

大気の進化*

阿 部 豊**・田 近 英 一**

1. 大気の形成

大気の形成は惑星誕生に密接に係るから、まず惑星誕生の現代的描像を紹介しよう¹⁾。太陽の誕生と同時に太陽の周りに形成された原始太陽系円盤の中で、浮遊していた固体微粒子が集まって微惑星ができる。微惑星の衝突合体によって円盤形成から約100万年で火星程度の大きさの原始惑星が形成される。この段階では太陽系内に太陽組成（水素やヘリウムが主成分）の原始太陽系円盤ガスが充満していたはずである。円盤形成から1000万年くらいで円盤ガスが失われると、ジャイアントインパクトと呼ばれる原始惑星どうしの衝突が起こる。これを数回繰り返して地球型惑星が誕生する。

では、惑星誕生のどの段階で大気は形成されたのだろうか。従来、特に欧米では、「地球がほぼ現在の質量に達した後、わずかな量の揮発性物質供給で大気形成された」という考えが支持される傾向にあった。その主な理由は以下の4つである。1) 地球型惑星の大気は、円盤ガスを捕獲したものではなく、固体惑星材料物質に含まれていた揮発性物質が放出（脱ガス）されたものだから、円盤ガス散逸後の形成である。2) 地球軌道付近は温度が高く、惑星材料物質は揮発性物質を含まない。3) 大気量は少ないので少量の彗星などの衝突で取り込める。4) 惑星形成中の大気はジャイアントインパクトで完全に失われるから無関係である。以下、それぞれを検討しよう。

1) 太陽組成ガスは地球型惑星の大気に比べて希ガスを多く含む²⁾。現地球大気の窒素や炭素（石灰岩中の炭素も含める）を円盤ガスで供給すると、希ガスは現地球大気より何桁も過剰になるから、希ガスだけを

減らす未知の機構が必要になる。逆に、地球大気中の希ガス量に合わせると、窒素や炭素はわずかしかり取り込めない。だから窒素・炭素・水素は円盤ガス起源ではない。ただし希ガスが過剰にならない程度なら円盤ガスを取り込んで良いので、必ずしも円盤ガス散逸前に大気形成が始まっていけないわけではない。

2) 従来、地球軌道付近の微惑星は太陽光による加熱で暖かかったとされてきた。しかし、微惑星形成以前は、大量の固体微粒子が浮遊するため直接太陽光は射さず、金星軌道の近くまで氷が存在するほど低温であったと推定できる³⁾。この場合、地球軌道付近の微惑星がもともと揮発性物質を含んでいた可能性がある。

3) 彗星起源説は重水素/水素比が合わず、現在ではあまり支持されない。観測された3つの彗星は重水素に富むが⁴⁾、重水素を海水の値まで減らす適当な過程がない。

4) ジャイアントインパクトで大気が完全に失われることはない。大気を失うプロセスは衝撃波による加速と加熱である。加熱は非常に強いが、逆に強すぎて惑星自体が蒸発して岩石蒸気として大気と混ざり、その重みのために大気は逃げられない。衝撃波は大気全体を脱出速度以上にまで加速するほどではない。このため1回のジャイアントインパクトで散逸する大気量は30%程度と推定される⁵⁾。

このように、大気形成が惑星形成後だと考える根拠はあまりない。以下では、惑星形成過程の大気が現在に影響する可能性を紹介しよう。

ジャイアントインパクトの際、惑星表面に海が存在するか否かで散逸の様相が違ってくる⁶⁾。海がないと原始大気は上述のように大気全体が少し減る。しかし、海があると、海の蒸発などの影響で、海上の大気は大きな加速を受け、散逸する。このため、大気はほとんど失われ、海だけが残る。つまり、相対的に水が

* Evolution of the atmosphere.

** Yutaka ABE, Eiichi TAJIKA, 東京大学大学院理学系研究科.

© 2007 日本気象学会

濃縮する。地球軌道付近の原始惑星は海を持ったが、金星軌道より内側の原始惑星は海を持っていなかった可能性が高い。このような違いが、水の多い地球と少ない金星大気の大きな違いを生んだ可能性がある。

形成過程の原始惑星大気の状態、構造や組成はよくわからないところが多いが、その状態は現在の惑星環境にまで影響している可能性がある。

2. 原始大気の酸化還元状態と大気の散逸

大気の酸化還元状態は、原始惑星環境を考える上で重要な問題点の1つである。生命材料物質の生成しやすさは大気の酸化還元状態に強く依存している。

ミラーの有名な実験⁷⁾は、メタンやアンモニアと言った還元的気体からなる模擬原始大気のもとで火花放電することで、容易にアミノ酸が生成することを示したものである。この実験は、円盤ガスの捕獲によって形成された原始大気を想定して還元的気体での実験であった。しかし、この当時すでに地球大気は脱ガスによって形成されたと考えられていた。そして、脱ガスで形成される大気は酸化的なもの、すなわち炭素は最も酸化的な形態である二酸化炭素、水素は水蒸気となっている状態であったと考えられた。このような酸化的環境では、有機物の生成は困難であることがすぐに示された。このことは、有機物が宇宙空間から運び込まれたと考える1つの理由になった。

