つの物質の変動は、より詳しくみると、地球システムにおけるもうひとつの大きな要素、固体地球のマントル・プレート運動も関与していることを示している。

$CO_2$ 濃度は図1.15に示すように、数回の増減を繰り返しながら、中生代の白亜紀以降、大きく減少し、現在の容積比で0.03%のオーダーに至っている。これら的大気中濃度はそれぞれの時期に形成された炭酸塩岩量から推定されたものである(ブディコら、1989)。最初のピーク(極大)は約5億年前(オルドビス紀前・中期)、最も大きなピークは約3.5億年前(デボン紀後期)、次いで3~2.5億年前後(二畳紀・三畳紀)の2つのピーク、そして約1.5~1億年前のジュラ紀から白亜紀に最後のピークがあり、新生代は若干の変動をしながらも大きく減少している。デボン紀の最大時には現在の約10倍の濃度に達していた。これらのピークは全球的に火山活動の活発な時期とよく対応している。すなわち、火山噴火ガスによる大気中への $CO_2$ 付加がこれらの濃度のピークをつくっているとされる。固体地球科学における最近のマントル内ブルームおよびプレートのテクトニクス論(丸山・磯崎、1998)に照らし合わせると、これら $CO_2$ 濃度極大期のいくつかは、マントル深部に起源をもつスーパーブルームの活発化に伴う火山活動の異常活発期と対応している。二畳紀・三畳紀のピーク

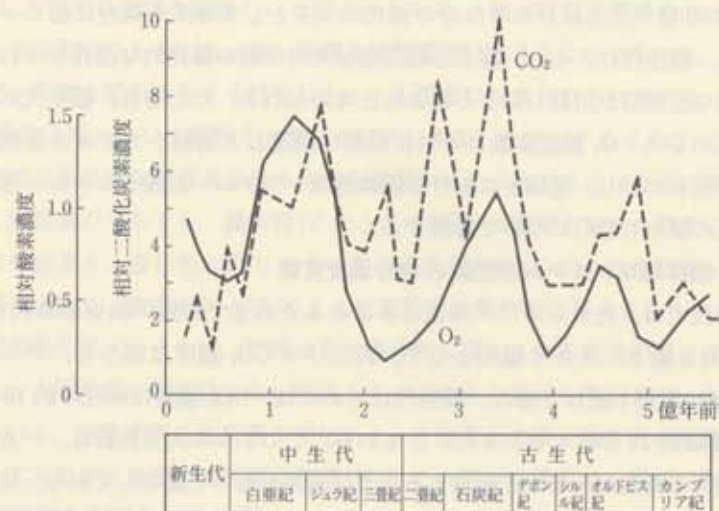


図 1.15 顕生代の酸素と二酸化炭素の相対濃度変動(ブディコラ, 1989)、それぞれ現在の濃度との比で示す。

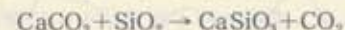
は、その当時存在していた超大陸パンゲアの分裂も伴っている。ブルーム・プレートテクトニクスにともなう超大陸の形成、分裂、そしてふたたび集合と超大陸の形成は、先カンブリア時代から3~4億年周期で繰り返されており、この考えの提唱者にちなみ、ウィルソンサイクルとよばれている。このサイクルのいくつかのフェイズで火山活動が活発になる。白亜紀のピークは大陸地殻下に沈み込んだプレート(スラブ)がメガリスとよばれる大きな塊となってマントル内を崩落するときプレート運動が活発化して引き起こされた火山活動によっている。

ただし、CO<sub>2</sub>濃度の変動は、このウィルソンサイクルにともなう火山活動にすべて因っているわけではない。CO<sub>2</sub>濃度は、CO<sub>2</sub>の大気への供給源(ソース)変動だけでなく、大気からCO<sub>2</sub>を取り除くシンクの強さも関与しているからである。このシンクとして重要なのが風化作用と生物活動であり、さらにこれらに関わる気候環境である。風化とは、CO<sub>2</sub>と水(雨水)が、大陸地殻の主成分であるケイ酸塩(CaSiO<sub>3</sub>)を溶かす作用で、ケイ酸塩は海洋に流し込まれ、海洋のプランクトンやサンゴによって炭酸塩(CaCO<sub>3</sub>)となって海底や大陸の縁に

堆積・沈殿する。すなわち、風化はCO<sub>2</sub>を炭酸塩の堆積物として地殻に付加していく過程で、まとめると下記の化学式のようなになる(野崎, 1993など)。



この式でのカルシウム(Ca)をマグネシウム(Mg)で置き換えても同様の变化となり、それも風化の一環である。海洋底や大陸の付加体として堆積した炭酸塩は、プレート運動により最終的に大陸地殻下にふたたび取り込まれ、地下のマグマなどの高温高圧下で、ケイ酸と反応してケイ酸塩を生成する熱的変成作用をへて、火山ガスとしてCO<sub>2</sub>は大気に再び放出される。すなわち、



この過程を通して、表層地殻システムと大気・海洋との間で、1億年スケールのCO<sub>2</sub>循環が起きていることになる。風化作用は、雨の多い湿潤な気候下でより活発になるため、CO<sub>2</sub>のシンクとしての役割は気候の変化にも左右される。

いっぽう植物は光合成活動によりCO<sub>2</sub>を植物体内に取り込みO<sub>2</sub>を排出するが、同時に死後の分解によりCO<sub>2</sub>も排出する。したがって、植物がネットとしてCO<sub>2</sub>のシンクであるためには、植物体が分解されずに地中に埋もれていくプロセスが必要である。このプロセスも気候条件が大きく関係し、乾燥気候下ではこの埋没条件が急激に悪くなり(ブディコラ, 1989)、活発な生物活動はむしろCO<sub>2</sub>濃度を増やすことになる。さらに、湿潤(乾燥)気候は、植物の根や細菌による土壌呼吸を活発(不活発)化して土壌中のCO<sub>2</sub>濃度を高め(低め)て風化作用をさらに強め(弱め)るという相乗作用を通して、陸域表層のCO<sub>2</sub>のシンクとしての機能をさらに強化(弱化)する。すなわち、風化も光合成も湿潤(乾燥)の気候変動によりともに強化(弱化)され、大気中のCO<sub>2</sub>濃度を大きく減少(増加)させることになる。CO<sub>2</sub>濃度の最大のピークであったデボン紀の極大やジュラ紀後期・白亜紀前期の極大は、温暖・乾燥の気候条件下でCO<sub>2</sub>シンクとしての風化作用が弱まった効果も重なって、もたらされた可能性が高い。

