

日本気象学会
2005 年度春季大会公開シンポジウム
地球環境問題委員会共催

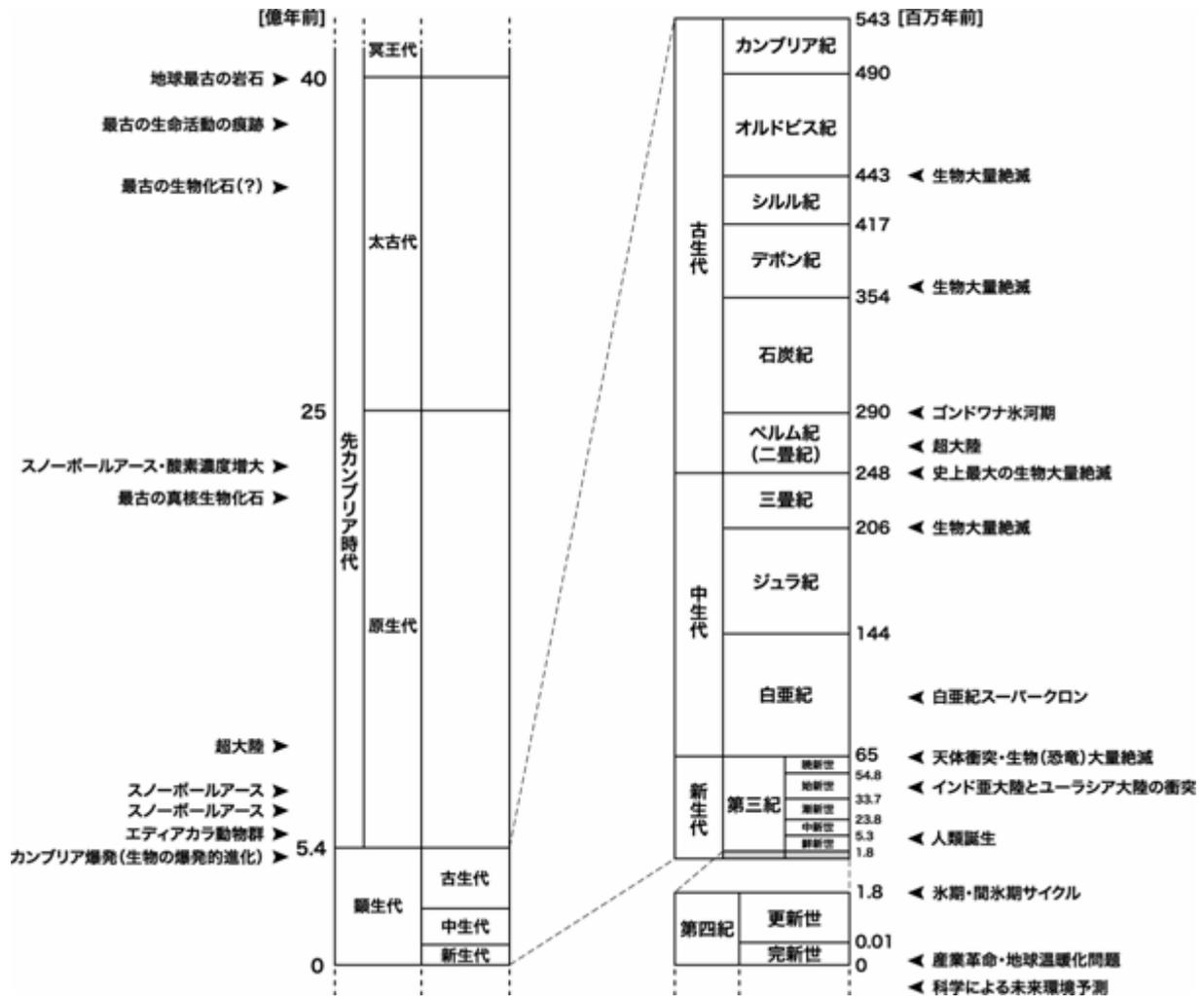
地球環境の進化と気候変動



2005 年 5 月 15 日 (日) 14 : 00 ~ 18 : 00

東京大学 安田講堂

地質年代表と地球史における主要イベント



表紙の図

スペースシャトルから撮られたチベット高原からインド北東部にかけての画像 (<http://eol.jsc.nasa.gov/sseop/EFS/photoinfo.pl?PHOTO=STS027-39-27>) と、ハッブル宇宙望遠鏡で撮影された深宇宙の画像 (<http://hubblesite.org/newscenter/newsdesk/archive/releases/2004/07/>) を合成し、初期太陽系での地球誕生以来の時間の流れを地球生命の進化と共にイメージした図を加えた。

(版權:NASA, 東京大学地球惑星科学専攻地球惑星システム科学講座)

表紙・表紙裏の図作成: 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻 橘 省吾

日本気象学会
2005 年度春季大会公開シンポジウム
地球環境問題委員会共催
「地球環境の進化と気候変動」

日時：2005 年 5 月 15 日（日）14：00～18：00
会場：東京大学 安田講堂
司会：松本 淳（東京大学 大学院理学系研究科）

趣旨

近年、人間活動に伴う温室効果ガスの増加やオゾン層の破壊などが進行し、それに伴って地球環境が大きく変化することが懸念されています。一方で、地球はその誕生以来、不断の環境変化を繰り返しながら現在に至っており、将来の変化を考えるための礎としても、このような過去における地球環境の進化や気候変動の歴史を知ることが重要です。現在、東京大学地球惑星科学専攻では、21 世紀 COE プログラムとして「多圏地球システムの進化と変動の予測可能性」が実施されています。本シンポジウムでは、このプログラムによる成果を含めた多くの分野での最新の知見を紹介し、地球誕生以来の大気や海洋など、地球環境の変遷を学際的な広い視野で展望して、皆さんと一緒に地球の将来を考えてみたいと思います。

講演要旨目次

地球環境の変遷：比較惑星学の視点から	3
阿部 豊（東京大学 大学院理学系研究科）	
酸素濃度の増大とスノーボールアース・イベント	8
田近 英一（東京大学 大学院理学系研究科）	
チベット高原の上昇は新第三紀以降のアジア・太平洋域の気候変化とアジア モンスーンの成立にどのような影響を与えたか？	14
安成 哲三（名古屋大学 地球水循環研究センター）	
アジアモンスーンの変動とダンスガード・オシュガーサイクル	19
多田 隆治（東京大学 大学院理学系研究科）	
サンゴが語る過去の気候変動	23
茅根 創（東京大学 大学院理学系研究科）	
変動する地球気候（コメント）	29
山形 俊男（東京大学 大学院理学系研究科）	
オゾンホール科学（コメント）	31
小池 真（東京大学 大学院理学系研究科）	
地球環境の変遷と文明の盛衰：人間活動に対する気候変動の影響（コメント）	34
福澤 仁之（首都大学東京 都市環境学部）	

地球環境の変遷：比較惑星学の視点から

阿部 豊（東京大学 大学院理学系研究科）

1. はじめに

地球古気候理解の発展史は、大きな環境変化の発見の歴史であった。約150年前に氷期の存在が提唱されて以来、多くの気候変動の発見が続き、最近では完全な凍結状態に陥ったこともあったのではないかと考えられるに至っている。過去の環境が明らかになればなるほど、地球環境変化の振幅、規模、速さとも、いずれもそれ以前に考えられたよりも大きなものであったことが明らかになるようだ。未知の変動機構が隠されている可能性もあるだろう。

太陽系内の他の惑星での環境変遷と、地球の環境変遷を比較してみることは、おそらく、地球環境の変動特性を理解する上で有用であるに違いない。ここでは、火星や金星の環境変遷と地球の環境変遷を比較し、地球環境の変遷の特徴を考えたい。

2. 地球環境変遷の概略

地球は形成とほぼ同時に大気と海洋を持ったと考えられる。初期の地球大気組成は詳しくはわからない。地球大気はその主成分が隕石などの固体惑星材料物質から供給されたと考えられている。従来の考えでは、隕石から供給されるガスは例えば二酸化炭素、水蒸気といった酸化的な気体を多く含むと考えられてきた。しかし、非常に酸化的な材料と考えられている炭素質隕石でさえも、実は含まれている炭素を全て二酸化炭素に酸化するには酸素の量が不足である。また、惑星形成過程では、現在はコアを形成している金属鉄と大気物質が反応した可能性が高く、その場合、金属鉄によって大気が還元される。このことから、筆者らは形成と同時にできた大気はかなり還元的な大気であり、水蒸気、二酸化炭素の他に、水素、一酸化炭素やメタンもかなりの量含んでいた可能性があると考えている（Hashimoto et al, in preparation）。しかし、具体的な組成の定量的推定はまだできていない。

形成後数億年間は隕石重爆撃期と呼ばれる天体衝突の頻度が高かった時代である。この時代に数百キロメートルスケールの天体衝突によって海洋が蒸発した可能性があると考えられる（Sleep and Zahnle, 1998）。海洋が蒸発しても長くても数千年以内には凝結して海が再生すると考えられるから、これは比較的短時間の変動とい

える。より小規模の天体衝突も物質的、熱的に大気組成、運動に影響をもたらしたはずである。天体衝突頻度の推定はかなり幅があるが、40億年前頃で、直径4kmを越すクレーターが地球全体で千年間に2個から40個ほど形成されたと考えられる。最近数万年の間、このサイズのクレーターは形成されていないはずである。4kmサイズというのは決して大きいサイズではないが、大規模な火山噴火よりも大きな環境影響を与えると考えられる。衝突頻度が高めの見積もりの場合は当然、低めの見積もりでも、衝突が環境へ及ぼした影響は非常に大きかったと考えられる。しかし天体衝突の環境影響はまだ十分理解されていない。

その後、原始大気から還元的成分が取り去られ、また二酸化炭素が除去され、さらに生物の光合成活動によって大気中に遊離酸素が蓄積することによって現在の地球大気組成に変遷すると考えられる。酸素増大の時期について、通常受け入れられているのは約20億年前という説であるが、諸説あり、確定したものとは言えない。20億年前頃には全球凍結イベントがあったと考えられている。両者の問題は田近氏の論文を参照されたい。

二酸化炭素の量は基本的には炭素循環によって支配されていると考えられている。これは、地球内部から脱ガスする二酸化炭素量と、化学風化を通じて固定される二酸化炭素量が、100万年程度の時間スケールではほぼ釣り合っているというものである。化学風化の速度は大気中の二酸化炭素量や気温に強く依存するので、大気中の二酸化炭素量や気温も長い時間スケールのもとでは地球内部からの脱ガスによって支配されることになる。この二酸化炭素量の変遷が、数億年スケールでの大気環境の変遷を支配すると考えられている。例えば、中生代はプレートの拡大速度が大きく、それに伴って脱ガス量も多かったことが温暖な環境をもたらしたと考えられている。

テクトニックな活動度の変化、また大陸配置の変化によって、地球は過去何回かの氷河時代を経験している。氷河時代には極域に万年雪・氷で覆われた地域が存在する。現在は第三紀後半以来の氷河時代である。氷河時代は氷期と間氷期の交代であるが、最近100万年ほどは約10万年の周期が卓越している。このタイムスケールではいわゆるミランコビッチメカニズムといわれる、地球の

軌道要素の変動に起因する日射量の時間空間分布の変動が環境変動の重要な要因となってくる。この時間スケールでは、氷床や海洋の加重の変化に伴う、地殻のアイススタシーによる上下運動も関与している。また、原因は分からないが、氷期間氷期変動に伴って二酸化炭素量も変動する。生物圏の変化も関わっていることが考えられる。

なお、100万年よりも前は10万年の周期ではなく、4万年周期が卓越していたことが知られている。この変動時間スケールの遷移は第四紀遷移と呼ばれるが、地球表層システムに内在する何らかの遷移と考えられ、その原因の解明は重要な課題である。

さらに短いタイムスケールでも様々な環境変遷・気候変動が見られるが、これは大気海洋システムに内在する変動現象と考えられる。

3. 火星の環境変遷

つぎに火星についてみてみよう。火星は過去の環境変動が知られる惑星である。現在の火星は、気温は中緯度の夏などではそれほど低くはないが、平均気圧が低く、液体の水は存在できない環境にある。また、二酸化炭素極冠の季節的な拡大縮小に伴って大気圧が30%程度変化することもよく知られている（第1表）。

一方、惑星探査によって河川状の地形、大洪水地形、クレーターなどの凹地に見られる堆積物など、流水を示唆する地形が見いだされてきた（例えば Carr, 1996）。これから、「火星はかつて地球のように温暖湿潤であったが、徐々に寒冷化して現在のような状況になった」と考えられた。しかし、1990年代に入り、過去の火星を温暖湿潤にすることが理論的に難しいことが示された（Kasting, 1991）。太陽は徐々にその光度を増しているから、過去の火星は現在よりもさらに弱い太陽光しか受けていなかったはずで、温暖湿潤な環境を作るには強い温室効果が必要である。大量の二酸化炭素が存在すれば温暖になり得るが、過去の火星環境では二酸化炭素自体が凝結するために温室効果が維持できないというのである。これから、流水地形は必ずしも温暖湿潤環境を意味せず、低温の氷に覆われた環境下で作られたのではないかと、という考えも出てきた（例えば Carr, 1996）。一方、二酸化炭素が凝結しても他の温室効果気体や二酸化炭素の雲の温室効果で温暖になる（Forget and Pierrehumbert, 1997）という説も出てきた。過去の火星が温暖だったか寒冷だったか、意見が分かるところとなった。

昨年、火星に到達した Mars Exploration Rover の観測は、水が関与した過程の痕跡を検出したことは確かである（Science Special Issues, 2004a; 2004b）。これから、「過去の火星が地球のように温暖湿潤であった」とまでは結論づけられないまでも、温暖湿潤環境がある期間存在したことは示唆される。

かつて液体の水が存在したと言うことは、単に現在よりも温暖であったということではなく、大気圧も現在よりも高かったことを意味し、現在とは明らかに異なる環境にあったことは間違いがない。

火星の気候が変化していることは確かであるにしても、いつの時代にどのような気候であったかは必ずしも明らかではない。一般的には温暖湿潤環境は非常に古い時代、隕石重爆撃期とほぼ同じ時代であったと考えられている。しかし、必ずしもその時代に限られるものではなく、後の時代にも流水地形が形成されたという証拠もある。このことから、最近では、火星の環境変化は単調に温暖湿潤から寒冷乾燥へと遷移したのではなく、むしろ何回かの温暖湿潤状態の波があったのではないかと考える研究者が増えている。そうであるとすると、何がこの波をもたらしたかが問題であるが、これについてはわかっていない。

かつて大気量が多かったとするならば、大気が行方が問題である。火星大気の水素/水素比が地球より高い（第1表）ことから、一部は散逸したことは確かであろう。一方、地殻など惑星内部に閉じこめられた可能性も否定できない。

最近注目されている火星環境変動の原因に、自転軸傾斜の変動がある。これについては後で述べたい。

4. 金星の環境変遷

金星の過去の環境変動は明らかではない。現在みることが出来る金星表面は数億年前よりも新しいものであることが知られているが、その中には直接的に過去の環境が大きく変動したことを示すものはない。しかし、金星では大規模な水の散逸が想定されてきた。金星が地球と同程度に水を含んでいたと考えるべき証拠は実は存在しないのだが、金星大気中に水蒸気が少ないこと、重水素/水素比が地球の100倍であること（第1表）から、大規模な水の散逸が起こったと考えることが一般的である。大規模な水の散逸が起こったのであれば、これは金星が経験した最も大きな環境変動であったはずであ

る。

水の散逸に関しては、従来からハイドロダイナミックエスケープという機構が想定されてきた。これは現在の紫外線強度では起こらないが、太陽が若かった時代の強い極端紫外線によって大気上層の水蒸気が分解されるとともに水素が散逸したというものである。水蒸気の分解で酸素が生じるが、大量の遊離酸素ができると分解産物の水素と結合して分解反応が進まなくなり、散逸も抑えられる。一つの考えは酸素も水素とともに散逸するという考えで、この場合には紫外線強度は水素だけを散逸させるよりも大きなものが必要になる。ハイドロダイナミックエスケープが起こるためには強い極端紫外線強度が必要である。それに加えて大気上層部に水蒸気がたくさんあることが必要である。後者の要素は地球との比較を考える上で重要である。

5. 大気量の変動

火星・金星とも大気量の大きな変化が示唆されている。地球に関しては大気量の変動は明らかではない。少なくとも大気圧が大きく変化したことを示唆する証拠はない。なぜ、他の惑星では大きく大気量が変わったらしい兆候があるのに、地球ではそれが見られないのか？地球の環境変動だけを見ていると見落としがちな視点ではあるが、これは重要な地球環境変遷の特徴である。

大気量変動がないということは最も基本的なレベルで環境が安定していることとらえることもできよう。この理由について、少し考えてみたい。

大気量変動の原因は、惑星内部と大気の間での気体交換と、宇宙空間への大気散逸である。大気量が変動するには大気の下側か上側の境界を越えての物質輸送が必要だからである。

地球で水蒸気の大規模散逸が起こらなかった理由は、上層大気の水蒸気量が少なかったためであると考えられる。太陽の紫外線を受ける量は金星の半分程度であるが、この違いは大規模な散逸を起こさせたり起こさせなかったりするほどの差ではない。分解されて散逸する水蒸気自体が少なかったことのほうが遙かに大きな影響を持っていたであろう。地球で上層大気の水蒸気量が少ないのは、いわゆるコールドトラップ効果によるもので、地球の大気構造に依っている。この効果は太陽放射が2倍大きければ容易に消えてしまうもので、金星軌道では働かなかったはずである。

また、大気散逸が起こりにくい理由の一つは地球が大きいことである。地球や金星に比べて、質量が1/10程度

しかない火星では、大気は簡単に重力の束縛を逃れることができ、そのことが火星大気減少の一つの要因と考えられている。

火星で想定されるような地殻と大気の物質交換による大気量変動がなかった要因としては、大気組成の違いが考えられる。地球大気は窒素大気であるが、火星・金星の大気は二酸化炭素大気である。二酸化炭素は炭酸塩という形で固定され得る。それに対して窒素は適当な固体としての固定形態がない。また、純物質としての凝結も、二酸化炭素の方が窒素よりはずっと高い温度で起こる。このことから地球が窒素大気であることは、少なくとも火星大気に比べて変動要因が少ないことを意味していると思われる。一方、火星・金星でも二酸化炭素の次に多い気体は窒素で、地球の窒素大気は二酸化炭素が固定されきってしまった姿、と見ることができる。こうなった原因の重要な部分は地球に液体の水が存在し、効率的に炭酸塩を合成するとともに、プレートテクトニクスを介して大陸という貯蔵庫にそれを蓄積できることが大きな役割を果たしていると考えられる。地球は進化の早い段階で固体地球との気体交換による大気量変動が行き着くところまでいってしまった結果、その後の変動が小さかったと考えることができる。

