

火星のテラフォーミング: その科学的可能性に
ついて

Terraforming of Mars:
Scientific basis for its possibility

C. McKay et al., 1991, Making Mars habitable, Nature VOL 352, 489-496

高山歌織

Kaoru Takayama

地球惑星大気物理学研究室

提出日 2000 年 2 月 4 日

目次

I	要旨	3
II	はじめに	4
III	テラフォーミング論の概要	5
1	目標とする環境	5
2	居住可能環境実現の手段	6
2.1	CO ₂ の暴走温室効果	6
2.2	クロロフルオロカーボン (CFC) による温室効果	6
3	必要物質の存在量	7
4	目標達成までの時間	8
5	結論	8
6	テラフォーミングの流れ	9
IV	論文全訳	10
1	abstract	10
2	introduction	10
3	居住可能性	11
3.1	植物	11
3.2	人間	12
4	適度な気候状態は火星に存在するのか？	13
4.1	植物の生活	14
4.2	人間の環境	14
5	CO ₂ の暴走温室効果	18
5.1	極冠	18
5.2	レゴリス	19
6	火星の揮発性物質の存在量	22
7	火星テラフォーミングのタイムスケール	25
7.1	惑星を暖める	25
7.2	大気の化学的修正	26
8	結論	26
9	参考文献	27
V	詳説ノート	32
1	暖かな大気を維持するには	32
2	温室効は十分か	34
3	様々な暴走温室効果	37
3.1	極冠フィードバック型暴走温室効果	37

3.2	レゴリスフィードバック型暴走温室効果	41
3.3	海洋フィードバック型暴走温室効果	43
3.4	注意点	43
4	火星極冠の CO ₂ リザーバー	45
5	タイムスケールの吟味	48
VI	結論	51
1	テラフォーミングとは	51
2	McKay et al. (1991) の結論	51
2.1	目標とする環境	51
2.2	環境実現の手段	51
2.3	必要物質の存在量	52
2.4	目標達成までの時間	52
2.5	テラフォーミングの流れ	52
2.6	目標とする環境は達成できるか	53
VII	appendixes	54
1	火星についての基礎知識	54
2	窒素固定による硝酸塩の形成	56
3	有効温度 (有効放射温度)	58
4	放射基礎知識	59
4.1	用語の定義	59
4.2	放射伝達方程式	63
4.3	放射の伝達	65
5	温室効果の基本的概念	71
6	SNC いん石	73
7	火星極冠の底面融解	75
VIII	謝辞	78
IX	参考文献	79

I 要旨

本論文は McKay et al. (1991) のレビューである。McKay et al. (1991) で述べられている「火星のテラフォーミング」を理解し、その科学的可能性について考察することを目的とする。

McKay et al. (1991) は火星のテラフォーミングに必要な条件を定量的に議論し、具体的なテラフォーミングのシナリオを提案している。まず、地球の生命が居住できるようにするために植物が居住可能な大気と、人間が居住可能な大気について満たすべき条件が大気組成、気温に対する生物の適応性の観点から論じられている。種を問わなければ、生物の適応可能な大気組成の幅はかなり広い。しかし生命が居住するには液体の水が必要なため、表面温度が 0°C 以上であることはもっとも重要な絶対的条件である。惑星大気温度を現在の零下 60°C から 0°C 以上に上昇させる手段として、McKay et al. (1991) は極冠-レゴリスに吸着された CO_2 による暴走温室効果の利用を提案している。気候モデルを用いた解析から火星大気にフロンガスを加えてその温室効果により大気を約 20°C 上昇させれば、極冠やレゴリス中に含まれる CO_2 の昇華と CO_2 分圧の上昇による温室効果の強化が正のフィードバックをおよぼしあい、自発的に 0°C 以上の気候条件に遷移させられる可能性がある。このとき形成される大気は CO_2 を主成分とし、植物の生育が可能である。植物の光合成により CO_2 大気をさらに人間の呼吸可能な窒素-酸素型大気に改造できる可能性もあるが、温室効果を持続させることが課題となる。火星について我々が持っている情報はまだ少なく、今後の探査により火星テラフォーミングの可能性が明らかになるだろうというのが彼らの結論である。

鍵となる単語や数値をつかって、テラフォーミングの手順を簡潔にまとめた。本論文では、McKay et al. (1991) において議論されている概念で、捕捉すべきものを幾つか取り出し、より詳細に考察している。

McKay et al. (1991) を理解する上で重要となる知識の一つが暴走温室効果を始めとする、大気の放射過程である。そのため、本論文では放射を基礎的な部分から理解するために、appendixes のなかで詳しく解説している。その知識をベースとして、火星における暴走温室効果を考察する。

II はじめに

この論文では McKay et al. (1991) で議論されている「火星のテラフォーミングの科学的可能性」をレビューする。そこで用いられている、「惑星環境を人工的に変化させる」という考え方をを用いて、環境の変化とはどのようなものかについて議論する。

この論文の目標は地球を含めた惑星の大気システムを大きな視点でとらえ理解することである。具体的にいうと、惑星規模で環境がどのような要素によって成り立ち、その個々の要素がどのようなつながりをもっているかを理解するということである。

