

《フロンティアセミナー・テキスト》

ハビタブルプラネットの起源と進化 第2回

阿部 豊¹

2008年11月27日受領, 2010年5月3日受理.

(要旨) 生物が生存可能な惑星(habitable planet)の環境の必要条件を液体の水が存在することと考えて、表面に液体の水が存在する地球型惑星「水惑星」の形成と進化を検討した。前回の第1回(第1~3章)[1]では水惑星が維持される環境条件について論じた。これをふまえ、今回は、第4章では、惑星表面に水が供給される過程の理解を目指して、地球大気形成過程について論じる。大気形成過程は、太陽系の惑星形成、惑星の材料物質、および惑星形成プロセスで必然的に起こる衝突過程と深くかかわっている。第5章では、個々の地球型惑星(地球・金星・火星)の環境発展史と照らして、これまで述べてきた生存可能条件を再考し、その問題点を議論する。

4. H₂Oの供給：地球大気形成論

前章[1]までで、水惑星ができるための4つの条件のうち、第三：H₂Oが宇宙空間に逃げずに表面にとどまること、第四：惑星表面のH₂Oが液体の状態になること、について見てきた。以下では、第一：惑星がH₂Oを取り込むこと、第二：H₂Oが惑星の内部に閉じ込められずに表面にでてくること、について検討する。

これらの条件は、これまで見てきた第三と第四の条件に比べて、一般性がある検討がより困難である。そこで、地球大気・海洋の形成論を中心に解説することにして、より一般性がある検討の試みは第7章で述べることにする。

H₂Oの惑星への取り込みは惑星形成と深く関係があるから、初めに太陽系形成論の概略について解説する。次に太陽系形成論に基づいて、第一の条件：H₂Oの取り込みについて検討する。次に第二の条件に関連して、惑星形成過程での衝突現象や大気と固体惑星内部の間での揮発性物質の分配について検討する。

4.1 太陽系形成の概観

太陽系形成の概略は以下のように考えられている(図4.1) [2]。まず、星間分子雲の収縮によって太陽とそれをとりまく原始太陽系円盤が形成される。この原始太陽系円盤の中の塵は円盤の中心面(赤道面)に向かって沈殿し、塵の層を形成する。この塵の層はそれ自身の重力によって分裂し、多数の微惑星が形成される。微惑星の衝突合体によって惑星系が形成される。

地球型惑星の形成をまとめてみよう(図4.2) [3]。まず微惑星の衝突合体で火星程度の大きさの原始惑星が約100万年以内に形成される。このとき原始太陽系内には太陽組成のガスが充満している。やがて、このガスがなくなった時点で、原始惑星同士の衝突が起こり、約数千万年をかけて地球サイズの天体まで成長する。この段階で月もできる。

4.1.1 原始太陽系円盤

原始太陽系円盤の形成段階では、円盤の質量は太陽の質量の20~50%にも達していたと思われる。円盤が徐々に中心の原始星に向かって落下することで原始太陽は成長し、円盤の質量は減少する。太陽への円盤の落下を質量降着、落下していく円盤を降着円盤と呼

1. 東京大学大学院理学研究科
ayutaka@eps.s.u-tokyo.ac.jp

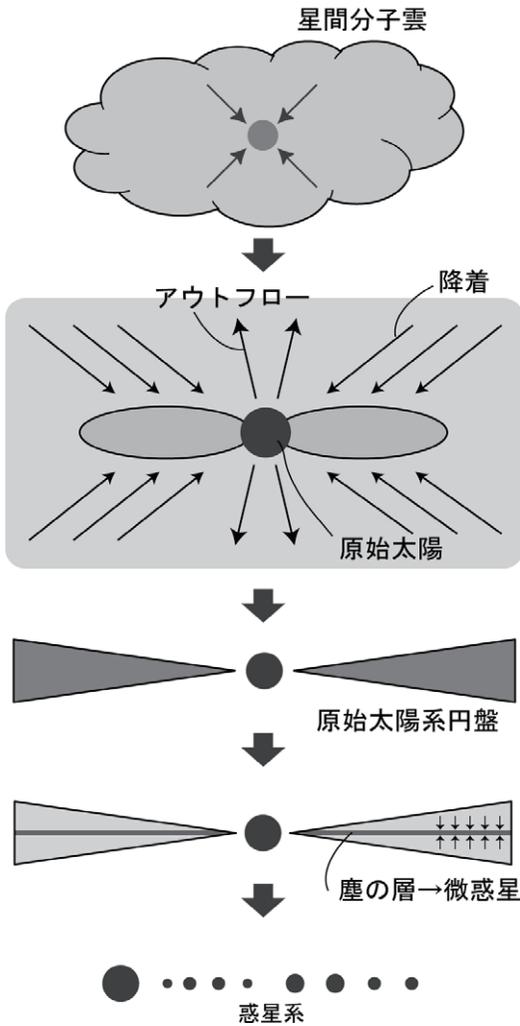


図4.1：太陽系形成の標準的描像。

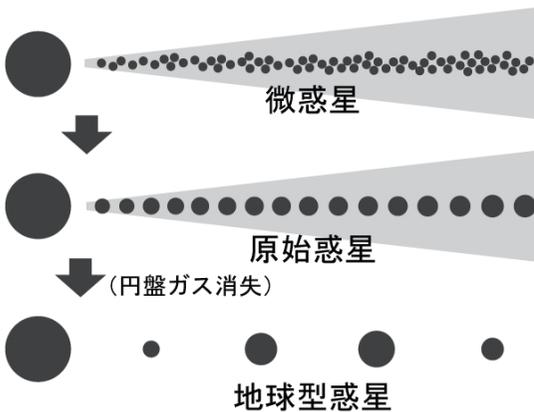


図4.2：地球型惑星形成の標準的描像。

ぶ。ある時点で原始星への質量降着は終わり、比較的小きな質量の円盤が太陽の周りに残る。この段階では中心の星も原始星からTタウ型星に進化している。

その後の惑星形成は質量降着が停止した円盤の中で進行したと考えられる。この段階での原始太陽系円盤の質量は太陽質量の1%程度と考えられている。降着円盤の中は乱流状態にあり、気体成分と固体成分(以下では慣例によって塵と呼ぶ)が混合しているが、降着がとまると塵は円盤の中心面に向かって落下していく。1000年から10000年くらいの間にほとんどの塵は中心面に集まり、固体物質が多い層を形成する。この層を塵層と呼んでいる。塵層の形成過程で固体物質粒子は衝突によって合体成長し、1~20cm位の大きさにまで成長すると考えられている。塵層は徐々にその厚みが薄くなり、より密度が高くなっていく。この密度がある程度より高くなると、塵同士の重力によって、互いに引き合う結果、塵層は分裂し、固体物質の塊ができる。これを微惑星 (planetesimal) と呼ぶ。地球軌道付近の微惑星は平均 10^{15} kg程度、大きさにして10 km程度と考えられている。

微惑星は惑星形成の基本ブロックであって非常に重要だが、その実体はよくわかっていない。また、円盤中の乱流が収まるかどうかは明らかでなく、ここで述べたような過程で微惑星が形成されたかを疑問とする考えもある。しかし、その場合でも、現存する小惑星や彗星などの存在から、なんらかの過程で微惑星ができたと考えられている。

太陽から遠いところでは氷が塵の大部分を占めているので、氷の微惑星ができる。標準的な理論では原始太陽系の場合、氷の凝結は2.7AUより遠方で起こると考えられている。この氷の凝結が起こる領域の内側の境界をスノーライン (snow line) と呼ぶ。これよりも内側では微惑星は岩石質であり、外側では質量の70%程度まで水でできていると考えられている。彗星の核は氷微惑星の生き残りかもしれない。

4.1.2 原始惑星の形成

微惑星の衝突合体を惑星の集積と呼ぶ。惑星集積過程は、 10^{10} 個近くもある微惑星が太陽の周りを公転しながら互いの重力で影響しあって軌道を変え、衝突合体する過程である。微惑星の衝突過程は微惑星間の相対速度が重要である。相対運動は微惑星間の重力相互

作用で決まっており、推定することは容易ではないが、相対速度が最も大きな微惑星からの脱出速度とは無関係な小さい値に保たれていれば、重力が大きい微惑星ほど周囲の微惑星を集めやすくなり、大きな微惑星だけがどんどん成長していく。これを「暴走成長」という。これはウェザリルやスチュワートによって理論的に推定され[4]、井田らによってN体シミュレーションでも確かめられた[5]。N体シミュレーションは多数の微惑星の運動を正確に計算し、その衝突合体を計算機の中でシミュレートするものである。

原始惑星は、その軌道を中心に、ある幅をもった帯状の「勢力圏」を持っていて、勢力圏内の微惑星はいずれ原始惑星の重力によって、勢力圏からはじきとばされたり、原始惑星に衝突すると考えられる。はじきとばされた微惑星は隣接する原始惑星の勢力圏内で同じことを繰り返す。また、原始惑星同士は、強い重力相互作用による反発で、原始惑星の軌道間隔は広がる。結果的に原始惑星は互いの勢力圏を接しながら、しかし勢力圏が重ならないように、勢力圏内の微惑星を集めて成長することが期待される。これを小久保と井田は「寡占成長」と呼んだ[6]。地球型惑星の領域では、寡占成長によって100万年ほどの時間内に火星サイズの原始惑星まで成長すると考えられている。

原始惑星の勢力圏の幅は原始惑星の質量の3分の1乗に比例し、太陽からの距離に比例する。原始惑星が成長するにしたがって勢力範囲も広くなり、したがって集められる物質の量も増えてくる。しかし、原始惑星が大きくなっても、勢力範囲の中にある物質の質量はそれに比例しては増えない。そのため、原始惑星が成長するにつれて、勢力範囲にある微惑星の量は減り、原始惑星の成長もやがて停止してしまう。この打ち止めの質量は、もともとの原始太陽系円盤の中の物質分布に依存している。地球軌道付近ではこの打ち止めの質量はだいたい火星くらいの質量である。

木星型惑星の領域ではもう少し大きな質量まで成長することができる。地球型惑星の領域では、太陽に近く、温度が高いために水の氷が存在できない。一方、木星型惑星が存在する領域では、水が氷となっていたために、固体物質の存在量が多く、微惑星の総質量も大きい。このことにより、木星型惑星の領域では大きな原始惑星が形成される。

ところで原始太陽系には太陽と同じ組成のガスが充

満していたと考えられる。これを太陽系円盤ガスというが、原始惑星は重力によって円盤ガスを引きつけて大気をもつ。原始惑星が円盤ガスの中で地球質量の10倍くらいにまで成長すると、重力で引きつけられた円盤ガス自身の重力が、さらに大量の円盤ガスを引きつける。こうして周囲のガスは原始惑星めがけて流れ込み、巨大なガスの塊を作る。木星や土星はこれのようにして形成されたと考えられる。一方、天王星、海王星も同様に巨大なガスの塊になることが予想されるが、太陽から遠い程、原始惑星の形成には時間がかかるため、その間に、円盤ガスがなんらかのメカニズムで失われ、木星や土星のように、大量のガスを集めることができなかつたと考えられている。

天体が惑星表面に落下するとき、天体が持っていた位置エネルギーが熱エネルギーに変換される。これが重力エネルギーの解放である。寡占成長しているときには、平均すれば現在の地球が受け取る太陽放射の10倍にも達する大量の重力エネルギーが微惑星の衝突によって解放されている。この重力エネルギーの一部が惑星を加熱し、岩石が融解することによって原始惑星の表面は熔融した岩石でおおわれることになる。この状態をマグマの海、マグマオーシャンという。マグマオーシャン形成のメカニズムは複数ある。一つは天体衝突時の衝撃波による惑星内部の加熱である。これについては4.4節で述べることにする。もう一つは大気の保温効果である。

保温効果は2章で述べた温室効果と同様に大気が惑星放射に対して不透明であることによって生じるが、熱源が中心星放射(太陽放射)に限らない点が異なる。温度上昇の仕組みは2章で述べた温室効果と同様に考えてよい。エネルギー収支が成り立った状態では惑星放射は正味中心星放射とそのほかの熱源をあわせた加熱フラックスに等しくなる。ここでは大気下端、つまり固体惑星表面で解放される重力エネルギーを熱源として考えるので保温効果と呼んでいる。温室効果と保温効果の重要な違いは、温室効果は大気が中心星放射に対してある程度透明であることが温度上昇の条件であるが、保温効果ではそのような条件がないことである。すべての波長で不透明な大気は保温効果は持つが温室効果は持たない。

微惑星集積の最中は微惑星集積で解放されるエネルギーフラックスの分だけ加熱が上乘せされている。そ

のため地球軌道でも加熱フラックスが射出限界を超える。惑星表面に十分な量の H_2O があれば暴走温室状態¹となり、暴走温室状態では地面が融解するほどの高温になるはずである。4.3節で述べるように、火星サイズの原始惑星は暴走温室状態を発生させマグマオーシャンを作り出すのに十分な量の H_2O 大気を持っていると考えられる。

マグマオーシャンの形成は、地球型惑星の初期進化において重要な影響を持つ。一つはコアとマンツルの分離である。原始惑星は最初は岩石と金属鉄の混合物であったと考えられ、融解によって密度の大きい金属鉄が中心に向かって落ちる。もう一つは原始大気の変質である。これについては4.5節で述べる。