6. 地球と惑星の環境変動

他の惑星と比較したとき、地球における環境変動のメカニズムのあるものは共通であり、あるものは全く違っていることが予想される。例えば、大気海洋系に内在する振動に起因するような比較的短周期の環境変動は、海洋がない他の惑星では全く違ったものであるはずである。

非常に長い時間スケールでの、惑星内部に関わりあるような変動は、他の惑星でも起こりえる変動であって、共通要因と見なすことができよう。しかし、これは個々の惑星のテクトニクスの違いが重要な役割を果たしており、テクトニクスの違いの原因を究明しないと話が進まない。生物がらみの変動は、もしかすると火星にはかつて生き物がいたのかもしれないが、地球固有のものと考えておくのが今のところは無難であろう。

氷期間氷期変動そのものは他の惑星では今のところ知られていない。しかし、この背景にあるような軌道要素の変動はどの惑星でも基本的にはあるものであり、要因としては共通であると考えられよう。以下では軌道要素変動に関わる問題について述べよう。

7. 自転軸の変動

地球の場合、自転軸傾斜は約4万年の周期で、1度程度変化することが知られている。この変化は微小であるが、しかし、氷期・間氷期といったレベルでの環境変動を引き起こす要因と考えられている。最近100万年ほどは氷期間氷期のサイクルは主に10万年程度の周期性を持っているが、それ以前の時代や、多くの地質学的記録では4万年の周期性が顕著な時代が知られていて、この自転軸変動が重要な要因であることは確かだろう。

自転軸傾斜変動は、実は自転軸の傾斜が変動すると言うよりは、地球の公転面の傾斜が変動するものであり、その周期は太陽系の惑星全体としての力学的な固有周期の一つである。その意味において、程度の差こそあれ、どの惑星も似たような自転軸傾斜の変動を経験すると考えられる。

しかし、火星の場合にはやや状況が異なっていると考えられている。それは、火星の場合、公転面傾斜が変化する周期と、自転軸の歳差運動の周期が近いためである。両者の周期が近いことで共鳴が起こり、公転面の変動幅以上に大きく自転軸傾斜そのものが変化すると考えられる。この結果、火星の自転軸傾斜は1度程度の震幅ではなく数十度の変動幅を持って変化すると考えられている。この現象は、火星の気候変動を理解する上で非常に重要な要素の一つと考えられていて、最近ではこれに関連した研究が非常に多くなっている。

筆者は最近、自転軸傾斜が大きい場合の気候に関心を持って、モデル実験を行った。それによると、自転軸傾斜が大きくなると、自転軸傾斜が小さい場合とは異なる気候モードにはいるらしいことが分かってきた (Abe et al., 2005)。火星ではこの気候モード遷移を経験した可能性があるのである。

地球と火星の自転軸傾斜変動の性質の違いは基本的には歳差運動の周期の違いである。地球の場合、歳差運動の周期が2万年程度と短く、共鳴が起こらないのである。地球で歳差周期が短い理由は月の存在によっている。地球の歳差は太陽と月の潮汐力によるが、およそ2倍、月の効果が太陽の効果よりも大きい。この月の効果がなければ歳差周期は長くなり、公転面変動の周期の一つと近いものになると考えられている。これが月の形成が地球環境を安定化していると言われる理由である。

一方、金星はほぼ直立した自転軸で逆行自転している。逆行自転では歳差の周り方も逆向きになるため、公転面傾斜の変動と共鳴することはなく、そもそも大きな自転軸傾斜変動が起こりえない。しかし、最近では、非常に

重い大気と惑星本体の角運動量交換によって、自転軸傾斜が垂直に保たれているという考えが提出された。これがどれほど力学的に妥当なものであるか、詳しい検討を要すると筆者は考える。しかし、自転軸変動が大気循環や気候に大きな影響を与える一方で、大気運動が自転軸傾斜にある条件下では影響を与え得るとするならば、その両者の結合でどのような状態が実現されるのか、結合系としての検討が必要であることは確かであろう。

8. まとめ

地球と他の惑星の環境変動について考えてみた。過去の地球環境の変遷を見ると大気量の変動がない、という特徴が見られた。このため最も基本的レベルで地球の環境は安定していると考えられる。その安定性の背景には、地球のサイズが大きいこと、早い時期から海が存在し、プレートテクトニクスが働き続けていることがあるようだ。

一方、普遍的な気候変動の要因として、軌道要素の変動があり、それは各惑星で共通の要素である。しかし、その現れ方は大きく異なり、大気の運動自体が自転軸傾斜変動に影響して、結果として大気環境を自律的に支配する可能性も考えられる。この問題は今後の重要な検討課題であると思われる。

参考文献

- Abe, Y., A. Numaguti, G. Komatsu and Y. Kobayashi, 2005: Four climate regimes on a land planet with wet surface: Effects of obliquity change and implications for ancient Mars, *Icarus* (in press).
- Carr, M.H., 1996: *Water on Mars*, Oxford University Press, 229 pp.
- Forget, F. and R.T. Pierrehumbert, 1997: Warming early Mars with carbon dioxide clouds that scatter infrared radiation, *Science*, **278**, 1273-1276.
- Hashimoto, G., Y. Abe and S. Sugita: Chemical composition of the early terrestrial atmosphere: Formation of reduced atmosphere from CI-like material (in preparation).
- Kasting, J.F., 1991: CO₂ condensation and the climate of early Mars, *Icarus*, **94**, 1-13.
- Science Special Issue, 2004a: Spirit at Gusev crater, *Science*, **305**, 793-845.
- Science Special Issue, 2004b: Opportunity at Meridiani planum, *Science*, **306**, 1697-1756.

Sleep, N.H. and K. Zahnle, 1998: Refugia from asteroid impacts on early Mars and the early Earth, J. Geophys. Res., **103**, E12, 28529-28544.

阿部 豊・中村正人, 1997: 4. 惑星大気・惑星磁気圏, 「比較惑星学」, 松井孝典編, 233-365, 岩波書店.

第1表：地球型惑星大気の比較（阿部・中村，1997を簡略化）

天体名	地球	金星	火星
地表気圧 (Pa)	101300	9200000	560 [*]
地表温度 (K)	288	735.3	210
温度範囲 (K)	210 ~ 310		140 ~ 300
大気組成 (主成分)	N ₂ 78.08%	CO ₂ 96.5 ± 0.8%	CO ₂ 95.32%
(0.1%以上)	O ₂ 20.95%	N ₂ 3.5 ± 0.8%	N ₂ 2.70%
	Ar 0.93%		Ar 1.60%
	H ₂ O 0 ~ 2% [*]		O ₂ 0.13%
	H ₂ O ~ 3 × 10 ⁷ Pa(海水)		
	CO ₂ (5 ~ 10) × 10 ⁶ Pa (石灰岩)		
D/H	(1.5576 ± 0.0005) × 10 ⁻⁴	1.6 ± 0.2% ⁽¹⁾ 1.9 ± 0.6% ⁽²⁾	(9 ± 4) × 10 ⁻⁴⁽²⁾ (7.8 ± 0.3) × 10 ⁻⁴⁽²⁾
³ He/ ⁴ He	(1.399 ± 0.013) × 10 ⁻⁶		
¹² C/ ¹³ C	89.01 ± 0.38	86 ± 12 ⁽²⁾ 88.3 ± 1.6 ⁽³⁾	90 ± 5 ⁽⁴⁾
¹⁴ N/ ¹⁵ N	272.0 ± 0.3	273 ± 56 ⁽¹⁾	170 ± 15 ⁽⁴⁾
¹⁶ O/ ¹⁷ O	2681.80 ± 1.72		2655 ± 25 ⁽²⁾
¹⁶ O/ ¹⁸ O	498.71 ± 0.25	500 ± 25 ⁽¹⁾ 500 ± 80 ⁽²⁾	490 ± 25 ⁽⁴⁾ 545 ± 20 ⁽²⁾
²⁰ Ne/ ²² Ne	9.800 ± 0.080	11.8 ± 0.7 ⁽¹⁾	
²¹ Ne/ ²² Ne	(2.899 ± 0.025) × 10 ⁻²		
³⁵ Cl/ ³⁷ Cl	3.1273 ± 0.1990	2.9 ± 0.3 ⁽²⁾	
³⁶ Ar/ ³⁸ Ar	5.320 ± 0.002	5.56 ± 0.62 ⁽¹⁾ 5.08 ± 0.05 ⁽³⁾	5.5 ± 1.5 ⁽⁴⁾
⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	296.0 ± 0.5	1.03 ± 0.04 ⁽¹⁾ 1.19 ± 0.07 ⁽³⁾	3000 ± 500 ⁽⁴⁾

*変動する

- (1) パイオニアビーナス
- (2) 赤外分光
- (3) ヴェネラ 11/12
- (4) ヴァイキング

酸素濃度の増大とスノーボールアース・イベント

田近英一（東京大学 大学院理学系研究科）

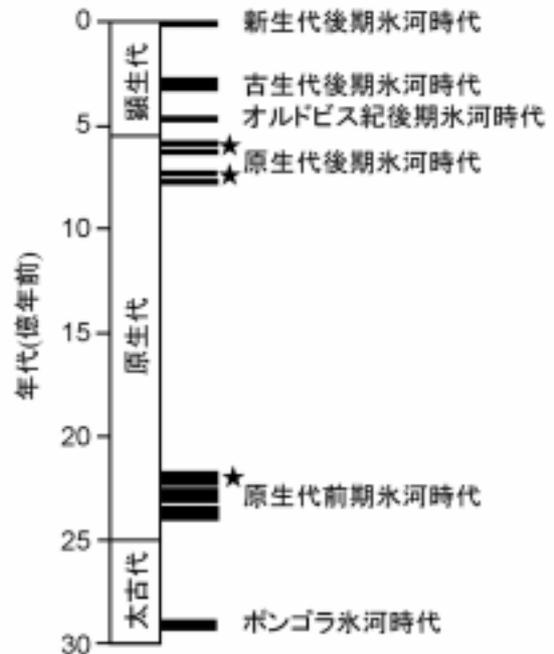
1. はじめに

地球形成以来、地球環境がどのように変動してきたのかについては、まだよく分かっていないことが多い。とくに、地球史前半の冥王代から太古代にかけての時代（約 46 億年前～25 億年前）は地質記録がごく限られており、当時の地球環境や生命活動の詳細はほとんど不明である。それに続く原生代（25 億年前～約 5 億 4300 万年前）についても分からないことが多いものの、この時期にはいくつかの重要なイベントが生じたりしいことが明らかになってきた。ひとつは地球大気の進化に関するもので、原生代初期に大気中の酸素濃度が増加したらしい証拠がいろいろと知られている。もうひとつは地球の気候状態に関するもので、原生代の初期と後期に地球全体が凍結するような極端な寒冷化が生じたのではないかと考えられるようになってきた（スノーボールアース仮説）。この時代は生命進化においても重要で、原生代初期には真核生物が出現し、原生代末期には多細胞動物が現れた。実は、これら三者は密接な関係にあった可能性もある。以下では、こうした地球環境進化に関する最近の知見について述べる。

2. 地球史における気候変動

過去の地球がどのような気候状態にあったのかについて、さまざまな地質記録に基づいた研究が行われている（詳しくは、田近、2005 を参照）。地球の過去の気候状態は、海洋や陸上における生物相、岩石の風化過程、海洋や湖における泥や砂の堆積過程などを通じて、主として海底や湖底の堆積物に記録される。堆積構造や堆積物構成鉱物の種類、鉱物粒子の化学組成や同位体組成、生物化石や生痕化石などが重要な情報となる。こうしたさまざまな記録を読み解くことによって、過去における気候状態を推定することができる。

そうした研究の結果、少なくとも顕生代（約 5 億 4300 万年前～現在）の気候変動に関しては、大局的な描像が明らかになってきた。それによれば、地球の気候は温暖期と寒冷期とが 1～2 億年スケールで繰り返しており現在は地球史の中でもとくに寒冷な時期にあたる。ここで、温暖期というのは大陸氷床が存在した証拠が確認されない時代のことで、中生代白亜紀の中頃（約



第1図：地球史における氷河時代。印は全球凍結イベントが生じたと考えられている時期。

1 億年前）や新生代第三紀の初期（約 5,500 万年前頃）などがとくに有名である。実際、こうした時代においては、動植物の化石や堆積物の酸素同位体比などから、極域も温暖で赤道との南北温度勾配が小さかったことが分かっている。一方、寒冷期というのは氷河性堆積物として知られるドロップストーン（ice-rafted debris, 略して IRDs と呼ばれる）などが発見されている時代のことで、大陸氷床が存在していた、いわゆる氷河時代のことである。現在も新生代後期氷河時代に属する。氷河性堆積物はさまざまな時代知られており、氷河時代は地球史を通じて繰り返されたことが分かっている（第1図）。

ところで、古地磁気学的手法を用いれば、氷河性堆積物が堆積した場所の当時の緯度（古緯度）を推定することができる。同時代の大陸配置の復元と合わせれば、当時の地球上のどこに氷床が分布していたのかを推定することもできる。ところが、1980 年代後半になって、今から約 6 億年前の氷河性堆積物が露出する南オーストラリアのエラティナ層の古緯度が赤道域であったことが確実となった。実は、こうした低緯度氷床

の存在は、それ以前から指摘されてはいたものの、試料採取や測定上の問題が指摘され、その結果は信用されていなかった。しかし、そのことが確実視されるようになり、原生代後期の気候状態がどのようなものであったのかが大きな謎としてクローズアップされた。赤道域に（山岳氷河ではなく）大陸氷床が存在するというような事実は他の時代では全く知られておらず、普通とは異なる状況を想定する必要があった。

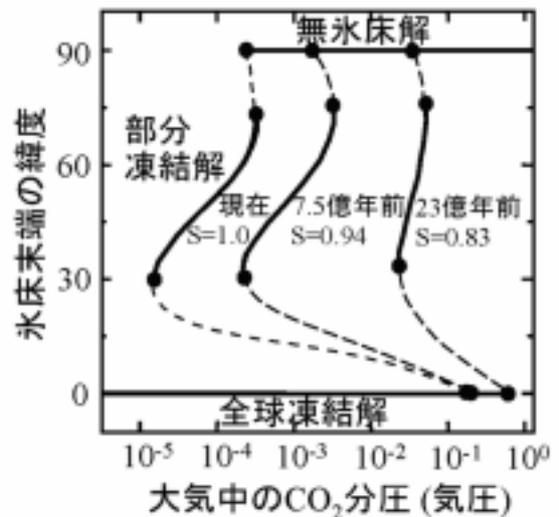
3. スノーボールアース・イベント

3.1 地球環境の安定性と全球凍結

地球が取り得る安定な気候状態は、エネルギーバランス気候モデルから得られる解の線形安定性解析によって調べられており、無氷床解、部分凍結解、全球凍結解の三種類の安定解が存在することが分かっている（第2図）。つまり、現在のように高緯度地方が雪氷で覆われている状態（部分凍結解）のほかに、まったく雪氷が存在しない温暖な状態も、地球全体が氷で覆われたきわめて寒冷な状態も理論的には実現し得る。とくに、氷床が中緯度付近（30～20度）にまで拡大すると、氷床の持つ高い反射率（アルベド）のために日射が反射されてますます寒冷化するという正のフィードバック（アイスアルベド・フィードバック）が強く働くようになり、ついには全球凍結解に落ち込むことが示唆されている（e.g., Budyko, 1969; Sellers, 1969）。

このような理解は1960年代後半から得られていたにもかかわらず、1990年代初めまでは、地球は決して全球凍結解には陥ったことがなかったものと考えられてきた（前述のように、無氷床解は繰り返して生じたと考えられる）。その大きな理由は、地球が全球凍結解にあったことを示す地質学的証拠が存在しなかったことにある。むしろ、地球環境が長期間にわたって安定であることをいかに説明するかが大きな課題であった。そして、炭素循環システムによる気候の安定化メカニズム（ウォーカー・フィードバック）によって地球環境は温暖に維持されてきた、と考えられるようになった（e.g., Walker et al., 1981; Tajika and Matsui, 1992）。

ところが、南オーストラリアで発見された低緯度氷床の証拠は、当時の地球が全球凍結していたことを意味するのではないかと考えられるようになった。これは、カリフォルニア工科大学のJ.L. Kirschvinkが唱えた説で、スノーボールアース仮説と呼ばれている



第2図：南北1次元エネルギーバランス気候モデルから得られる解（Ikeda and Tajika, 1999に基づく）。実線は安定解、波線は不安定解、黒丸は臨界点、Sは太陽光度を表す。

（Kirschvink, 1992）。原生代後期の氷河性堆積物が分布するアフリカ南部（ナミビア）における氷河期直後の炭素同位体比の負異常の発見（Hoffman et al., 1998）に至って、スノーボールアース仮説は一躍脚光を浴びるようになった。

3.2 スノーボールアース仮説

エネルギーバランス気候モデルの結果に基づいて全球凍結した地球の姿を考察すると、その高いアルベドによって全球平均気温はマイナス50程度となる。海洋も表層約1000メートル程度が完全に凍結する。全球凍結解は安定解のひとつであるから、いったんこのような状態が実現すると、ここから脱出するのは容易ではない。日射量が大幅に増加すれば、全球凍結解は不安定になることが知られてはいるが（Budyko, 1969; Sellers, 1969）、太陽活動のそのような大きな変動は通常は期待できない。もうひとつの可能性は、大気温室効果が強まることで、たとえば大気中の二酸化炭素レベルが0.1気圧オーダーまで増加すれば、やはり全球凍結解は不安定となる（第2図参照; Caldeira and Kasting, 1992; Ikeda and Tajika, 1999）。通常は、そのような高い二酸化炭素濃度は実現不可能であるが、全球凍結状態の地球では火山ガスとして放出された二酸化炭素が地表の風化や生物の光合成活動によって消費されることがないため、火山活動が数百万年程度継続すれば十分な量の二酸化炭素が大気中に蓄積する。

地球が全球凍結解に陥ったとしても、こうしたメカニズムによって脱出できると考えられることから、そのような現象が実際に生じたと考えることは、必ずしも非現実的ではない (Kirschvink, 1992)。