「テラフォーミング」はおもしろいが一見現実味に欠ける発想である。しかし本論文の目標を達成するための題材として非常に適している。なぜならテラフォーミングの可能性を考える際には「ある特定の現象」だけに着目するのではなく、あらゆる現象の相互作用を「システム」としてとらえることが必要となるからである。

火星のテラフォーミングとは簡単に言うと「火星に地球上の生命が居住可能な大気をつくる」ということである。この問題を考察するには惑星全体をシステムとしてとらえるため、あらゆる分野の問題が複雑に絡んでくる。地球物理学などの一つの学問分野だけでは語り尽くすことができない。本質をとらえて議論するには様々な分野の隔たりを越えた、包括的な視点が必要とされる。

火星のテラフォーミングを研究することは地球の環境についてより良く知るための手がかりにもなる。もちろん火星と地球では環境は全く異なる。だが「システム」として惑星環境をとらえる基本的姿勢は共通に当てはまる。実際既存の資源のみを使って大気組成を変化させようという McKay et al. (1991) の概念は、火星だけでなく現在の地球にも応用できるだろう。また、火星の環境を研究することで地球の環境の特殊性も明確になり、新たな視点から問題を認識することもできる。

テラフォーミングに関する論文は過去にいくつか発表されている。松井・鳥海 (1998) などがそれである。その中で McKay et al. (1991) の特徴は、テラフォーミングの道筋を明確にし、過去の論文ではなかった、具体的なシナリオを提案していることである。単純なモデルを使ってはいるが、あらゆる分野の問題をとりいれ総合的に考察している。テラフォーミングの研究をシステム論として定量的に行っているという面でも非常に興味深い論文である。

本論文の構成は以下のとおりである。この章に続く第 3 章では McKay et al. (1991) によって示された火星のテラフォーミング論の概要を説明し、第 4 章では McKay et al. (1991) の全文訳を載せる。第 5 章は McKay et al. (1991) の理解を助けるための詳細ノートである。最後に第 6 章に本論文の結論を載せてある。McKay et al. (1991) を理解するにあたって必要となった基礎知識は、第 7 章 appendixes としてまとめた。

III テラフォーミング論の概要

この章では, McKay et al. (1991) に沿って, どのようにして火星のテラフォーミングを達成するか, その実現可能性はあるのかということを中心にまとめる. 火星のテラフォーミングとは「地球の生命を火星上に居住させるために環境を変えること」である. 人間と植物では生活できる環境が大きく異なるため, それぞれについて考察する.

1 目標とする環境

目標とする環境の最低条件は平均地表気温が 0°C 以上あるということである. これは液体の水が地表面に存在しなくては生命が生きられないためである.

植物と人間が必要とする大気成分と圧力をまとめたのが表 1 である.

表 1: 居住可能条件 [McKay et al., 1991]

変数	制限	備考
惑星平均温度	$0-30^{\circ}\text{C}$	地球は 15°C
植物のみ呼吸可能な大気;		
全圧	$> 10 \text{ mbar}$	水蒸気と O_2 , N_2 , CO_2
CO_2	$> 0.15 \text{ mbar}$	光合成ができる最低濃度 明確な上限はない
N_2	$> 1-10 \text{ mbar}$	窒素固定が可能な範囲
O_2	$> 1 \text{ mbar}$	植物の呼吸の必要量
人間が呼吸可能な大気;		
全圧		
純 O_2	$> 250 \text{ mbar}$	肺の蒸気圧, CO_2 圧, O_2 圧
混合空気	$> 500 \text{ mbar}$	高い高度での結果に基づく
	$< 5,000 \text{ mbar}$	緩衝ガスが麻薬性, 毒性を示す
CO_2	$> 10 \text{ mbar}$	毒性を示すため
N_2	$> 300 \text{ mbar}$	緩衝ガス
O_2	$> 150 \text{ mbar}$	
	$< 300 \text{ mbar}$	天然資源が自然発火する濃度

これに従って, 植物, 人間それぞれの生存が可能な, 以下のような大気を考える.

- 植物の環境: CO_2 が支配的な大気
- 人間の環境: 地球のような大気圧, 組成を持つ大気

これらの大気は平均地表面温度が 0°C 以上の条件になりうるのだろうか?

- CO₂ が支配的な大気
CO₂ 圧を 2 bar にすることができれば平均地表面温度は 0 °C まであがる.
- 地球のような大気
地球と完全に同じ大気圧, 組成では温室効果が不足し気温は十分に上がらない. しかし対策として温室効果ガスであるクロロフルオロカーボン (CFC) を大気に加えると, 平均値表面温度を 0 °C まであげることができる.

よって火星テラフォーミングの目標とする大気組成は, 以上のようにまとめられる.