#### (b) 生物圏の拡大とO<sub>2</sub>濃度変動

O<sub>2</sub>濃度は、生命誕生以来、基本的には生物の光合成活動によって支配されてきた。ただ海洋が還元状態であった初期海洋では光合成によって放出されたO<sub>2</sub>はFeS<sub>2</sub>やH<sub>2</sub>Sなどの酸化に使われたため、大気への蓄積は18億年前ご

るからとされている(和田, 1993)。顕生代の開始は陸上生物の出現とほぼ対応しており、この時期に  $O_2$  濃度は急激に上昇し、現在の約半分程度にまで達した。光合成活動は  $CO_2$  濃度が高いときほど活発になる特性があるため、 $CO_2$  濃度の変動と密接に関連して増減する傾向がある。確かに、デボン紀やジュラ紀・白亜紀の  $CO_2$  濃度の極大にはほぼ対応して、 $O_2$  濃度も極大を示している。 $O_2$  のジュラ紀・白亜紀の極大が古生代デボン紀の極大より大きいのは、陸上植物の進化にともなうバイオマスの増大によるものと考えられている。これに対し、古生代と中生代の境界(P/T境界)を区切った二疊紀から三疊紀における  $CO_2$  の極大時期は、ブルーム活動に伴う異常な火山活動に関係しているが、この時期には同時に有毒なガスも大量に噴出され、粉塵による日射のさえぎり(日傘効果)などの複合作用により顕生代最大の生物の大量絶滅と生物活動の低下がもたらされた(丸山・磯崎, 1998)。このため、 $O_2$  濃度の増加にはつながらず、むしろP/T境界における  $O_2$  濃度の極小期を引き起こしたと考えられる。同様に白亜紀末から第三紀はじめの  $O_2$  極小期は、いわゆるK/T境界(中生代と新生代の境界)における(巨大隕石落下による?)生物の大量絶滅によるものと考えられる。新生代に入ってから、被子植物を中心とする植物群の進化に対応して、 $O_2$  濃度は再び増加している。 $CO_2$  濃度の大変動に対応した  $O_2$  濃度変動をのぞくと、顕生代を通じて  $O_2$  濃度は上昇傾向を維持しているが、これは生物の進化に伴うバイオマスの増大によっていることは疑いないであろう。

### (c) 顕生代における $CO_2$ 濃度変動と気候システムの変化

海洋と大陸が出現して以降の地球の気候は、大きく変化してきた。図1.16に海洋堆積物中の表層・底層有孔虫の化石から求めた酸素同位体比の変動を示す(増田, 1996)。表層の値は海面水温あるいは気温の指標、底層の値は海洋全体の平均水温の指標とも考えられる(上向きに気温・水温が高くなるようにグラフの軸を置いてある)。表層・底層とも水温が高く、地球全体が温暖な気候であったと推定されるのがオルドビス紀前期(約5億年前)、デボン紀後期(3.5億年前)、ジュラ紀後期(2~1.5億年前)および白亜紀後期(1~0.8億年前)である。このような時期は地球上に氷河・氷床などの雪氷現象がまったくなかったとされ、温室期(greenhouse period)とよばれている(Fischer, 1982)。一方、底層水温が低い時期は、大陸に氷床が存在し、冷たい底層水が形成されていた

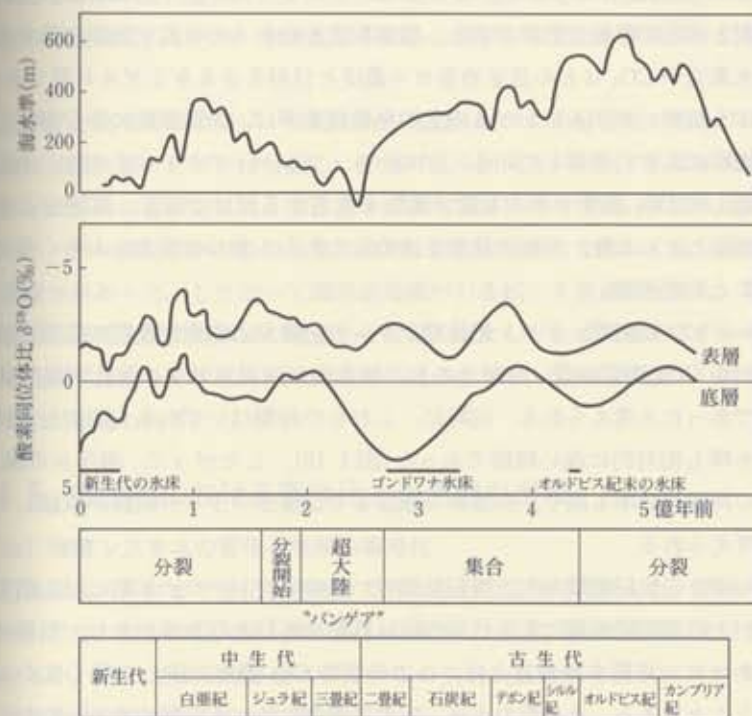


図1.16 顕生代の酸素同位体比の変動(増田, 1996にもとづく)。海洋堆積物中の表層有孔虫、底層有孔虫の化石による。

時期で、地球は氷河時代の寒冷な時期と考えることができる。実際に大陸氷床が存在していたことも確認されている。そのような時期は先のフィッシャーによって氷室期(icehouse period)とよばれ、オルドビス紀末、石炭紀後期から二疊紀前期、それに新生代に入って現在に至る約0.4億年以降である。温暖な時期は、図1.15との対比から、 $CO_2$  濃度の極大期とほぼ対応しており、温室期という名称もあてはまることがわかる。いっぽう寒冷な時期は  $CO_2$  濃度の極小期との対応もある程度はあるが、温暖期ほど顕著ではない。むしろ、 $O_2$  濃度が極大から極小へと減少する時期とよく対応している。このような全球的な気候の変動は何によって支配されているのであろうか。

地球の気温変動(海水温変動)を支配してきた要素は、突き詰めれば大気の放射収支と南北の熱輸送効率である。放射収支を決めるのは温室効果の強さを決める水蒸気やCO<sub>2</sub>などの温室効果ガス濃度と日射をさえぎるダスト量である。いっぽう気候システムにおける南北の熱輸送効率は、大陸移動に伴う海陸分布と海流系に大きく依存している。ブルーム・プレートテクトニクスは、火山活動を通してCO<sub>2</sub>濃度やダスト量の変動を左右するだけでなく、海陸分布を変化させることにより、気候の状態を決めるこれらふたつの要素を大きく変化させることができる。