地球が全球凍結したとする直接的な根拠は、低緯度氷床の存在ということであった。しかしながら、原生代後期の氷河性堆積物には他にも不思議な特徴があり、それらすべてを説明するためにも、スノーボールアース仮説が有効である。

たとえば、原生代後期の氷河性堆積物はキャップカーボネートと呼ばれる熱帯性の石灰岩 (炭酸塩岩) 層に覆われている。このことは、極域環境から熱帯環境へと気候が急激に変化したことを示唆するが、そのような例は他の時代ではみられない。スノーボールアース仮説によれば、地球が全球凍結から脱出するためには二酸化炭素による強い温室効果が必要であるが、その影響のため、全球融解直後の平均気温は 50 にも達する。そのような高温環境においては、活発な水循環によって大陸は激しく風化浸食され、岩石から溶出された陽イオンが海洋へもたらされ、炭酸イオン種と反応して炭酸塩鉱物が急激に沈殿することが予測される (Hoffman et al., 1998; Tajika, 2000)。

このほかにも、原生代後期の氷河性堆積物に伴って、それまで 10 億年以上も形成されなかった縞状鉄鉱床が突然形成されているという謎がある。縞状鉄鉱床の形成には、二価の鉄イオンが海水中に大量に溶存していた必要があるが、通常は酸素と結合して沈殿してしまうため、海水中に蓄積することができない。ところが、海洋表面が凍結して大気と海水のガス交換ができなくなれば、海洋深層水は貧酸素環境となり、海底熱水系からもたらされた鉄イオンが蓄積できる。この鉄イオンが全球融解直後に急激に酸化沈殿したと考えれば、縞状鉄鉱床の形成を説明することができる。

さらに、原生代後期の氷河性堆積物直上では、海水の炭素同位体比がマイナス 6‰ という値にまで低下していることが明らかになった (Hoffman et al., 1998)。この値はマントル起源の炭素同位体比の値として知られているもので、火山ガスとして放出された二酸化炭素が、光合成反応による炭素同位体の分別効果 (同位体比を変える過程) を全く受けていないこと、すなわち生物生産活動が完全に停止していたことを示唆する。これは、有光層を含む海洋表層 1000 メートルが数百万年にわたって完全に凍結したとすれば、当然の結果であるように思われる (むしろ、そのような状況にもか

かわらず、光合成藻類が絶滅せずに生き延びたという事実の方が問題となっている)。

このように、原生代後期の氷河性堆積物に固有の特徴は、スノーボールアース仮説によって一通り説明することが可能である。低緯度氷床の解釈として、当時の地球の自転軸が大きく (> 54 度) 傾いていたとする説もあるが、それでは他の特徴を説明することができない。また、大気大循環モデルによって低緯度の海洋域は凍結しない解もあり得るという結果を根拠に、全球凍結といっても地球全体が凍結したわけではなかったのではないかとする説もある。しかし、それは光合成藻類などが絶滅しなかったことを説明するのに都合が良くても、キャップカーボネートや縞状鉄鉱床の形成を説明することが困難である。したがって、スノーボールアース仮説は、多くの議論を呼んではいるものの、基本的に支持されている。

地球が全球凍結に陥った原因はよく分かっていない。大気の温室効果が急激に低下したことがその原因であることはほぼ間違いないが、温室効果を担っていたのが二酸化炭素 (Hoffman et al., 1998; Tajika, 2003, 2004) なのかメタン (Schrag et al., 2002; Pavlov and Kasting, 2002) なのかについてはまだよく分からない。何よりも、顕生代には一度も全球凍結に陥らなかったのに、なぜ原生代に繰り返し全球凍結に陥ったのかは大きな謎である (第 1 図参照)。顕生代と原生代における境界条件の大きな違いのひとつに太陽光度がある。恒星進化論によれば、太陽光度は時間的に増大してきたと考えられ、原生代には現在よりも 17~6% 程度暗かったと推定されている (第 2 図)。このことは、原生代の地球が全球凍結に陥りやすかったひとつの要因であるようにみえる。ところが、逆に、顕生代に入ってから高等植物が陸上に進出した結果、陸面の風化効率が著しく高まり、炭素循環システムにおける二酸化炭素濃度 (地表平均温度) の平衡値が大きく低下したという要素もある。両者の効果はほぼキャンセルされるため、暗い太陽という要因は、実は全球凍結とは無関係である (Tajika, 2003)。ほかにも、赤道付近に超大陸が形成され、それが分裂したということが考えられる。二酸化炭素濃度の極端な低下には、赤道付近での風化作用が全球凍結直前まで生じている必要がある。そのためには赤道付近に広い陸地の存在が必要である。少なくとも原生代後期にはロディニア超大陸が赤道付近に存在していたことが知られており、その分裂が二酸化炭素濃度低下の重要な要因になった可能性がある

(Schrag et al., 2002; Tajika, 2003) .

4. 全球凍結と酸素増大の関連性

4.1 原生代初期の氷河時代

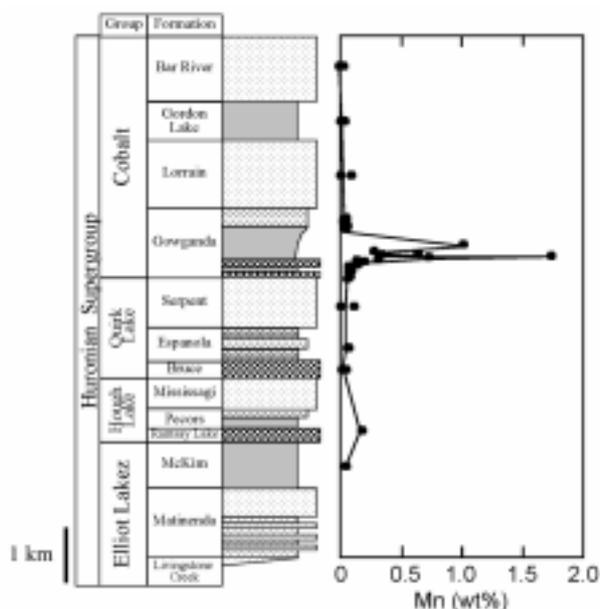
実は、原生代初期の24~22億年前も、汎世界的な氷河時代であったことが知られている。当時の氷河性堆積物は、北米、北欧、アフリカ南部、オーストラリアなどに分布している。このうち、南アフリカ共和国に露出するトランスバール累層群において、原生代初期にも低緯度氷床が存在した証拠が発見された。したがって、24~22億年前にもスノーボールアース・イベントが生じたと考えられるようになった(Kirschvink et al., 2000) .

大変興味深いことに、この氷河時代直後には、地球史上最初でかつ世界最大のマンガン鉱床(カラハリ・マンガン鉱床)が形成されている。これは、縞状鉄鉱床の形成と同様、全球凍結状態の海洋深層水中に蓄積したマンガンが、全球融解後に酸化・沈澱したものだと思われる(カラハリ・マンガン鉱床には鉄鉱床も付随している)。マンガンの酸化には酸素分子が絶対に必要であるため、これは大気中の酸素濃度が増大した最初の証拠であるとみなすこともできる。すなわち、スノーボールアース・イベント直後に酸素濃度が急増した可能性がある。光合成を行うシアノバクテリアが、全球凍結中に深層水に蓄積したリン酸などの栄養塩を利用して大繁殖したために、酸素濃度が増加したのではないかと考えられている(Kirschvink et al., 2000) .

さらに、原生代初期のスノーボールアース・イベントの原因そのものも、酸素濃度の増加によるという可能性も提唱されている。太古代の大気中には高濃度(数百 ppm)のメタンが存在しており、地球はメタンの温室効果によって温暖な気候状態にあった可能性がある(Kasting et al., 2001; Pavlov and Kasting, 2002; Pavlov et al., 2003) . 光合成生物(シアノバクテリア)の誕生によって大気中に酸素が放出されるようになると、メタンが酸化されて大気の温室効果が急激に奪われる、というイベントが生じるはずである。まさにそのようなことが、原生代初期に生じた結果、地球は全球凍結に陥ったのではないかと考えられる。

4.2 グローバルイベントである証拠

原生代初期には世界各地の地層を対比するための生物化石がほとんど産出せず、絶対年代も地層対比ができるほど細かく分かっていない。その結果、スノーボールアース・イベントや酸素濃度の増加イベントは全



第3図：ヒューロニアン累層群(カナダ・オンタリオ州)にみられるマンガンの鉛直プロファイル。最も若い時代の氷河性堆積物であるゴウガンダ層においてのみ、マンガンの濃集がみられる。

球規模の現象であるはずにもかかわらず、こうしたシナリオはトランスバール累層群でのみ議論されている。さらに、この時期に形成されたマンガン鉱床は、なぜか南アフリカ共和国だけでしか知られていない。

そこで、我々は同時代の地質記録が最も連続的に露出しているカナダのヒューロニアン累層群の調査を行い、気候変動と酸化還元環境の変化についての研究を行っている。ヒューロニアン累層群には、大規模な氷河性堆積物(ダイアミクタイト)が三層準存在することが知られている。このうち最も若い氷河性堆積物であるゴウガンダ層付近で酸化還元環境が変化したことが示唆されている。そこで、オンタリオ州コバルト地域においてゴウガンダ層の連続的な掘削コア試料を入手し、従来よりも高い解像度で元素分析等を行った。

その結果、ゴウガンダ層中最上位のダイアミクタイト直上に、鉄含有量の増加に続いてマンガン含有量の増加がみられることを発見した。このようなマンガンの濃集は、これまで調べた範囲では、ヒューロニアン累層群においてゴウガンダ層直上でしかみられない(第3図)。ここでみられるマンガンの含有量は最大でも1.7重量%程度に過ぎないが、バックグラウンド・レベルの約60倍も濃集している。しかも、濃集層は400メートルにもわたり、単位面積当たりのマンガン堆積総量は、カラハリ・マンガン鉱床の20%にも相当する。

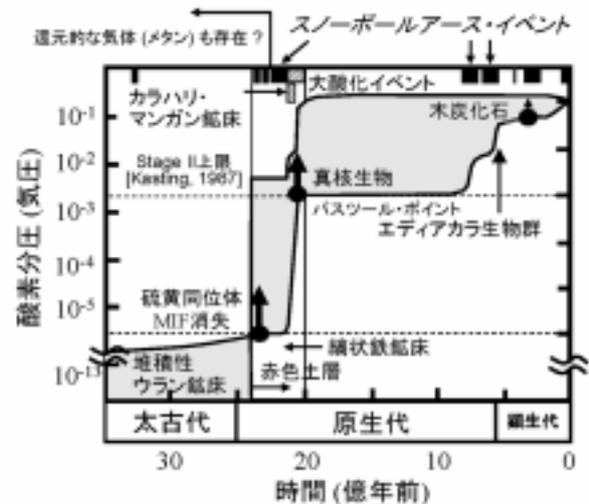
そこでヒューロニアン累層群とトランスバール累層群を対比すると、まずゴウガンダ層のマンガン濃集層の直下に氷河性ダイアミクタイトがあるのに対し、カラハリ・マンガン鉱床を含むホタゼル層の直下にもマクガニン・ダイアミクタイト層が堆積している。またゴウガンダ層の上位にはロレイン層の赤色砂岩があり、ホタゼル層の上位にはマペディ層の赤色砂岩がある。これらを比較すると、氷河性堆積物の上位に鉄・マンガンが濃集し、その上位には赤色砂岩が形成されていることになり、層序的な類似性はきわめて高い。

一方、トランスバール累層群ホタゼル層の直下に存在するオンゲルク洪水玄武岩からは 22.22 ± 0.13 億年前という年代が得られている。オンゲルク洪水玄武岩は氷河性堆積物の堆積中に噴出したものであり、ホタゼル層はその直後に形成されたと考えられる。一方、ヒューロニアン累層群に貫入するニピシング・ダイアベースからは 22.19 ± 0.035 億年前という年代が得られており、ゴウガンダ層の堆積はこれ以前であることが分かっている。最近、ニピシング・ダイアベースの貫入時にゴウガンダ層を形成する堆積物はまだ未固結であった可能性が指摘された。したがって、ゴウガンダ層の堆積年代はほぼ 22.19 ± 0.035 億年前と考えることが出来る。

これらのことを総合すると、ヒューロニアン累層群のゴウガンダ層はトランスバール累層群のマクガニン・ダイアミクタイト層と同時期の堆積物である可能性が高く、我々の発見したマンガンの濃集は、このときの寒冷化（全球凍結）と酸素濃度の増大がグローバルイベントであったことを示す重要な証拠とみなすことができる。

4.3 硫黄同位体の質量非依存性分別効果

最近、約 24 億年前よりも古い堆積岩から、質量に依存した通常の変化からは大きくはずれる硫黄同位体の挙動（質量非依存性分別効果、略して MIF と呼ばれる）が発見され、注目を集めている（Farquhar et al., 2000）。このような挙動は、20 億年前以降には全くみられない MIF が生じる原因はよく分かっていないが、おそらく大気上層における光化学反応によるものだと考えられている（Farquhar et al., 2000）。現在はオゾン層によって太陽紫外線が吸収される結果、MIF がみられない。すなわち、堆積岩の記録から MIF がみえなくなるタイミングは、大気中の酸素濃度が増加して



第 4 図：地球史における大気中の酸素濃度の増大。

オゾン層が形成されたことを反映している可能性がある（Farquhar et al., 2000）。硫黄同位体の MIF は、実際には、大気中に還元的な硫黄化合物が存在することを反映しており、大気中の酸素レベルが 10^{-5} PAL（現在の相対値）を境に、たとえ大気上層で MIF が生じたとしても海底堆積物には記録されなくなる可能性も考えられる（Pavlov and Kasting, 2002）。紫外線吸収能という観点から見たオゾン層の成立条件は酸素レベルで 0.01 PAL と推定されており、24~22 億年前にはすでに実現していたと考えられている（Kasting, 1987）。

地層に記録されているさまざまな酸化還元指標が反映する酸素レベルはそれぞれ異なるはずであるから、複数の指標がどのようなタイミングで変化したのかを連続した地層において明らかにすることは重要である。

そこで、我々は、ヒューロニアン累層群を通じて硫黄同位体の MIF がどのように変化したのかについても調べている。その結果、実はヒューロニアン累層群においては顕著な MIF はみられないことが明らかになった。唯一、ヒューロニアン累層群最下部のリビングストーンクリーク層に取り込まれている礫岩中の硫化物にのみ、 $^{33}\text{S} = -1.7 \sim +3.6 \text{ ‰}$ という明らかな MIF の証拠がみられた。このことは、この硫化物の形成時には大気中の酸素濃度は非常に低かったが、ヒューロニアン累層群が形成されたごく初期にはすでに現在の 10^{-5} 程度以上になっていたことを示唆している。

これらの結果を総合すると、大気中の酸素濃度の増加は第 4 図のようなものであったのではないかと考えられる。

5. おわりに

興味深いことに、原生代初期の氷河時代終了後もない約 21 億年前の地層から、最古の真核生物の化石 (*Grypania spiralis*) が発見されている。真核生物は、細胞膜を補強するステロールのような生体化合物を合成するために酸素分子を必要とする。さらに、細胞内のミトコンドリアによって酸素呼吸を行なうために、周囲の酸素濃度が 0.01 PAL よりも高い必要がある。このことは、原生代初期の氷河時代後の酸素濃度の増加が真核生物の誕生につながったことを示唆する。

原生代後期の最後のスノーボールアース・イベント (約 6 億年前) の直後には、エディアカラ生物群として知られる大型生物化石の出現が知られている。これは最古の多細胞動物ではないかとも考えられているが、こうした生物の大型化にも酸素濃度の増加が重要であったと考えられており、スノーボールアース・イベントとの関連が議論されている。

このように、地球環境進化と生命進化とは強く結びついている可能性がある。原生代におけるスノーボールアース・イベントは、地球と生命の共進化に関する事例としても大変興味深いといえる。生命のほとんどが絶滅に至るであろう、この極限的な気候変動の実態解明には、従来の学問分野の枠を超えた多面的・総合的な研究が必要である。気象学・気候学、地質学、古生物学、地球化学などの分野の協力のもと、今後の研究の進展が大いに期待される。

参考文献

- Budyko, M.I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the earth, *Tellus*, **21**, 611-619.
- Caldeira, K. and J.F. Kasting, 1992: Susceptibility of the early Earth to irreversible glaciation caused by carbon dioxide clouds, *Nature*, **359**, 226-228.
- Farkuhar, J., J. Bao and M.H. Thiemans, 2001: Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle, *Science*, **289**, 756-758.
- Hoffman, P.F., A.J. Kaufman, G.P. Halverson and D.P. Schrag, 1998: A Neoproterozoic Snowball Earth, *Science*, **281**, 1342-1346.
- Ikeda, T. and E. Tajika, 1999: A study of the energy balance climate model with CO₂-dependent outgoing radiation: implication for the glaciation during the Cenozoic, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 349-352.
- Kasting, J.F., 1987: Theoretical constraints on oxygen and carbon dioxide concentrations in the precambrian atmosphere, *Precambrian Res.*, **34**, 205-229.
- Kasting, J.F., A.A. Pavlov and J.L. Siefert, 2001: A coupled ecosystem-climate model for predicting the methane concentration in the Archean atmosphere, *Origins of Life and Evol. of the Biosph.*, **31**, 271-285.
- Kirschvink, J.L., 1992: Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the Snowball Earth, *The Proterozoic Biosphere* (Schopf, J.W. and C. Klein eds.), Cambridge Univ. Press, 51-52.
- Kirschvink, J.L., E.J. Gaidos, L.E. Bertani, N.J. Beukes, J. Gutzmer, L.N. Maepa and R.E. Steinberger, 2000: Paleoproterozoic snowball Earth: Extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences, *Proc. Nat. Sci. Acad.*, **97**, 1400-1405.
- Pavlov, A.A. and J.F. Kasting, 2002: Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere, *Astrobiology*, **2**, 27-41.
- Pavlov, A.A., M.T. Hurtgen, J.F. Kasting and M.A. Arthur, 2003: Methane-rich Proterozoic atmosphere?, *Geology*, **31**, 87-90.
- Schrag, D.P., R.A. Berner, P.F. Hoffman and G.P. Halverson, 2002: On the initiation of a snowball Earth, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **3**(6), doi:10.1029/2001GC000219.
- Sellers, W.D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system, *J. Appl. Meteorol.*, **8**, 392-400.
- Tajika, E., 2000: Physical and geochemical conditions for Neoproterozoic Snowball Earth, *Proc. ISAS Lunar Planet. Sci. Symp.*, **33**, 131-134.
- Tajika, E., 2003: Faint young Sun and the carbon cycle: Implication for the Proterozoic global glaciations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **214**, 443-453.
- Tajika, E., 2004: Analysis of carbon cycle system during the Neoproterozoic: Implication for snowball Earth events, In *The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry, and Climate* (Jenkins, G., M. McMenamin, L. Sohl and C. Mckay eds.), *Geophysical Monograph Series*, **146**, American Geophysical Union, 45-54.
- 田近英一, 2005: 地球史における気候変動, 気象ハンドブック 第3版, 朝倉書店 (印刷中)。
- Tajika, E. and T. Matsui, 1992: Evolution of terrestrial proto-CO₂-atmosphere coupled with thermal history of the Earth, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 251-266.
- Walker, J.C.G., P.B. Hays and J.F. Kasting, 1981: A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9776-9782.