地球型惑星の領域で形成される火星サイズの原始惑星は、大気を持ち、また内部ではコアとマンツルの分離が進行している。原始惑星は火星サイズと小さいながらも、一通りの惑星としての性質を備えた天体であったと思われる。火星はこのような原始惑星の生き残りかも知れない。

4.1.3 ジャイアントインパクト

微惑星の集積が始まってから数百万年経過したとき、地球型惑星の領域では10～20個の火星サイズの原始惑星ができ、集積は一段落している。木星型惑星の領域では大きく成長した原始惑星に円盤ガスが落下して巨大な木星型惑星が形成されつつある。

円盤ガスは、星間分子雲の収縮が始まって100万～1000万年くらいのタイムスケールで徐々に失われることが観測的にわかっている[例えば、7]。ガスを集めて成長しつつあった天王星や海王星は、ガスが失われることによって、巨大なガス惑星になれなかったと考えられている。

円盤ガスは地球型惑星の領域でも重要な役割を果たしていた。ガスがあることによって原始惑星の軌道は円軌道に保たれ、原始惑星同士の衝突は起こらなかった。しかし、このガスがなくなってきたことによって軌道が円軌道から乱れはじめる。ガスを集めて巨大化した木星型惑星の重力によっても軌道が乱される。こうして原始惑星同士の衝突が起るようになった。最近の数値実験の結果では、数百万年から1千万年に一度くらいの頻度で原始惑星同士の衝突が起こり、それに

よって地球型惑星領域での原始惑星は再び成長して、大型化する。

原始惑星同士の衝突をジャイアントインパクトという。ジャイアントインパクトは、もともとは月の起源を説明するために提案された。月の起源に関しては、(1)地球とは全く独立に形成された月が、地球の重力にとらわれて衛星となったという説(他人説)、(2)地球が形成する軌道上で、地球と同時に形成されたという説(兄弟説)、(3)地球から分裂してできたという説(子供説)、など古来からいろいろな考えがあった。しかし、これらの説はどれも一長一短で、満足いくものではなかった。ジャイアントインパクト説は、地球に火星サイズの天体が斜めに衝突し、破壊された物質が地球の周囲に飛び散り、それらの物質から月ができたというもので、比較的よく月の性質を説明する。しかし、火星サイズの天体が特別な角度で地球に衝突するという設定にやや恣意的な雰囲気があった。しかし原始惑星同士の衝突合体は普遍的な現象であるとするれば、何度も繰り返される衝突の内一回がたまたま月の形成をもたらしたとしても確率的に許される。

地球や金星はジャイアントインパクトを数回から十回経験して現在の大きさにまで成長した。地球では何度も繰り返される衝突のなかで最後のジャイアントインパクトの際にたまたま月が形成された、と考えることができる。ジャイアントインパクトは惑星に様々な影響を残したはずであるが、これまでの研究の大部分は月の形成について検討したものがほとんどで、繰り返し起こった普遍的な現象としてのジャイアントインパクトの影響はよくわかっていない。ジャイアントインパクトが原始大気に与える影響については4.4節で述べる。

4.1.4 後期隕石重爆撃 (Late Heavy Bombardment)

月では約40億年前に大量の天体衝突が起こったと考えられている。これはしばしば後期隕石重爆撃と呼ばれる。この段階は、通常、惑星形成には含めないが、この過程も小天体が惑星に衝突付加する過程であること、惑星環境に与える影響が大きいことから、ここでとりあげる。

後期隕石重爆撃が、惑星集積段階から続いている天体衝突の最後のなごりであるのか、あるいは、この時期に何らかの理由で天体衝突頻度が高くなったのか、

1. 厳密には暴走保温状態と呼ぶべきかもしれないが慣例に従う。

現時点では明らかではない。天体衝突頻度がこの時期にだけ高くなったと考える根拠としては、例えば月の岩石の中にこれよりも古い年代を示す衝突由来のガラスがあまり見られないことなどがあげられているが、より古い時代に作られたガラスがこの時代の衝突によって破壊された可能性も考慮すれば、必ずしもこの時代にその前の時代より衝突頻度が高かったという強い根拠にはならないように思われる。

理論的な研究による地球型惑星領域の力学的なタイムスケールから考えると、5億年にもわたって惑星集積の材料となった小天体の衝突が続くのは不自然であると考えられている。一方で、木星などの惑星が移動することにもなって小惑星帯の中を共鳴が移動することが指摘されており、そのことによって小惑星帯からの天体落下の頻度が高くなった可能性がある。月などの古いクレーターのサイズ分布と小惑星のサイズ分布が似ていることは、このような現象が起こったことを示唆しているのかもしれない。

大規模な天体衝突の際には、海洋の蒸発が何回も起こった可能性があると考えられている。これは、衝突で発生した岩石蒸気が広い範囲を覆うことによって海洋全体を加熱する、あるいは衝突で発生した岩石蒸気が凝結して地球大気に再突入する際に大気を加熱することによる。しかし、衝突天体の規模がわからないので、このような衝突が実際に起こったかどうかはよくわからない。

4.2 地球材料物質

地球全体の組成と、太陽系内の天体の組成を比較検討することによって、地球がいったいどのような材料物質で作られたのかを議論することが可能である。

4.2.1 固体惑星材料物質

太陽と隕石は基本的に同じものからできている (図 4.3)。最も大きな違いは隕石では、揮発性物質、つまり、H, C, N, O, 希ガス、などが少ないことである。それ故、太陽系の中の揮発性物質を除いた固体物質の組成としては、だいたい隕石のようなものを想定することが許される。この場合、Fe, Mg, Si, Oで質量の90%, Ca, Al, Na, Niも入れると99%となる。

地球型惑星の材料物質の組成推定は大局的には以上で述べたようなものでよい。しかし、もう少し細かく

見ていくといろいろな問題がある。隕石は組成・同位体比やその組織によっていくつかのグループに分類される。このことは原始太陽系内に組成的・同位体的な不均一があったことを意味する。したがって隕石からの単純な類推では異なる隕石グループ間の組成のばらつきよりも細かく惑星の材料物質の組成は決められない。

地球材料物質の組成を推定する一つの方法は、地球それ自体の平均組成から推定することである。ここで地球の平均組成は太陽系の H_2O が凝結しない内側領域の固体物質の平均組成で、良い近似になることに注意しよう。なぜなら、地球がこの領域に存在する物質の約半分の質量を占めているからである。ちなみに残りの約半分は金星が占めている。

地球の平均組成の推定法の一つは、マントル起源の捕獲岩の組成からの推定である。しかし、入手された捕獲岩が変質を受けている可能性もあるので、単純にマントル捕獲岩の組成を地球マントルの平均的組成とみなすわけにはいかない。代表的な推定の一つはヴェンケラのグループによるものである。彼らは、Fe/(Mg+Fe)比が大きいこと(融解するとFeOは液相に入りやすいので、融解を経験するとこの比は小さくなる傾向がある)、希土類元素の相対存在度が隕石の値に近い(融解して分化すれば隕石の値からはずれるはずである)こと、などのいくつかの条件を課して、最も変質や融解による組成変化の影響を受けていない試料を選び出して、その分析値に基づいて始源的マントルの組成を推定し、これに地殻に濃集しているいくつかの元素について補正を加えてマントル+地殻の平均組成を算出した[8]。

4.2.2 2成分モデル

地球は酸化還元状態が異なる複数の物質の混合によって形成されたと考えるのが自然である。現在の地球は中心に還元的な金属鉄のコアがあり表面には酸化的な水の海があるが、化学平衡を考えると酸化的な水と還元的な金属鉄が材料物質中で共存していたとは考えにくい。もし、水を多く含む酸化的な(例えば炭素質隕石のような)物質だけで地球を作ろうとすれば、酸化鉄を還元して金属鉄のコアを作らねばならない。逆に、金属鉄を含む物質には水が含まれていないと考えられるので、水は別のところから供給されねば

ならない。酸化還元状態の異なる複数の物質の混合という考えを最も単純化して、揮発性物質に富んだ酸化的な物質と、揮発性物質に乏しく還元的な物質、の2種類の混合で説明しようというのが2成分モデル(2 components model)である [例えば, 8, 9]。

2成分モデルでは、A成分：Fe が金属鉄に還元されていて、親気性元素や非常に揮発性の高い元素を含まないが、難揮発性元素は隕石中の比率と同じ比率で含まれる。B成分：炭素質隕石のような物質で、揮発性元素や親気性元素を含み、Fe は全て酸化鉄になっている。の二つに分けて考える²。2成分モデルは単純だが地球材料物質のモデルとして大変有用である。現在の地球の組成は、Aが85%、Bが15%程度とするとだいたい説明できるとされる。2成分モデルでは、A成分に「エンスタタイトコンドライト」、B成分に「炭素質隕石」を割り当てて考えることもある。しかし、A、B両成分がそれぞれ既知の隕石グループと対応していると考えべきではない。炭素質隕石とエンスタタイトコンドライトの混合では、観測されている地球物質の同位体比が説明できない。「炭素質隕石と似た組成の成分」「エンスタタイトコンドライトに似た組成の成分」程度に考えるべきである。ところで、現在推定される地球の平均組成は、同位体比まで考えれば、隕石グループのどれとも一致しない。したがって、すでに知られている隕石の単純な混合では地球は作れないことに注意が必要である。

4.2.3 均質集積と不均質集積

地球に集積する微惑星の組成が時間的に変化した可能性もある。地球集積の間中、地球に集積した微惑星の組成が同じであると考えられるモデルを均質集積 (homogeneous accretion) モデル、初期と末期で集積した微惑星の組成が異なることを不均質集積 (heterogeneous accretion) モデルと呼ぶ。

微惑星の平均組成が太陽からの距離に依存しているならば、地球集積の初期と末期では微惑星の組成が異なっても不思議はない。現在、有力な不均質集積モデルは、初期には還元的で揮発性物質を欠くA成分、集積末期には酸化的で揮発性物質を含むB成分が集積したというモデルである。特に、集積最末期に揮

発性物質に富んだ炭素質隕石様または彗星様の物質が集中的に集積したという考えがある。これをベニヤ板の表面の薄い化粧板になぞらえて、レイトベニヤ (late veneer) と呼ぶ。

不均質集積モデルは、地球の初期に集積した物質は地球軌道付近にもともと存在した物質で、太陽に近くて高温のため揮発性物質に乏しくて還元的であったが、集積末期には小惑星帯や木星軌道あたりの比較的低温環境下で形成された、揮発性物質に富む酸化的な物質が集積してくるようになった、という考えとは整合的である。

現在の惑星形成論に従えば、火星ほどの大きさの原始惑星になるまでは、おおむね原始惑星が形成された軌道付近の固体物質を集めていると考えられる。原始惑星同士のジャイアントインパクトを経て地球・金星サイズの天体に成長する段階では、程度の差こそあれ、異なる軌道で形成された原始惑星の衝突が起こると考えられる。惑星形成の初期段階では地球軌道付近の物質を集め、惑星形成の最後の段階では地球軌道から離れた位置の物質を集める、と考えることができるかもしれない。最終段階のジャイアントインパクトは原始惑星同士の衝突であるから、地球軌道付近で形成され

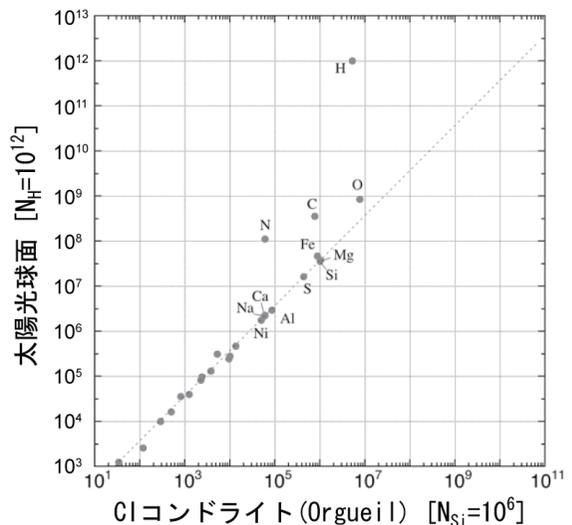


図4.3：太陽と隕石の組成を比較した図。太陽の組成は、太陽光球面で観測された組成で、水素原子(H)を10¹²個としたときのその他の元素の存在個数をあらわした。また隕石は、CIコンドライト(Orgueil)の組成で、珪素元素(Si)を10⁶個としたときその他の個数をあらわした。太陽と隕石の各元素間の存在度が同じならば、図中の破線の上に各元素がプロットされる。揮発性元素(H, O, C, N)以外が、ほぼ破線上にプロットされているのがわかる。

2. ただしヴェンケラ[8]とリングウッド[9]はAとBを逆に定義している。

た原始惑星に離れた軌道で形成された原始惑星が衝突する、と見ることもできるし、逆に離れた軌道で形成された原始惑星に地球軌道付近で形成された原始惑星が衝突する、と見ることもできるだろう。微惑星の組成が太陽からの距離に依存している場合、原始地球に集積してくる材料物質の組成は変化したはずで、その意味で不均質集積と考えることができるだろうが、還元的で難揮発性の物質から酸化的で揮発性物質を含む物質に変化した、とは必ずしもいえないだろう。

4.3 H₂Oの取込み

H₂Oの取込みは揮発性物質一般の取り込みと関係しているが、地球の揮発性物質が何からいつ取り込まれたかは未だ解決されていない。現在までにいくつかの可能性が指摘されている。