オルドビス紀前期、デボン紀後期、ジュラ紀後期と白亜紀後期の温暖期は、いずれもCO<sub>2</sub>濃度の高い時期であり、基本的には温室効果の強化が温暖化の原因であったと考えられる。同時に、これらの時期はいずれも大陸が分裂状態で海水準も相対的に高い時期であった(図1.16)。したがって、海洋が卓越し、南北の熱輸送効率も高く、赤道から極域まで温度差の少ない気候が卓越していたと考えられる。

いっぽう石炭紀後期から二疊紀前期のいわゆるゴンドワナ氷期には、超大陸パンゲアの高緯度地域に新生代第四紀に匹敵する巨大な氷床があり、気候は寒冷であった。注目すべきことは、この時期のCO<sub>2</sub>濃度は決して低くなかったということである。その前のデボン紀の温暖期に比べると低めであったが、それでも現在の数倍のCO<sub>2</sub>濃度はあったと推定されており、温室効果が弱かったとは考えにくい。P/T境界ではブルーム活動による火山群の大噴火がダストを大量に噴出し、日射をさえぎる日傘効果が温室効果を上回ったことはあったと考えられる。しかし、氷床が拡大した時期にはまだその効果もなかった(弱かった)であろう。そこで考えられるのは、超大陸形成過程に伴い、南北の熱輸送効率が非常に悪くなった可能性である。特に南半球では、高緯度に偏って現在のユーラシア大陸のような巨大大陸が横たわり、南北に北半球高緯度まで連なった大陸域は海洋を東西に分断して全球的な海流系の形成を妨げていた。このため南北の温度勾配は大きく、南半球の高緯度に大氷床が形成された。しかし、比較的温和で湿潤な気候下の低緯度側と氷床のない北半球を中心に大森林が繁茂し、これが「石炭紀」とよばれる所以となった現在の多くの炭田をつくることとなった(増田, 1996)。それにしてもCO<sub>2</sub>濃度が現在の数倍程度は

あったとされる大気組成下で、大氷床がどのようなしくみで形成されたかは、現在の「温暖化」と氷河・氷床変動の関係を理解する上でも興味深い問題である。

石炭紀と対照的なのがジュラ紀から白亜紀にかけての温暖期であろう。この時期には超大陸パンゲアは分裂し、赤道付近を西向きに周回する環赤道海流が存在した。この温暖期には、現在あるいは氷室期特有の冷たい深層水はなく、浅いテーチス海(古地中海)で活発な蒸発により形成された暖かく塩分濃度が高い深層水があった。したがって環赤道海流が引き起こす赤道湧昇流も、暖かい深層水を高緯度側に効率よく輸送する役割を果たしたため気候システムの南北熱輸送効率は大きくなり、南北の温度傾度の小さい、全球的に暖かい気候となっていたと思われる。

## 1.5 新生代における寒冷化と氷河期の出現

### (a) 地球システムの変化と気候の寒冷化

白亜紀末、それまで進化した発展してきた多くの生物が絶滅した。絶滅の原因については、近年の巨大隕石衝突説(Alvarez et al., 1980)が非常に注目を集めているが、ここではその詳細は省く。この生物大量絶滅を伴ったいわゆるK/T境界事件以降が新生代と定義されている。

新生代に入って現在に至るまで、図1.17に示すように、海面水温と深層水温ともに全般的に急激な下降をたどり、地球気候は大きく寒冷化している。特に深層水は52Ma(Ma=100万年前)、35Ma、15Ma、3Maごろのイベントを経て、急激に寒冷化している。新生代は生物相では被子植物と哺乳動物の大進化の時代として特色づけられるが、これらの進化の背景となっている気候は全球的に寒冷化が進み、第四紀には氷河期が出現する。

この寒冷化は、図1.15に示すように、CO<sub>2</sub>濃度が中生代のレベルから大きく減少したことがひとつの大きな原因である。CO<sub>2</sub>濃度の低下傾向は、固体地球のテクトニクスと密接に関係していると考えられている。すなわち、地球が次第に冷却してくるのに伴ってプレート運動が弱くなり、したがって古生代・中生代に比べ火山活動が全般的に弱くなってきており、CO<sub>2</sub>の大気への放出が減少したことがまず考えられる。さらに、3~2億年前にパンゲアの分裂を

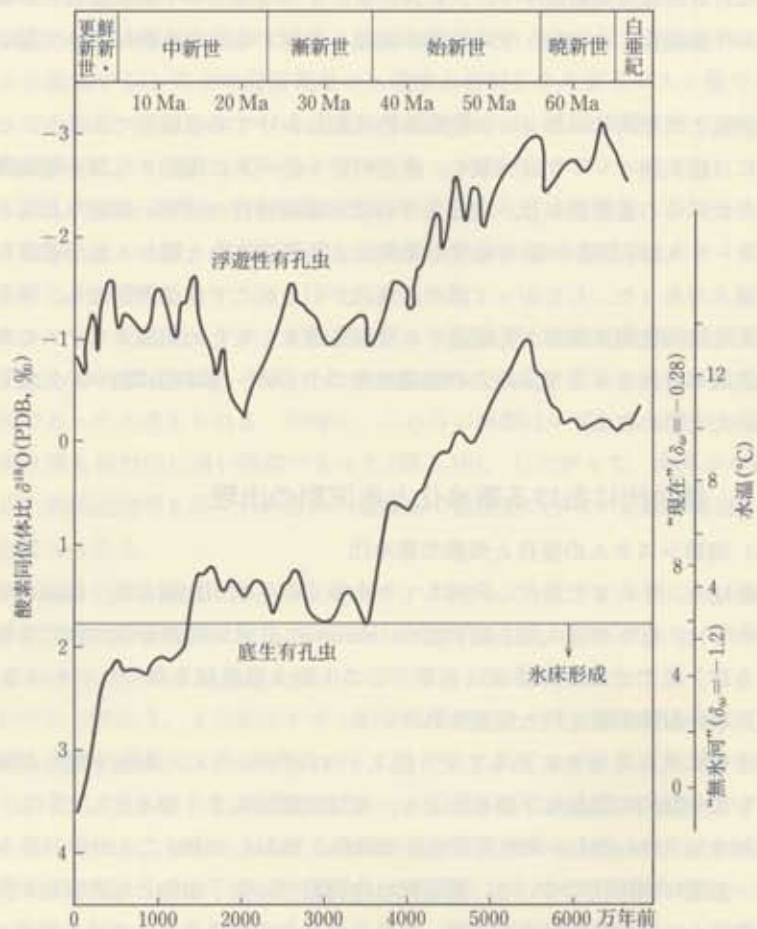


図 1.17 新生代の酸素同位体比の変動(増田, 1996)。浮遊性の有孔虫と底生有孔虫の化石のデータによる。酸素同位体比はビーディー層ペレムナイトを標準物質とした値で、右に水温との関係を示す。 $\delta_w$ は海水の同位体比(SMOW)で、そこに示した値を仮定したときの水温を目盛りで示してある。