チベット高原の上昇は新第三紀以降のアジア・太平洋域の気候変化とアジアモンスーンの成立にどのような影響を与えたか？

大気海洋結合大循環モデル (MRI - CGCM) による数値実験結果から

安成 哲三・阿部 学 (名古屋大学 地球水循環研究センター) ・
鬼頭 昭雄 (気象研究所)

1. はじめに

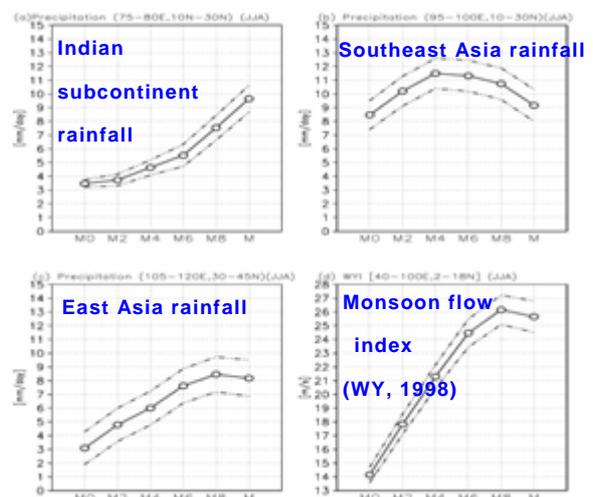
著者らは、気象研究所大気海洋結合気候モデル (MRI-CGCM version 1) を用いて、チベット高原の平均高度の違いが、全球およびアジア・ユーラシア地域の気候にどのような影響を与えるかについての数値実験を、平均高度を 0 m から現在の高度 (約 5000 m) のあいだで 5 段階 (M0, M2, M4, M6, M8, M; 例えば、M4 は現在高度の 40 % の平均高度を意味する) に分けて行った。その結果、チベット高原の上昇は、アジア・ユーラシア地域のみならず、全球的に大きな気候変化を引き起こすことが明らかになった。北半球夏季のアジアモンスーンと熱帯大気海洋系の変化に与える影響については、すでに 2 編の論文 (Abe et al., 2003; Abe et al., 2004) として報告している。このシンポジウムでは、これらの熱帯地域での変化に加え、高原の高度変化が、東アジア地域の冬季モンスーン気候やアジアの内陸の乾燥気候の形成にどのような影響を与えるか、また、大量積雪を伴う冬季の日本海側の気候の成立にどう影響しているかなどについて、この数値実験の結果と最近のテクトニクスの成果などを対比しつつ、議論したい。

2. 夏季アジアモンスーンと乾燥気候の成立

高原の上昇が夏季アジアモンスーンの成立に与える影響は全体として非常に大きい。その影響の現れ方は、地域によっても異なっている。高原の上昇は、モンスーンの降水域を高原の東南域を中心により内陸へ移行させるが、その地域的な影響は微妙に異なっている (第 1 図)。インドモンスーン域では、高原の高さと共にモンスーンは強くなっていくが、東南アジアモンスーンは、M4 ~ M6

期に最強となった後、モンスーン降水量は減少している。

これは、モンスーン循環に伴う降水域がより内陸に移行することに関連している。東アジアモンスーン降水量は、高度とともに増加し、M8 のステージで降水量は極大となる。



第 1 図：チベット高原の平均高度の変化に伴う地域ごとの夏季アジアモンスーン降水量の変化。インド (左上)、東南アジア (右上)、東アジア (左下) とモンスーン指数 (Webster and Yang, 1998) (右下) (Abe et al., 2003)。

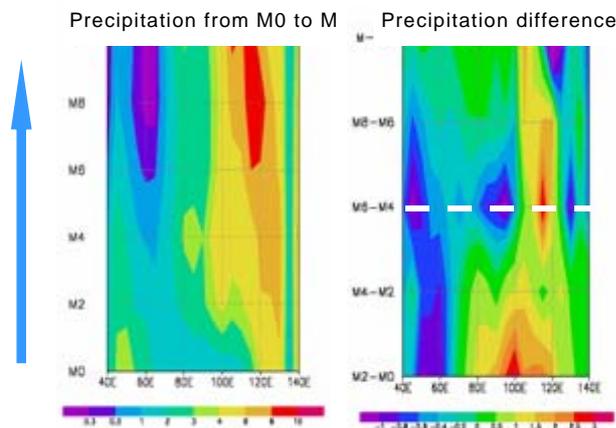
中央アジア・モンゴルの乾燥地域の拡大・強化は、高度の上昇とともに顕著となり、同時に東アジア域の降水量は大きく増加するという、乾湿気候の東西非対称パターンの強化が、高原の北縁の緯度付近に沿って現れることがわかった (第 2 図)。

3. 熱帯太平洋大気・海洋系の変化

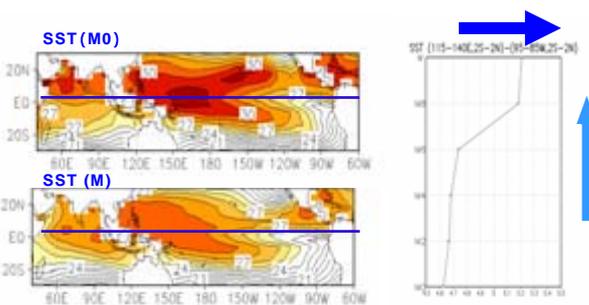
チベット高原の上昇は、熱帯東西循環 (Walker Circulation) あるいは北太平洋上の亜熱帯高気圧への影響を通して、赤道沿い

の熱帯大気・海洋系の状態にも大きく影響している。

高原の上昇とともに、東西循環が強まり、熱帯太平洋の大気・海洋系を、より東西のコントラストの強い状態、即ち、より La Nina 的な状態にしている。特に第 3 図に示すように、M6 から M8 のステージで、東西の海面水温勾配や東西循環が急に強くなっており、大気海洋系への影響には、高原がかなり高くなる必要があることを示している。この結果は、現在の西太平洋・海洋大陸域の暖水プールの形成にも、高原の存在が非常に重要であることを示唆している。



第 2 図：MRI-CGCM I で再現されたチベット高原の高度変化に伴う高原北縁（35～45°N）沿いの降水量の東西分布（右）とその変化率（左）の変化。



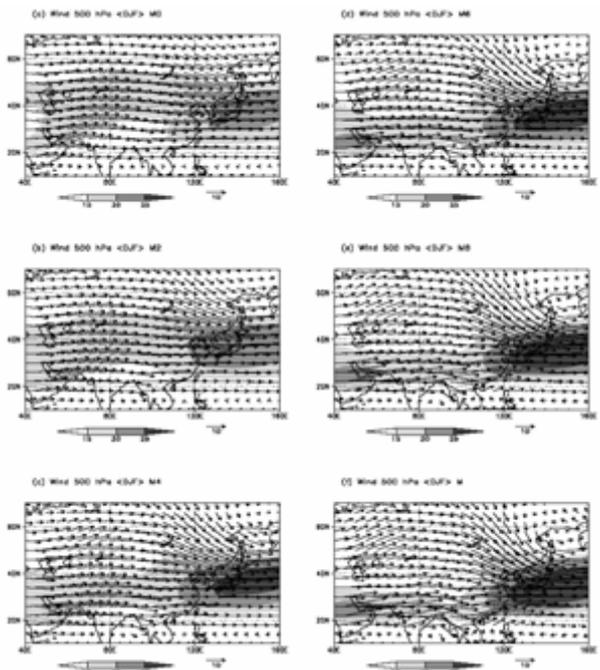
第 3 図：MRI-CGCM I で再現されたチベット高原の高度変化に伴う熱帯太平洋の海面水温変化。M6 から M8 ステージで、東西の水温勾配が大きくなっている（Abe et al., 2004）。

4. 冬季アジアモンスーンの成立

東アジアの冬季のモンスーンの形成（地上での北西季節風の強化、対流圏中上層での気

圧の谷と寒気団の強化、日本上空のジェット気流の強化など）もほぼ同じ M4 から M6 のステージで大きく変化し、現在の状態に近くなることが示された（第 4 図）。

興味深いことはこの同じステージに、現在の冬季のアジアでの大気循環系を特徴づけるチベット高原の南縁沿いの亜熱帯ジェット気流が出現することである。M0 から M4 までのステージでは、比較的弱いジェット気流が高原北方の 45°N 付近に位置していたのが、この M4-M6 のステージに高原の南に移動し、強化されている（第 5 図）。これらの変化は、高原の高さが現在のほぼ半分になることにより、高原の特に冬季の大気循環に与える力学的効果が明瞭になっていることを示している。

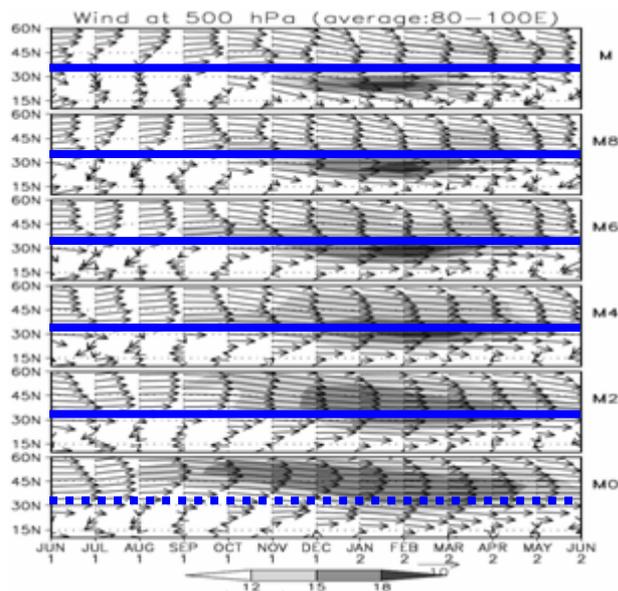


第 4 図：MRI-CGCM I で再現されたチベット高原の高度変化に伴う冬季対流圏中層（500 hPa）の風ベクトル変化。

ところで、このような高原の高さによる気候、大気循環系への影響の違いの数値実験結果は、アジアにおける古気候変化と高原の上昇の関係へはどのような意味づけができるであろうか。最近の地球テクトニクス研究におけるチベット高原上昇開始の年代については、まだその推定に大きな幅があるが、概

ね 1000 万年 ± 500 万年前頃であると主張する研究者が多いこと、また、上昇過程については、第四紀の氷期開始時期と現在に近い高度への到達は、オーダー的に同じ時期と判断できそうである。

一方、バイカル湖湖底堆積物や黄土高原レス堆積物による気候・環境解析研究の最近の成果との対比を行うと、東アジアの夏季、冬季モンスーンが開始された時期は、数値実験における高原高度の M4 ~ M6 ステージと対応できそうである。また、この時期は同時に、第四紀、即ち、氷期サイクルの開始前後ではないかと判断される。これらの推定とテクトニクな推定とは、整合的であることも明らかになった。レス高原におけるモンスーン気候と乾燥気候の交替の層序の開始時期も、高原の力学的効果が顕在化した時期とおそらく対応していると考えられる。



第 5 図：MRI-CGCM I で再現されたチベット高原の高度変化に伴う冬季対流圏中層（500 hPa）の高原付近での変化。高原南縁のヒマラヤ山脈の位置を太線でしめす。

5. 環日本海気候の成立

さらに、北陸地域を含む日本海側の気候は、冬の季節風の吹き出しとそれに伴う大量の積雪で特徴づけられる。この日本海側の積雪は、春から夏の融雪を通して、この地域の豊かな水資源を保証し、日本海側の豊かな生態系と水田稲作に代表される伝統的な農業を

維持してきた。では、いつ頃から、このような冬の気候は、どのように形成されたか。

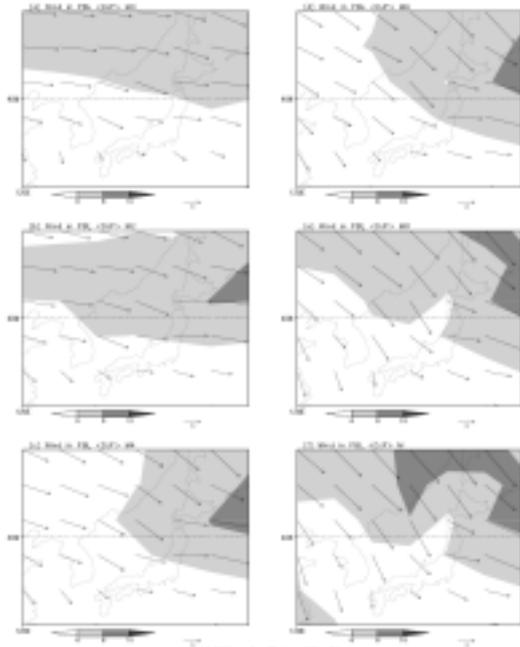
まず必要な条件は、もちろん、日本海の成立である。近年の地質学、地史学的研究は、約 1500 万年前、新生代第三紀後半、新第三紀とよばれる時代に日本列島の回転、折れ曲がりにより形成されたことを示している。しかし、豊かな水産資源を含む現在のような日本海になるためには、日本海が対馬海峡の存在により暖流が流入し、しかも冬季の大陸からの寒気の吹き出しによる表層水の冷却で鉛直混合が活発となり、海洋底層が酸化状態になっていることが重要である (Tada, 1994)。即ち、南（と北）が海峡で開いた海であること、冬季には大気により十分冷やされることが、豊かな日本海のために必要な条件である。この条件は同時に、日本海上の冬の気候に十分な水蒸気と熱の供給をもたらす条件ともなっている。

冬のシベリア高気圧に代表される大陸の寒気団はいつ頃から形成されたのか。これに密接に関わるユーラシア大陸でのテクトニクな変動が、チベット高原の成立である。チベット高原を段階的に上昇させて行った私たちの数値実験では、M4 ~ M6 ステージで急激にモンスーン気候となり、M6 ~ M8 で、ほぼ現在に近い状態の冬のモンスーンが出現することが明らかになった（第 6 図）。

とすると、大量降雪を伴う冬の日本海側の気候が開始されたのは、おそらく数百万年前頃、即ち、第三紀の末の比較的温暖な気候が卓越した時期であったとも推定される。

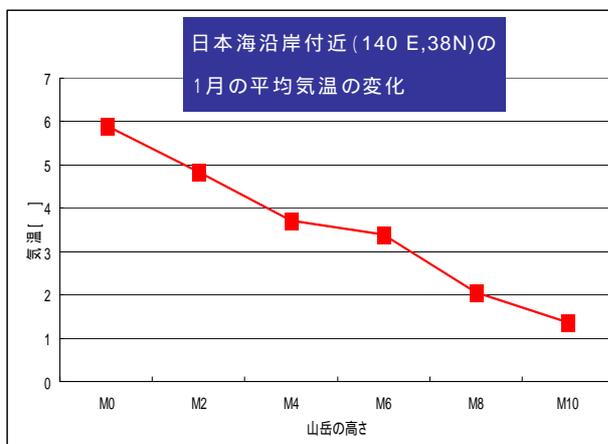
ただし、冬季に雪となるためには、冬季の気温低下が必要であり、この条件が満たされていたかどうか、課題として残されている。日本海沿岸の北陸地域の冬季気温も、現在降雪として降る限界である 3℃ 近くに下がるのが M6 ステージ（第 7 図）であり、これが第三紀末か第四紀の開始頃か、今後の課題である。

約 100 ~ 200 万年前頃に始まった第四紀には、全球的に非常に寒い氷期と現在のように暖かい間氷期の繰り返しが 10 万年程度の周



第 6 図：MRI-CGCM I で再現されたチベット高原の高度変化に伴う冬季日本海上の季節風の変化。

期で繰り返されており，日本海の海洋・気候もこの全球的な気候変動のサイクルに大きく影響されてきた (Oba et al., 1991) . 氷期には日本海の水位が低下し，海峡が閉じて湖になったため，無酸素状態の還元的な海洋環境となり，一部の凍結も含めた冷たい日本海のため，冬季における大気への水蒸気や熱の供給が不十分で，日本海側の雪は極端に少なくなったと推定される . 間氷期は，しかし，海面の上昇，参加的海洋環境，暖流の流入な



第 7 図：MRI-CGCM I で再現されたチベット高原の高度変化に伴う冬季 (1 月) 日本海上の気温変化。

どにより，現在のように大雪がもたらされる環境が形成されたはずである . 冬季の降雪積雪を保証する低温は，全球的な寒冷化傾向が進行していた第四紀になってはじめて現れた可能性もあり，とすると，第四紀の間氷期に，日本海側の積雪を伴う気候が出現したとも考えられる .

6. 今後の課題

気象研究所大気海洋結合気候モデル (MRI-CGCM version I) を用いて，チベット高原の平均高度の違いが，夏季・冬季のアジアモンスーン気候と熱帯太平洋域の大気海洋系にどのような影響を与えるかについての数値実験を，平均高度を 0 m から現在の高度 (約 5000 m) のあいだで 5 段階に分けて行い，その古気候学的意味づけを可能な限り試みた . 残された最も大きな問題は，高原の上昇のより正確な編年と古気候変化の対応である . また，今回の数値実験では，チベット高原だけの高度の違いによる古気候変化を評価したが，実際には，ほぼ同時期あるいは多少の時期を違えて，ロッキー山脈やアンデス山脈も隆起している . また，3.5 Ma 頃には，パナマ地峡の成立 (海峡の閉鎖) による熱帯海洋の大循環の変化も，気候変化の大きな要素と考えられている . 今後は，これらの地球表層におけるテクトニックな変化に関連した大気中の CO₂ 濃度変化や植生変化と，地球軌道要素の変化などを考慮しつつ，モンスーンアジアの古気候のモデリングをする必要がある .