4.3.1 太陽系に充満していた原始太陽系円盤ガス

原始惑星が形成される段階で原始太陽系円盤ガスが充満している場合、原始惑星は水素やヘリウムが主成分の太陽組成のガスを重力で捕獲する。以下では太陽組成ガスの捕獲で作られる大気を「捕獲大気」と呼ぶことにしよう。大気を捕獲する条件は、大局的には、惑星の重力エネルギーが気体分子の熱運動のエネルギーに勝ることである。したがって気体の温度が低く、惑星が大きいほど、大気は捕獲しやすい。気体の分子量と温度から、大気を捕獲できる惑星の最小サイズを概算すると、現在の月の大きさ程度になる。したがって月程度以上になると、太陽組成ガスを捕獲することになる。捕獲する大気量は惑星質量が大きくなると急激に増大する。

しかし、地球型惑星の場合、H₂Oや、窒素や二酸化炭素などの気体は原始太陽系円盤ガスに起因しないと考えられている。その理由は、太陽組成のガスは、地球型惑星の大気に比べてヘリウム、ネオン、アルゴン、クリプトン、ゼノンといった希ガスを多く含んでいるためである(図4.4)。もし、現在の地球大気にある窒素や炭素(石灰岩の中に含まれている炭素も含める)をすべて太陽組成ガスの捕獲で取り込むと、同時に大量の希ガスも取り込まれてしまい、希ガスだけを減らさないと地球大気にならない。しかし、希ガスだけを減らすような都合がよい過程は見あたらない。逆に地球大気に現存する希ガスの量に合わせようとする、窒

素や炭素やH₂Oは地球表面にある量に比べてわずかな量だけしか取り込めない。すなわち太陽組成のガスから取り込めるH₂Oや、窒素や炭素などの量は少ないのである。

また、水素には質量数2の同位体である重水素(D)がある。地球の重水素と普通の水素の比(D/H比)は 1.558×10^{-4} [10]であるが、これに比べて太陽組成ガスのD/H比は地球の約1/7[11]と重水素が少なすぎるという問題もある。ただし、これは散逸による重水素濃縮や固体地球との同位体交換でも説明出来るかもしれない[12]。

以上のように、地球にH₂Oや、窒素や二酸化炭素などの気体をもたらした材料は、太陽系円盤ガスではなかったと考えられている。

4.3.2 固体材料物質からの脱ガス

固体物質からの揮発性物質の抽出を脱ガスという。脱ガスによって作られる大気を「脱ガス大気」と呼ぶことにしよう。「捕獲大気」、「脱ガス大気」は、従来それぞれ「一次大気」、「二次大気」と呼ばれていたものである。一次、二次というと大気ができる順番のような気がするが、実際のところ、どちらが先とも言えないので、以下では一次、二次という言葉は避けたいと思う。

地球大気は脱ガス大気である。しかしその揮発性物質を含んでいた固体材料物質が何であったか確定はしていない。材料物質としては、(1) 彗星、(2) 小惑星帯付近の固体物質、(3) 地球軌道付近の微惑星、などが挙げられる。

(1)の彗星起源説は欧米で支持者が多いが、現在ではあまり支持されていない。最近観測された3つの彗星のD/H比は $3.16 \pm 0.34 \times 10^{-4}$ 程度で、彗星は地球の海水のよりも約2倍ほど重水素が多い[13]。大気散逸時に、質量数が大きい重水素が濃縮することはあっても、普通の水素が濃縮することは考えにくい。D/H比を下げるには、D/H比が低い物質との混合くらいしか考えられない。D/H比が低い物質としては、例えば太陽系円盤ガスが考えられる。しかし既に述べたように太陽系円盤ガスから取り込みが可能な水素の量は希ガス量の制約から限られていて、これとの混合で説明することは無理である。他にD/H比が小さい材料物質の候補はあまりない。

(2)の小惑星帯付近の固体物質は、地球の揮発性物質の供給源としてもっとも有望視されてきたものである。隕石は小惑星のかげらと考えられており、小惑星と隕石の反射スペクトルの比較から小惑星の組成が推定されている。それによると小惑星帯の中心部の小惑星の組成は炭素質隕石に近いと考えられている。隕石中で最も豊富な揮発性物質は H_2O である。水の供給源という視点から見てみると、隕石中の水素は酸素と結合して含水鉱物として含まれている。希ガスの含有量も軽い希ガスに乏しいことから、地球大気の原因として大きな矛盾はない。

2成分モデルに従うと地球材料の15%位は炭素質隕石様の物質になる。しかし、炭素質隕石の酸素同位体比は地球のそれとは大きく異なっており、炭素質隕石そのものが地球の材料物質に多く含まれていたとは考えられない。しかし、炭素質隕石のCIと呼ばれるグループは、元素組成が太陽系の固体物質の中では最も太陽の組成に近く、固体惑星材料物質の一つの典型と考えられるから、揮発性物質を含む固体材料物質の組成推定には使えるだろう。CIは質量比で6%もの水を含むから、 H_2O の供給源がこれだけだと仮定しても地球全体で平均して1%くらいの H_2O を含んでいたことになる。

(3)の地球軌道付近の微惑星については、古典的な原始太陽系円盤モデルを考えると、地球軌道付近は太陽光による直接加熱のために氷が凝結する温度よりかなり高く、地球軌道付近の固体物質は基本的には乾燥していたと考えられてきた。しかし、詳しくは7章で検討するが、微惑星が形成される段階では地球型惑星領域でも氷が凝結するほど低温であった可能性がある。

4.3.3 揮発性物質供給の時期

いつ地球に水が持ち込まれたかもはっきりしない。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が供給された、という考えが従来から、特に欧米では、支持される傾向にあった。その理由はいくつかある。第一に、地球軌道付近は温度が高く、微惑星は高温のために揮発性物質は含まないくらい乾いていたという理論的推定。第二に、地球の海洋に含まれる H_2O 量は地球質量に比べてわずかな割合に過ぎないから、惑星がほぼできあがってしまったからでも少量の

彗星や水に富んだ小天体の衝突で取り込みが可能であるという理由。第三に、惑星形成の末期に起こったと考えられるジャイアントインパクトによって地球は完全に揮発性物質を失うだろうという理由である。しかし、微惑星形成段階で円盤の中心面付近は低温であった可能性がある。彗星が水の供給源として不適当であろうということは既に述べた。ジャイアントインパクトが大気に与える影響については次の節でやや詳しく述べるが、少なくともすべての大気が失われるとは考えられない。

したがって、水や揮発性物質が惑星形成の最終段階でだけ地球にもたらされたと考えるのはあまり根拠がないと言わざるを得ない。一方で、後述するように、水以外の揮発性物質、特に炭素や窒素の存在量は、金属鉄との反応を経験したと考えた方が説明が容易である。地球形成の最終段階で揮発性物質がもたらされたとすると、金属鉄と反応する時期がない。どちらかという地球の集積段階のかなり早いうちから揮発性物質は既に供給されていたと考える方が都合が良いように思われる。

4.4 衝突現象

この節では、衝突現象についてやや詳しく検討しよう。前節で述べたように地球型惑星では揮発性物質の大部分は固体材料物質に含まれてもたらされたと考えられる。固体物質に含まれていた揮発性物質が絞り出される過程を脱ガスという。脱ガスが起こらないと惑星表面に揮発性物質が現れない。この脱ガスのメカニズムを考える上で重要なのは衝突現象である。微惑星が揮発性成分を含んでいる場合、脱ガスは惑星形成にともなってほとんど必然的に起こることを示そう。すでに述べたように、惑星形成過程は衝突の繰り返しであるから、それ自体が重要であることも付け加えておく。

4.4.1 衝突の物理

まず衝突現象の物理をまとめておこう[14]。天体衝突現象を定性的に理解するために、半無限物体に、無限に広いが厚さは有限の平板が衝突する場合を考える。平板と半無限物体が接触した地点で衝撃波が発生し、その衝撃波は半無限物体と平板の中を進行していく。この二つの衝撃波にはさまれた部分(衝撃波後面)

では、物質が圧縮され高密度になっている。この圧縮では熱が移動する時間は無いから、これは断熱圧縮である。しかし、このとき衝撃波の前面と後面では圧力が異なるので、圧縮は非平衡で起こることになる。このため圧縮過程でエントロピーは増大する。この過程では運動エネルギーの一部が内部エネルギーに変換され、高温高压状態が発生する。

平板内を進行する衝撃波が平板の后端に達するまで、平板の后端は衝突前の速度で運動し続ける。言い換えれば平板の后端は、平板の前端が衝突したことを「知らない」のである。衝撃波が平板の后端に達すると、平板の后端は圧力が低く、自由端であるから、そこで反射波が発生する。これは物質を膨張させ、圧力を下げる波であって、希薄波と呼ばれる。希薄波も断熱的ではあるが、圧力の不連続はともなわないので、可逆断熱的であり、エントロピーは変化しない。希薄波の通過にともなって、再び内部エネルギーが運動エネルギーに変換され、平板内部の物質が逆向きに運動を始める。このとき引っ張りの力が働く。加わる力の大きさは衝突速度などに依存するが、高速の衝突では平板は破壊されて飛び散ることが多い。高温高压状態は平板の前面で発生した衝撃波が平板の後面に達し、そこで反射希薄波となって、衝突した平板の前面まで戻るまでの時間くらい継続する。

原始惑星に比較的小さな天体が衝突する場合、原始惑星表面にクレーターが形成される。クレーター形成の過程も、平板の衝突の場合からの類推で、ある程度理解できる。クレーター形成は三つの段階に分けられるとされる。初めは衝突地点で原始惑星と衝突天体が圧縮される段階である。この段階で衝突天体の運動エネルギーが内部エネルギーに変換され、高温高压状態が発生する。この段階を圧縮段階と呼ぶ。次に衝撃波にともなう運動と希薄波にともなう運動が合わさって、原始惑星表面の物質を掘削する流れとなる。この段階を掘削段階と呼ぶ。掘削段階を経て原始惑星表面には穴ができるが、これはトランジェントクレーターと呼ばれ、直径に対して相対的に深さが深いクレーターである。クレーター形成の最後の段階は変形段階と呼ばれ、クレーターの形状がより安定な形状へ変化していく段階である。

結局、衝突では不可逆断熱圧縮によって高温高压状態が発生した後、可逆断熱膨張することになる。不可

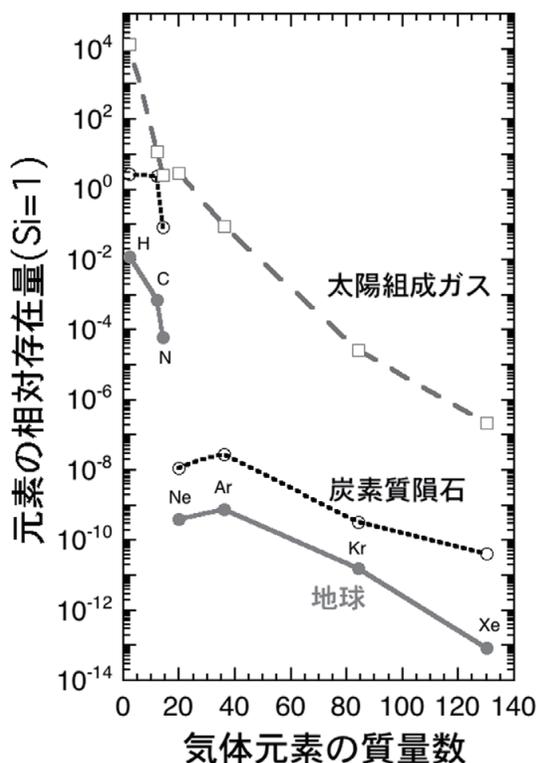


図4.4：太陽・隕石・地球の揮発性物質。太陽組成ガス，炭素質隕石，地球大気に含まれる揮発性物質の量を珪素の量に対する比で示した。太陽組成ガスに比べて、隕石や地球大気は揮発性元素が少ない。太陽組成に比べて、地球大気中の窒素や炭素は約4桁少ないのに対して、希ガスは6桁から10桁も少ない。

逆断熱圧縮の結果、エントロピーが増大し、可逆断熱膨張で衝突前と同じ圧力まで戻っても衝突前よりも内部エネルギーが高い状態(高温の状態)になる。つまり、正味で運動エネルギーが内部エネルギーに変換され、加熱されたことになる。加熱された物質は可逆断熱膨張の段階で破壊され放出される。

4.4.2 微惑星の衝突

惑星形成段階での衝突について考えてみよう。まずはじめに衝突速度を調べよう。衝突速度の一つの目安は原始惑星の脱出速度である。もう一つの目安は原始惑星の公転速度である。今、仮に原始惑星と微惑星の2体問題を考えてみる。このとき微惑星が原始惑星から非常に離れた位置で速度を持っていなかったとしよう。この微惑星が原始惑星に衝突するとき、微惑星が原始惑星に比べて非常に小さいならば、エネルギー保