脱ガス大気が酸化的なものとした理由はいくつかある。地球内部から脱ガスしてくる気体は現に酸化的である。また、現在の金星や火星の大気は二酸化炭素を主成分として、酸化的な大気である。従来から最も有望視されている揮発性物質の供給源は、炭素質隕石に似た物質である。炭素質隕石は、金属鉄を含まないことから酸化的な物質であって、これから脱ガスして生じる原始大気も酸化的なものであると考えられた。

しかし、原始大気が酸化的なものであったか否かは実は明らかではない。第1に、惑星形成過程で作られた原始大気が残存していた可能性が考えられる。原始大気は、脱ガスによって形成されたとしても、惑星材料物質の中に含まれていたはずの金属鉄（現在は惑星中心のコアになっている）と反応した可能性が高い。金属鉄との反応が起これば、水蒸気と水素が共存し、炭素も二酸化炭素よりは一酸化炭素の方が多くなる。

第2に、そもそも脱ガスして生じる気体が必ずしも酸化的なものである、とは言えない。炭素質隕石は化学的に非平衡なので、金属鉄がないからといって酸化的であると決めつけるわけにはいかない。炭素質隕石はその名の通り膨大な量の有機炭素を含んでおり、こ

れらをすべて二酸化炭素にするだけの酸素は含まれていない。そのため、炭素質隕石から脱ガスする気体も必ずしも二酸化炭素が主成分にはならない。平衡状態で炭素質隕石から脱ガスする気体を計算で推定してみると、二酸化炭素、一酸化炭素に加えてかなりの量のメタンも含むはずである⁸⁾。

このように考えると、原始惑星大気は酸化的な二酸化炭素-水蒸気大気ではなく、むしろ現在よりは還元的大気であったと考える方が適切ではないかと思われる。この場合には、生命材料の有機物は比較的容易に生成される。しかし、還元的大気を示す直接的な観測的証拠は存在しない。

さて、原始惑星大気が現在よりも還元的大気であったとしよう。それはどのようにして現在見られるような酸化的大気に変化したのであろうか。その重要な過程は水素の散逸である。上で述べたように原始惑星大気には水素が含まれていた可能性がある。この水素はゆっくりと宇宙空間に失われていくと考えられる。現在の地球においても、上層大気に運ばれた水素は比較的速やかに宇宙空間に失われている。水素が失われると、一酸化炭素は水蒸気から酸素を奪って二酸化炭素になり、水素が生成され、上層大気の水素が補われる。この水素も失われていくことによって、やがて一酸化炭素はほぼすべて二酸化炭素に変わる。

このような大気組成の進化は水素の散逸の速さに依存している。現在の地球大気では水素は比較的速やかに失われるから、大気全体の酸化も非常に速いように思われるかもしれないが、実際は必ずしもそうとは言えない。水素といえども地球の重力によって束縛されており、重力エネルギーに相当するエネルギーを与えなければ散逸できないからである。結局、水素散逸の速さはエネルギー供給のレートによって律速されることになる。上層大気へのエネルギー供給はおもに極端紫外線によると考えられている。極端紫外線の強度は若い太陽では現在よりも大きかったと考えられているが、その正確な値はまだよくわからない。

最近、水素の散逸はかなり遅かったのではないかと、という論文が提出された⁹⁾。これは水素が沢山ある状況では、現在のように上層大気が酸素で占められている状況とは異なって、上層大気の温度が低く、散逸が起りにくいというものである。しかし、ここでは様々な単純化が行われているから、まだ水素散逸の速さは確定してはいない。いずれにせよ、水素散逸が遅かったとすると、長期間、例えば数十億年にもわたって還元的大気が持続した、という可能性もある。水素散逸の速さは、現代のホットな話題の1つである。

3. 二酸化炭素とメタン

現在の地球大気の特徴は、1) 二酸化炭素が主成分ではないこと、および、2) 酸素が主成分であること(次節を参照)であろう。同じ地球型惑星である金星と火星の大気は、量的には全く異なるが、どちらも二酸化炭素を主成分とし、酸素をほとんど含まない。