- 植物の生育できる環境:
CO₂ 2 bar, O₂ 2.5 mbar, N₂ 数ミリバール
- 人間の居住できる環境:
O₂ 200 mbar, N₂ 790 mbar CO₂ 10 mbar, CFC 少々

2 居住可能環境実現の手段

2.1 CO₂ の暴走温室効果

平均気温をあげるために火星上に存在すると思われる固体 CO₂ を昇華させ, 暴走温室効果を起こすことを考える. 地表温度が何らかのきっかけでわずかに上昇した場合, 極冠やレゴリスから CO₂ が放出される. CO₂ は赤外放射を吸収し, ますます大気温度を上昇させる. これがここで考えている暴走温室効果である. 火星では南極冠やレゴリス (火星の土壌) が CO₂ のリザーバーだと考えられている.

- 極冠
様々な観測結果より南極冠が CO₂ のリザーバーになっていると考えられる.
 - 現在の極冠温度を 20 K 上昇させると, 極冠の CO₂ 昇華が暴走状態となる. 最終的に全ての CO₂ が昇華する.
- レゴリス
 - 地表面温度を 25 K 上昇させることができれば, 正のフィードバックが起こる可能性がある. 最終的に CO₂ はほぼ全て昇華する.

2.2 クロロフルオロカーボン (CFC) による温室効果

現在の火星大気温度では CO₂ を注入しても極冠やレゴリスに吸収されてしまう. 従って, 暴走温室効果を起こすには別の温室効果ガスにより気温を上昇させる必要がある. 温室効果ガスであるクロロフルオロカーボン (CFC) を大気に加える. CFC は火星上にある元素で作ることができる.

- フロンガスの生成

McKay et al. (1991) の中ではどのようにしてフロンを生成するかは語られていない。しかし、導入するガスの候補として 5 種のフロンガスが上がっている。それぞれのフロンガスの特徴を表 4 にまとめた。

表 4: フロンガスの種類

フロンガス	半減期	備考
CF ₃ Br	> 100	冷却剤, 燃焼抑制剤として使用. 成層圏でしか破壊されない.
C ₂ F ₆	> 500	
CF ₃ Cl	> 400	
CF ₂ Cl ₂	> 110	
SF ₆	> 500	詳しい情報が乏しい.

これらのガスの混合ガスには以下の特徴がある。

- 窓領域で赤外放射を効果的に吸収する。
- 1 p.p.b. で地表面温度を 0.1 K 上げることができる。
- 光解離してオゾン分解する触媒となり、オゾン層を破壊してしまう。

従って、この混合ガスは混合ガス自身で紫外線防護膜を形成できるだけの量が必要となる。また、混合ガスは前述のように光解離で分解してしまうため、それを補うだけの量を供給し続けなくてはならない。

表 5: CFC の必要濃度とその濃度を保持するための補給量

	必要な濃度	補給量 (トン)
暴走温室効果を起こすためには 温暖な条件を保ち、 かつ紫外線をシールドし続けるためには	0.2 p.p.m.	6×10^{11}
	1 p.p.m.	3×10^{12}

3 必要物質の存在量

目標とする環境を達成するために必要な物質が火星上に存在するのかを検討する。火星上の揮発性物質の存在量の見積もりをまとめたのが表 6 である。原始火星での物質存在量の見積もりはどれも地球よりも揮発性物質に富んでいるということを示しているが、現在それらがどうなっているのか、はっきりしたことはよくわからない。

表 6: 揮発性物質の存在量

揮発性物質	存在場所と存在量
H ₂ O	極冠に 5000 km ³ と, 北極から 30° レゴリスに存在するらしい.
CO ₂	南極冠に 100 mbar (大きさから判断) と, レゴリスに 300 mbar 存在するらしい.
N ₂	不足が深刻. 非大気リザーバーがないとしたら居住の可能性はかなり低下する. 土壌中に硝酸塩として存在する可能性もある.
S	土壌中に地球の 10-100 倍存在することが確認されている.
P	存在すると思われる.
Fe, Mg, Al	直接存在が確認されている.
Cl	土壌中に質量で 0.007 ± 0.003 存在する.
F	SNC いん石の分析では質量で 0.1 % 存在することになるが, 正確にはわからない.
Br	少なく見積もっても 0.15 p.p.m., 多ければ 20 p.p.m. 存在する.

この表より, テラフォーミングの必要量を満たしていると思われる揮発性物質は CO₂, H₂O, S, P, Fe, Mg, Al, Br, Cl 等である. 一方 N₂ は, 大気成分として存在する量では地球生命の居住環境を作るには全く足りない. しかし, 土壌中に硝酸塩などの形で貯蔵されている可能性がある.

4 目標達成までの時間

テラフォーミングは CO₂ の温室効果により惑星を暖める段階と, CO₂ に富んだ大気組成を地球型大気組成に変える段階の 2 段階に分けることができる. それぞれにかかる時間は以下の通りである.

- 惑星を暖める
火星の揮発性物質を融かし, 土壌から拡散させるには 10⁵ 年かかる.
- 化学状態を変える
動植物相により大気中に O₂ を増やすには, 10⁵ 年かかる.

5 結論

以上の考察をまとめると, 以下のような結論を導くことができる.