存則から、衝突速度は原始惑星の脱出速度となる。したがって、微惑星の衝突速度の下限は脱出速度になる。現在の惑星形成論に従うと、原始惑星の形成段階では微惑星の軌道は円に近く、軌道傾斜や離心率は小さいと考えられている。この場合、原始惑星から離れたところでの微惑星の原始惑星に対する相対速度は小さく、したがって原始惑星と微惑星の衝突速度はおおむね原始惑星の脱出速度で近似できる。原始惑星の密度があまり変わらないとするならば、脱出速度はおおむね原始惑星の半径に比例する。それ故、原始惑星が月程度の大きさのときの衝突速度は秒速 2 km から 3 km、火星程度の大きさのときは秒速 4 km から 5 km、地球程度の大きさまでくと秒速 10 km 程度、となる。一方、惑星形成がほとんど終わったとき、惑星に衝突する小天体は大きな離心率を持っており、この場合には衝突速度の目安は惑星の公転速度に近づいてくる。

衝突にともなって惑星を構成する物質が加熱されると、脱ガス、融解、蒸発など様々な現象が起こる[例えば、15]。これらの現象を惑星の形成段階と対応させてみていこう。低速(～8 km/s)の衝突でも、現在の地球のコアとマンツルの境界の圧力(～150 GPa)に相当する以上の高圧が発生する。秒速2～3 km くらいの速度で衝突が起こると、含水鉱物が分解し、脱ガスすることが実験で知られている。衝突にともなう脱ガスを衝突脱ガスという。したがって月程度より大きい原始惑星では衝突脱ガスが起こると考えられる。3.1節で述べたように、月より大きくなると短期間であれば脱ガス大気をまとうことができる。月はおよそ火星の1/10位の質量だから、H₂Oを含んでいる微惑星が集積して、火星くらいの原始惑星ができる場合には、材料物質の9割くらいは衝突脱ガスを経験することになる。

秒速4～5 kmの衝突で融解が起こる。よって火星程度以上の原始惑星では形成にともなって衝突融解が期待される。融解するのは、おおむね衝突地点付近の衝突天体の大きさ程度の領域である。一方で、クレーターの形成にともなって、衝突地点付近の物質は掘削され、放出される。小さい天体が衝突した場合、融解が起こる領域よりも、掘削される領域の方が大きい。このため融解した物質はすべて掘削放出されて失われる。しかし、掘削される領域は必ずしも衝突天体の大きさに比例して大きくならない。このため、大きな天体が衝突したときには、衝突地点に融解した物質が残

ることになる。地球上でも、小さなクレーターでは衝突によって融解した物質はクレーター内に残っていないが、100 km程度の大きなクレーターになるとクレーター内に融解物質が見られるようになる。理論的な推定によると、衝突天体の大きさが100 kmくらいより大きくなると、衝突天体の大きさに匹敵する融解領域が残ると考えられる。このような融解領域をマグマポンドと呼んでいる。火星サイズ以上まで成長した原始惑星では、衝突によってマグマポンドが形成されたと考えられる。マグマポンドの中では、金属鉄とシリケイトの分離が起こり、コア形成が開始すると考えられる。

衝突蒸発は秒速10km程度以上で起こる。よって地球サイズまで成長した原始惑星では、衝突の際に蒸発が起こると考えられる。衝突蒸発は実験的にはもちろん、理論的にも検討が難しく、惑星形成過程の衝突蒸発がどのような影響をもたらしたのか、あまりよくわかっていない。3.1節で述べた衝突によるはざとりは、衝突で発生した岩石蒸気が脱出速度を超える速度で膨張するとき起こると考えられている。理論的にはこのような速度で岩石蒸気が膨張するには脱出速度の2倍程度以上の衝突速度が必要であると考えられている。惑星形成の最中には、このような高速衝突は起こりにくいと考えられるから、惑星形成途中では衝突によるはざとりを考える必要はあまりないであろう。衝突によるはざとりが重要になるのは惑星形成後である。一方で、蒸発が起これば、衝突天体の中に含まれていた揮発性物質は当然脱ガスすると考えられるから、衝突蒸発は地球程度の大きさの惑星からの脱ガスを保証していることに注意すべきである。

4.4.3 ジャイアントインパクト

原始惑星同士が衝突するジャイアントインパクトは極めて複雑な過程であって詳細な検討は難しい。ジャイアントインパクトでは圧縮、掘削、変形は惑星のいろいろな場所で同時進行し、クレーター形成の場合のような3つの段階に分けて考えることは難しい。それでも、個々の部分部分で考えれば、不可逆断熱圧縮に続いて可逆断熱膨張が起こることに違いはない。

水星はジャイアントインパクトによってマンツルの大部分が吹き飛ばされた結果、金属鉄に異常に富んだ可能性が指摘されている[16]。しかし繰り返し起こっ

た普遍的な現象として地球や金星に及ぼした影響はよくわかっていない。

ジャイアントインパクトの際に原始惑星がどのような状態になるのか、正確にはよくわかっていない。しかしながら既存の数値計算結果[例えば, 17]によれば、ほぼ中心部まで融解するほどの高温が実現されると考えられている。地球に火星サイズの天体が脱出速度で衝突したときに解放される重力エネルギーは、地球全体を6000~7000 Kまで加熱することができる。惑星中心部まで融解し、深いマグマオーシャンが形成されるはずである。これはコアとマントルの分離を保証する。中心部まで融解した惑星が冷却するのにどれほどの時間がかかるか正確にはよくわからないが、少なくとも中心部は数千年程度の比較的短時間で冷却することが予想される。それは、中心部が融解している状況では、岩石の融点勾配と断熱温度勾配の関係から、表面付近は完全熔融状態にあり、粘性率が低く、対流による熱輸送の効率が極めて良いと考えられるからである。しかし、高温のマントルはその後数千万年から1億年程度は維持される。表面付近が部分熔融状態になると粘性率は著しく上がり、熱輸送の効率が低下するために、冷却は急激に遅くなることが予測される。それでも部分熔融状態にある限り、マグマが地表に噴出することによる冷却は起こるのであろう。このことにもなう冷却の速さがどの程度であるかは単純には予測できないが、ジャイアントインパクトから数億年程度経過した段階では、マントル内部はまだ高温であった可能性が高い。

ここではジャイアントインパクトのときの大気散逸についてやや詳しく述べよう。ジャイアントインパクトにもなう、衝撃波による散逸と加熱による散逸とに分けて考えよう。衝撃波は衝突の直後に惑星内部を伝播し、特に衝突地点の反対側では地面から大気を突き上げるような力を加える。このような衝撃波による押し上げによって大気が力学的にはじき飛ばされる可能性が指摘されている[18]。

しかし、この運動による大気の散逸は地面が脱出速度を超える速度で運動しない限り大気がすべて失われることはない[19]。このため衝突地点付近では大気がすべて失われたと考える場合でも、惑星全体で失われるのはもともと持っていた大気の3分の1程度と推定される。地球質量の10分の1の原始惑星が、このような

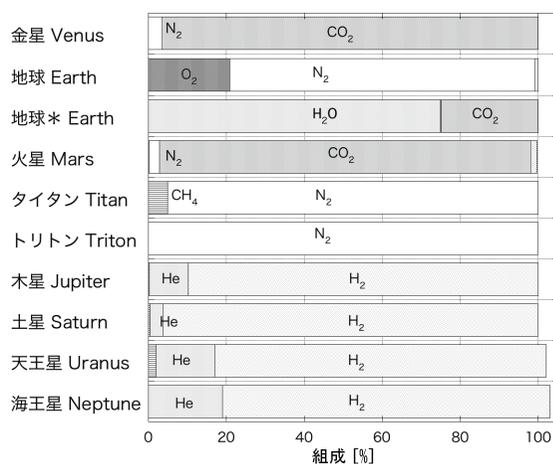


図4.5: 太陽系の大気を持つ主な惑星と衛星について大気組成をモルパーセントで示した。地球については海水のH₂Oと地殻の炭酸塩岩に固定されているCO₂を考慮した場合(*)についても示した。なお測定誤差のためにすべての成分の量の和が100%にならない場合がある。

衝突を繰り返して地球サイズの天体ができた場合、おおざっぱにいて原始惑星1つがもともと持っていた大気の3倍程度の大気(原始惑星が持っていた大気全部をあわせたものの約3割)が残ると考えられる。

面白いことにこの散逸の状況は原始惑星の地表面状態に強く依存することが分かってきた[20]。地面に海がある場合には、衝撃波の通過にもなって水が蒸発すること、および大気と地面の間の力学的境界条件が変わることによって、大気自体は海がない場合よりも多く散逸する。海自体の散逸はあまり起こらないことから、この場合には水が相対的に濃縮することになる。地球は地球型惑星の間では相対的に水が多いように見えるが(図4.5)、これはこのような濃縮の結果であるかもしれない。また、もし金星軌道より内側の原始惑星に液体の水、つまり海がなかったとするならば、金星大気と地球大気の初期組成の違いを生む可能性がある。いずれにせよ、ここで注意すべきことは、少なくとも液体の水はジャイアントインパクトにもなう衝撃波では容易には失われないことである。

ジャイアントインパクトではすでに述べたように極めて高温にまで加熱される。3.1節で検討したように水素は4000 K程度まで加熱されれば流体力学的に散逸し得る。しかしこの温度ではマントル構成物質自体が蒸発しており、さらに温度が高くなればなるほど蒸発したマントル物質の量は増えて、大気の実平均分子量

が大きくなる。このため高温になるほど大気は失われにくいという現象が起こる。4000 K程度のところが最も散逸しやすい温度と考えられるが、この場合でも現在の海の水素量を散逸させるだけで1000万年もかかる[21]。エネルギー収支から考えて1000万年もの間、大気が高温を保つとは考えられない。結局、巨大衝突を経験してもかなりの大気は残ることになる。

4.5 原始大気組成

原始地球大気³ですら、その量・組成ともに十分な推定が行われているわけではない。4.3節で述べたように、2成分モデルに従うと地球材料の15%程度は炭素質隕石様の物質になり、H₂Oの供給源がこれだけだと仮定しても平均して1%くらいのH₂Oを含んでいたことになる。H₂Oが質量比で1%含まれている場合、原始地球に運び込まれるH₂Oは地球の海洋質量の約40倍、炭素は地球の地殻に炭酸塩岩(石灰岩)として含まれている量の約150倍(二酸化炭素に換算して7000気圧)、窒素は大気中の量の110倍に達する。ジャイアントインパクトで失われる分を考えても地球表層に現在ある量より一桁以上多い。

4.5.1 脱ガス大気の組成と有機物の生成：還元的環境と酸化的環境

地球大気が脱ガス大気であることはすでに述べた。従来、脱ガス大気は二酸化炭素や水蒸気を多く含み、水素、一酸化炭素、メタンといった還元的気体をほとんど含まない酸化的なものであったと考えられてきた。その理由は、一つには、現在の地球マントルが金属鉄を含まないことによる。もう一つの理由は揮発性物質の供給源の重要な候補である炭素質隕石が酸化的な物質であると考えられてきたことにある。炭素質隕石も金属鉄を含まず、すべての鉄が酸化物として存在している。金属鉄なしで酸化鉄のみと共存する気体は水素、一酸化炭素、メタンといった還元的気体をほとんど含まない。実際に、マントルから脱ガスする気体は酸化的である。

ところで、一般に生命材料物質となる有機物は還元的な環境で多く生成しやすい。有名なユリーとミラーの実験[22, 23]ではCH₄、NH₃、H₂ガスとH₂Oを含む

系に火花を放電させてアミノ酸が合成されることが確かめられた。この実験では大気組成として太陽組成の捕獲大気を想定してガス組成を決めている。しかし、その数年前に地球大気が捕獲大気起源ではないことがブラウン[24]やジュース [25]によって示されていた。そこで脱ガス大気で想定される二酸化炭素・窒素を多く含む系で同様の実験が行われたが、アミノ酸はほとんど生成されなかった。このことは生命の材料となった有機物が宇宙空間から運び込まれたと考える一つの理由になっている。

しかし、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い切れない。これは炭素質隕石は金属鉄こそ含まないものの、化学的に非平衡であるため、金属鉄がないからといって酸化的であるとはいえないからである。炭素質隕石はその名の通り最大で5 wt%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した気体も二酸化炭素に必ずしもならない。実際に化学平衡計算を行ってみると、平衡状態で炭素質隕石からの脱ガス気体はH₂、COや、かなりの量のメタンを含む還元的なガスになるはずであることがわかる(図4.6)[26]。

また、コア形成中、形成直後のマントルは金属鉄との反応で現在よりも還元的であった可能性がある。金属鉄との反応については次の節で述べる。

4.5.2 揮発性物質の交換

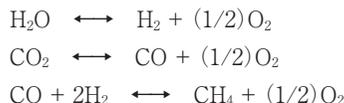
惑星形成過程で形成された大気の組成は固体惑星物質との相互作用で影響を受ける。相互作用の機構は、一つはマグマオーシャンへの溶けこみであり、もう一つは惑星材料物質の中に含まれていたはずの金属鉄(現在は惑星中心のコアになっている)との反応である。金属鉄との反応は気体の種類も変える。

H₂Oは融けた岩石に溶けこみやすく、大部分がマグマオーシャンに溶けこんでいる。一方、炭素はH₂Oほどマグマオーシャンに溶けないが、金属鉄によく溶ける性質を持っており、マグマオーシャンを通して、供給された炭素の99%が金属鉄に溶けて、最終的にはコアへ運ばれると予想される。窒素は、マグマオーシャンにあまり溶けない性質を持っている。