参 考 文 献

- Abe, M., A. Kitoh and T. Yasunari, 2003: An evolution of the Asian summer monsoon associated with mountain uplift -Simulation with the MRI atmosphere-ocean coupled GCM-, J. Meteor. Soc. Japan, **81**, 909-933.
- Abe, M., T. Yasunari and A. Kitoh, 2004: Effects of large-scale orography on the coupled atmosphere-ocean system in the tropical Indian and Pacific Oceans in boreal summer, J. Meteor. Soc. Japan, **82**, 745-759.

Oba, T., M. Kato, H. Kitazato, I. Koizumi, A. Omura, T. Sakai and T. Tanimura, 1991: Paleo-environmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanography*, **6**, 499-518.

Tada, R., 1994: Paleoceanographic evolution of the Japan Sea, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**, 487-508.

アジアモンスーンの変動とダンスガード・オシュガーサイクル

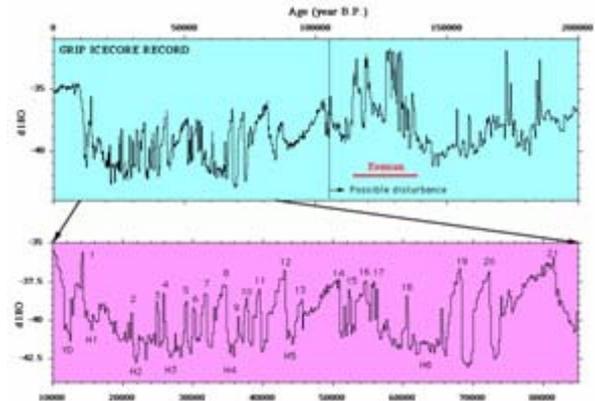
多田隆治・横山祐典・長島佳菜・木戸芳樹（東京大学 大学院理学系研究科）

1. はじめに

筆者が参加し、1989年夏に行なわれた国際深海掘削計画日本海航海では、日本海深部の4地点において掘削を行なったが、全ての掘削地点において、数cm～数10cmでくり返される明灰色と黒灰色のリズミカルな互層が海底面から100m以上に渡って回収された。これらの明暗互層は、日本海深部全域に渡って同時に堆積したもので、日本海が、過去百万年間以上に渡って、一つのシステムとして何らかの古気候・古海洋変動にตอบสนองして、その環境を変化させた事を示すと考えられた（Tada et al., 1992）。しかし、各々の明色層、暗色層が表す期間は、数百～数千年程度であり、当時から知られていた氷期間氷期サイクルなどの環境変動周期よりも一桁以上短く、それがどのような古気候・古海洋変動を反映しているのかは謎であった。

この日本海に堆積した明暗互層の研究が進んでいたころ、グリーンランド氷床頂部で掘削された氷床コアの酸素同位体比の分析結果が公表された（Dansgaard et al., 1993; Taylor et al., 1993）。氷床は、降雪が埋没過程で圧密を受けて氷となったもので、その酸素同位体比は、降雪時の気温を反映する。公表された結果は、驚くべきものだった。即ち、今から7万年前から2万年前にかけての最終氷期には、数百年から数千年継続する温暖期（亜間氷期と呼ばれる）と寒冷期（亜氷期と呼ばれる）の20回に及ぶくり返しの存在が明らかにされたのである（第1図）。更に着目すべきは、亜氷期から亜間氷期への変化の温度幅が10度以上に及び、それに要する期間も、数年から数十年と極めて短い点である（Dansgaard et al., 1993）。この変動は、突然かつ大規模な気候変動として注目を浴び、その発見者にちなんで、ダンスガード・オシュガーサイクル（以下ではDOCと呼ぶ）と呼ばれた。筆者らが、DOCと日本海堆

積物に見られる明暗互層の間の関係に気づくまでに、それほど長い時間はかからなかった。



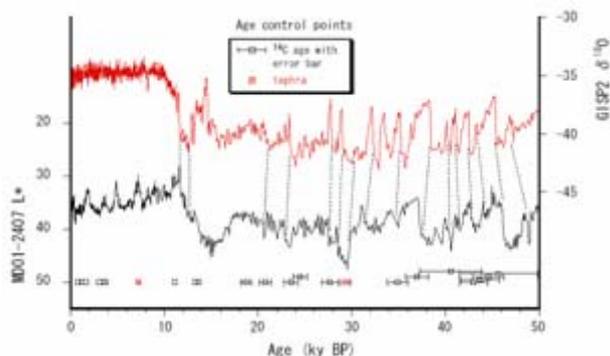
第1図：グリーンランド氷床コアから得られた過去20万年間の氷の酸素同位体比変動記録。酸素同位体比は、積雪時の気温を反映し、同位体比が重い時期が温暖期に対応する。Dansgaard et al. (1993)に基づく。

2. DOCと日本海堆積物の明暗縞

ODP日本海掘削が終わって間もない頃、可視領域の反射スペクトルを簡便迅速に計測できるポータブルな色測計が発売され、筆者らは、早速その堆積物への応用を試みた。日本海深部からピストンコアで採取された堆積物の色を連続的に測定し、その深度方向の変化を調べた所、その（特にL*と呼ばれる明るさの指標の）深度方向の変動パターンが、グリーンランド氷床コアの酸素同位体の変動パターンとよく似ている事に気づいた。そこで、日本海堆積物について、¹⁴Cや火山灰などを用いて詳しく年代を調べて時系列データ化し、グリーンランド氷床コアの酸素同位体比と比較した所、両者の変動パターンは、年代測定誤差の範囲内で一致し、亜間氷期と呼ばれる温暖期に暗色層が、亜氷期と呼ばれる寒冷期に明色層が堆積していた事が明らかになった（第2図）。即ち、最終氷期のグリーンランドにおいて、DOCと呼ばれる急激

な気温変動を引き起こした現象が、なんらかの過程を経て日本海堆積物の色の変化を引き起こしたと考えられる。

そもそも、日本海堆積物の色の明るさもしくは暗さは、何を反映しているのだろうか？一般に、泥質堆積物の暗さは、有機物の含有量を反映している事が多いが、日本海堆積物も例外ではなく、その L^* と有機炭素含有量の間には、明瞭な正相関が見られた。実際に、有機炭素量分析を行うと、明色層の有機炭素含有量は、0.5~1%程度であるのに対し、暗色層では1.5~5%にも及ぶ。過去数万年間に堆積した日本海堆積物中の有機物は、その組成分析から、その主体が海洋性プランクトン起源であると考えられる。従って、日本海表層におけるプランクトン生産量の変動が、DOC に連動して変動していた事になる。では、日本海表層における生物生産は、何に規定されているのだろうか？



第2図：グリーンランド氷床コア（GISP2）の酸素同位体比と日本海隠岐堆よりえられた堆積物（MD01-2407）の明度（ L^* ）の過去5万年間の変動の比較。2つのプロファイルは、 ^{14}C 年代測定の誤差の範囲で、一致している。木戸ほか（未公表データ）による。

3. 日本海におけるリン収支と東アジア夏季モンスーン

海洋表層における生物生産は、リンや窒素などの栄養塩の供給量により規定される。このうち、窒素は、窒素固定により大気から取り込む事が可能であるが、リンは、大気から取り込む事が出来ないため、数年より長いタイムスケールでは、生物生産を制限する元素

であると考えられている。海洋表層へのリンの供給過程としては、リンをたくさん溶かし込んだ深層水の湧昇、河川からの供給、風成塵からの溶出などがあるが、現在の日本海におけるリンの循環を調べると、表層における生物生産に消費されるリンの半分強が対馬暖流により、残りの半分弱が湧昇により供給されており、それ以外の供給源は無視できるほど小さい。従って、湧昇の強さは、対馬暖流によるリンの供給と並んで、表層における生物生産の制御要因と考えられる。しかし、日本海は閉鎖された海洋であり、そこにおけるリンの滞留時間は90年足らずに過ぎない。その為、湧昇が強まっただけでは、100年を超える期間に渡って表層における生物生産を高いレベルに保ち続ける事は出来ない。一方、日本海堆積物中の暗色層の堆積期間は、数百年から数千年継続しているので、それを支えるには、対馬暖流により日本海の外からリンが供給される事が必要である。

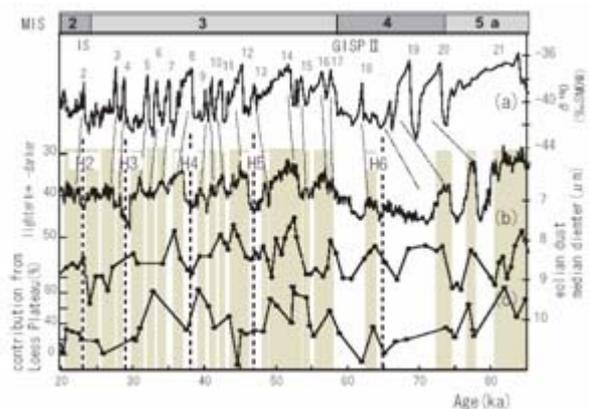
DOCの亜間氷期の日本海においては、亜氷期の2~5倍の速度で有機物が堆積している。従って、亜間氷期には、亜氷期の2倍以上のリンが対馬暖流によって日本海にもたらされたものと想像される。では、DOCの亜間氷期に、何故日本海へ流入するリンの量が2倍以上増えたのだろうか？日本海に流入する対馬暖流は、黒潮分岐流に起源を発するが、東シナ海沿岸水も少なからず寄与している。黒潮分岐流は、高温、高塩分、低栄養塩濃度で特徴付けられるのに対し、東シナ海沿岸水は、低温、低塩分、高栄養塩濃度で特徴付けられ、特にリンの濃度は、黒潮起源水の数倍に達する。従って、東シナ海沿岸水の対馬暖流への寄与率が変動すれば、日本海へ流入するリンの量もそれに連動して変化する事が期待される。

東シナ海沿岸水は、揚子江を主体とする大陸河川から流出した淡水が大陸棚上で黒潮起源水と混合する事により形成される。従って、その大陸棚上での広がりや、河川流出量を反映すると思われる。揚子江の集水域は、東アジアの夏季モンスーン降水域に当たる。そのため、その河川流出量は、夏季モンスー

ンの強度を反映する事が予想される。そこで、Tada et al. (1999) は、DOC に連動した夏季モンスーン強度の変動が、揚子江の流出量変動とそれに伴う東シナ海沿岸水域の拡大縮小、日本海へのリンの流入量の変動を通じて、日本海における明暗互層の堆積を引き起こしたと考えた。その後、中国南京郊外の Hulu Cave の石筍の酸素同位体比の分析から DOC に連動して東アジア夏季モンスーン強度が変動した事が示され (Wang et al., 2001) , この仮説の妥当性が示された。

4. DOC に連動した偏西風軸の南北振動

中国内陸部における古土壌分布の時代変化に関する研究は、上に述べた様な夏季モンスーン強度の変動が、夏季モンスーンフロントの南北移動を伴っている事を示唆した (An et al., 2000) 。夏季モンスーンフロントの位置は、偏西風軸の位置と密接に関係していることから、DOC に連動して偏西風軸の南北振動が起こっている可能性がある。そこで、筆者らのグループは、日本海堆積物中に含まれる風成塵粒子の粒度および起源の時代変化と DOC の関係を調べた (Nagashima, 2005) 。その結果、DOC に連動して、風成塵の粒度が変動し、亜間氷期にはその粒度が減少した事、その時には中国西方砂漠起源の風成塵の割合が増えた事、逆に、亜氷期には、風成塵の粒度が増大すると共にシベリア～中国北東部起源の風成塵の割合が増し、また、北方に向かって粒度が増大する事、などが明らかになった (第3図) 。この事は、DOC の亜間氷期には、中国西方砂漠で巻き上げられて偏西風に乗って運ばれた風成塵が日本海に供給され、亜氷期にはシベリア～中国東北部から冬季モンスーン風により運ばれた風成塵が日本海に供給された事を示し、亜氷期には、偏西風軸が南下した事を示唆すると考えられる。即ち、日本海上空においては、DOC に連動して偏西風軸が、亜間氷期には北へ、亜氷期には南へ移動したと考えられる。



第3図：日本海隠岐堆積物における明暗互層 (a) と風成塵の粒度 (b) , 中国西方砂漠黄土台地起源の風成塵の寄与率 (c) の関係。長島ほか (未公表データ) による。

5. まとめ

DOC に連動した偏西風軸の移動は、最近、地中海域においても示唆されている (Moreno et al., 2002) 。ただし、地中海においては、亜間氷期に南下し、亜氷期には北上したと解釈されている。もしこれが本当であれば、偏西風軸の単なる南北移動と言うよりは、偏西風波動が二つのモード間で振動している事を示唆しているのかも知れない。そして、そうした2つの偏西風波動モードを生み出す上で、北半球氷床およびヒマラヤチベットの存在が重要な役割を果たしている可能性がある。

参考文献

- An, Z., S.C. Porter, J.E. Kutzbach, W. Xihao, W. Suming, L. Xiaodong, L. Xiaoqiang and Z. Weijian, 2000: Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon, *Quat. Sci. Rev.*, **19**, 743-762.
- Dansgaard, W., S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, C.U. Hammer, C.S. Hvidberg, J.P. Steffensen, A.E. Sveinbjornsdottir, J. Jouzel and G. Bond, 1993: Evidence for general instability of past climate from 250 kyr ice core record, *Nature*, **364**, 218-220.

- Moreno, A., I. Cacho, M. Canals, M.A. Prins, M.F. Sanchez-Goni, J.O. Grimalt and G.J. Weltje, 2002: Saharan dust transport and highlatitude glacial climatic variability: The Alboran Sea record, *Quat. Res.*, **58**, 318-328, 2002.
- Nagashima, K., 2005: Reconstruction of millennial-scale variation in eolian dust transport path to the Japan Sea based on grain size and ESR analyses, PhD Thesis, Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo.
- Tada, R., T. Irino and I. Koizumi, 1999: Land-ocean linkage over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea, *Paleoceanography*, **14**, 236-247.
- Tada, R., I. Koizumi, A. Cramp and A. Rahman, 1992: Correlation of dark and light layers, and the origin of their cyclicity in the Quaternary sediments from the Japan Sea, *Proc. Ocean Drill. Progr., Sci. Res.*, **127/128**, 577-601.
- Taylor, K.C., G.W. Lamorey, G.A. Doyle, R.B. Alley, P.M. Grootes, P.A. Mayewski, J.W.C. White and L.K. Barlow, 1993: The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change, *Nature*, **361**, 432-436.
- Wang, Y.J., H. Cheng, R.L. Edwards, Z.S. An, J.Y. Wu, C.C. Shen and J.A. Dorale, 2001: A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China, *Science*, **294**, 2345-2348.

サンゴが語る過去の気候変動

茅根 創（東京大学 大学院理学系研究科）

1. はじめに

現在課題になっている「地球環境問題」の時間スケールは 100 年である。100 年先の気候を予測するためには、少なくとも過去数 100 年間の大気-海洋系変動の挙動と仕組みを理解しなければならない。また、将来の気候変動は、二酸化炭素濃度倍増という現在とは異なる条件下で起こるから、予測のために走らせている気候モデルの妥当性を検証するために、過去の異なる気候モードにおける変動がモデルによって正しく復元できているかを確認することも重要である。

氷床コアや海底コアなどの地質試料は、過去数 10 万年間の気候変動を記録している。しかしその時間分解能は、通常は 100 年から 1000 年で、数年から数 10 年スケールの変動を解析するには粗すぎる。これに対して、サンゴや木の年輪は、年輪をさらに細かく分析することによって、過去数 100 年間の気候変動の記録を、月単位で復元することができる。

サンゴ年輪は、観測記録が乏しい熱帯海洋の環境情報を記録している。そのため、地球規模の気候に大きな影響を与える熱帯の大気-海洋系変動である ENSO などの長期変動を中心に、1990 年代以降多くの研究がなされてきた。本稿では、サンゴ年輪から読み取ることができる環境情報と太平洋における水温・塩分の長期復元の研究について紹介した後、塩分復元の試みについてまとめ、今後の研究を展望する。

2. サンゴ年輪が持つ環境情報

2.1 年輪とその採取

サンゴ礁をつくる造礁サンゴ（以下、サンゴ）は、体内に共生藻を持ち、熱帯・亜熱帯の浅い海に棲息する。直径数 mm の個体が分裂して群体をなし、その下部に塊状、枝状、テーブル状など様々な形態の炭酸カルシウム骨格を作る。塊状のサンゴは同心球状に成長して、沈着する骨格密度が季節的に変化することによって年輪が刻まれる。成長速度は 1~2 cm/年で、群体の大きさは 5 m に達するものもあるから、数 m の群体は過去数 100 年間の環境情報を記録している。

年輪による古環境復元に用いるサンゴとしては、インド洋・太平洋ではハマサンゴ属 (*Porites*) が利用される。ハマサンゴは、広域に分布するため地域間の比

較が可能で、緻密な骨格を沈着するため高い時間分解能での分析に適している。水中ボーリングでコアを採取し（第 1 図）、厚さ数 mm のスライスを切り出し、軟 X 線写真撮影によって年輪を確認する（第 2 図）。確認された年輪の直交方向に（成長軸に沿って）試料を削り出し、様々な化学成分を分析して、その変化を環境情報に読み替える。1 cm 幅の年輪を 1 mm ごとに削り出せば、ほぼ月単位の時間分解能が得られる。

2.2 年輪に含まれる環境情報

環境情報は、骨格沈着時に骨格に記録される。骨格密度や年輪の幅も、水温や日射などに対応して形成されるから、環境情報の記録者である。コアに UV を照射した時に発する蛍光は、骨格密度の変化に対応した河川流量の変化を記録している (Barnes and Taylor, 2001)。

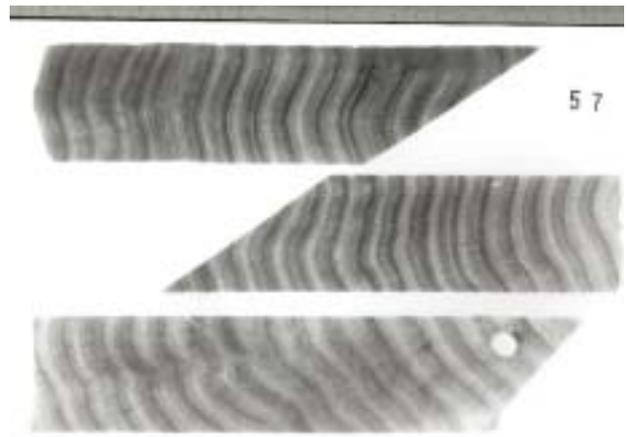
サンゴ骨格は炭酸カルシウム (CaCO_3) だから、その中に含まれる様々な化学成分の変化を環境情報と定量的に比較することができる。炭酸カルシウムを構成する酸素と炭素それぞれの安定同位体比と、カルシウムと置換して含まれる 2 価の金属元素濃度（カルシウムとの比で表す）が、骨格中に記録される主要な化学指標である。