- 植物の居住可能な環境は作れそうである.
植物は環境の適応幅が広く, 一度 CFC を投入して CO₂ の暴走温室効果を起こしてしまえば, 植物が居住可能な環境になる.

- 人間の居住可能な環境を作るのは難しい。
植物が住めるようになった後, さらに大気組成を大幅に変更する必要があり, なおかつ, CFC を大量に作り続ける必要があるが, これは困難がともなう。

火星についての情報が少ないため, 火星のテラフォーミングの可能性についてはっきりした結論は出すことはできない。今後のより詳しい調査が可能性を見極める上で重要である。

6 テラフォーミングの流れ

火星表層にテラフォーミングに必要な物質が十分に存在するものと仮定して, テラフォーミングの手順をまとめる。

1. クロロフルオロカーボン (CFC) を火星上で生成し, 地表面温度を現在より 20 K 上昇させる。これにより, レゴリスと極冠から CO_2 を放出させ, 大気圧を 100 mbar まで上昇させる。
2. 暴走温室効果が始まる。このとき CO_2 の存在形態により, 以下の過程が考えられる。

ケース 1: 極冠とレゴリス中に大量の CO_2 がある場合。

- 正のフィードバックによって CO_2 がほとんど全て放出されるまで圧力, 温度は上昇してゆく。

ケース 2: CO_2 が大量にはない場合。

- CO_2 圧, 温度は十分上がらずに安定してしまうので, 炭酸塩無機質から CO_2 を放出させることを考える。

いずれにせよ, $100-10^5$ 年で CO_2 が大気中に十分放出され, 植物が居住できる環境になる。

3. 植物の光合成により CO_2 を酸素にかえる。還元された炭素を隔離できれば, 10^5 年かけて酸素に富んだ大気ができる。また, 土壌堆積物から十分な量の窒素が放出させることにより, 人間が呼吸できるようになる。
4. 人間の居住に適した環境を維持するために, CFC を作り続ける。これによって気温を温かく保つと同時に, 紫外線シールドが形成され, フロンに破壊されたオゾン層の代わりに紫外線を防ぐことができる。

IV 論文全訳

1 abstract

現在火星には生命が存在しないと信じられているが、火星を植物が生育する、場合によっては人間が居住するのに適した惑星に変えることができるかも知れない。この大事業が成功するか否かは惑星上の CO_2 , 水, N_2 を形成することができる物質の量, 分布, そして存在形態に依存している。

2 introduction

人間が惑星規模で環境を変えることができるということが徐々に明らかになってきた。我々は気候に変化をもたらすほどの温室効果ガスを地球大気中に放出しているため、温暖化を防止するための地球規模の対策 [1, 2] を積極的に行わなくてはならないようにまでなった—事実上地球の「テラフォーミング」である。火星に元からある資源と学的生命維持を使って植民する [3, 4] ことを新ためて考えると、火星を探検し火星での人間活動の影響と、火星を計画的により住み易く変えうる可能性が問題となる。

今日の火星には生命は存在しないように見えるが、惑星の歴史の初期には液体の水が存在し、絶滅して久しい火星土着の原始生命に適した環境だった [5] ことを示唆する証拠が多数ある。もしも火星にその昔、生命を育めるような穏やかな環境があったとするなら、原始大気の運命のモデルを発達させること [6, 7], およびどのような人工のあるいは自然の条件下で、その環境を取り戻すことができるのかを考えることは惑星の進化を理解するうえで重要である。

ここでは火星を地球の生命、もしかしたら人間でさえも、生きることができるように、大気と気候を変えることができるかどうかを考える。これまで火星を惑星規模で変える技術的な見解と研究がいくつか出版され [8–14], 哲学的, 倫理的見地からも考えられてきた [15, 16]. 我々の分析はこれまでの火星のテラフォーミングの議論と 2 つの点において異なる。ひとつは、分析には簡単なモデルを使用しているが、包括的な扱いを試みた。このことにより、問題の限られた部分しか考えなかったこれまでの研究では明らかにならなかったような、重要ないくつかの問題を浮き彫りにした。我々の分析が火星のテラフォーミングの組織的な研究への最初の一步となり、定量的な理解が発展することを願っている。ふたつめは、使用する技術は現在の技術でもできそうなものだけに限った。

そのため、惑星の基礎的な物理パラメータは変化を受け付けないもの考えた [12]. よって今のところは、軌道, 回転率, 質量, 揮発性物質の量は人工的に変えられるものとしなない。揮発性物質を持ち込むことができないというのは意外かも知れないが、火星で 1 bar の大気圧を作るのにどれだけの質量のガスが必要か (4×10^{15} トン) を考えれば簡単に理解できる。例えば、スペースシャトルでは地球の低軌道ま

でも 40 トンしか持ち上げられない。検討中の重量級の発射台でさえも 140 トンがせいぜいである。また、火星に衝突する軌道上を動いている大きな小惑星や彗星から揮発生物質を得る可能性も全く非現実的というわけではないが、ここでは考えないことにしよう。なぜなら火星大気に 1 bar の圧力を与えるには半径 1 km の彗星が 1 万個以上も必要だからである。このように火星の物理特性を惑星工学により変えることは現実的に期待できないが、惑星の環境変数: 揮発生物質の分布, 表面温度と圧力, 大気組成と不透明さ, 惑星アルベド, 降水と湿度なら変えることができる [12].