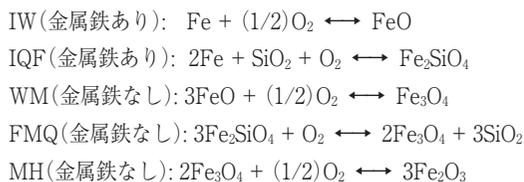
原始大気は、金属鉄(現在は惑星中心のコアになっている)と反応して、還元された可能性がある。岩石

3. ここでは、地球形成の過程で獲得され、集積中および集積終了直後の地球が持つ大気のことを原始地球大気と定義する。

や金属鉄との化学反応で生じる気体成分を概算しよう。高温の状態を考え、気体成分と岩石成分との間で化学平衡が成り立っている場合を考える。気体成分の元素として、H, C, Oを考えると、以下の化学反応式で、主な気体分子の組成比が決まると考えてよい。



ここで、酸素分圧(O_2)は、岩石の鉱物間の相平衡から決まると考えることができる。その場合、もし、岩石に金属鉄が含まれているならば、iron(Fe)-wüstite(FeO)間の相平衡で決まる酸素分圧(IW), または、iron(Fe)-quartz(SiO_2)-fayalite(Fe_2SiO_4)間の相平衡で決まる酸素分圧(IQF)程度になることが期待できる。もし、地表面に金属鉄が存在しなければ、wüstite(FeO)-magnetite(Fe_3O_4)間の相平衡で決まる酸素分圧(WM), または、fayalite(Fe_2SiO_4)-magnetite(Fe_3O_4)-quartz(SiO_2)間の相平衡で決まる酸素分圧(FMQ), または、magnetite(Fe_3O_4)-hematite(Fe_2O_3)間の相平衡で決まる酸素分圧(MH)程度であると考えられる。このような酸素分圧をバッファーする鉱物間の化学反応式を書き下すと次のようになる。



そこで、おのおのの酸素分圧に対して、各気体の組成比を計算したものが、図4.7である。金属鉄が存在している場合、金属鉄が H_2O から酸素を奪って酸化鉄になり、 H_2O は水素に還元されるという反応が高温で起き、水素と水蒸気の比が1:1以上に保たれる。また、一酸化炭素と二酸化炭素の比も5:1程度に保たれる。結局、原始大気は金属鉄と反応する結果、水素や一酸化炭素を多く含む組成になる。

このように考えると、原始惑星大気は脱ガスで生じるにせよ、酸化的な二酸化炭素・水蒸気大気ではなく、むしろ水素と一酸化炭素あるいはメタンを含む大気で

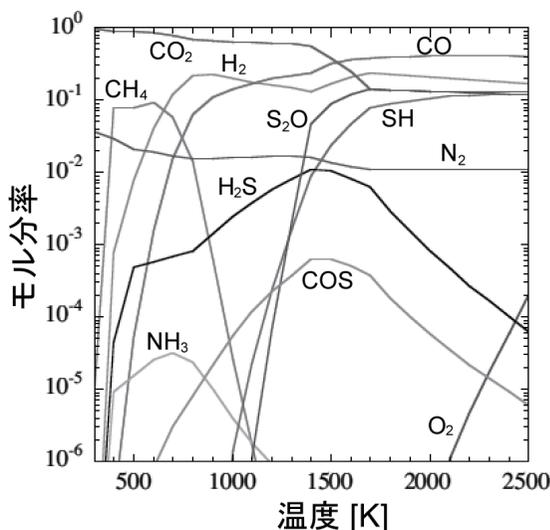


図4.6：隕石の化学平衡時の気体組成。隕石の組成として、6wt%の H_2O を含む炭素質コンドライト隕石を考えている。図は1barの場合の結果である。図はHashimoto et al. (2007) [26]から。

あったと考えてもよいかもしれない。このような大気であったことを示す直接的もしくは観測的な証拠はまだ見だされていないが、原始大気は現在の大気とは組成も量も大きく異なっていた可能性があることに注意したい。

4.6 地球海洋形成のシナリオ

地球に H_2O がいつ何によって供給されたかはよくわからない。そのような不確定性を念頭に置いて、一つの可能なシナリオを考えよう(図4.8)。

1. 原始惑星形成過程：太陽組成+微惑星脱ガス成分の混合大気の形成

微惑星に揮発性物質が含まれているならば、脱ガスは月程度以上まで原始惑星が成長した段階ではじまり、脱ガス大気が形成される。一方、この段階では、地球周囲には原始太陽系円盤ガスが充満していたと考えられる。およそ月以上の原始惑星は太陽組成ガスも重力で捕獲するから、脱ガス成分と太陽組成ガスが混合した大気になる。

2. 原始大気と惑星内部の揮発性物質交換

H_2O は融けた岩石に溶けこみやすく、大部分がマグマオーシャンに溶けこんでいる。炭素や窒素は金属鉄に溶けてコアに運ばれる。原始大気は金属鉄と反応する結果、水素や一酸化炭素を多く含む組成になる。大

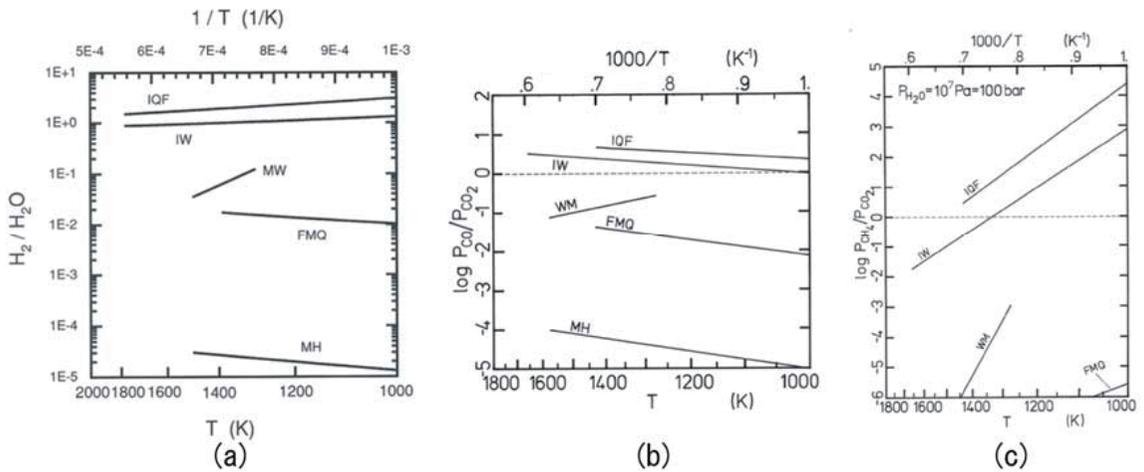


図4.7：高温の原始大気の組成。酸素分圧が、岩石の鉱物間の相平衡でコントロールされている場合についての(a)H₂/H₂O比、(b)CO/CO₂比、(c)CH₄/CO₂比を温度の関数として示した。図中のIQF, IWなどは、本文を参照のこと。総じて、金属鉄が存在する場合(IW, IQF)は、還元的な気体組成が平衡状態にあり、金属鉄が存在しない場合(WM, FMQ, MH)は、酸化的な気体組成が平衡状態にある。

気散逸は原始太陽系円盤ガスに原始惑星が覆われている段階では考えにくい。

3. 原始海洋形成

原始惑星が火星程度のサイズに達したところで寡占成長は終わると考えられている。寡占成長が終わった段階で、微惑星集積で解放されるエネルギーフラックスは著しく小さくなる。原始惑星表層に流れ込むエネルギーフラックスが小さくなり、それと釣り合う惑星放射が約300 W/m²以下になると原始大気中のH₂Oは液体の水となりうる。原始地球に入射する太陽放射の値は大気の反射率から推定して200 W/m²程度以下であると考えられており、地球内部からのエネルギーフラックスが100 W/m²程度以下になると海洋が形成される。原始地球で海洋が存在しないという状況を考えることは困難である。

このときの惑星内部からの熱流量は100 W/m²程度で、現在の地球での平均の熱流量100 mW/m²程度と比べて非常に大きい。100 W/m²もの熱流量を維持するには惑星内部はほとんど熔融状態になくはない。言い換えれば、海洋の形成は惑星内部がまだほとんど熔融している状態で起こり、原始海洋の下には非常に薄い地殻をはさんで熔融状態のマントルがあることを意味する。

現在の地球の中央海嶺では熱いマントル物質が海洋下で湧き上がってくるために、活発な熱水循環が起こっている。初期の惑星においてはマントルの温度は現

在より高く、同様な激しい熱水循環が起こることが期待できる。むしろ薄い地殻の冷却はこの熱水循環によって駆動されたはずである。

4. 巨大衝突：原始大気の変質

原始太陽系円盤ガスは失われ、原始惑星同士の巨大衝突(ジャイアントインパクト)の段階に入る。海洋を持つ原始惑星ではジャイアントインパクトによってH₂O以外の揮発性物質は失われ、H₂Oが相対的に濃縮される。一方、太陽に近く海洋が形成されない原始惑星では原始大気の大部分が残り、海洋を持つ地球付近の原始惑星とは異なる大気組成になる可能性がある。

5. レイトベニア成分の付加

惑星集積がほとんど終わり、ほぼ現在の大きさになった原始地球に小天体が衝突する。このときの衝突速度は脱出速度よりもはるかに大きく、衝突天体の蒸発が起こって、揮発性物質を供給するが、この物質は集積過程とは異なって、金属鉄(コア物質)との反応はしないと考えられる。この段階では、ある程度、衝突によるぎとりが起こる可能性があるが、3.1節で述べたように、地球サイズの天体では、あまり重要ではないだろう。

6. 大気散逸：水素の散逸

原始惑星大気は水素と一酸化炭素あるいはメタンを含む大気であった可能性がある。水素、一酸化炭素、メタンを含む還元的大気から二酸化炭素主体の酸化的大気への変化には、大気に酸化的物質(例えば酸素)を

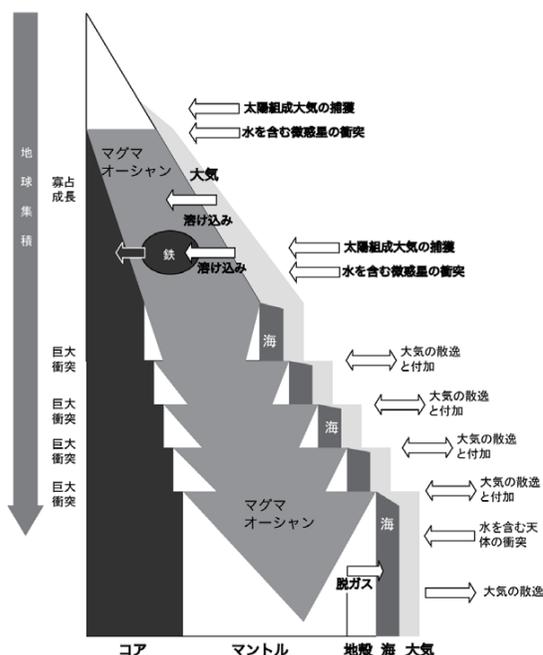


図4.8：地球形成時のH₂Oの振る舞い、時間は上から下へ進む。横軸は地球の層構造を表している（左が中心部、右が外側）。太陽系内に充満している原始太陽系円盤ガスからの水素の捕獲、微惑星からのH₂Oの脱ガスが起こる。原始惑星表面が融解するようになると、マグマオーシャンや、やがてコアとなる金属鉄と反応して、水素とH₂Oの比が決まる。またマグマオーシャンや金属鉄への溶解で原始大気中のH₂O量は変化する。原始惑星が火星サイズくらいになると集積速度が遅くなり、解放されていた重力エネルギーフラックスが減る。このため地球軌道付近では原始大気は冷却して海ができる。マグマオーシャンが固まるときにマントルからの脱ガスも起こる。ジャイアントインパクトの際に大気が持ち込まれ、かつ、一部が失われる。地球が現在のサイズに達した後も、大気から徐々に水素が失われる一方で、水分を含む小天体の衝突がH₂Oを増加させる。図は、シリーズ現代の天文学1から[27]。

加えるか、大気から還元的物質（例えば水素）を除かねばならない。コア形成の際に金属鉄と共存した原始マントルはこの時期まだ大気より酸化的是ではない。宇宙から供給される物質も既に見たように酸化的是ではない。結局、この変化は、最も軽い還元的物質である水素の散逸に依存している。水素が宇宙空間に散逸すれば、一酸化炭素やメタンは水あるいは水蒸気と反応し、二酸化炭素に変わっていく。同時に水あるいは水蒸気は分解されて水素となる。そして、その水素は宇宙空間に失われていく。この変化の速さは水素が散逸する速さで決まる。水素が散逸するには惑星の重力を振り切るエネルギーが必要なので、散逸の速さは、上層大

気に与えられる単位時間あたりのエネルギー供給率で、その上限が決まっている。

二酸化炭素は、海水中に溶けているカルシウムやマグネシウムなどのイオンと反応して炭酸塩（石灰岩）となり、大気から取り去られる。結局、H₂Oが液体となって海洋になると、二番目に多かった二酸化炭素は炭酸塩として固定され、窒素を主体とする大気が出現する。

7. 連続脱ガス成分の付加

火山活動にともなって、惑星内部に取り込まれていた揮発性物質の脱ガスが起こる。同時にプレートテクトニクスなどにともなって、惑星表面の揮発性物質と内部の揮発性物質の交換が起こり、大気・海洋の組成はゆっくりと変化する。また、生物の光合成活動で放出された酸素が加わる。