サンゴ骨格中の酸素安定同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) は、骨格沈着時の周囲の海水温と、海水の酸素同位体比とに規定される。海水の酸素同位体比は、海水の混合と蒸発、降水によって決定されるから、概ね塩分と対応する。蒸発の際には軽い同位体の方が蒸発しやすいため、海水の酸素同位体比は重くなる。一方、降水の酸素同位体比は海水より軽いから、降水による塩分低下は、海水の酸素同位体比を軽い方にシフトさせる。従って、サンゴ骨格の酸素同位体比は、水温と塩分の情報を持っている。骨格の酸素同位体比が軽いことは高水温または低塩分（高降水量・低蒸発量）に、重いことは低水温または高塩分（低降水量・高蒸発量）に対応する。

炭酸カルシウムのカルシウムを置換して取り込まれる金属イオンの量は、海水の温度や海水中の金属イオン濃度によって変化するから、こうした微量金属元素の濃度は、様々な環境情報を持っている。このうち、ストロンチウムとマグネシウムが取り込まれる分配係数は温度に依存するため、Sr/Ca 比と Mg/Ca 比は海水



第 1 図：サンゴ年輪コアの水中ボーリングによる採取．動力は高压空気．径 65 mm の円柱状のコアを採取できる．



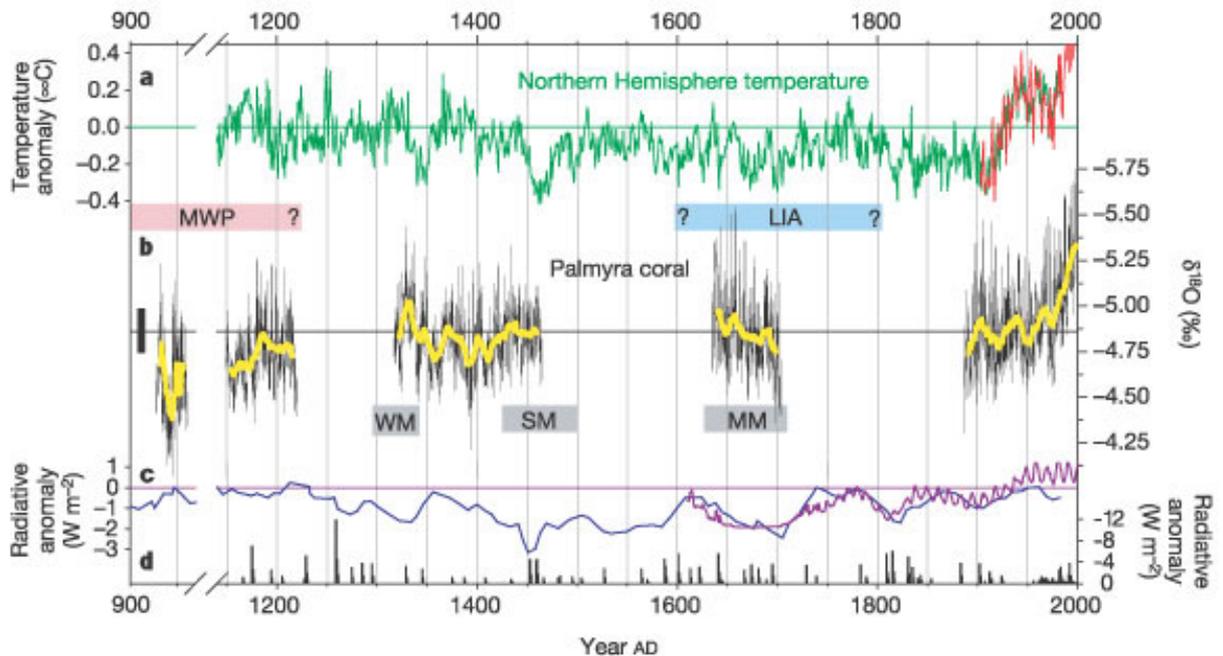
第 2 図：コアの軟X線写真．濃い部分が夏の高密度バンド，薄い部分が冬の低密度バンド．

温の指標として用いられる．また，バリウムは表層水より深層水と陸水に多く含まれるため，Ba/Ca 比は湧昇や陸水流入量の指標になる．

こうした様々な化学成分は，サンゴの生物効果を経て骨格中に取り込まれる．従ってサンゴ年輪から過去の環境情報を復元する際には，先ず観測記録の得られる期間について年輪記録と観測記録とを比較して校正曲線を得，それに基づいて観測記録が得られない過去の環境情報を復元しなければならない．

3. ENSO の長期復元

熱帯の環境情報の高時間分解能の記録者というメリットを活かして，熱帯太平洋の東西様々な地点から，100 年以上の長期記録を持つサンゴ年輪が採取され，水温・塩分変動の復元，ENSO 周期などの解析が進められている．El Niño の際には，熱帯西太平洋では水温・降水量が減少し，中央・東太平洋では増加する．La Niña の際はこの逆になる．水温・降水量の減少は，いずれもサンゴ年輪の酸素同位体比が低くなる方向に，増加は高くなる方向に働くから，うまいことに ENSO シグナルは，酸素同位体比の変動として現れる．



第 3 図：過去 1100 年間の，a) 北半球の気温変化 (Mann et al., 1999)，b) パルミラのサンゴ年輪の酸素同位体比変動，c) 太陽黒点変動から推定された太陽放射のアノマリー，d) 火山活動から推定される日射変動．Cobb et al. (2003) の Fig. 5.

タラワ環礁 (1°N, 172°E: Cole et al., 1993), マイアナ環礁 (1°N, 173°E: Urban et al., 2000), パルミラ島 (6°N, 162°W: Cobb et al., 2003), ガラパゴス諸島 (0.5°S, 91°W: Dunbar et al., 1994) など, 赤道沿いの太平洋中部から東部の年輪記録において, 20 世紀後半になって酸素同位体比が低くなる (= 水温上昇・塩分低下) 傾向が見いだされている。

水温上昇・塩分低下は, パルミラとマイアナでは, とくに 1976 年の太平洋 10 年振動 (PDO) のレジームシフト後に顕著に見られる。1976 年のシフトによって太平洋が東西の水温勾配が小さい El Niño 的 (El Niño-like) モードに入り, 実際の El Niño の頻度も高くなったとの指摘がある (Urban et al., 2000; Linsley et al., 2000)。検証のためには, ENSO シグナルのもう一つの極である熱帯西太平洋の記録の解析が必要である。また, この傾向が 10 年振動の一部なのか, あるいは地球温暖化の影響によるものなのかを, より長い時間スケールの記録の中に位置づけて検討する必要がある。

マイアナとラロトンガ島 (21.5°S, 159.5°W: Linsley et al., 2000) における, それぞれ過去 155 年, 271 年の年輪には, PDO に対応する水温・塩分の変動が記録されていた。観測記録のある 20 世紀の PDO とラロトンガの年輪記録はよく一致し, 南太平洋亜熱帯循環中央部において北太平洋の PDO と同期した変動が起こっていること, それが 18 世紀まで遡れることが明らかになった。変動の周期は, 平均 14 年である。

ENSO の周期や規模が, こうした広域・長周期の大気・海洋の状態変化と, どのような関係にあるのか, あるいはないのかが次の課題となる。Urban (2000) は, 中部・東太平洋の水温が高く東西の水温勾配が小さい El Niño 的モードの時期には実際の El Niño の頻度も高く, これとは逆に水温勾配が大きい La Niña 的モードの時には頻度が小さくなることを議論している。しかし, 155 年の記録では 10 年以上の長周期変動と ENSO シグナルとの関係を解析するには十分とはいえない。

Cobb et al. (2003) は, パルミラ (6°N, 162°W) において, 台風で打ち上げられた化石サンゴを用いて, 10, 12, 14-15, 17, 20 世紀の 5 つの時期の年輪の酸素同位体比変動を測定し, 酸素同位体比によって示される海洋の平均的状況や, 他の外的要因 (北半球の気温, 小氷期などの気候条件や火山活動, 太陽活動) と, ENSO 頻度・規模を比較した (第 3 図)。その結果, ENSO の頻度・規模は海洋や気候の平均的な状態とは独立で

あり, これらは ENSO システム内部の変動であると考えられるべきであると結論している。

彼らのデータによれば, 20 世紀後半に匹敵するほど強く, 頻繁な ENSO が, 17 世紀に認められる。17 世紀は, 北半球高緯度域では小氷期という寒冷期で知られるが, 太平洋中部のパルミラでは高水温・低塩分であった。一方, 太平洋西南のグレートバリアリーフのサンゴ年輪からは, 17 世紀に低水温・高塩分だったことが示されている (Hendy et al., 2002)。このことは El Niño 的モードだった時期に ENSO の頻度と規模が大きかったことを示しており, 海洋の平均的状態と ENSO との間にまったく関係がないとする彼らの主張はうなずけない。他のサンゴ年輪記録が多い, 18, 19 世紀についても, 他の地点の結果と面的に比較することが必要だろう。

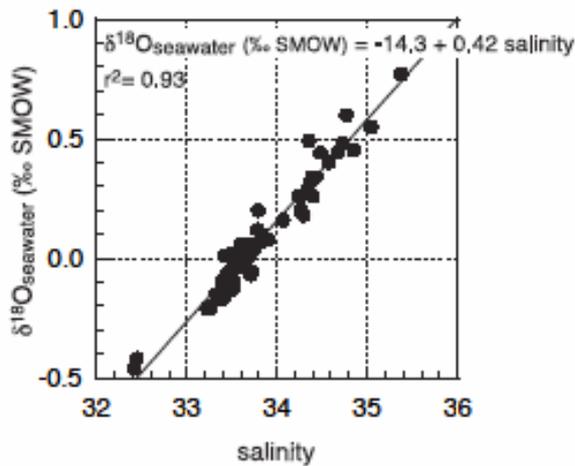
4. 塩分変動の復元

4.1 現在の塩分と海水・骨格中酸素同位体比

高水温・低塩分と低水温・高塩分はそれぞれ, 酸素同位体比の変化に対して同じ方向に働くことから, これまでのサンゴ年輪による ENSO 長期復元では, 酸素同位体比をそのまま ENSO の指標として示すことが多かった。しかし, 水温と塩分は必ずしも時間的・空間的に同期して変化するわけではない。また, 気候モデルによって得られる大気・海洋変動の結果とサンゴ年輪の結果を定量的に比較するためには, 水温, 塩分それぞれを独立に定量的に復元することが必要である。

水温には Sr/Ca など直接の指標があるが, 塩分にはないため, その復元の例は少なかった。水温と塩分両方の指標である酸素同位体比と, 水温だけの指標である微量金属を同時に測定した場合でも, 年輪の酸素同位体比変動から水温の影響を取り除いた差分を, 塩分の値に変換した例はなかった (Gagan et al., 1998; Hendy et al., 2002)。これは, これまで海水の塩分・海水の酸素同位体比・骨格の酸素同位体比の三者の関係を定量的に検証した例がなかったためである。塩分は, 降水量と蒸発に関する情報を持っており, その変化を独立に求めることはきわめて重要である。

Morimoto et al. (2002) は, 熱帯西太平洋のパラオ諸島において 1998 年から 2000 年まで 2 年半にわたって, 2 週間ごとに海水試料を採取して, その塩分と酸素同位体比を測定した。その結果, 両者の間にはきわめて高い正の相関があり, $^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$ (海水の酸素同位体比: ‰) = 0.42 SSS (塩分) - 14.3 [$r^2 = 0.93$] と



第4図：パラオ諸島における1998-2000年の海水の¹⁸Oと塩分の関係 (Morimoto et al., 2002)。

という関係式が成り立つことを示した(第4図)。

海水の酸素同位体比と塩分の関係は、この塩分範囲では直線的である。しかし実際には、蒸発による濃縮と降水による希釈の効果は、酸素同位体比と塩分とで異なるから、両者の関係は低塩分側では傾きは0になる。関係式の勾配も、蒸発の効果が大きいほど傾きが大きくなる。

Morimoto et al. (2002) はさらに、海水の同位体比と実測された水温とから、骨格中に記録されるはずの酸素同位体比を見積もった。見積もられた値は、実際のサンゴ骨格中の酸素同位体比とよく一致することから、年輪の酸素同位体比から水温情報を差し引くことによって塩分変動を定量的に復元できることを示した。

4.2 過去の塩分変動の復元

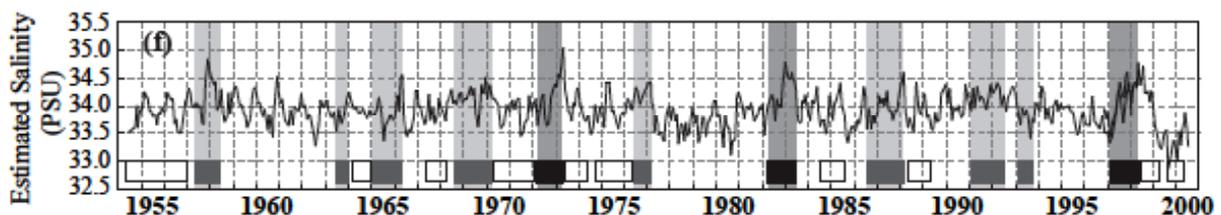
この結果に基づいて、Iijima et al. (2005) は、同じパラオ諸島(8°N, 134°E)のサンゴ年輪の酸素同位体比を測定して、観測された水温の寄与を差し引いて、1954~2000年の塩分変動を復元した(第5図)。塩分変動のグラフには、1972~73年、1982~83年、1997

~98年のEl Niñoの際の低降水量による高塩分のアノマリーが明瞭に現れている(濃い影の部分)。しかしながら、他のEl Niñoの際には顕著な塩分アノマリーは認められない。高塩分のアノマリーが認められた3回は、強いEl Niño(SOI < -2.0が2ヶ月以上継続)が発生した時期である。

パラオ諸島は、西太平洋の高水温・低塩分海域(Western Pacific Warm and Fresh Water Pool)の西端に位置する。パラオ年輪の結果は、弱いEl Niñoの際にはこの海域の東側だけが低塩分化するのに対して、強いEl Niñoの際には全域が低塩分化することを示す。一方、低水温のアノマリーはいずれのEl Niñoにも現れている(このため、サンゴの酸素同位体比にも、正のアノマリーが認められる)。このことは、水温と塩分の挙動に差が見られることを示している。

また、第5図によれば、過去45年間に塩分の長期的変化傾向は認められない。一方、熱帯東太平洋では、20世紀後半の低塩分化が示唆されている。太平洋全体としては塩分の東西勾配が小さくなって、El Niño的模式になったといえる。

そうした中で、1998年低塩分アノマリーは、過去50年間で最大規模だったことがわかる。これは1998~2000年のLa Niñaに伴うものである。過去50年間にLa Niñaに伴う水温と塩分のアノマリーは1998~2000年以外には認められない。しかも1998年の高水温も、1999年の低塩分も過去50年間で最大規模であった。パラオ諸島のサンゴ群集は、このLa Niñaによって白化して群集が6分の1以下に衰退してしまった(Kayanne et al. 2002)。1997~98年に世界中で起こった高水温による大規模な白化をもたらしたEl Niño-La Niñaは、少なくとも過去50年間で最大規模の異例なものであったことが、年輪記録に示されている。



第5図：パラオ諸島における1955~2000年の塩分変動(Iijima et al., 2005)。サンゴ年輪の酸素同位体比から、観測によって得られた水温による寄与を差し引いて海水の酸素同位体比の変動を求めた後、第4図の関係式を用いて塩分の値に変換。図下段のボックスは、黒、グレイ(とそれぞれ濃淡の影)、白いボックスが、強いEl Niño、弱いEl Niño、La Niñaを、それぞれ示す。

5. サンゴ年輪解析の今後の展開

5.1 化石サンゴを用いた完新世・更新世の塩分復元

氷期の化石サンゴ年輪の解析によって、氷期の熱帯海域の水温低下が5度以上と、深海底コアの微化石群集から推定される2度以下より低かったという重要な指摘がなされている (Beck et al., 1992; McCulloch et al., 1999)。

完新世から氷期、最終間氷期の様々な年代のサンゴ年輪の酸素同位体比の周期解析を行い、ENSOは氷期には弱かったが、氷期・間氷期を通じて存在したことが、20世紀のENSOの規模がもっとも大きいことが示された (Tudhope et al., 2001)。さらにこの結果では、ENSO変動がもっとも弱かったのは中期完新世であることが示された。これは、中期完新世にモンスーン変動が強化したためにENSOが弱まったというモデルの結果 (Liu et al., 2000) と一致する。

古塩分復元については、Gagan et al. (1998) が、グレートバリアリーフの化石サンゴの解析によって、中期完新世には水温が1度高く、塩分が酸素同位体比にして0.5‰高かったことを示した。塩分が高かったことは、中期完新世にモンスーンが強化したと整合的である。

しかしながら、これまで化石サンゴ年輪の酸素同位体比から塩分を定量的に復元した例はない。化石サンゴによって完新世、氷期、間氷期の塩分を、水温とともに復元して、当時の大気・海洋系の変動を明らかにすることが望まれる。

5.2 インド洋ダイポール変動との関係

過去150~200年間のサンゴ年輪の解析は、セイシェル (Charles et al., 1999)、ケニヤ (Cole et al., 2000)、紅海 (Felix et al., 2000) などインド洋のサンゴについても行われている。いずれも、酸素同位体比の周波数解析の結果をENSO変動と比較して、10年スケールでの同期を議論している。

インド洋では、ダイポール変動というENSOとは独立した大気・海洋相互作用が発見された (Saji et al., 1999; 本シンポジウム山形講演)。これまで、様々な現象をENSOと関係づけて説明しようという試みが多かったが、こうした思いこみを取り払って、再度解析することが必要である。また、ダイポール変動は季節にアンカーされた変動であり、月単位の時間スケールでの変動の解析が必要である。

インドネシア西岸のサンゴ年輪からは、すでに1997年のダイポールに同期した湧昇の強化とこれに伴って

赤潮が発生したこと、それがパラオで見られたと同様、過去に例を見ないほど大規模だったことが、年輪の酸素同位体比や微量金属の測定から明らかにされている (Abram et al., 2003)。しかし、1997年はEl Niñoも同時に発生した。ダイポール変動を過去に遡り、ENSOやモンスーン変動との関係を明らかにするとともに、インド洋赤道に沿った他の地点でも、ダイポール変動に伴う変動が記録されていることを確認することが急がれる。

まず観測によってダイポール変動が確認された過去数10年について、ダイポール変動による降水と水温のアノマリーが、サンゴ年輪に記録されていることを確認した後、こうしたアノマリーを、観測記録をこえる過去に延長して、水温と塩分の復元を行い、その変動の周期やENSOとの同期を検討する必要がある。

参 考 文 献

- Abram, N.J., M.K. Gagan, M.T. McCulloch, J. Chappell and W.S. Hantoro, 2003: Coral reef death during the 1997 Indian Ocean Dipole linked to Indonesian wildfires, *Science*, **301**, 952-955.
- Barnes, D.J. and R.B. Taylor, 2003: On the nature and causes of luminescent lines and bands in coral skeletons, *Coral Reefs*, **19**, 221-230.
- Beck, J.W., R.L. Edwards, E. Ito, F.W. Taylor, J. Recy, F. Rougerie, P. Joannot and C. Henin, 1992: Sea-surface temperature from coral skeletal strontium/calcium ratios, *Science*, **257**, 644-647.
- Charles, C.D., D.E. Hunter and R.G. Fairbanks, 1997: Interaction between the ENSO and Asian monsoon in a coral record of tropical climate, *Science*, **277**, 925-928.
- Cobb, K.M., C.D. Charles, H. Cheng and R.L. Edwards, 2003: El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium, *Nature*, **424**, 271-276.
- Cole, J.E., R.G. Fairbanks and G.T. Shen, 1993: Recent variability in the Southern Oscillation: isotopic results from a Tarawa Atoll coral, *Science*, **260**, 1790-1793.
- Cole, J.E., R.B. Dunbar, T.R. McClanahan and N.A. Muthiga, 2000: Tropical Pacific forcing of decadal SST variability in the western Indian Ocean over the past two centuries, *Science*, **287**, 617-619.