3 居住可能性

火星はほぼ地球と同じ速度で自転しており, 表面重力 (0.38 g) は生物が十分適応できる範囲であろう。また火星は太陽から地球の 1.52 倍離れているので, 惑星に投射する太陽光は地球の 43 %しかない。しかしこれだけあれば光合成をすることができるので, 光量それ自体は阻害要素ではないものと仮定する。

惑星居住可能性の鍵を握る変数は平均地表面温度である。地球では現在 15 °C だが火星では -60 °C と低い。ところが惑星が居住可能であるためには地表に液体の水がなくてはならないので, 平均地表面温度は 0-30 °C でなくてはならない。この下限は水の氷点 (freezing point) で決まる。上限は任意にとったが, 寒い星である火星のテラフォーミングには関係ない。平均温度の限界を正確に決める, 例えば赤道域が寒すぎるだとか, 極域が温かすぎるなど, には詳細な 3 次元モデルが必要である。よってここでは初期の居住可能性議論で Dole [17] が使用したのと同じ温度幅を使った。

3.1 植物

始めに植物と嫌気性微生物にのみ適した世界を考える。地球の今日の CO₂ 分圧 (0.35 mbar) は十分低いのである, 植物 (特に C3 植物) が光合成のために CO₂ を得る能力はしばしば阻害される。C3 植物は濃度 35-45 p.p.m. で正味生産の能力を失う [18]。C4 植物は濃度がほとんど 0 に近くなっても正味光合成を続ける。一般に濃度が 0.25 mbar より低くなると正味光合成は活発でなくなる [19, 20]。よって CO₂ 濃度の下限は 0.15 mbar とする。Lovelock and Whitfield [21] も同じ値を使っていた。植物には CO₂ の明確な上限は無い; ある種の植物では濃度が 1 mbar を越えると光合成がまた不活発になるが [23], Seckback et al. [24] は純粋な CO₂ の中で繁殖する藻類を報告している。

O₂ は嫌気性の微生物には必要ないが, 植物は好気性の微生物の呼吸のために多少は必要とする。植物は実際には O₂ レベルが現在の値よりもかなり低いほうを好む。必要量は植物によって異なるが一般には O₂ が 210 mbar という現レベルから代謝が困難になるほどの低濃度 (20 mbar) になるまで, 減少するほど正味基礎生産はふえる [20]。植物は 1 mbar という低濃度でも適応することができるだろう。な

ぜなら、 O_2 を必要としているミトコンドリアの酵素は O_2 との親和力が強いので分圧が 0.1 mbar でも反応することができるからである。 N_2 は全ての有機体に必要で、大気の N_2 量は生物が窒素固定 (biological nitrogen fixation) ができる程度大きくなってはいけない。最近の研究で、バクテリアが 10 mbar 以下の分圧でも固定できることが判った [26].

植物と嫌気性微生物は全圧が 1 bar よりかなり低くても耐えられる。数ミリバールの N_2 , O_2 , 0.15 mbar の CO_2 に加えて、大気は周囲の温度における飽和水蒸気圧 (0 °C で 6.1 mbar) の助けだけが必要である。このようにして 10 mbar のような低い圧力でも植物と嫌気性微生物が居住できる惑星になるだろう。

3.2 人間

あらゆる O_2 混合比、全圧においても、人間は 130 mbar 以上の O_2 分圧を必要とする [27]. 海面高度での通常の O_2 分圧 (210 mbar) を越えると O_2 の毒性が現れる [27-29]. 分圧が通常よりもほんの少し大きい状態に 200 時間さらされると明確な症状がでる。 O_2 分圧が 500 mbar では 24 時間以内に発症する。Dole [17] は上限を 500 mbar にしている。これらのデータは O_2 分圧の上限が現在の海面高度の値に近いということを示している。345 mbar の純 O_2 だと、アポロ計画でも使用されていたように、長時間さらされても大丈夫なようである。しかし O_2 分圧が高すぎると天然資源が燃えやすくなるという問題がある [30] ので O_2 分圧の上限は現在の 50 % 増しがよいだろう。そこで、我々は 300 mbar を O_2 の上限とする。人間にとって、そしてたぶん他の動物たちにとっても、 CO_2 は現在の火星の CO_2 分圧 10 mbar で血液緩衝系 (blood buffer system) に毒になる [27, 31].