引き起こしたホットブルームの形成と同時に、現在のユーラシア大陸の下に巨大なコールドブルームが出現し、その後、大陸地殻はすべてこのコールドブルームへ集合するかたちで再編が行われている(丸山・磯崎, 1998)。新生代はま

さにこの過程が進行中の時期であり、この過程に伴う海陸の再分布と山岳の形成などが、大気中の  $\text{CO}_2$  濃度と気候システムの熱輸送効率に大きな変化を与えてきた。

まず 35Ma ごろの深層水の寒冷化は、南極大陸の分離と極への移動、それに伴う環南極海流の成立と南極氷床の形成開始に因っている(Kennett, 1977; 増田, 1996)。高緯度を回る海流は冷たい水塊をつくりだし、さらに南極大陸に氷床形成を開始させて、冷たい深層水の形成を強化し、地球全体の寒冷化を促進していった。海水の寒冷化は、海洋中に含まれる  $\text{CO}_2$  を大きく増加させるため、大気中の  $\text{CO}_2$  濃度はさらに低下し、寒冷化を促進させるというフィードバックも働く。この時期に深層水は 10 万年間に  $5^\circ\text{C}$  も低下している。15Ma ごろの水温低下は、インド亜大陸の北上に伴ってテーチス海が湖のように孤立したことや北極海と北大西洋がつながったことが海流系をさらに変化させ、海流による極向き熱輸送の弱化、南極氷床の(現在に近い状態への)発達などが指摘されている。さらに 3Ma には南北アメリカ大陸をつなぐパナマ地峡が成立し、温暖な地球に寄与していた環赤道海流を完全にストップさせてしまい、寒冷化促進を決定的なものにした。このことは同時に北大西洋の高緯度にまで入り込むメキシコ湾流を形成させ、北アメリカやスカンジナビアでの氷床形成に必要な水蒸気輸送の条件をつくった。この時期、東半球ではインド亜大陸がユーラシア大陸に衝突してヒマラヤ・チベット山塊が急激に上昇し始め、モンスーン気候や大気大循環に大きな影響を与えだした(安成, 1987; Ruddiman and Kutzbach, 1989)。さらに、ヒマラヤ山脈の急激な上昇は岩石の風化を促進し、大気中の  $\text{CO}_2$  濃度の減少に大きく寄与しているという指摘もなされている(Raymo et al., 1988)。北半球のふたつの氷床はここから形成が始まったと推測されている。

#### (b) 氷期サイクルと $\text{CO}_2$ 変動

3~2.5Ma ごろから海底堆積物の化石有孔虫の酸素同位体比などは、寒冷化と同時に変動幅の大きい時系列変化を示し(図 1.18)、氷期・間氷期の周期的な変動が始まったことを示している。特に 1.0~0.7Ma ごろからはより振幅が大きくなり、周期も約 10 万年程度でどの 1 周期も同じような鋸形の特徴ある変動をするようになった。なぜ 1Ma ごろから非常に顕著な 10 万年周期が繰り返



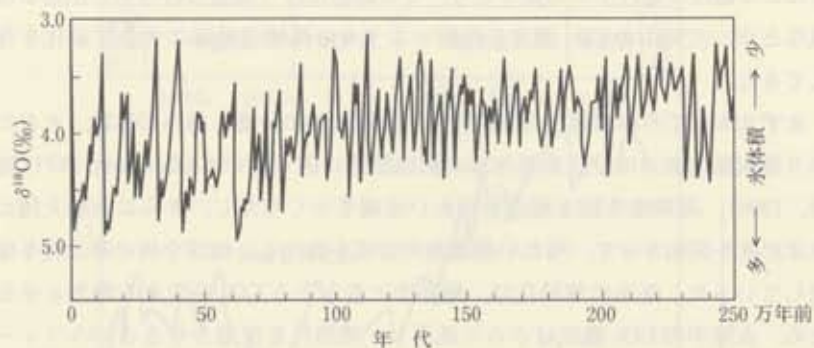


図 1.18 過去 250 万年間の酸素同位体比の変動 (Crowley and North, 1991). 海底の堆積物中の有孔虫のデータによる。

返されるようになったのかはまだ確定的な答えはわかっていないが、数値モデルによる研究 (Maasch and Saltzman, 1990 など) は、気候システムにおける何らかの境界条件の変化がこのような振動現象を励起させることを示唆している。例えば第三紀から続いているテクトニックな変化でチベット高原がある高度に達すると、このような気候の振動が起こりうる可能性がある (Khule, 1987; 安成, 1992)。また、ミランコヴィッチサイクルとよばれる、地球の公転軌道要素 (歳差運動、地軸の傾き、離心率) の永年変化に伴う日射量の緯度・時間変化が 2~10 万年スケールの周期で起こっており、このような日射量変動があれば、氷床-気候系のもつ非線形な効果で 10 万年周期の氷床-気候変動が生じる可能性が、多くの数値モデルにより示されている (福山, 1992; 増田, 1996 などの解説参照)。

ここで注目すべきは、この約 10 万年周期の水期サイクルの変動では気温変化、氷床体積の変化とともに、図 1.19 のように大気中の  $\text{CO}_2$  濃度も大きく変化していることが、南極の氷床コア解析から明らかになったことである (Barnola et al., 1987)。濃度は氷期の最盛期には 180 ppmv 程度、間氷期の最盛期には 280~300 ppmv 程度を示し、氷期・間氷期サイクルに  $\text{CO}_2$  による温室効果が正のフィードバックとして機能していることがわかる。この氷床コア解析は、やはり温室効果ガスであるメタンも同じセンス、すなわち氷期に極小、間