- Dunbar, R.B., G.M. Wellington, M.W. Colgan and P.W. Glynn, 1994: Eastern Pacific sea surface temperature since 1600 A.D.: The $\delta^{18}\text{O}$ record of climate variability in Galapagos corals, *Paleoceanogr.*, **9**, 291-315.
- Felis, T., J. Ptzold, Y. Loya, M. Fine, A.H. Nawar and G. Wefer, 2000: A coral oxygen isotope record from the northern Red Sea documenting NAO, ENSO, and North Pacific teleconnections on Middle East climate variability since the year 1750, *Paleoceanogr.*, **15**, 679-694.
- Gagan, M.K., L.K. Ayliffe, D. Hopeley, J.A. Cali, G.E. Mortimer, J. Chappell, M.T. McCulloch and M.J. Head, 1998: Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific, *Science*, **279**, 1014-1018.
- Hendy, E.J., M.K. Gagan, C.A. Alibert, M.T. McCulloch, J.M. Lough and P.J. Isdale, 2002: Abrupt decrease in tropical Pacific sea surface salinity at end of Little Ice Age, *Science*, **295**, 1511-1514.
- Iijima, H., H. Kayanne, M. Morimoto and O. Abe, 2005: Interannual sea surface salinity changes in the western Pacific from 1954 to 2000 based on coral isotope analysis., *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2004GL022026.
- Kayanne, H., H. Yamano and R. H. Randall, 2002: Holocene sea-level changes and barrier reef formation on an oceanic island, Palau Islands, western Pacific, *Sediment. Geol.*, **150**, 47-60.
- Linsley, B.K., G.M. Wellington and D.P. Schrag, 2000: Decadal sea surface temperature variability in the subtropical south Pacific from 1726 to 1997 A.D., *Science*, **290**, 1145-1148.
- Liu, Z., J. Kutzbach and L. Wu, 2000: Modeling climate shift of El Nino variability in the Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2265-2268.
- Mann, M.E., R.S. Bradley and M.K. Hughes, 1999: Northern hemisphere temperature during the past millennium: Influences, uncertainties, and limitations, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 759-762.
- McCulloch, M.T., A.W. Tudhope, T.M. Esat, G.E. Mortimer, J. Chappell, B. Pillans, A.R. Chivas and A. Omura, 1999: Coral record of equatorial sea-surface temperatures during the penultimate deglaciation at Huon Peninsula, *Nature*, **283**, 202-204.
- Morimoto, M., O. Abe, H. Kayanne, N. Kurita, E. Matsumoto and N. Yoshida, 2002: Salinity records for the 1997-98 El Nino from Western Pacific corals, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL013521.
- Saji, N.H., B.N. Goswami, P.N. Vinayachandran and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, **401**, 360-363.
- Tudhope, A.W., C.P. Chilcott, M.T. McCulloch, E.R. Cook, J. Chappell, R.M. Ellam, D.W. Lea, J.M. Lough and G.B. Shimmield, 2001: Variability in the El Nino-Southern Oscillation through a Glacial-Interglacial cycle, *Nature*, **291**, 1511-1517.
- Urban, F.E., J.E. Cole and J.T. Overpeck, 2000: Influence of mean climate variability from a 155-year tropical Pacific coral record, *Nature*, **407**, 989-993.

変動する地球気候

山形 俊男（東京大学 大学院理学系研究科）

1. はじめに

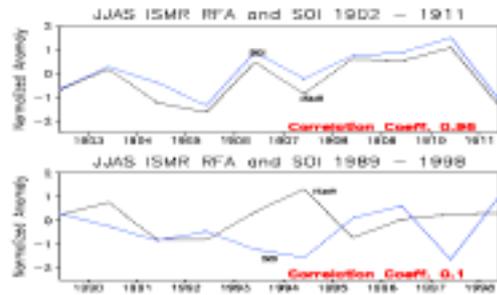
スウェーデンの著名な気象学者ヒルデブランズソンやイギリスのアマチュア天文学者でネーチャー誌の創刊者でもあり、南方熊楠とも交流のあったロッキヤーらは 19 世紀末から 20 世紀初頭にかけて南方振動に関する先駆的な仕事を活発に行った。これに基づいて、ウォーカーやプリスらは 1920 年代にインド全土の夏季の降水量変動と大気の南方振動現象が強い相関を示すことを見出した。ウォーカーらは更にモンスーンの予報を目指して気圧、気温、降水量の相関を地球規模で精力的に調べ、その過程で北極振動現象の片鱗さえも捉えている。

その後、1960 年代にビヤルクネスらは、南方振動現象はヒルデブランズソンが予想したような海水によるものではなく、太平洋熱帯域のエルニーニョ現象と密接に関係していることを明らかにした。このビヤルクネスの仕事には 1957~58 年の IGY（国際地球観測年）期間中にたまたま発生したエルニーニョの観測データが重要な貢献をしている。1980 年代になるとエルニーニョ / 南方振動 (ENSO) 現象の数理的理解が進み、完璧ではないにしても予測さえも試みられるようになってきた。1920 年代に発表されたウォーカーやプリスらの仕事に基づくならば、インドの夏のモンスーン（ここではインド全土の夏季の降水量を指す）の予測もある程度は可能になるはずであった。

2. インドの夏のモンスーンとエルニーニョの関係の変化

ところがインドの夏のモンスーンとエルニーニョ現象は、最近では統計的にほとんど関係がない（第 1 図）。

エルニーニョ現象の予測ができてインドの夏の降水量の予測はできない。最近の気候はウォーカーやプリスらの時代の気候と違ってしまったのである。これは、インド洋に正のダイポールモード現象が発生すると、ベンガル湾



第 1 図：インドの夏のモンスーンに伴う降水量（6~9 月）と南方振動指数との相関。上図は 20 世紀前半の 1902~1911 年、下図は 20 世紀後半の 1989~1998 年。

からインド北部で夏の降雨を活発にし、これがエルニーニョ現象の影響を打ち消すためと考えられる（Ashok et al., 2001）。

エルニーニョ現象、ダイポールモード現象、北極振動現象など、気候変動を構成する要素現象を気候変動モードと呼ぶならば、各モードの強さや発生頻度、発生の組み合わせなどがより長い時間スケールで変化していると言えるであろう。ダイポールモード現象が同定されたのは 1999 年であるから、地球気候システムにはまだまだ隠れた気候変動モードがあるはずである。曖昧な定義によって縮退した現象について、その物理を的確に把握することにより解きほぐす作業がまだまだ必要である。

3. 熱帯の十年スケールの変動の正体

経年変動よりも長い時間スケールを持つ気候変動モードとして十年スケールや数十年スケールの気候変動現象がよく議論される。このような長期変動現象のなかで熱帯域のものは真のモードであろうか？

EOF 解析などから求めた空間パターンは経年変動であるエルニーニョ現象やダイポールモード現象に酷似している（例えば Luo and Yamagata, 2001; Ashok et al., 2001）。海洋アノマリーの空間構造や移動の様子を見ると、

時間スケールの違いを除けば，ほとんど経年変動現象と変わらない．極端に言えば時間スケールのみ違う二種類の大気海洋現象が同じ容器の中に共存するという奇妙なことが起きている．正の現象と負の現象の発生頻度や強度がより長い時間スケールで変化する場合には，容易に長期の類似現象を作り出すことが出来ることから，十年スケールの熱帯の変動は線形解析手法によって作られた幻の概念かもしれない（Tozuka et al., 2005）．この状況は非線形現象であるソリトンに調和解析を施して多くの波動を得ることに似ている．

4. 古気候研究と気候変動研究の交流

最近の古気候研究によれば，温暖な鮮新世初期（4.5～3百万年前）には永年エルニーニョ現象が存在したらしい（Ravelo and Wara, 2004; Ravelo et al., 2004）．西インド洋からケニヤ周辺がかなり湿潤であったこととインドネシア周辺の乾燥状態をあわせて考えるとインド洋には永年ダイポールモード現象が存在した可能性が高い．当時の二酸化炭素は現在程度であったこと，エルニーニョ的な状況が熱帯太平洋に頻発する最近の気候の状況，また IPCC 報告用のいくつかの温暖化シミュレーションが永年エルニーニョの様相を示し，海洋の温暖化による地球温暖化が著しいことは我々にとって示唆的である．地球気候は徐々に鮮新世初期のレジームに遷移しつつあるのかもしれない．

分析技術の向上により活気の蘇った古気候研究と物理数学を基礎とする気候変動研究が活発に交流する舞台が整ってきたようである．

参 考 文 献

- Ashok, K., Z. Guan and T. Yamagata, 2001: Impact of the Indian Ocean Dipole on the relationship between the Indian Monsoon rainfall and ENSO. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 4499-4502.
- Ashok, K., W.-L. Chan, T. Motoi and T. Yamagata, 2004: Decadal variability of the Indian Ocean dipole. *Geophys. Res. Lett.* **31**, L24207, doi:10.1029/2004GL021345.
- Luo, J.-J. and T. Yamagata, 2001: Long-term El Nino-Southern Oscillation (ENSO)-like variation with special emphasis on the South Pacific. *J. Geophys. Res.*, **106**, 22211-22227.
- Ravelo, A.C., D. Andreasen, M. Lyle, A. Olivarez Lyle and M.W. Wara, 2004: Regional climate shifts caused by gradual cooling in the Pleiocene epoch. *Nature*, **429**, 263-267.
- Ravelo, A. C. and M.W. Wara, 2004: The role of the tropical oceans and global climate during a warm period and a major climate transition. *Oceanography*, **17**, 32-41.
- Tozuka, T., J.-J. Luo, S. Masson and T. Yamagata, 2005: Decadal Indian Ocean Dipole in a high-resolution coupled GCM. Submitted to *J. Climate*.

オゾンホール科学

小池 真 (東京大学 大学院理学系研究科)

1. はじめに

1980年代に、南極の春先においてオゾン量(正確にいうと地表面から大気の上端までの空気の柱の中に存在するオゾン分子の総数である気柱全量)が年々減少しているというショッキングな事実が報告された(いわゆる“オゾンホールの発見”,第1図)。その後の研究により、その原因は人間が放出しているフロンガスから生成する塩素酸化物の増加であることが分かってきた。これを受けて1987年にはフロンガス等のオゾン破壊物質の生産・排出量の規制を定めたモントリオール議定書が締結された。モントリオール議定書はその後、数回にわたり規制内容をより厳しいものとする改正が行われて現在に至っている。この結果、対流圏大気(地表から高度約12 kmまでの大気)中のフロンガスの濃度や、オゾン層が存在する成層圏大気(高度約12 kmから50 kmまでの大気)中の無機塩素の濃度が減少、あるいは増加が穏やかになったことが報告されている。

オゾンホールの発見はふたつの意味で教訓的である。ひとつは地球システムに対し、人間活動が破壊的影響を与えうることを目の当たりにしたということである。オゾン層は長い年月をかけて生物が築き上げてきた、太陽からの紫外線から生物を守るバリアーである。それが僅か数十年の人間活動(フロンガスの放出)により脆くも危機的状況に陥ってしまった。もうひとつは、科学者の研究とそれに基づく人類への警告により、基本的にその危機から脱したということである。これは地球科学の研究者にとってはサクセスストーリーである。しかし、解決済みかのように見られるようになったオゾン層の問題には、残された課題も少なくない。ここでは、これらの問題点を見ていきたい。

2. 南極オゾンホールの生成メカニズム

オゾンホールという呼び名は、南極上空でその周辺よりもオゾン量の少ない領域が(ドーナツの穴のように)存在しているという空間的な構造に着目してつけられたようである。しかしこのようなオゾンの気柱全量の空間分布はフロンガスの影響が出始める前の1970年代でも見られている。これは南極の冬から春先に成層圏に形成される南極点付近を中心とした空気の渦

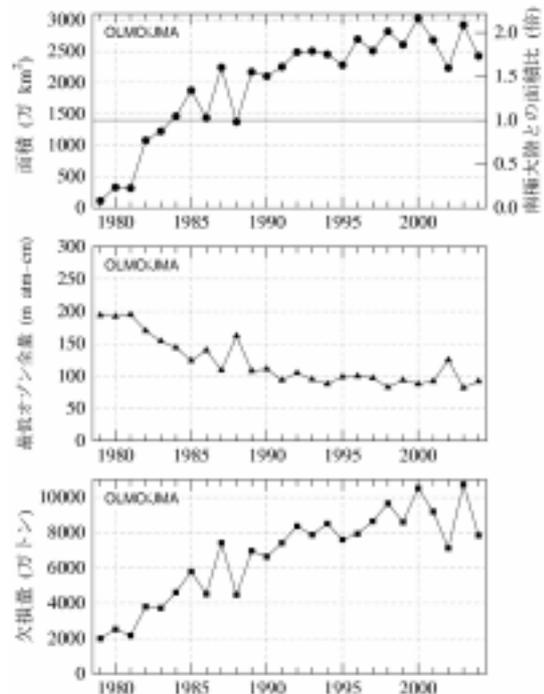
(極渦)が、中低緯度からのオゾン濃度の高い空気塊が高緯度側・低高度側に輸送されるのを阻んでいるためである。従ってオゾンホールの本質(あるいは説明すべき特徴)とは、オゾンの気柱全量(あるいは高度12-22 km,すなわち下部成層圏のオゾン)が9月から10月にかけて季節進行と共に減少すること,またその減少量が1980年代から年々増大していること,そしてそのオゾンの大きな減少が極渦内の下部成層圏に限られていること,である。

オゾンホールの生成メカニズムについては幾つかの詳しい解説書があるので、ここでは第2図を使って簡単に説明するのにとどめたい。

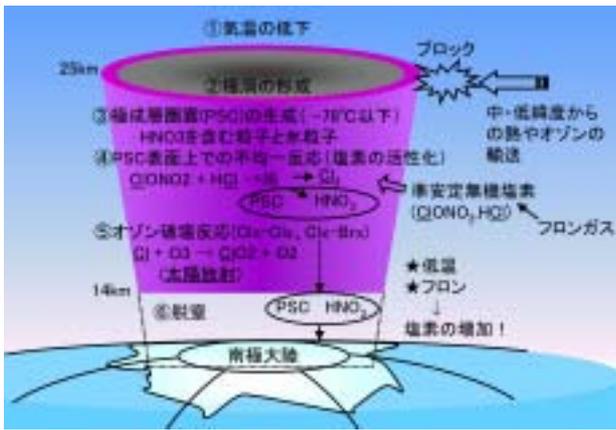
(1)秋から冬にかけて南極に注がれる太陽放射量が減少すると南極上空の成層圏の気温が低下する。

(2)この結果、西風の循環(極渦)が形成・強化される。極渦が形成されると中低緯度からの温度の高い空気の輸送も阻まれるのでさらに極渦が強化される。

(3)気温が約-78°C程度以下まで下がると極成層圏雲(Polar Stratospheric Cloud, 略してPSC)という



第1図:南極オゾンホールの経年変化。220 ドブソンユニット以下の場所をオゾンホールと定義している。オゾン破壊量は300DUからの減少量で示している(気象庁オゾン層報告2004)。



第2図：南極オゾンホールの生成メカニズム。

雲粒（硫酸，硝酸，水などからなる液滴や，これらの成分からなる結晶）が形成される。

(4) PSC が形成されるとその表面上での化学反応により，フロンガスから生成した無機塩素がオゾン破壊する形へと活性化される（このような気体成分と，液体や固体からなる物質（PSC）との間の反応を不均一反応という）．この不均一反応は，冬から春先にかけて PSC が存在する限りおこる．

(5) 春先になり南極成層圏に日射が到達するようになると，（日射が最初に到達する極渦付近から）活性化された塩素酸化物によりオゾン破壊反応が進行する．臭素酸化物を含んだ反応も総オゾン破壊反応量の半分程度寄与していると考えられている．

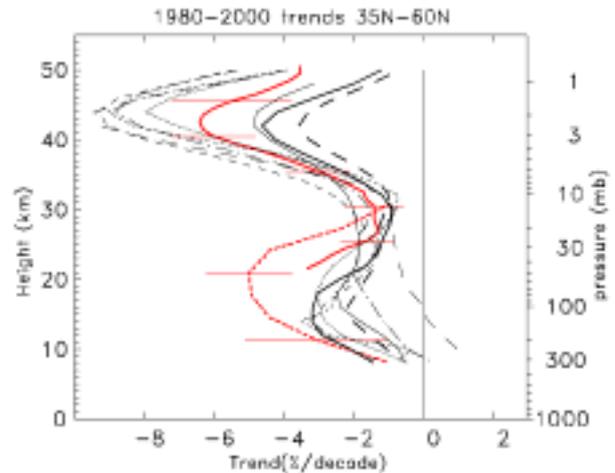
(6) 低温下で PSC 粒子が十分な大きさに成長すると，粒子は重力により落下する．この際その粒子中に窒素酸化物を含んでいるため，この過程は成層圏からの窒素酸化物の除去過程（脱窒）となる．窒素酸化物は春先にオゾン破壊物質である塩素酸化物を破壊しない無機塩素に変換する．このため脱窒過程は PSC の生成が止まる春先でのオゾン破壊の持続において重要である．