長期間にわたって人間が呼吸するのに適した大気にはおそらく O_2 の毒性と自然発火を防ぐ緩衝ガスが必要だろう。地球ではもちろん緩衝ガスは窒素 N_2 である。緩衝ガスとして適当な元素の太陽系における量はシリコンで規格化すると: He, 3×10^9 ; Ne, 4×10^6 ; N_2 , 2×10^6 ; Ar, 1×10^5 ; Kr, 45; Xe, 4 である [32]. 火星では希ガス (He, Ne, Ar, Kr, Xe) の今の大気濃度がほぼ全入手可能量を表すと考えられ、これは無視する [33]. その他の火星で作ることができる比重の小さな元素ガス (elemental gases) (H_2 , F_2 , Cl_2) は爆発性か毒性を示す。 CO_2 は 10 mbar で毒性を示すので適当でない。その他の緩衝ガスに適していて数百ミリバールの分圧になるくらいの量が存在する複雑なガス (CH_4 , H_2O , CO, HCN, ハロゲン化合物, SF_6) はまだ同定不可能である。そのため我々は N_2 が唯一の緩衝ガス候補だと考える。火星の大気中の N_2 も呼吸可能な大気を作るには乏しすぎるが、 N_2 は硝酸塩のような固体のリザーバーに貯まっているはずである。

人間の体温、37 °C、では飽和水蒸気圧は 60 mbar で、これは肺の水蒸気圧に相当する [27]. 人間の肺の通常の CO_2 分圧 (50 mbar) と O_2 分圧 (130 mbar) をあわせて考えると、この圧力は外界の純粋 O_2 大気圧に対しての 250 mbar という下限値を与える。それ以下の圧力では人間とその他の恒温動物は生きるために圧力スー

表 1: 居住可能条件

変数	制限	備考
惑星平均温度	0-30 °C	地球は 15 °C
植物のみ呼吸可能な大気;		
全圧	> 10 mbar	水蒸気と O ₂ , N ₂ , CO ₂
CO ₂	> 0.15 mbar	光合成ができる最低濃度 明確な上限はない
N ₂	> 1-10 mbar	窒素固定が可能な範囲
O ₂	> 1 mbar	植物の呼吸の必要量
人間が呼吸可能な大気;		
全圧		
純 O ₂	> 250 mbar	肺の蒸気圧, CO ₂ 圧, O ₂ 圧
混合空気	> 500 mbar	高い高度での結果に基づく
	< 5,000 mbar	緩衝ガスが麻薬性, 毒性を示す
CO ₂	> 10 mbar	毒性を示すため
N ₂	> 300 mbar	緩衝ガス
O ₂	> 150 mbar	
	< 300 mbar	天然資源が自然発火する濃度

ツを着なくてははいけなくなるだろう。空気のような混合気体では、海拔の高いところでの生活に人間が十分適応していることを考えることで圧力の下限を見積もることができる。Billings [27] は 15,000–20,000 ft (500 mbar) では長期に渡って生活することが可能で、10,000 ft (700 mbar) 以下では特筆するような生理的影響は無いとしている。しかし、コラム質量 (column mass) は最低、宇宙や太陽の放射線を遮れるくらいは必要だろう。火星は重力は小さいので、たった 390 mbar の全圧しか持たない大気は地球大気と同じコラム質量だろう。表 1 において、500 mbar を空気に似た気体の圧力の下限とする。同様に O₂ の上限が 200 mbar 付近のとき、緩衝ガス圧の下限はおよそ 300 mbar でなくてはならない。人間が呼吸できる大気の大気の上限は 5 bar をこえる圧力下での不活性ガスの麻薬性, 毒性, により決められる。

表 1 で要約されるように、我々は火星上に 2 つの基本的に異なった生物圏を考えた。ひとつめは植物と嫌気性微生物にのみ適した世界で、大気はほとんど純粋 CO₂ と植物の新陳代謝に必要な少しの N₂ と O₂ で構成されている。ふたつめは人間とその他の地球の動物が呼吸できる大気である。

4 適度な気候状態は火星に存在するのか？

惑星が居住可能になるために同時に満たさなくてはならない環境の条件を特定し、次に果して火星にこれらの条件を満たすような適度な気候が存在するのかどうかを考えてみる。

4.1 植物の生活

始めに植物の生活に適した CO_2 が支配的な大気を考えよう. 必要とされる CO_2 の量は植物の生理ではなく温度条件によって決まる. CO_2 が支配的な大気から生じる温度は Pollack et al. [6] の気候モデルの計算から見積もることができるが, その結果によると平均表面温度を氷点より高くするためには 2 bar より少し高い CO_2 圧力が必要である. ほかの研究でも同様の結果が得られている [33–37]. もちろん, 現在の火星でも赤道付近の領域では日中の温度は氷点を越える [38]. しかし日平均気温を高く保つためには, このように大量の CO_2 が必要なのである.

現在の火星大気では, O_2 の混合比は 0.13 % [33] であり, これは光化学によって決まっている [39]. 火星の厚い CO_2 大気 (2 bar) は原始地球大気モデルに似てるのかもしれない [40, 41]. モデルの中では, 還元性の火山ガスや, 地表面の還元鉱物との反応のため O_2 濃度はほとんど 0 に近いくらい低いと予想されている. しかし火星内部は比較的無活動なので火山ガス噴出率はおそらく低いだろう. さらに火星表面はかなり酸化しているため, 地表面は O_2 の貯蔵庫 (sink) としてではなくむしろ源 (source) として働く [42]. そのため周囲の O_2 濃度は生物による生成が無くても比較的高くなりえよう. もし地表面圧力が 2 bar で O_2 混合比が現在と変わらなければ (0.13 %), O_2 の分圧は 2.5 mbar になり, 前述のように植物が十分呼吸可能である. これに光合成植物を導入すればより高い O_2 分圧を得ることができるだろう.