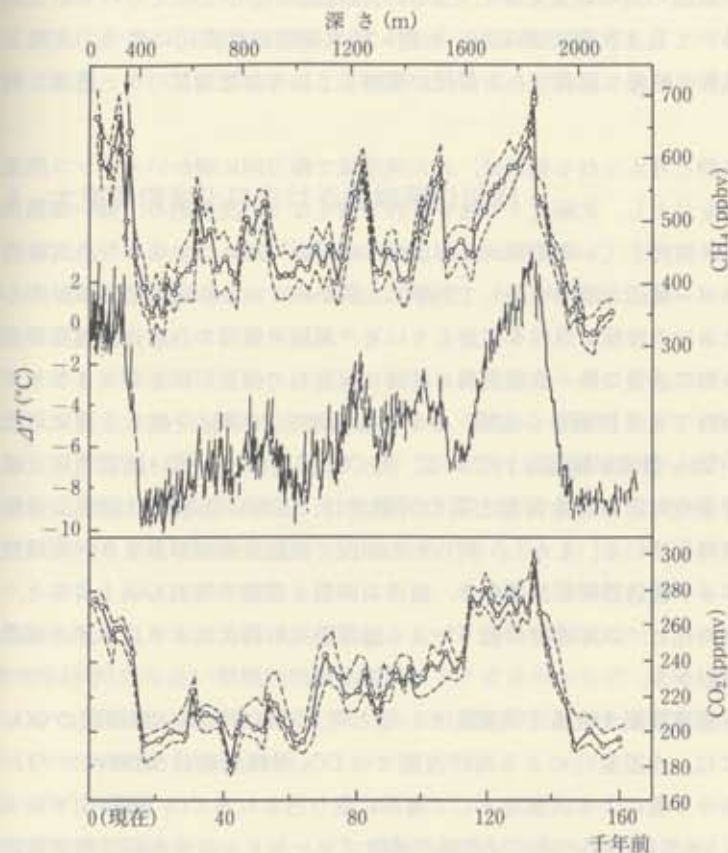


図 1.19 南極ポストーク基地氷床コアから得られた過去 16 万年間のメタンガス濃度、気温、二酸化炭素濃度の変動 (Chapellaz et al., 1990; Barnola et al., 1987)。気温変動は、酸素安定同位体比から換算されたもの。濃度曲線のうち実線は平均値、破線は誤差の範囲を示す。(Reprinted by permission from Nature Vol. 329, pp. 408-414, Vol. 345, pp. 127-131. Copyright: Macmillan Magazines Ltd.)

氷期に極大となる変動をしていることを示している (Chapellaz et al., 1990)。このような大気組成変動を伴う氷期サイクルとはどのようなメカニズムが考えられるのか。この問題はまだ未解決であるが、 $\text{CO}_2$  に関しては現在のところ、北大西洋に始まる深層水循環の強弱に伴って海洋における  $\text{CO}_2$  の取り

込み・放出の効率が変わることで有力な仕組みとして考えられている。メタンについてはまだ謎であるが、氷期・間氷期の気候変化に伴う、大陸上における気候の乾燥・湿潤分布の変化が関与しているのではないかと推測されている。

間氷期と考えられる現在は、北大西洋域で極方向に暖かいメキシコ湾流が海洋表層を北上し、北極近くで冷やされて重くなって沈み込み、強い深層水循環を形成・維持している (Broecker and Denton, 1990)。すなわち、高緯度へのエネルギー輸送が海洋を通して効率よく行われており、北大西洋域を中心に高緯度における温暖な気候を保証している。深層水循環の存在は、海洋の表層と深層の間の活発な熱・物質交換も同時に保証しており、CO<sub>2</sub>の大きなリザーバ(貯留庫)である深層から表層、ひいては大気とのCO<sub>2</sub>交換も活発で、大気中の高いCO<sub>2</sub>濃度が維持されている。高CO<sub>2</sub>濃度による強い温室効果は暖かい気候を強化し、深層水循環と高CO<sub>2</sub>濃度は、ともに間氷期の温暖な気候を強化・維持している。しかし、何らかの原因で深層水循環が弱まり、高緯度へのエネルギー輸送効率が悪くなり、海洋の深層と表層の交換も弱くなると、高緯度は寒冷化し、CO<sub>2</sub>濃度の低下による温室効果の弱化により、氷期の寒冷な気候へとむかう。

CO<sub>2</sub>濃度変動を大きく支配していると考えられる大気・海洋間のCO<sub>2</sub>交換過程には、水温変化による海洋表層でのCO<sub>2</sub>溶解量変化(溶解ポンプ)、海洋のアルカリ度による炭酸塩として海洋に取り込まれるCO<sub>2</sub>量変化(アルカリポンプ)、水温変化などにより表層の植物プランクトンの光合成活動が変化することによるCO<sub>2</sub>取り込み量の変化(生物学的ポンプ)の3つがある(野崎, 1993)。この中でも、アルカリポンプと生物学的ポンプが、氷期・間氷期のCO<sub>2</sub>濃度を変化させている有力な機構とされている。ここで興味深いのは、氷期サイクルという10万年程度の気候変動においても、海洋の植物プランクトンという、いわば生物圏の基層を形成している生物が、地球の気候の維持に一役買っているという事実である。いっぽうアルカリポンプは、大陸地殻での風化、アルカリ塩類の流失など、直接的には無機的な過程が中心である。しかし、海洋へのアルカリ塩類の供給変動に、陸上の植生状態などが密接に関与している可能性もある。いずれにせよ、数億年から10万年スケールに至る地球の気

候環境変化に対し、生物は単に影響を受けるという存在ではなく、積極的に関与している存在であるという認識は、これからの地球環境を考える上でも非常に重要である。この気候環境形成と生物圏の関係を、次節ではさらに考えてみよう。

## 1.6 大気環境変化における生物圏の役割

これまで述べてきたように、地球の大気組成と気候環境は、生物の進化、生物圏の発展と密接に関連しながら変動してきた。その30億年以上にわたる生物圏の変遷の歴史は、マントル対流やプレートテクトニクス、ブルームテクトニクスを伴った固体地球変動へのゆっくりとした適応とみることもできるが、固体地球表層と大気・水圏を生物圏がみずからの維持と発展に向けて変化させてきたという側面も強い。シアノバクテリアの出現と還元的海洋から酸化的海洋への変化、陸上生物の大発展とオゾン層の形成など、まさに環境が生物を変化させ、生物もまた環境を変化させた典型例であろう。約10万年周期の氷期サイクルでさえ、CO<sub>2</sub>濃度変動を媒介にして、生物圏が積極的に関与していた可能性がある。見方を変えれば、生物は、1~10億年の時間スケールの地質学(固体地球科学)的な長い無機物質循環にリンクするかたちで、より短い時間スケールで、生物地球化学的循環ともいえる有機物質循環を地球表層系にかたちづくってきたともいえる。