5. 地球・金星・火星

ここまで水惑星が形成・維持される条件について検討してきた。この章では太陽系の惑星、特に地球、金星、火星の進化と現状について、これまで述べてきた条件と照らし合わせて考えてみることにする。実際の惑星に適用してみると、これまで述べてきた水惑星の形成維持条件にはいろいろな問題があることが分かってくる。

5.1 地球：全球凍結の謎

地球ではプレートテクトニクスの活動の程度に依存して、温暖期と寒冷期が繰り返したと考えられている。最近では地球が全球的に凍結した時期があったのではないかと考えられてきている[28]。全球凍結の証拠は徐々に増えているように思われるが、相変わらず反対する人もいる。全球凍結を示唆する証拠としては、まず低緯度の氷床の証拠があげられる。古地磁気の俯角が小さいことから低緯度の堆積物であることがわかる。また大きな氷床があったことは、海底の漂流岩屑（ice rafted debris）、つまり氷の流れによって運ばれてきたと考えられる岩石片の存在から示唆される。

またその時期の直後に環境が非常に高温になったことを示唆する、熱帯の堆積物が見られる。さらには大量の炭酸塩堆積物も見られる。理論的には全球凍結から脱出するためには、大気中に大量の温室効果ガス、

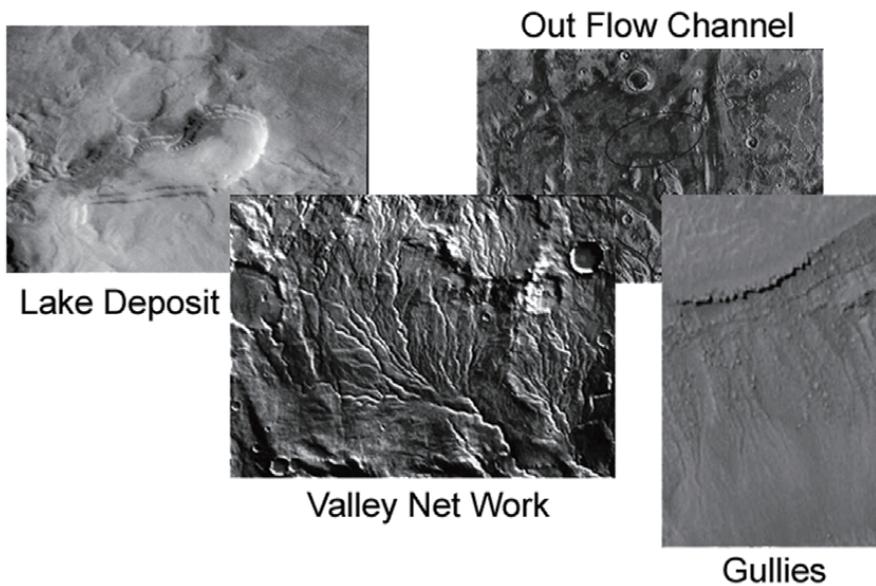


図5.1：火星表層で観測されている様々な流水地形(NASA提供)。

例えば二酸化炭素が蓄積することが必要であり(2.3節参照)、脱出した直後にアルベドが下がることによって高温状態になることが期待される。したがって、これらの熱帯の堆積物や炭酸塩堆積物は全球凍結中に大気中に大量の二酸化炭素が蓄積したと調和的である。

地球が全球凍結したとすると、二つの問題がある。一つ目の問題は全球凍結したとしても地球で生命が絶滅しなかったことである。このことは全球凍結が生存可能条件(Habitable Condition)を制約するものではない、ということの意味するのだろうか。これは生存可能条件をどのような意味でとらえるか、ということにも依存している。おそらく、ある程度以上大きな生物にとって、全球凍結は致命的な状況であるだろう。地球で地質学的な全球凍結の証拠が見いだされるのは、大きな多細胞生物の出現以前である。あるいは凍結状態の期間の長さが問題であるのかもしれない。

二つ目の問題は、なぜ全球凍結したのか、ということである。3.3節で述べた炭素循環のフィードバックが有効に機能しているならば、容易なことでは凍結しない。これはテクトニックな変化が1000万年程度の時間スケールで起こるのに対して、炭素循環のフィードバックは10～100万年程度の時間スケールで起こり、充分炭素循環がテクトニックな変化に追いつけた、と考えられるからである。確かに地球内部からの二酸化

炭素の脱ガスが著しく小さくなるのであれば、凍結するような温度にまで下がることは考えられる。しかし、この場合、温室効果が弱まって気温が下がると、炭酸塩生成の速度も著しく小さくなるので、凍結するところまで気温が低下するのはなかなか難しい。また、全球凍結状態に入った場合には、地球内部からの脱ガスによって大気中のCO₂量が著しくふえるまで(全球凍結状態から脱出するには、非常に高い二酸化炭素濃度が必要である)、凍結状態が維持されなければならない。テクトニックな変化の時間スケールは1000万年程度であるから、凍結状態もその程度続かなければならない。一方で、全球凍結から脱出するには急激な温暖化が起きている、つまり炭素循環フィードバックがまともに働いている。そこで生ずる疑問は、なぜ凍結する際には炭素循環フィードバックが働かなかったのか、ということである。未だ理解されていない不安定要因があるのだろうか。

あるいは、フィードバックが働いていたにも関わらず凍結した、という可能性もある。そのような可能性として、凍結以前にはメタンが温室効果の主役として気温を維持していたが、何らかの理由で急激に酸化されて失われた結果、温室効果気体が激減し、凍結状態に陥った、という可能性が指摘されている[29]。この場合、メタン大気酸化はどれくらい惑星大気進化における一般性があるのだろうか。ここで問題となるの

はメタンの起源である。メタンは生命起源であろうか。メタン合成菌の出現は必然的なものであろうか。あるいは、4章で問題にしたように、惑星大気にはほとんどメタンが含まれていたものであろうか。

ところで、最後の全球凍結の直後に単細胞生物から多細胞生物への劇的な進化が起こったとされている。環境変動(メタンの酸化など)が生物の進化によるものなのか、それとも生物の進化が環境変動によるものなのかは明らかではなく、いわば、生物の進化と環境変動は「鶏と卵」問題になっている。

話を元に戻すと、地球史における全球凍結の問題は、生存可能条件の一つの限界として全球凍結を考えて良いのか、という問題と、二酸化炭素循環による環境の安定化が実際の程度有効なのか、という問題を提起していることになる。

5.2 火星：水惑星の崩壊

5.2.1 火星気候進化の問題

現在の火星は低温であると同時に低圧である。火星の気圧 6 hPa(50%ほど季節変化する)は H_2O の三重圧力ぎりぎり、大部分の地域で水は安定に存在できない。太陽から遠く、太陽放射は地球の0.43倍である。太陽放射が小さいため、温室効果が強くないと H_2O は凍結するから、火星で水が表面に存在できる環境を作り出すのは容易ではない。単純な理論では、3.2節でみたように、太陽放射が時間とともに増加するので、火星は、生存不可能な (unhabitable) 状態から生存可能な (habitable) 状態へという変化が起こってよいように見える。

しかし、火星表面に見られる河川状の地形(図5.1)はかつて液体の水が流れたことを示唆するし、一時的に北半球に海洋があったと考える研究者も少なくない。様々な証拠は、あまり長期間ではなかったにせよ、むしろ過去の火星に液体の水が存在したにもかかわらず、現在は失われているように見える。言い換えれば、生存可能な惑星 (habitable planet) から生存不可能な惑星 (unhabitable planet) への変化が起こったように見える。したがって、火星気候進化における主要な問題は以下のようなものであろう：

1. そもそも、かつて温暖であったのか
2. どのようなメカニズムが働いて温暖な状態を作れたのか

3. 温暖な時期があったとして、ずっと温暖であったのか、あるいは時々間欠的に温暖であったのか
4. 温暖な状態を作るために必要な温室効果気体はどこに失われたのか
5. 水はどこに失われたのか

5.2.2 過去の火星は温暖湿潤であったのか

1 番の問題から考えよう。液体の水が流れたように見えるにもかかわらず、過去の火星も現在同様にずっと寒冷であったという主張もある。例えば、地球の南極のドライバレー (dry valley) のような環境[例えば、30]であったと考えるのである。確かに、氷点直下であれば水は流れることができる。

このような過去も寒冷であった、という考えは、過去の火星を温暖に保つことが難しい、という理論的考察に基づいている。キャストリング[31]が指摘したように、過去の火星大気では二酸化炭素は凝結し、十分な温室効果を持てなかった可能性がある(5.2.3節参照)。しかし、もう少し詳しく考えてみると、過去の火星で氷点直下の温度を維持することは、火星を氷点より高い温度に維持するよりもむしろ難しい。というのは、地表温度が著しく低い場合には、湿った地面は必然的に全体が雪氷に覆われ、アルベドが上昇して一気に気温が下がるからである。2.3節でみたように、全球凍結状態で、氷点直下の温度を維持するために必要な温室効果の大きさは、凍結しない状態を維持するために必要な温室効果の大きさよりもずっと大きいのである。

流水関係の地形の中には1回だけの大規模な流れで形成されたと考えられるものもあるが、何回も流水があってはじめて形成されると考えられるものもある。後者の地形の場合には、繰り返し水が流れること、すなわち水循環が存在することが必要となる。ところが全球凍結状態では実質的に水循環は停止している。雪氷のアルベド効果によって地表温度は著しく低下し(平均200K程度以下)、飽和水蒸気圧が下がり、大気が保持できる水の量が少なく、大気運動がおこっても水平方向の水輸送がほとんど起こらなくなるのが原因である。それでも太陽に照らされた地点で蒸発し、その場で凝結するという、鉛直方向の水循環だけは起こっていて、これが雪氷を更新して高いアルベドを維持している [32]。この場合、南極の例は必ずしも適当ではない。というのは、地球は全体が氷点直下であるわ

けではなく、大部分は温暖であるからである。それゆえ、地球では活発な水循環が維持されているし、非常に大きな温室効果が必要なわけでもない。そう考えると、理論的には、過去の火星を現在のような寒冷環境で、かつ水が流れるような寒冷湿潤環境に維持するよりも、温暖環境に維持する方が、より容易であると考えられる。寒冷湿潤な環境を考える場合、地形的証拠の説明と同時に、より強い温室効果も説明しなければならない。

ところで、いわゆる「流水地形」が水によるものではなく、液体の二酸化炭素によるものである、という主張もある[33]。確かに「流水地形」の一部が水以外の液体で作られた可能性はあるかもしれない。しかし、それが全てか、が問題である。この場合、火星の表面と地質を探索したマーズ・エクスプロレーション・ローバー (Mars Exploration Rovers)が見出したような、堆積物の形状や組成的証拠まで、二酸化炭素液体で説明できるか、という点を検討しなければなるまい。

現時点までに得られている証拠を見る限り、一時的にせよ、液体の水が流れられる程度の温暖湿潤環境が実現していたと考える方が自然であろう。

5.2.3 温暖化の機構

温暖環境が実現していたとすれば、そのメカニズムは何であろうか。現在の火星大気圧は水の三重点圧力ぎりぎりであって、液体の水を作るには圧力が低すぎる。大気中に大量の水蒸気があればそれだけでも圧力は稼げるが、水だけの大気では十分な蒸気圧を稼げる温室効果が得られないので、結局他の温室効果ガスがないとダメである。温度を上げるためだけでなく、圧力を上げるためにも温室効果ガスが必要であり、温暖湿潤状態の火星の大気圧は今より高かったはずである。

1980年代までは、数気圧の二酸化炭素大気があれば十分な温室効果が起り、過去の暗い太陽のもとでも温暖環境が実現するとされていた。しかし、1990年代に入って、大気中での二酸化炭素凝結が起ることによって、温室効果が頭打ちになるという問題が指摘された[31]。二酸化炭素の凝結にともなって対流圏上部の温度勾配が小さくなり、その結果、地表温度の上昇が抑えられるのである。これは凝結によって生じた二酸化炭素の雲の効果は考えていない。雲の温室効果を考えることによって、地表温度は充分に高くなる、と

いう主張もある[34]。一般に、雲は惑星からの赤外放射を遮って温度上昇に寄与する可能性もあるが、逆に太陽放射を遮って温度低下に寄与する可能性もある。どちらに効くかは雲粒の性質や雲の厚さに依存して変わる。さらに、雲自身が放射場と相互作用することによってその性質を変える。したがって、雲の効果の評価は極めて難しい。現在までのところ、1次元の放射対流平衡モデルと雲粒の成長をカップルさせた研究の結果[35]を見ると、雲の温室効果が効いて温度が高くなる可能性がありそうに思われる。しかし、我々がよく見知っている地球上の雲に関しても、その正確な評価をすることは大変難しく、よく正体がわからない二酸化炭素の雲の評価はさらに困難である。3次元的な大気運動まで充分に考慮した研究が待たれるところである。

二酸化炭素以外の温室効果気体を考えることも可能である。この場合、特にメタンが注目されている[31]。温室効果気体としてのメタンの問題点は、メタンが光化学反応によって容易に分解され、長時間持続できないと考えられることである。この問題に関して一つの提案は、大気上層におけるメタン自身が紫外線を吸収することによって、大気下層のメタンの分解が妨げられる (Self shielding) というものである[36]。ガリモフ [37]は初期にメタンに富んだ大気があったと考え、メタンと二酸化炭素の間の同位体交換や天体衝突にともなう大気のはぎとり (3.1.2.3節参照)によるメタンの散逸、水中での二酸化炭素の炭酸塩への固定、炭酸塩からの脱ガス、というような過程を考えることによって、現在の火星大気と同位体組成がよく説明できる、としている。