おそらく O_2 の供給より重要な課題は N_2 の供給だろう. 窒素固定やバイオマスの生成に十分な N_2 を供給するためには現在の大気濃度 (0.3 mbar) は数ミリバールまであげなくてはならない. まだ未確認ではあるが土壌 N_2 を源にできる可能性がある. 数ミリバールの N_2 が土壌の微生物により作られた亜硝酸塩や硝酸塩の中に貯められていると仮定すると, 1 から 3 bar の圧力を持つ火星の CO_2 大気は植物のみ居住できる環境になりうるだろうというのが我々の結論である.

4.2 人間の環境

人間が暮らせるかどうかを調べるために, 火星に地球のような大気が存在する場合を考える. 200 mbar の O_2 と 790 mbar の N_2 , 人間が呼吸できる上限値 (10 mbar) の CO_2 と水蒸気が存在するとしてみよう. このような大気を地球に作ったとしたら, 今 (300 p.p.m.) の 30 倍もの CO_2 のために現在よりかなり温かくなってしまおうだろう.

図 1 は前述のような窒素-酸素大気において表面温度を任意に 15°C にとったときに火星から宇宙空間へ逃げる熱赤外線エネルギーである. 計算には Kasting and Ackerman の 1 次元放射線対流モデル [43] を使用した.

図 1 では火星大気の上端から放射するエネルギーを 288 K と 212 K における黒体放射と比較している. 火星の有効温度 (太陽からの距離により決定) は 212 K なので, 惑星のエネルギー収支が釣りあうためには, 宇宙への放射エネルギーは 212

K の黒体放射曲線の総エネルギー量と等しくなければいけない。地表から放射するエネルギーは 288 K の黒体曲線に従うので、収支がつりあうためには大気の温室効果によって上向き放射を減らさなくてはならないだろう。しかし図 1 からわかるように、今考えている「地球のような大気」では上向き放射の減少が足りない。放射収支がつりあうためには大気の不透明さを、特に波数域 800 から 1200 cm^{-1} の窓領域 (window region) において、かなり増やす必要がある。

もしモデルの表面温度を大気のエネルギー収支がつりあうまで下げるとすると、表面温度は -55°C (218 K) と驚くほど寒くなるだろう (図 2 参照)。現在火星では 6 K の温度上昇に等しい温室効果があるので、エネルギー収支がつりあうときの地表面温度は宇宙への放射エネルギーより 6 K 高くなっている。赤外線を吸収しない O_2 と N_2 を加えることで、 CO_2 吸収線の幅を広くして温室効果を増やすこともできるが、その効果はほんのわずかである。対称的に地球の温室効果は CO_2 濃度が低いにも関わらず 33 K もある。これは地球大気中には高濃度の水蒸気があるおかげである。火星を温かくすることができれば、地球と同じように大気の水蒸気濃

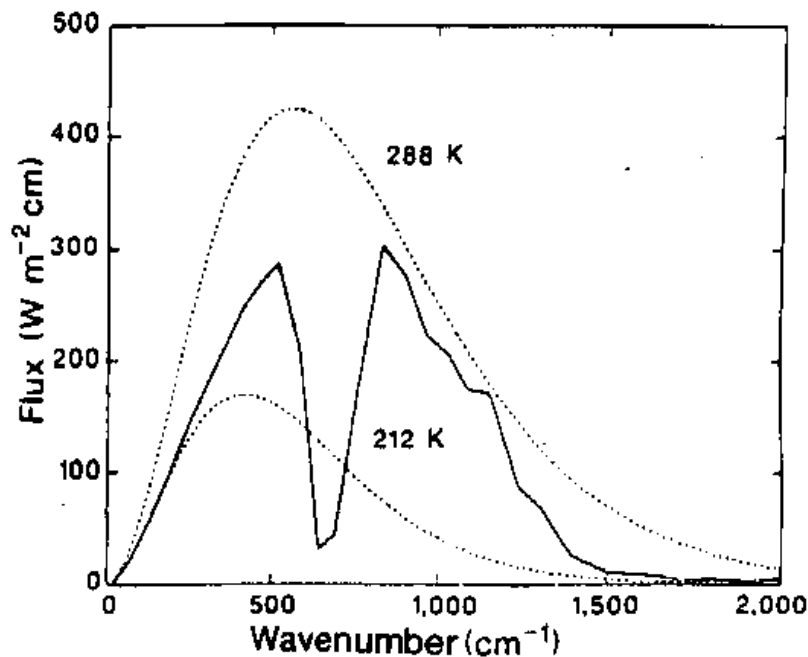


図 1: 地球似た 1 bar の窒素-酸素大気に、水と平衡している 10 mbar の CO_2 を加えた大気の熱平衡。実線は地表面温度が 15°C (288 K) のときに大気の上端から出て行く熱赤外線放射を示したもの。点線は 15°C と -60°C の黒体放射である。熱収支がつりあうためには放射流束曲線の下側の面積が -60°C の黒体放射の下側の面積と等しくならなくてはならない。この地表面温度では平衡するには 70°C ほど暖かすぎる。