### (a) ガイア仮説

生物が地球の環境をコントロールしてきたとする究極の考えは、ラブロック(J. Lovelock)が提唱したガイア(Gaia)仮説であろう。ガイアは日本語で「地球生命圏」と訳されている(Lovelock, 1979)。彼の説は、地球の物理的、無機的環境の変化に生物が適応してきたというそれまでの一般的な見方をまったく転倒させ、宇宙的な惑星系の進化の中で、地球の生命圏全体が、生命の維持・存続をはかる方向で地球環境を改変しつつ進化してきたとしている。その考え方を、彼はデイズーワールドという非常に簡単な地球-生態系モデルをもちいて説明している(Watson and Lovelock, 1983)。このモデル地球には白と黒の花を咲かせる2種のデイズーのみが生態系として存在している。このデイズーの生存できる最適気温条件は20°Cで、40°C以上と0°C以下では生存でき

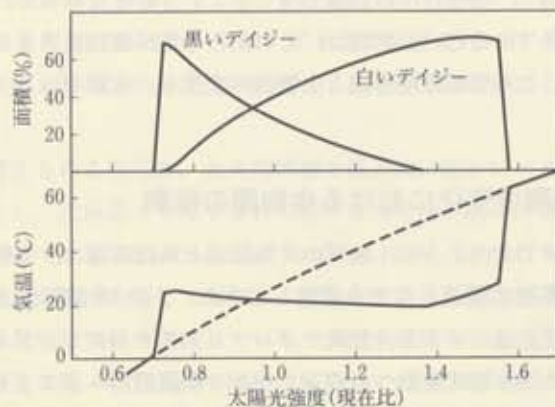


図 1.20 デイジーワールド (Watson and Lovelock, 1983). 白と黒の花を咲かせる 2 種のデイジーだけが存在している地球。デイジーの最適気温条件は  $20^{\circ}\text{C}$  で、 $40^{\circ}\text{C}$  以上と  $0^{\circ}\text{C}$  以下では生存できない。白のデイジーのアルベド (反射率) は 70%、黒は 20%、花の咲いていない裸地は 40%。太陽光の強さの変化に伴うこの仮想地球の平均気温の変化を示す。

ない。白と黒のデイジーのちがいはその太陽光に対するアルベド (反射率) で、白は 70%、黒は 20% であり、花の咲いていない裸地は 40% の値を持つとしている。このような仮想地球では、太陽光の強さが太陽の進化過程に伴って変化していったとき、どのようにその気候環境条件が変化するかという設定である。この仮想地球の平均気温は、白・黒のデイジーと裸地の面積比率で決まる地球全体のアルベドをもとに、(入射エネルギーと地球から出ていく赤外放射エネルギー)の放射平衡を仮定して決められている。この仮想地球の気温とデイジーの状態を、それぞれの太陽光の強さでの平衡状態として計算したところ、太陽光が弱いときは、アルベドの小さい黒のデイジーが優先して増え、太陽光が強くなるにつれ、アルベドの大きい白のデイジーにとって代わられるという変化を示している (図 1.20)。同時にデイジーが存在している限り、気温がほぼ一定に保たれるという興味深い結果を示している。すなわち、白と黒が混在したデイジー生態系は、太陽エネルギーの変化という外の環境の変化に対し、白、黒の花の割合を変化させることにより、みずからの世界 (地球) の環境をほぼ一定に保って、その存在条件を維持しているという解釈である。

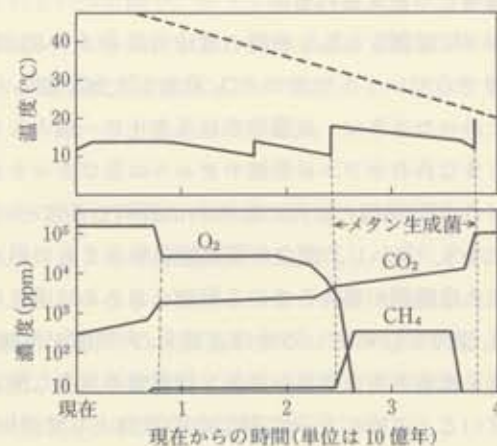


図 1.21 地球の気候と大気化学組成の変遷 (Lovelock, 1988). (上) 生命が存在しないと想定した場合 (破線) と、実際の気温の変化 (実線) の比較。(下) 大気の化学組成の変遷。

このデイジーワールドのモデルは簡単すぎるほど簡単なものであるが、このモデルの設定の背景には、いわゆる薄暗い太陽のパラドックス (Faint Sun Paradox) の指摘 (Owen et al., 1979; Walker et al., 1981 など) がある。すなわち、地球に生命が出現し始めた約 38 億年前、太陽光の強さは現在の約 70% 程度とかなり弱かったにもかかわらず、地球の気候は放射平衡から期待されるほど寒冷ではなく、現在とそれほど変わらなかったとされている。そして、太陽光の強さは恒星としての進化の結果として次第に強くなってきているにもかかわらず、地球の気候はかなり安定した気候条件を維持してきた。デイジーワールドのモデルは、この問題の解答の鍵が、生物圏の発展・進化にあるのではないか、ということを示唆している。太陽光が弱いのに寒冷な気候ではなかった理由は、ちょうど金星のように、現在の 1 万倍以上あったとされる大気中の高い  $\text{CO}_2$  濃度による強い温室効果にあるとされている。それが、図 1.21 に示すように、生命の誕生と光合成活動の活発化に伴い、太陽光強度の増大を打ち消すように  $\text{CO}_2$  濃度が次第に下がり、結果として地球表面の気温は  $10^{\circ}\text{C}$  から  $20^{\circ}\text{C}$  のあいだでかなり一定に保たれてきたというものである。