また、4章で議論したような還元的な原始大気が残存していた、という可能性も検討する価値があるだろう。たとえば、水素に富むような大気が存在すれば、それだけでも温暖になる可能性がある。

このように、まだ温暖化機構は十分に理解されていないが、二酸化炭素凝結が起った場合でも、二酸化炭素の雲やそれ以外の温室効果気体の存在によって、温暖環境は実現できる可能性がある。一つ、あえて注意をしておくならば、現在とは組成や量が異なる大気が必要だ、ということである。

5.2.4 温暖湿潤環境の継続時間と規模

温暖湿潤環境はどれくらい長時間続いたのであろうか。一つの問題は、温暖湿潤環境が何億年も続いたとして、衝突クレーターが密集している高地の古い地形は残るのか、ということである。地球では1億年前のクレーターはすでに風化によって原形をとどめなくなっている。また、かんらん石がそれほど風化されていないことも、温暖湿潤環境が長く続いたことに否定的である。一方で、地形的には、少なくともクレーターが密集した高地の地形ができた後に水が流れている必要があることが示唆される。それゆえ、温暖環境は何億年間にもわたって持続したのではなく、間欠的なものであった、と考えられる。間欠的な温暖化は昔ほど多いが、最近でも稀に起きているようだ。

このような間欠的な温暖化機構はよくわからないが、可能性としては、火山活動にともなうガス放出、天体衝突にともなうガス放出、自転軸傾斜の変動、などが考えられるだろう。ガス放出は直ちに温室効果ガスの供給につながるから、温暖化機構として分かり易い。自転軸傾斜の影響はそれほど明解ではないが、概して自転軸傾斜が大きいほど、特に高緯度で日射が大きくなり、極冠の蒸発などを介して温暖化する可能性がある。いずれの過程に関しても、詳細な検討が必要である。間欠的な温暖化が起こるには大気組成や大気量の変化が繰り返し起こる必要がある。

ところで温暖化機構に関してはいろいろと検討がなされているが、あまり注目されないもう一つの問題がある。それは、温暖でないときはどうなるか、ということである。もし、温暖湿潤でないときに、寒冷湿潤な環境、すなわち、水は存在するが、氷点以下の温度になる、という状況が発生したならば、全球凍結状態に陥ると考えられる。寒冷湿潤な惑星では雪玉惑星状態の出現は不可避的である。仮に地面を覆う雪をすべて取り除いたとしても、湿った地面に太陽光が吸収されて水蒸気が蒸発し、大気中の温度が低いために直ちに凝結して雪として地面を覆う。このため地面が湿っている限り、地面が雪・霜で覆われてしまうことは避けられないのである。すでに述べたように、この状態からの脱出にはより強い温暖化機構が必要になる。

温暖湿潤環境があったとして、どの程度の水が関与したのであろうか。クリフォードとパーカー [38] はNoachian(約35億年以前)の時代に火星全体が水浸

しになるような状況を考えている。一方でカーとヘッド [39] はHesperian(約35億年前から約20億年前の時代)には $2.3 \times 10^7 \text{ km}^3$ 程度しか水がなく、全球平均で深さ156m程度と推定している。この二つは一見矛盾するかにみえるが、後者[39]はHesperianには大量の水がなかったと述べているだけであって、前者[38]のようなNoachianの海については何も述べていない。Noachianの活発な水循環はむしろこの時代の地形の特徴が消されていること整合的で、逆にいえばHesperianには水循環が活発であってはおかしい。

5.2.5 温室効果ガスの行方

過去に温暖湿潤な環境が火星であったとして、その環境がなんらかの温室効果気体によるものであったとしたら、大気圧は現在のものよりも高かったはずである。では、そのような大気はどこへ行ってしまったのか。大気は行き先は、大気上端から宇宙空間へ散逸するか、大気下端から地殻に固定されるか、どちらかしかない。

大気の散逸過程として、一つの可能性は非熱的散逸である。しかし、現在までのところ、このメカニズムによる本当の散逸量はよくわからない。また、磁場の消滅が高エネルギーの粒子が直接大気に衝突するようになるという意味で重要とされるが、その時期がいつであったかよくわからない。もう一つの散逸過程として衝突によるはぎとりが提案されているが、衝突天体による気体成分の持ち込み効果まで考えると、これで今の気圧まで減らすことは難しいだろう。ただし、この過程は大気の入替わりには寄与したであろう [40]。惑星形成過程で作られた原始大気があったとするならば、原始大気がいつまで存在したかは、水素大気散逸の問題に帰着する。いずれの散逸過程を考える場合でも、散逸時期まで含めた定量的な散逸の見積もりはまだ不十分である。

二酸化炭素もメタンも炭素気体であり、存在量から言っても温室効果ガスが炭素気体であった可能性は高い。炭素気体の最も容易な地殻への固定形態は炭酸塩である。しかし、炭酸塩が現在の火星地表に見いだされない、ということが一つの問題である。ところで、現在の火星大気圧は水の三重点気圧に近い。このことは、単なる偶然か、それとも水が存在できなくなるまで、炭素気体からなる大気が炭酸塩として固定された、ということを示唆するのか、よくわかっていない。

地殻と大気の間での揮発性物質の交換に関して、地殻構造の進化という視点からも検討する必要がある。火星の北半球は南半球に比べて高度が低く、地殻の厚さが薄いと考えられる。このような地殻の厚さの不均一が保持されるには地殻は冷えていなければならない。このことは現在見られる残留地磁気が、地殻のやや深い位置にある、ということと整合的である。逆に初期火星でプレートテクトニクスが起こっていた、という考えとは整合しない。このような比較的速い地殻の冷却を実現するために、熱水循環による冷却が提案されている[41]。もし、このようなことがあったなら、当然、大気組成の進化にも大きな影響があったはずである。

いずれにせよ、今後行われるであろう温室効果気体を含む火星原始大気組成の検討では、整合的な大気組成モデルが必要である。これはまだ十分に検討されているとはいえないが、大気形成過程から考える必要があるだろう。また、そのような大気の変質していく過程、特に大気散逸について検討する必要がある。

また、大気の変質過程を考える上で、火星が小さいということに注意することも必要である。惑星が小さいと、第一に、重力が弱いから、低い熱圏温度で大気が散逸し、大気が失われやすい。第二に、惑星内部がすぐに冷えるので磁場が維持できない。磁場が消えたことによって高エネルギー粒子が直接大気に降りそそぎ、気体分子を加速するため、大気は失われやすくなる。第三に、惑星内部がすぐに冷えるので、活発なマンツルの活動が維持できず、二酸化炭素などの温室効果ガスの供給が続かない。また大気が失われたり、化学反応で地殻に固定されても、それを脱ガスによって補充することができない。

現在の火星大気における窒素の存在量は一つの謎である。火星を温暖湿潤環境にした温室効果気体が炭素気体だったとすると、温室効果気体が失われて寒冷化するときには、火星大気から炭素が取り除かれたことになる。もし炭素だけが除かれるのであれば、大気中に相対的に窒素が濃縮するはずである。しかし、現在の火星大気では窒素が濃縮した徴候は特に見られない(例えば図4.5から現在の火星大気の窒素と二酸化炭素の比は現在の金星大気のそれとあまり変わらないことがわかる)。炭素を除去した同じプロセスが窒素も除去したのか、あるいは最初から窒素が少なく、たまたま窒素と炭素の比が隕石や金星大気における値に近づ

いたのか、あるいは温室効果気体は炭素気体ではなかったのか、いずれにせよ、この問題は火星大気の進化に重要な制約を与えると考えられるが、現時点ではまだよくわからない。

5.2.6 水の行方

カーとヘッド [39]はHesperianに全球平均で156m程度の水があったとしているが、現在はそのうち20~30mは極冠、50mは散逸し、80mは不明であるとしている。水の行方と温室効果ガスの行方は必ずしも同じではない。たとえば、温暖湿潤環境で表面に液体の水が存在する状態で、温室効果ガスが散逸あるいは固定されたとしても、このとき、温室効果減少による寒冷化によって、表面の水が凍結し、全球凍結状態に落ち込む可能性がある。つまり、水と大気が表面から消えるタイミングが問題である。水が先に失われないと全球凍結状態に陥る可能性が高い。その意味で水の行方は大きな問題である。現在の火星大気の高いD/H比はある程度の散逸を示唆するように見える。

5.2.7 火星からの課題

1. 惑星サイズの重要性

火星にかつて存在した液体の水が現在まで維持できなかった原因は太陽から遠いためではなく、質量が小さいことにもなって大気が失われたことが重要なのではないかと考えられる。サイズ効果が重要だ、とするならば、いったいどのサイズから重要となってくるのかを良く決めなければならない。質量が小さいことは様々な影響を持つと考えられる。重力が弱いために大気が失われやすい。磁場が維持できないために大気が失われやすい。マンツルの活動が維持できないために温室効果ガスの補充ができない。これらのうち本当に重要な効果は何であるか。それがわからないと液体の水を維持できる惑星サイズの限界についてもよくわからないことになるだろう。

2. 生存可能領域 (Habitable Zone) の外側限界

2.4節では二酸化炭素気体が凝結する条件が生存可能領域の外側限界を決めていると考えた。しかし、過去の火星環境は、二酸化炭素の雲や、それ以外の温室効果ガスの存在によって、二酸化炭素気体が凝結する条件下でも液体の水が存在できることを示唆する。では、生存可能領域の本当の外側限界を決めるのは何で

あろうか。

5.3 金星

現在の金星表面は92気圧の大気で覆われており、大気の96.5%を二酸化炭素、3.5%を窒素が占める。強い温室効果によって、地表温度は470℃にも達する。この温度では液体の水は存在できないが、そもそも、大気中の水蒸気量が少ない(150ppm以下)。水が少ないことが現在の金星が水星ではないことの直接的原因である。

金星大気における主要な問題は以下のようなものであろう：

1. なぜ水がないのか。
2. 大量の二酸化炭素がいつからあり、いつから金星表面は高温であるのか。
3. 大気中になぜ大量の³⁶Arが存在するか。
4. なぜ金星大気は地面よりも著しく速く回転しているのか(4日循環スーパーローテーションの問題)。

このうち最初の二つが特に生存可能条件に関わっているので、以下では、この二つについて詳しく考察していく。

5.3.1 水がないこと

なぜ金星には水がないのか。金星では太陽放射が地球での1.91倍と大きく、容易に暴走温室状態に陥る。もし、大量のH₂Oが金星表面にあったとすると、金星ができた直後の、現在よりも太陽放射が小さい状況では海が形成された可能性があるが、太陽放射が増大してくると暴走温室状態に入る(2.5節参照)。暴走温室効果が発生する少し前から、蒸発したH₂Oは上空にあがって、大気上層の水蒸気が多くなる。そこで紫外線を受けて分解され、宇宙空間に失われたと考えられる(3.1節参照)。現在より10倍程度大きい極端紫外線があれば10億年で地球の海質量程度の水を失えるとされている。金星大気中のD/H比が地球よりも100倍と高い[42]ことは、H₂Oが失われたことを示唆する。

このように、金星形成のあとで水が失われた、という説明がしばしばなされている。しかし、確かに3.1節で挙げた水の散逸を制限する要因のうち、エネルギーの問題と、上層大気の水蒸気量の問題はあまりない。しかし、酸素の処理の問題は残っている。ここでその

問題を再検討してみよう。水が水素と酸素に分解し、水素が散逸する場合、充分散逸フラックスが大きければ、一部の酸素を引きずって水素が散逸することは考えられる。しかし、水の分解で生成した酸素がすべて水素に引きずられて散逸する条件は非常に限られているようだ[43]。もともと水素が多い状況(つまり水の分解で生成する水素以外の水素がもともとある状況)であれば違うが、多くの場合は酸素が取り残されて、徐々に濃縮していくと考えられる。酸素の濃度が高くなるとますます酸素は逃げにくくなるので、酸素は大気中にたまってしまうと考えられる。もし、現在の地球の海と同じ量の水が金星に存在し、その分解で生じた酸素がすべて残った場合、酸素大気の圧力は300気圧程度にも達する。

酸素が大気中に高濃度で残ってしまうと、酸素と水素の再結合が散逸より速く起こって水蒸気に戻ってしまい、結局水素が散逸できない可能性がある。どの程度、酸素の濃度が高くなると逆反応が起こるのかは分からない。もし、逆反応が全く起こらなければ、水の分解で生成された水素はすべて失われ、酸素大気が残ることになる。この場合には、残った酸素は原子量が大きいので、熱的散逸では散逸しにくい。非熱的散逸で長期間かけて失う、といった方法で処理できる可能性があるが、300barの酸素大気をすべて処理できるかどうかは明らかではない[例えば、44]。