地球の気候状態は、太陽の放射エネルギーに強く依存している。ところが、太陽は、誕生時には現在の約70%程度の明るさしかなく、その進化とともに明るさを増してきたと考えられている。地球の大気組成や反射率が現在と同じであったと仮定すると、そのような低い太陽放射のもとでは、地球は誕生時からずっと全球凍結していたことになる。しかし、そのような地質学的証拠はない。これが「暗い太陽のパラドックス」として知られる問題である。

暗い太陽のパラドックスは、過去の大気中には大量の温室効果気体が含まれていた、とすれば解決する。その有力候補が二酸化炭素である。二酸化炭素濃度が現在の数百倍～数千倍あれば、低い太陽放射のもとでも温暖な環境を実現することができる。地球表層には、大気の10万倍以上(60～90気圧相当)もの二酸化炭素が炭酸塩岩や有機炭素の形で存在することからも、過去の地球には二酸化炭素を主体とする大気が存在していた可能性が示唆される(ただし、初期大気の酸化還元環境については前節を参照)。

地球環境は、地球史の大部分を通じて温暖であったと考えられている。ということは、二酸化炭素濃度は太陽放射増加の影響を相殺するように低下してきたことになる。そのような仕組みの存在は1980年代に提唱された。それは、二酸化炭素の固定速度を支配する珪酸塩鉱物の化学的風化反応が温度依存性を持ち、これが炭素循環システムにおいて地表温度に対する負のフィードバック効果(システムを安定化する働き)として機能する、というものである¹⁰⁾。この結果、長期的にみると、太陽放射の増大、火成活動度の低下、大陸地殻の成長など、気候形成や炭素循環に大きな影響を及ぼす要因が変化してきたにもかかわらず、地球は温暖な状態に保たれてきたのだと考えられる¹¹⁾。

ところがその後、22～27.5億年前の古土壌を用いて当時の二酸化炭素濃度が推定された結果、理論的推定値¹²⁾よりも低い値が得られ、事実はそれほど単純ではなさそうだということが示唆された¹³⁾。すなわち、二酸化炭素だけでは十分な温室効果を担えなかった可能性がでてきた。これを契機に、1990年代後半からメタンの役割に注目が集まるようになった。

メタンは強い温室効果を持つ気体であるが、光化学

反応によって速やかに分解されてしまうため、短寿命(～数年)で濃度が低い(1.6 ppm)。しかし、もし大気へのメタン供給率が高いとどうなるだろうか。

実は、メタンはメタン生成菌という嫌氣的バクテリアによって生成されている。現在のような富酸素環境下では、メタン生成菌は海底堆積物中の貧酸素環境下で活動しており、生成されたメタンの大部分はメタン酸化菌によって酸化されてしまう。しかし、大気中に酸素がほとんどない二十数億年前より以前の地球は、メタン酸化菌の活動は制限されていたものの、メタン生成菌の活動には適していたと考えられる。このため、大量のメタンが大気中に放出されていた可能性がある。メタン放出率が現在の10倍程度あれば、大気中のメタン濃度は100～300 ppm程度となり、低い太陽放射条件下でも、メタンの温室効果だけで現在と同様の温暖環境を実現できる¹⁴⁾。したがって、過去の大気中にはメタンが高濃度で存在しており、地球環境を温暖に保つ役割を果たしていた可能性がある。

ただし、その場合でも、炭素循環の重要性は変わらない。炭素循環システムにおける負のフィードバック効果によって、大気中の二酸化炭素濃度がメタンの温室効果を補償するように調節されることで、地球の気候は長期的には安定化される。つまり、地球史を通じて温暖な環境が維持されてきたのは、やはり炭素循環システムの働きのおかげだといえる。

4. 酸素の増加

地球大気に含まれる酸素分子は、生物の光合成活動によって生成されたものである。酸素分子は、そのまま放っておけば、火山ガスや地表鉱物の酸化によって失われてしまう。したがって、酸素が大気の主成分であるということは、地球に生命が存在し現在も活動し続けている明らかな証拠でもある。

大気中の酸素濃度は、貧酸素的な環境でしか形成されない鉱物(堆積性の黄鉄鉱やウランの鉱床)や、逆に酸素存在下でしか形成されない鉱物等(縞状鉄鉱床や赤色土層)の時代分布から、24～20億年前頃に急激に増加したらしいと考えられている¹²⁾。

酸素濃度の増加に関しては、この10年余りで2つの新しい知見が得られた。その1つは、大酸化イベントと呼ばれる、炭素同位体比の正異常の発見である¹⁵⁾。

光合成生物は、二酸化炭素を細胞に取り込んで有機物として固定し、副産物として酸素を放出する。炭素の安定同位体には¹²Cと¹³Cがあるが、光合成の際には、軽い¹²Cが選択的に取り込まれる。こうした同位体比の変化を、分別効果という。有機物が堆積物とし