## (b) ガイア仮説をどう超えられるか

デイズーワールドに象徴される生物圏の地球気候システムに果たす役割はまだ確証されたわけではない。大気中の CO<sub>2</sub> 濃度を大きく減らしていった直接的な原因は、先にのべたように、太陽の惑星系進化の一環としての固体地球の物理化学的進化、すなわちマントル対流やブルーム・プレートテクトニクスの長期的変化に伴った CO<sub>2</sub> 循環の変化で基本的に説明できるという説も強い(丸山・磯崎, 1998 など)。しかし、現在の大気組成をみてもわかるように、物理化学的地球の構成に生物圏が果たしている役割はきわめて大きい。少なくとも現在の大気中の CO<sub>2</sub> 濃度を決めている地球表層系(大気圏・水圏・地圏)の CO<sub>2</sub> 循環において、陸上植物と海洋プランクトンは循環の大きな流れを形づくる重要な部分をなしている。生物にとって不可欠の(液体としての)水をふんだんに地球表層に貯えている仕組みにも、生物はオゾン層(成層圏)形成を通じて、間接的だが非常に大きな役割を果たしている(安成, 1999)。生物が自らの存在と維持に都合のよいように地球環境を作り変えてきたという側面は、決して全否定することはできないであろう。

ラブロックがこの説を通して強調したかったことは、生物の進化も、生物をとりまく地球の無機質的(物理・化学的)環境と、(環境に影響されるといったような)一方的な関係ではなく、まさに相互作用的に起こっており、したがって無機質的環境もまた生物によって変えられているという、いわば生物学の拡張あるいは生命地球科学という見方の提出であった。そしてラブロック自らはこの見方も、自然淘汰(選択)説を基調とするダーウィンの進化論に反するものではないと主張する。むしろ、生物は地球規模での無機質的環境の改変も含めた自然選択を行うという、より普遍化された進化論であるともいえるかもしれない。このガイア仮説で特に重要視しているのは、生態系の底辺を支えている植物プランクトンなどのいわゆる下等生物の役割である。これらの微生物こそ、物質循環を通して、無生物環境と密接に相互作用しているからである。

しかし、ひとつ気になることは、ラブロックのガイア仮説は生物圏の底辺を支える微生物の役割を強調するあまり、人間活動の地球の環境に与えるインパクトに対しては、かなり楽観的なことである。むしろ最近の人間活動による温室効果ガスの増加やオゾン層破壊に見られるような大気の変更は、微生物活動

が大きく阻害されていない限り、ガイア全体にとってはそれほど大したことはないという論調すら感じられる。もっとも、最近の彼の著作(Lovelock, 1988)では、ガイア仮説を提出したころに比べると、かなりそのトーンは修正されているようである。ガイアという概念は、いずれにせよ、私たちに地球と生命のあり方についての強いメッセージを与えてくれたことは確かである。無機質的環境と生命の相互作用は、三十数億年という時間をかけて、生物は太陽エネルギーが利用できる地球表層の環境を形成し、変化させてきたことはまちがいない。その過程はまさに、地球と生命の共生・共進化というにふさわしい。

その地球環境の歴史の中で、オーダーとしてはわずかに 100 万年前に出現した人類は、農耕文明、産業革命を経て地球の表層と大気を大きく変えようとしている。特に 19 世紀後半の産業革命以降の変化はすさまじいものがある。人類活動による CO<sub>2</sub> 濃度の増加速度に注目すると、約 100 年で 80 ppm であり、最近ほど加速されていることを考慮すると、ざっと 1 ppm/年 である。この濃度変動の速さをこれまで見てきた過去の CO<sub>2</sub> 濃度変動と比較してみよう。氷期・間氷期サイクルに伴う変動は、氷期最盛期の 180 ppm から間氷期の 280 ppm の変化が 1 万年で起こっており(図 1.19 参照)、約 0.01 ppm/年 の増加率となる。間氷期への急激な変化が 1000 年程度の短期間に集中して起こったとしても、最大に見積もってもせいぜい 0.1 ppm/年 であろう。古生代・中生代に見られた CO<sub>2</sub> の大変動期(図 1.15 参照)では 1000 万年で 1000 ppm 程度、すなわち平均すると 10<sup>-4</sup> ppm/年 程度の増加(あるいは減少)である。生命が光合成活動を開始して CO<sub>2</sub> 濃度が「急激に」減少してきたとされる 25 億年前前後(図 1.21 参照)や陸上植物が爆発的に発展した時期でも、平均減少速度は 10<sup>-4</sup> ppm/年 程度と考えられる。もちろん人類活動による CO<sub>2</sub> 濃度増加が起こっている期間は、地質時代の時間の長さには比べるとまだ一瞬ともいえる短い時間である。しかしこの増加の特徴は、これまでの地球史における変動とは異なり、人類が存在する限り、あるいは人類が何も対策をとらない限り、減速せずにさらに増加し続けるということである。

地質学的な長い時間をかけて形成されてきた地球-生物(生命)共生系としてのガイアは、人類活動によって引き起こされているこのような急激な変化にも、システムの恒常性を維持するような調節機能を果たしてうまく働かせることが

できるのだろうか。というよりも、人類を包含したかたちでもガイアという概念は成り立つのだろうか。生物圏における多様性の増大と大気圏を含む地球環境の変化は、太陽惑星系の進化という境界条件の下で、地球と生命の相互作用により表裏一体となって進んできたと考えられる。その中で最後発組として出現し、最も「進化した」といわれている人類の活動によって、その相互作用系が危うくなっているとすれば、なんとも皮肉な結果である。地球共生系がすでにできあがっているとするガイア仮説を超え、人類をも含めた新たな地球共生系を模索し構築するには、結局のところ、これまで述べてきたような地球と生命の歴史とそのダイナミクスを理解しつつあるおそらく唯一の生物である人類の「意志」と「自覚」を、地球と生命の理解にフィードバックしていくしかないであろう。そしてこれは、地球・生命・人間のあり方を問う新しい科学創成のプロセスそのものではなからうか。

### 課題

- (1) 地球環境の変動と生物(とくに微生物)との関係はたいへんに大きく、今日のような地球環境をつくる上でさまざまなことをしてきた。もちろん人間も生物の一種であり、人間の活動も地球環境の変動に影響を与えている。人間の活動や微生物の活動と地球環境との関係がどのようになっているかをまとめてみよう。
- (2) 地質学的な循環にみられる長い時間スケールと人間活動の時間スケールとを比べてみよう。また、そのことによって地球表層に生じる地球環境科学的なストレスについても考えてみよう。
- (3) 顕生代における酸素と二酸化炭素の濃度変化は、どのような地球史的イベントと関連して変化してきたのか。また、生物の進化はこれら大気組成変化とどのように関連し合ってきたか。まとめてみよう。
- (4) 氷期・間氷期の気候サイクルはどのような機構が考えられているか。例えば、増田・阿部(1996)などを参照しながら調べてみよう。その中で、大気組成変動の仕組みと生物圏の役割について、まとめてみよう。
- (5) ダストなども含めた大気組成変動への人間活動のインパクトを、農耕開始