もし、逆反応で水素の散逸が制限される場合には、水素の散逸と同時に酸素の処理が必要である。地表の岩石を酸化する、大気中に存在する還元的な気体を酸化する、などの可能性がある。地表の岩石を酸化する場合、水蒸気の解離が地面から離れた大気上層で起こるため、地面の酸化が進むには大気全体で酸素濃度が上がる必要があり、酸素と水素の再結合が先になる可能性がある。また、地球海洋程度の質量の水蒸気の解離で生じる酸素を地面に固定するには、分厚い酸化物質層(~3km以上)を作る必要があり、何らかの形の地面の更新も必要である。大気を酸化する場合、水素以外の還元的な気体が水蒸気に匹敵する量必要である。元素存在度から見て、可能性があるのは還元的な炭素気体である、CH₄やCOであろう。このように、もともと大量のH₂Oが存在したとして、現在の金星大気になるには、もともと大気の組成が違って(水素が多い、あるいは還元的な気体が大量に存在した)ということ

が要請される。

また、金星で暴走温室効果が発生する以前に大量の H_2O が表面に存在したとすると、海ができていたはずである。この場合、二酸化炭素は炭酸塩に固定されたはずである。テクトニックな活動で再び脱ガスする可能性は確かにある。しかし、その場合には脱ガスと同時に、金星内部で ^{40}K の崩壊によって生じた ^{40}Ar も脱ガスするはずである。しかし、金星大気では ^{40}Ar は少ないことが知られている。この問題をどのように解決するかはあまりよく検討されていない。

金星では、そもそも水が少なかった、という可能性も考えてみる価値があるだろう。金星大気に現在よりも大量の H_2O が存在したであろうことは、D/H比から推測されている。現在の金星大気のD/H比は、地球よりも約100倍大きいことがわかっている[42]。もともと地球と同じD/H比を持っていたとするならば、少なくとも現在の金星大気中にある水蒸気の100倍は昔の金星にあったということになる（ただし、選択的にHを散逸させる必要がある）。しかし、このことは地球並みに水が存在したということの意味しない。なぜならば、現在の金星大気中の水蒸気量の100倍では、とても地球海洋の量にはならないからである。

散逸によりD/H比が上昇し、どれくらいの値になるかは、水素の散逸の速さに依存する。散逸フラックスが非常に大きければD/H比はほとんど変わらない。激しい流体力学的散逸はこの状況であろう。しかし、散逸フラックスが非常に大きい状況から、いきなり散逸が止まる、ということは考えられない。散逸フラックスは徐々に小さくなって止まるはずである。このときにD/H比は上昇していく。D/H比の上昇は、どのように散逸フラックスが小さくなっていくか、ということに強く依存することが期待されるから、現在のD/H比からももとの H_2O の量を推定することは極めて難しい。しかし、地球海洋並の量の H_2O が失われた場合には、もっと高いD/H比になるという推定がある[45]。どちらかといえばもともと H_2O が少なかった方が現在の金星大気のD/H比は説明しやすいようだ。

一方で、金星大気には ^{36}Ar の量が非常に多いことが知られている。この量は炭素質隕石のように、知られている隕石の中でも最も多く ^{36}Ar を含んでいる材料物質で金星全体を作らないと説明できない量である。こ

のことは、金星が地球とは違う材料からできた可能性、少なくとも揮発性物質の供給源が地球とは違うことを示唆する。地球と揮発性物質の供給源が違うならば、地球からの類推にもとづいて、地球と同様の量の H_2O を含んでいたと信じるべき理由は無い。

太陽に近かったために、材料物質の温度が高く、乾燥していた可能性もあるかもしれない。7章で詳しく述べる低温の原始太陽系円盤のモデルでも、金星軌道より内側では水の凝縮は起こらない。しかし、最近の惑星形成論に従えば、ジャイアントインパクトの段階では原始惑星の軌道がかなり動くと考えられているから、原始太陽系円盤の段階での、あるいは微惑星の段階での組成分布の不均一がどれくらい残るか、詳細な検討が必要であろう。

いずれにせよ、金星で水が少ない原因としては、もともとあった大量の水が散逸したと考える場合にしても、あるいはもともと水が少なかったと考えるにしても、材料組成の違いを考慮に入れる必要があるであろう。この違いを生んだ原因は、4章で触れた、ジャイアントインパクトの際に表面に海がなかったために原始大気が残った、というような可能性もある。

5.3.2 二酸化炭素量

現在の金星が高温である理由は、厚い二酸化炭素大気が存在するためである。金星はアルベドが高いから正味太陽放射は地球よりも小さい。それにもかかわらず著しく高温になっていることは、強力な温室効果の発生が金星を生存可能ではなくしている大きな要因であることを示している。金星表面の温度が高いことは金星内部のマントル対流やテクトニクスに影響し、マントルの冷却を介してコア対流や磁場にも影響する重要な問題である。厚い二酸化炭素大気はいつ、いかにして生成されたのであろうか。

二酸化炭素量が地面に存在する炭酸塩との化学平衡で決まっているという考えがある。これは、金星大気温度圧力は炭酸塩岩石と化学平衡の値に近いということから提唱されている。これをカーボネイト・バッファー仮説[例えば、46]という。この考えに従えば金星の大気量は平衡状態で維持されていることになる。

しかし、この考えには問題がある。まず第一に金星の表面に炭酸塩があることは観測的には確認されていない。また、ここで考えている化学反応は固体と固体

が反応して、気体と固体が生じるという反応であって、本当に固体と固体が速やかに反応して平衡になることができるか疑問がある。さらに、この反応で速やかに平衡が実現したとしても、温室効果との兼ね合いで、気候が不安定になるということが理論的に示されている (Topographic Greenhouse Instability)[47]。

厚い二酸化炭素大気を持つに至った理由は、水がないために二酸化炭素が炭酸塩に固定されなかったと考えたほうが良いのではないかと、水が無くても炭酸塩は生じ得るが、固体と固体の反応を含むので、効率が悪くなりそうである。このように考えると、現在の二酸化炭素の量は最初からあった量ではないかと思われる。

金星大気中の二酸化炭素量は、今の地球で石灰岩に固定されている二酸化炭素量と似たような量である。隕石のような物質から炭素が供給されたとすると、 ^{36}Ar との比較から想定される炭素量は現在よりも2桁以上大きい (図5.2)。惑星形成後の炭素循環で減らすことも考えられなくはないが、数キロバールに及ぶ大気を減らすことは、ちょっと難しいかもしれない。というのは、そのような厚い大気によって惑星表面の状態が著しく違ったものになる可能性があるからである。金属鉄と反応すれば容易に炭素は減らすことができるが、この場合には惑星形成最中に減らすことになるだろう。4章で述べたように、この場合には大気中の炭素は還

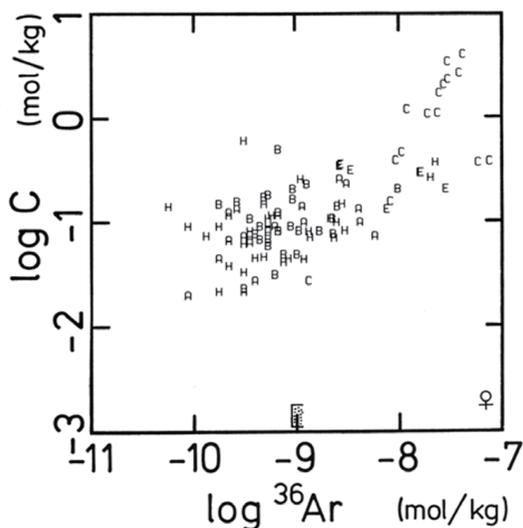


図5.2: 隕石(A, B, C, E, H)と金星(♀)の炭素とアルゴンの含有率。金星の質量36のアルゴン(^{36}Ar)をすべて、このような隕石によって供給したと考えると、現在の金星大気中の炭素よりも2桁以上多くの炭素が供給されてしまうことがわかる。

元的な一酸化炭素かメタンになるはずである。大量の還元的炭素気体があれば、 H_2O の分解で生じた酸素の反応相手になりうることはすでに述べた。還元的炭素気体の存在自体が H_2O の分解に寄与する。炭素気体の存在形態と量は水の問題を考えるうえでも重要である。

5.3.3 金星からの課題

1. 生存可能領域 (Habitable Zone) の内側境界

金星で H_2O が少ない理由が、正味太陽放射が大ききことによって上層大気の水蒸気量が増え、散逸してしまったことによるのか、あるいは太陽に近いことによって何らかの理由で、そもそも H_2O の供給が少なかったためか。もし、後者の方が重要だとするならば、生存可能領域の内側境界は3章で議論したような気候学的・大気物理学的な要因で決まるのではなく、揮発性物質の供給で決まる可能性がある。ただし、揮発性物質の供給が形成段階の惑星の気候、例えば海が作られるか作られないか、によって影響を受けた可能性もある。

2. 揮発性物質の組成

水以外の揮発性物質、特に炭素を含む気体、の供給量が惑星表面の水の存在の安定性に影響を及ぼした可能性がある。水が供給される、というだけでなく、惑星に供給される揮発性物質の組成がどのように決まるのか、ということに注意を払う必要がある。

5.4 まとめ

この章では、地球、火星、金星を具体的に調べることで、生存可能条件について再検討してみた。そこで明らかになった課題は、2章や3章で問題にした惑星表面環境あるいは気候条件の検討だけでは、生存可能条件の検討は不十分らしいということである。現段階では、地球、火星、金星の問題が解決していないことからわかるように、完全な検討をすることはできないが、続く2つの章では、もう少し原理的な側面から生存可能条件の検討を進めてみよう。

参考文献

- [1] 阿部豊, 2009, 遊星人 18, 194.
- [2] Hayashi, C. et al., 1985, in Protostars and Planets II, 1100.

- [3] Kokubo, E. and Ida, S., 2002, *Astrophys. J.* 581, 666.
- [4] Stewart, G. R. and Wetherill, G., 1988, *Icarus* 74, 542.
- [5] Ida, S. and Makino, J., 1992, *Icarus* 96, 107.
- [6] Kokubo, E. and Ida, S., 1998, *Icarus* 131, 171.
- [7] Strom, S. E. et al., 1993, in *Protostars and Planets III*, 837.
- [8] Wänke, H. et al., 1984, in *Archaean Geochemistry*, 1.
- [9] Ringwood, A. E., 1979, *Origin of the Earth and Moon* (New York: Springer-Verlag).
- [10] De Wit, J. C. et al., 1980, *Geostand. Newsl.* 4, 33.
- [11] Geiss, J. and Gloeckler, G., 1998, *Space Sci. Rev.* 84, 239.
- [12] Genda, H. and Ikoma, M., 2008, *Icarus* 194, 42.
- [13] Drake, M. J. and Richter, K., 2002, *Nature* 416, 39.
- [14] Melosh, H. J., 1989, *Impact Cratering: A Geologic Process* (New York: Oxford Univ. Press).
- [15] Abe, Y., 1993, *Lithos* 30, 223.
- [16] Benz, W. et al., 1988, *Icarus* 74, 516.
- [17] Cameron, A. G. W., 1997, *Icarus* 126, 126.
- [18] Ahrens, T. J., 1990, in *Origin of the Earth*, 211.
- [19] Genda, H. and Abe, Y., 2003, *Icarus* 164, 149.
- [20] Genda, H. and Abe, Y., 2005, *Nature* 433, 842.
- [21] 玄田英典, 阿部豊, 2004, *遊星人* 13, 94.
- [22] Miller, S. L., 1953, *Science* 117, 528.
- [23] Miller, S. L. and Urey, H. C., 1959, *Science* 130, 245.
- [24] Brown, H., 1949, in *The Atmospheres of the Earth and Planets*, 258.
- [25] Suess, H. E., 1949, *J. Geol.* 57, 600.
- [26] Hashimoto, G. L. et al., 2007, *J. Geophys. Res.* 112, doi:10.1029/2006JE002844.E05010.
- [27] 阿部豊, 2007, シリーズ 現代の天文学1(日本評論社), 212.
- [28] Kirschvink, J. L., 1992, in *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*, 51.
- [29] Kasting, J. F. et al., 2001, *Origins of Life and Evol. of the Biosph.* 31, 271.
- [30] Wharton, R. A. et al., 1989, in *Its Exobiology and Future Mars Missions*, 62.
- [31] Kasting, J. F., 1991, *Icarus* 94, 1.
- [32] Abe, Y. et al., 2005, *Icarus* 178, 27.
- [33] Hoffman, N., 2000, *Icarus* 146, 326.
- [34] Forget, F. and Pierrehumbert, R. T., 1997, *Science* 278, 1273.
- [35] 光田千紘, 2007, 博士論文.
- [36] Sagan, C. and Chyba, C., 1997, *Science* 276, 1217.
- [37] Galimov, E. M., 2000, *Icarus* 147, 472.
- [38] Clifford, S. M. and Parker, T. J., 2001, *Icarus* 154, 40.
- [39] Carr, M. H. and Head, J. W., 2003, *J. Geophys. Res.* 108, doi: 10.1029/2002JE001963.
- [40] Hamano, K. and Abe, Y., in press
- [41] Solomon, S. C., 1994, *Nature* 369, 606.
- [42] Donahue, T. M. et al., 1982, *Science* 216, 630.
- [43] 佐々木貴教, 阿部豊, 2008, *遊星人* 17, 117.
- [44] Gillmann et al., 2009, *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 503.
- [45] Krasnopolsky, V. A., 1985, *Icarus* 62, 221.
- [46] Fegley, B., Jr. and Treiman, A. H., 1992, in *Venus and Mars: Atmospheres, Ionospheres, and Solar Wind Interactions*, 7.
- [47] Hashimoto, G. L. et al., 1997, *Geophys. Res. Lett.* 24, 289.