(7) オゾンホールは極渦の崩壊（最終昇温）により消滅する．低濃度のオゾンを含んだ空気は中緯度へとばら撒かれる．

このようなメカニズムは，上記のオゾンホールの特徴を基本的に全て説明することができる．大気化学の研究者の立場から言えば，オゾンホールのメカニズムの解明は，大気化学反応系に不均一反応という考え方を導入したという点で画期的なものであった．

3. 北極およびグローバルなオゾンの経年変化

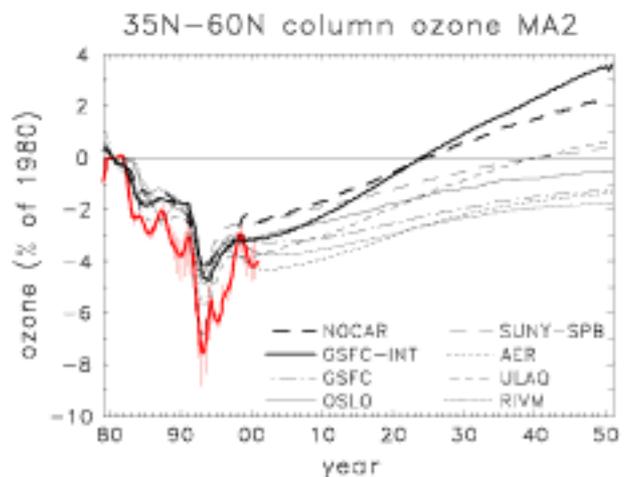
北極成層圏は南極ほどには気温が低下しない．これは北半球では，それぞれの緯度で経度方向に見たとき



第3図：1980年から2000年間のオゾン変化量（10年間あたりの変化量をパーセントで示している）．赤色で示したのが観測から求めたもの（実線が人工衛星 SAGE I と II，点線が気球オゾンゾンデ）．黒線が数値モデル計算の結果（Scientific Assessment of Ozone Depletion, 2002）．

に海と陸のコントラストが極付近までであるため，地球規模での大気中の波活動が南半球よりも活発であるためである．この結果，極渦が安定して存在できず熱やオゾン濃度の高い大気が極まで輸送される．北極では従って，PSC の生成がおこりにくく，脱窒がおきにくいいため，オゾン破壊は南極に比べて小規模なものとなる．さらにオゾンが減少した空気が中緯度の空気と混合してしまうため，その効果が見えにくい．

グローバルに見ると 1980 年以前と比較して，1997～2001 年の平均値は，オゾンは気柱全量で 3 %減少し



第4図：1980年以前の平均値からのオゾンの変化量．赤線は衛星観測から求めたもの．黒線は数値モデル計算．温室効果気体については MA2 シナリオに基づいている（Scientific Assessment of Ozone Depletion, 2002）．

ている。低緯度ではほとんど変化はなく、北半球中緯度(35°N~60°N)では2%(夏・秋)から4%(冬・春)、南半球中緯度(35°S~60°S)では年間を通じて6%減少している。

高度方向に見てみると、観測された北半球中緯度のオゾン減少は、下部成層圏(高度20 km付近)と上部成層圏(45 km付近)で最大(10年間で5~7%)となっている(第3図)。このうち上部成層圏のオゾンは、化学反応による消失の時定数が大気輸送の時定数よりも短い、いわゆる“化学反応コントロール”領域にあり、その減少は、増加した塩素酸化物などによる気体成分だけの化学反応(気相反応)により定量的にもほぼ説明が可能である。一方、下部成層圏のオゾンは“輸送コントロール”領域にあり、その場でのオゾン破壊反応とともに、北極からのオゾン濃度の低い大気輸送も少なからぬ寄与をもっていると考えられている。またオゾンの破壊を引き起こす化学反応についても、下部成層圏に存在する硫酸エアロゾル上での不均一反応が重要な役割を果たしていると考えられている。

単位体積当たりのオゾンの数濃度は下部成層圏で大きいいため、気柱全量のオゾンの経年変化は、基本的に下部成層圏のオゾン変化に対応している。これらの下部成層圏のオゾン減少は、現在の数値モデルは定量的には説明できていない。観測からのこの高度のオゾン減少の見積もりはやや過大である可能性があるが(観測数が少なく、また気柱全量オゾンの減少よりも大きい減少を示しているため)、その点を考慮してもまだ十分ではない。

4. 今後のオゾン変動の予想とその課題

フロンガス等のオゾン破壊物質の生産・排出量の規制により今後は成層圏大気中の塩素酸化物が減少し、極域においても、中緯度においても、オゾン層が回復していくことが予測されている(第4図)。しかしその回復の時期などについては、フロンガス以外の要素を考慮する必要がある。ひとつは二酸化炭素(CO₂)などの温室効果気体の増加とそれに伴う成層圏の気温の低下や、大気の循環の変化。また成層圏の観測から報告されている水蒸気濃度の経年的増加も成層圏の気温の低下と、オゾン破壊物質である水酸化ラジカルの増加を引き起こす。これらの今後のオゾン変動に関係すると予想される要素について第1表にまとめた。

現在の大気化学の知見について言えば、中緯度下部成層圏のオゾン減少が定量的に説明できないこと、極

第1表：今後の予想される成層圏中の大気成分の変化とそれに伴うオゾンの変動

成層圏中の大気成分の変化	対応するオゾンの変動
フロンの減少	極域およびグローバルなオゾンの回復。ハロゲンの寄与が小さい化学反応系へと移行。
一酸化二窒素(N ₂ O)とメタン(CH ₄)の増加	2050年以降、オゾンを減少させる方向に働く可能性あり
二酸化炭素(CO ₂)など温室効果気体の増加	成層圏の気温の低下 <ul style="list-style-type: none"> 上部成層圏オゾンの回復を加速 下部成層圏オゾンの回復を加速 PSCの増加により極域オゾンの回復を減速させる可能性あり。中緯度下部成層圏もこの影響により回復が減速する可能性あり。 大気の循環の変化 ?
水蒸気の増加(?)	成層圏の気温の低下 温室効果気体の増加に準ずる 水酸化ラジカル(HOx = OH + HO ₂)の増加 下部成層圏オゾンの回復を減速 極域水蒸気の増加 PSCの増加により極域オゾンの回復を減速させる可能性あり。中緯度下部成層圏もこの影響により回復が減速する可能性あり。

域のPSCの生成過程や脱室過程に不明な点があることが残された課題と言えよう。また今後のオゾンの変動予測においては、気象場の将来予測が極めて重要である。例えば、気温が2℃変化するだけでも化学反応係数やPSCの生成を通じてオゾン量に大きな影響を与えうる。また対流圏から成層圏に入った後の大気の鉛直輸送速度や、極域と中緯度との大気の混合、あるいは突然昇温の強度や時期の変化の予測など課題は多い。特に北半球高緯度のオゾン量は北極極渦のモデルによる表現が鍵となる。これらの課題にこたえるために、オゾンの将来予測には従来は大気を二次元(緯度と高度)で表現したモデルが主流であったが、近年では三次元モデルが使用されるようになってきている。今後も注意深いオゾン層の監視が必要であると共に、気象学・気候学と大気化学の研究の知見を結集し、より信頼性の高いモデルを構築していく必要がある。

参考文献

- 気象庁, 2004: 気象庁オゾン層報告:2004, ISSN 1334-7335.
 WMO (World Meteorological Organization), 2003:
 Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002, Global Ozone Research and Monitoring Project Report, No.47.

地球環境の変遷と文明の盛衰：人間活動に対する気候変動の影響

福澤仁之（首都大学東京 都市環境学部）

1. はじめに

過去の地球環境は様々な要因によって、その大きさや速度を変化させながら変動してきた。そして、気候変動は様々な影響を人間活動に与えて、特徴ある「文明」や「文化」を作り出してきた。また、人間活動による「温暖化ガス」の排出は、将来の地球環境の突然かつ急激に変化させる可能性が指摘され、現在の地球環境変動システムの理解とその将来予測が重要であると考えられている。その際に、過去の様々な堆積物に記録された環境変動を検出して、その時系列変動を理解して、持続可能性のある自然・人間共生系の構築が急がれている。ここでは、将来の地球環境の変動を予測するために、過去の変動記録の検出と変動メカニズムの理解が重要で、人間活動が自然環境変動によって制約されていた事実を、イースター島を例にあげて説明する。

2. 地球環境の将来予測

2.1 今までの将来予測

現代はボーダレスの時代で、「人」、「もの」、「情報」、「カネ」の面で一つの地球が実現されつつある。しかも、すべてのボーダレス化が加速度的であるという特徴があり、突然かつ急激な変動の時代に我々は生きている。その中で、「2020年問題」が今クローズアップされている。

1972年にローマクラブと呼ばれる社会科学研究集団が、科学は予言能力を持つということを示そうと、人口の将来予測を行った。1970年までのデータを使って、「資源」、「食糧」、「工業生産」、「汚染」も含めたカーブを予想して描いた。これに対して、トフラーは『第3の波』の中で、「現代は産業革命の延長ではない、新しい時代、まったく新しい人類の経験したことのない、情報革命の時代に入っている」と述べ、「人口なんか予測できるはずはない」とローマクラブを批判した。しかし、30年後の2000年の世界人口の彼らによる予測は61億人、実際とはわずか1億人である。

「食糧」や「資源」も消費による枯渇が生じて、その交点が2020年にあり「成長の限界」と予想した（図1）。そして、2050年には人口が百億人になり、大きなカタストロフが生じて、その後減少をたどることに

なる（図1）。

この人間と共生する地球環境の将来予測において、ローマクラブの見解には大きなものが欠落している。それは、地球の気候変動である。100万年前以降、10万年周期が卓越する氷期・間氷期サイクルが顕著に現れている。しかも、氷期の中には突然かつ急激な寒暖変動が生じて、50年以内に7度上下することは一般的であった。その中で、現在の完新世（間氷期）の安定した気候は極めて異常な状態であることがわかる。また、過去の氷期・間氷期サイクルからこれから将来は寒冷化することは明らかである。したがって、将来予測の中に気候変動に関する情報もインプットしなければ信頼性の高い予測はできない。

2.2 将来の地球環境のモデルとしてのイースター島

ローマクラブの予測が正しいかどうかを判断するためには、モデルシミュレーションが重要である。しかしながら、何百年と言う時間をかけないといけないため、それはほとんど不可能である。そこで、過去の類似する環境変遷から推定せざるを得ない。それが「イースター島モデル」である。

イースター島は南東太平洋に浮かぶ孤島で、西暦500年頃に西からやってきたモンゴロイドが住み着き、1862年に住民1000人がペルーに連れ去られるまで、全くといっていいほど外界からの干渉を受けていない。これは、ボーダレスになった現在の地球と同じである。

イースター島は火山島であり、多くの火口湖があり、そこには厚い堆積物がある。2005年3月の我々の調査では、1年単位の縞模様＝年縞が連続する堆積物を採取できた。これらの火口湖堆積物に含まれる花粉、チャコール（微粒炭）および堆積速度と、遺跡における黒曜石の石器量による人口の推定が行なわれている（図2）。それによれば、西暦500年頃のモンゴロイドのホツマツア一行の漂着によって、森林が開拓され、焼き畑による土壌浸食が生じた。食糧の増産によって人口が増加して、西暦1200年頃から人口増大による汚染が微粒炭の増加として現れた。また、アフ（祭壇）の上に置かれたモアイ像などの遺跡も西暦700年から1860年までに作られている。しかし、西暦1700年を境に人口が激減した。

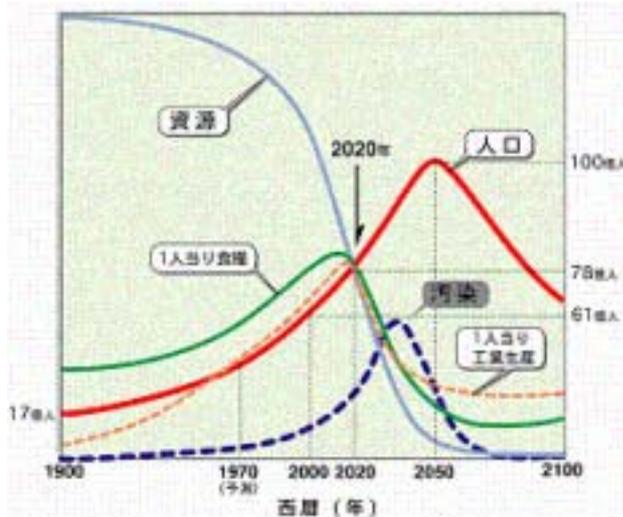


図1：ローマクラブによる将来予測 (宇沢, 1995)

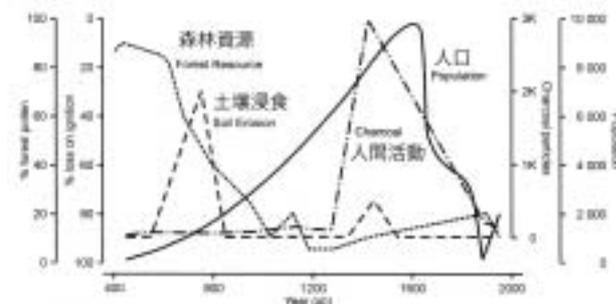


図2：イースター島における環境変化と人口変化 (Brander and Taylor, 1998)

これらのイースター島における環境変遷は、ローマクラブによる予測モデルと驚くほど似ている(図1)。イースター島の環境変遷モデルはローマクラブによる将来予測の高い信頼性を裏付けている。ただし、イースター島では、西暦1690年頃に人口が1万人から5000人程度へと急減している。この理由としては、1) 気候変動による食糧生産の減少、2) 「ハナウ・エエペ(たくましい人の意)」と「ハナウ・モモコ(やせた人の意)」の戦いで前者がほぼ全滅させられたことなど考えられる。2)の場合でもそこには食糧の確保が戦闘目的にあったと考えられている。いずれにして、食糧の減産がこの時期におこっている。また、イースター島内の多くの花粉分析から、森林の衰亡も復元されている(図4)。16,000年前以降の森林・草原・農耕地の垂直分布によれば、ヨーロッパ人が航海の途中に寄った1680年と1722年の間に、森林植生が未回復で農耕地が激減していることがわかる。この時期は気候変動の「小氷期」に相当し、とくに西暦1690年前後は太陽黒点数の減少期である「マウンダー極小期」に一致する。

すなわち、社会科学的に行なわれた将来の地球環境予測(ローマクラブ・モデル)と実際例(イースター島モデル)を比較すると、実際例には気候変動要素が強い影響を与えていることが明らかである。

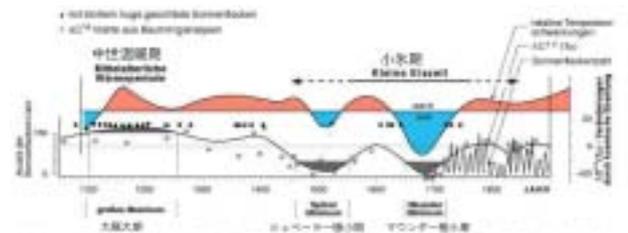


図3：花粉分析、¹⁴C濃度や太陽黒点数から求めた過去900年間の気候変動

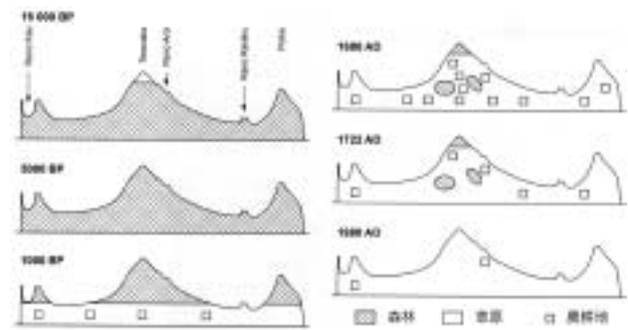


図4：1,000年前以降のイースター島の森林・草原・農耕地の垂直分布変化

3. 気候変動と文明の盛衰

完新世以降においても、気候変動に文明が連動して、画期的に変化している。寒冷化にともなって、人間意識の中に革命的な変化が生じている。危機に際して人間は知恵をしばり、工夫するということを意味する。

1万年前の「農業革命=牧畜革命」について、この素晴らしい発明は、食料の中に自分の身を置いたことである。これによって人間は餓死しなくなるが、同時に人口が爆発的に増加することにつながった。

「都市革命」、「精神革命」に次ぐ重要な大変革は、産業革命の前に起きた「科学革命」である。これも、イースター島に変革をもたらした「小氷期」に生じており、ペスト流行にともなう医学の進展がベースにある。

4. おわりに

過去の気候変動を解明する研究=古気候学(paleoclimatology)による、気候変動の大きさ、振幅および速度の検討が、地球環境と共生する人類活動パラダイムを構築する上で極めて重要で、2020年問題を解決する一手段になるのではないだろうか。

<後援>

東京大学地球惑星科学専攻 21 世紀 COE プログラム

<協賛>

株式会社 朝倉書店

学術図書印刷株式会社

財団法人 原子力安全研究協会

株式会社 小松製作所

三報社印刷株式会社

有限会社 シグメット・ジャパン

株式会社 情報数理研究所

株式会社 数理システム

株式会社 日本エレクトリック・インスルメント

日本サーモエレクトロン株式会社

日本ニューメリカルアルゴリズムグループ株式会社

日本ビジュアルニューメリックス株式会社

株式会社 プリード

三菱電機特機システム株式会社

(五十音順)

賛助企業展示会場案内図

5月15日(日)~18日(水)

於：東京大学安田講堂(3F)

出展企業一覧

- | | |
|----------|--------------------------|
| 1 | 株式会社 日本エレクトリック・インスルメント |
| 2 | 株式会社 小松製作所 |
| 3 | 株式会社 数理システム |
| 4 | 日本ビジュアルニューメリックス 株式会社 |
| 5 | 日本サーモエレクトロン 株式会社 |
| 6 | 有限会社 シグメット・ジャパン |
| 7 | 日本ニューメリカルアルゴリズムグループ 株式会社 |
| 8 | 株式会社 プリード |
| 9 | 三菱電機特機システム 株式会社 |