以降、産業革命以降などに分けて、復習してみよう。

### 引用文献・参考書

- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F. and Michel, H. V. (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction: Experimental results and theoretical interpretation. *Science*, **208**, 1095-1108.
- Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. and Lorius, C. (1987): Vostok ice core provides 160,000 year record of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, **329**, 408-414.
- Berner, R. A. and Raiswell, R. (1983): Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic Time. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **47**, 855-862.
- Broecker, W. S. and Denton, G. H. (1990): What drives glacial cycles. *Scientific American*, January 1990, 49-56.
- ブディコ, M. I., ロノフ, A. B., ヤンシン, A. L. (内嶋善兵衛訳) (1989): 地球大気の歴史—その進化と未来を探る. 朝倉書店, 198 pp.
- Chapellaz, J., Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. and Lorius, C. (1990): Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years. *Nature*, **345**, 127-131.
- Claypool, G. E., Holser, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H. and Zak, I. (1980): Catastrophic chemical events in the history of the ocean. *Chem. Geol.*, **61**, 44-71.
- Crowley, T. J. and North, G. R. (1991): *Paleoclimatology*. Oxford University Press, New York, 339 pp.
- Fischer, A. G. (1982): Long-term climatic oscillations recored in stratigraphy. In "Climate in Earth History", National Academy Press, Washington D. C., pp. 97-104.
- 福山薫(1992): 過去200万年における日射量の変化と気候変動モデル. 『地球環境変動とミランコヴィッチ・サイクル』(安成哲三・柏谷健二編), 古今書院, pp. 3-24.
- Garrels, R. M. and Lerman, A. (1981): Phanerozoic cycles of sedimentary carbon and sulfur. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **78**, 4652-4656.
- Hamano, Y. and Ojima, M. (1978): Earth-atmosphere evolution based on Ar isotopic data. In "Terrestrial Raregases" (Alexander, Jr, E. C. and Ozima, M. eds.), Academic Publ., Japan, pp. 155-171.
- Kennett, J. P. (1977): Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circumantarctic ocean and their impact on global paleoceanography. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3843-3860.

- Khule, M. (1987): Subtropical mountain and highland glaciation as Ice-Age triggers and the warming of the glacial periods in the Pleistocene. *GeoJournal*, **14.4**, 393-421.
- Lovelock, J. E. (1979): *GAIA: A new look at life on earth*. Oxford University Press. (スワミ・ブレム・ブラブダ訳(1984): 地球生命圏—ガイアの科学. 工作舎, 296 pp.)
- Lovelock, J. E. (1988): *The Ages of GAIA*. The Commonwealth Fund Program of Memorial Sloan-Kettering Cancer Center. (星川淳訳(1989): ガイアの時代. 工作舎, 388 pp.)
- Maasch, K. A. and Saltzman, B. (1990): A low-order dynamical model of global climatic variability over the full Pleistocene. *J. Geophys. Res.*, **95**, D2, 1955-1963.
- 丸山茂徳・磯崎行雄(1998): 生命と地球の歴史. 岩波新書, 275 pp.
- 増田富士雄(1996): 地質時代の気候変動. 『気候変動論』(岩波講座地球惑星科学 11) (住明正ほか), 岩波書店, pp. 157-219.
- 増田耕一・阿部彩子(1996): 第四紀の気候変動. 『気候変動論』(岩波講座地球惑星科学 11) (住明正ほか), 岩波書店, pp. 103-156.
- Matsui, T. and Abe, Y. (1986): Impact-induced atmospheres and oceans on Earth and Venus. *Nature*, **322**, 526-528.
- 野崎義行(1993): 地球温暖化と海—炭素の循環から探る. 東京大学出版会, 196 pp.
- Ohmoto, H., Kakegawa, T. and Lowe, D. R. (1993): 3.4-billion-year old biogenic Pyrites from Barberton, South Africa: Sulfur isotope evidence. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **46**, 1727-1745.
- Owen, T., Cess, R. D. and Ramanathan, V. (1979): Enhanced CO<sub>2</sub> greenhouse to compensate for reduced solar luminosity on the early earth. *Nature*, **277**, 640-642.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F. and Froelich, P. N. (1988): The influence of late Cenozoic mountain building on oceanic geochemical cycles. *Geology*, **16**, 649-653.
- Ruddiman, W. F. and Kutzbach, J. E. (1989): Forcing of Late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American west. *J. Geophys. Res.*, **94**, D15, 18409-18427.
- 酒井均・松久幸敬(1996): 硫黄の同位体地球化学. 『安定同位体地球化学』(酒井均・松久幸敬), 東京大学出版会, pp. 223-314.
- Strauss, H. (1993): *Precamb. Res.*, **63**, 225-246.
- 平朝彦ほか(1998): 地球進化論(岩波講座地球惑星科学 13). 岩波書店, 528 pp.
- 田近英一(1998): 大気海洋系の進化. 『地球進化論』(岩波講座地球惑星科学 13) (平朝彦ほか), 岩波書店, pp. 303-366.
- Tajika, E. and Matsui, T. (1992): Evolution of terrestrial proto-CO<sub>2</sub>-atmosphere coupled with thermal history of the Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 251-266.
- 和田英太郎(1993): 現在の地球大気の組成を決めた要素—生物の活動. 気象研究ノート, 日本気象学会, 181号, 13-36.
- Walker, J. C. G., Hays, P. and Kasting, J. F. (1981): A negative feedback mechanism for long-term stabilization of earth's surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9776-9782.
- Watson, A. J. and Lovelock, J. E. (1983): Biological homeostasis of the global environment: the parable of Daisyworld. *Tellus*, **35B**, 283-289.
- 安成哲三(1987): ヒマラヤ造山とモンスーンの成立をめぐる諸問題. 月刊地球, **9**, 685-690.
- 安成哲三(1992): 氷期サイクルとアジアモンスーン. 『地球環境変動とミランコヴィッチ・サイクル』(安成哲三・柏谷健二編), 古今書院, pp. 68-79.
- 安成哲三(1999): 地球の水循環と気候システム. 『水・物質循環系の変化』(岩波講座地球環境学 4) (和田英太郎・安成哲三編), 岩波書店, pp. 1-34.