て大量に保存されると、大量の酸素が放出されると同時に、大気や海水から大量の ^{12}C が取り除かれるために $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比が増加する。これが、炭素同位体比の正異常と呼ばれる挙動である。

もし24~20億年前に酸素濃度が急激に増加したのだとすると、炭素同位体比の正異常が記録されているはずである。1996年、そのような、ほかの時代にはみられないほど大規模な炭素同位体比の正異常が、22.2~20.6億年前の地層から発見された¹⁵⁾。推定される酸素の生産量は、現在の大气中の酸素量の12~22倍にもなることから、このシグナルは大酸化イベント (great oxidation event) と名付けられた。

その後、世界各地の同時代の地層が調べられ、当初は1つの大きな正異常と考えられていたものが、実際には複数の正異常の連なりらしいことが示唆されている。酸素濃度は、この時期に段階的に増加したのかも知れない。

もう1つの新しい知見は、硫黄同位体の質量に依存しない分別効果の発見である¹⁶⁾。

硫黄も炭素と同様にさまざまなプロセスを通じて同位体比を変えるが、そうした分別効果は一般に同位体の質量に依存している。ところが、質量に依存しない分別効果 (mass-independent fractionation ; MIF) が、24.5億年前以前の堆積岩から発見された¹⁶⁾。そのようなシグナルは、24.5億年前以降の試料では小さく、20.9億年前以降ではまったくみられない。

硫黄同位体の MIF が生じる原因は完全には解明されていないが、おそらく太陽紫外線による大気上層での光化学反応に起因すると考えられている。理論的な推定によれば、酸素濃度が現在の10万分の1のレベルで、MIFを受けた硫黄化合物は酸化分解されて記録に残らなくなる。したがって、硫黄同位体の MIF がみられなくなるのは、大気中の酸素濃度が現在の10万分の1程度に増加したことを意味する。堆積岩の記録から、それは約24.5億年前であると考えられる。

それにしても、そもそも酸素濃度はなぜこの時期に増加したのだろうか。実は、23~22億年前の氷河期 (地球全体が氷で覆われる全球凍結—スノーボールアース・イベント—が生じたとされる) が関係していた可能性が指摘されている¹⁷⁾。このときの氷河堆積物の直上に、地球史上最初でかつ最大のマンガン鉱床が

形成されているのだ。これは、海水中に溶存していたマンガンイオンが酸素分子によって酸化されて沈殿したものである。おそらく、全球凍結期間中に海底熱水系の活動によって海洋深層水に蓄積した大量の栄養塩類が、全球凍結直後に湧昇し、光合成を行うシアノバクテリアの大繁殖を引き起こした結果、大量の酸素が放出されたのではないかと考えられる¹⁷⁾。

全球凍結後の約21億年前には最古の真核生物の化石が発見されており、約6億年前の全球凍結後には最古の多細胞動物とされるエディアカラ生物化石が出現する。これらのことも酸素濃度の増加と関係していた可能性が指摘されており、大変興味深い。

参考文献

- 1) 井田 茂, 小久保英一郎, 1999 : 一億個の地球 星くずからの誕生, 岩波科学ライブラリー71, 岩波書店, 115pp.
- 2) Brown, H., 1949 : The Atmosphere of the Earth and Planets, Kuiper, G. P., Ed., University of Chicago Press, 258-266.
- 3) Chiang, E. I. *et al.*, 2001 : *Astrophys. J.*, **547**, 1077-1089.
- 4) Meier, R. *et al.*, 1998 : *Science*, **279**, 842-898.
- 5) Genda, H. and Y. Abe, 2003 : *Icarus*, **164**, 149-162.
- 6) Genda, H. and Y. Abe, 2005 : *Nature*, **433**, 842-844.
- 7) Miller, S. L., 1953 : *Science*, **117**, 528-529.
- 8) Hashimoto, G. *et al.*, 2006 : in preparation.
- 9) Tian, F. *et al.*, 2005 : *Science*, **308**, 1014-1017.
- 10) Walker, J. C. G. *et al.*, 1981 : *J. Geophys. Res.*, **86**, 9776-9782.
- 11) Tajika, E. and T. Matsui, 1992 : *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 251-266.
- 12) Kasting, J. F., 1993 : *Science*, **259**, 920-926.
- 13) Rye, R. P. *et al.*, 1995 : *Nature*, **378**, 603-605.
- 14) Pavlov, A. A. *et al.*, 2003 : *Geology*, **31**, 87-90.
- 15) Karhu, J. and H. D. Holland, 1996 : *Geology*, **24**, 867-870.
- 16) Farquhar, J. *et al.*, 2000 : *Science*, **289**, 756-758.
- 17) Kirschvink, J. L. *et al.*, 2000 : *Proc. Nat. Sci. Acad.*, **97**, 1400-1405.