度が増加して温室効果がより効果的に働くだろう。結局火星に地球のような大気があっても寒すぎてとても居住できないというのが結論である。

火星の温室効果を高めるもう一つの方法として, Lovelock and Allaby [13] はクロロフルオロカーボン (CFC) をほんの少し火星大気中に採り入れるという方法を提案した。これらの化合物は CO_2 や H_2O が放射線を少ししか吸収しない窓領域で放射線を吸収してくれる。

温室効果ガスとして特に注目されるガスは CF_3Br , C_2F_6 , CF_3Cl , CF_2Cl_2 である。これらのガスを選んだのは火星に存在する元素の化合物であり, 太陽からの紫外線による分解に対し比較的長い寿命を持っているからである。これらのガスは 10 億分の 1 (1 p.p.b.) の混合比で地表面温度を 0.1 K 上げることができる [44]。この混合ガスは $800\text{--}1200\text{ cm}^{-1}$ の窓領域の穴を埋めるのにかなり有効である。ひとつめの CF_3Br は冷却剤, 燃焼抑制剤として使われているが, 地球大気では CF_3Br は半減期が 100 年以上あり, しかも成層圏でしか破壊されない。 C_2F_6 , CF_3Cl , CF_2Cl_2 はもっと安定で, それぞれ 500 年, 400 年, 110 年以上の寿命を持つ。その他に温室効果ガスとして Ramanathan et al. [45] によって考えられたのが SF_6 である。これは寿命も長く (500 年以上) 強力な吸収剤だが, これについては火星における人工温室効果ガスとしての能力を評価するための十分詳細な情報を持っていない。これらのガスはいずれも濃度 1 p.p.m. では毒性を示さない [45] ことが判っている。

火星では温度をあと 60°C 上げる必要があるが, それは Ramanathan et al. [44] が考えた変化 (1 p.p.b. で 0.1 K 上昇) の 700 倍である。つまり火星で窒素-酸素大気を居住可能な程度まで温める温室効果を得るためには 1 p.p.m. (Ramanathan が考えた濃度の 1000 倍) 以上の CFC 濃度が必要であることになる。Ramanathan et al. が用いた放射伝達モデル (radiative transfer method) と吸収帯モデルはこのように大きな濃度増加においては信頼できない。説明のために, これらのガスが火星上に 10 p.p.m. (0.01 mbar) 必要だと仮定してみよう。このガスの総質量は 4×10^{10} トンもあるため, Lovelock and Allaby が提案したように地球から運ぶのは困難である。しかし, もし紫外線によって失われた量をうめるだけのガスを火星地表面で継続的に生成できるとするなら, 4 種の CFC 混合ガスの火星上での寿命を 400 年として, 必要な生成量は一年に 10^8 トンである。CFC の必要生産量の最大値は, それらのガスが火星のオゾン層を破壊し, 波長 200–300 nm の光子で自分自身が光分解してしまうということを考えれば得ることができる。一つの光子が平均相対分子質量 200 の CFC 分子を一つ分解すると仮定すると, 損失を打ち消すには年間 3×10^{12} トンの CFC が必要となる。現在の地球では CF_3Cl (CFC-11), CF_2Cl_2 (CFC-12) があわせて年間 10^6 トン生成されている [46]。あとで議論するように, 火星にある Cl, F, Br でこの程度の量のガスを供給することは十分可能である。

火星の窒素-酸素大気に温室効果ガスを加えた時の効果をより定量的に評価するために, Kasting and Ackerman [43] の放射伝達モデルを任意に決めた吸収物質を含むように修正した。高いコラム密度 (column density) におけるこれらの CFC の

光学的特徴の情報が不足しているため、計算では均一に混合した吸収物質を 2 通り考えた。ひとつめのケースは、吸収が熱赤外線スペクトルの窓領域 ($800\text{--}1200\text{ cm}^{-1}$) でのみおこる場合。もう一つは、吸収は全ての波数域において同じ不透明さ (灰色吸収) で、全ての熱赤外線スペクトルでおこる場合である。表面温度はモデルに加えた灰色不透明度 (grey opacity) の関数として図 2 にプロットしてある。見てわかるように、最初のケース (吸収が窓領域でのみおこる) では不透明度が高くなっても惑星平均地表面温度が氷点以上になるほど温かくはならない (曲線 A); 他のスペクトル領域での放射損失が主になるためである。ふたつめのケースでは吸収物質の量が不透明度が 1 に近づくくらいから温度は急激に上昇して、吸収物質が熱赤外線中の光学的深さが 10 になるくらいの濃度になったとき平均地表面温度は氷点を越えている。図 2 から 1 bar の窒素-酸素大気ではなく現在の火星大気に窓領域で活発な吸収物質を加えたときの効果もわかる。

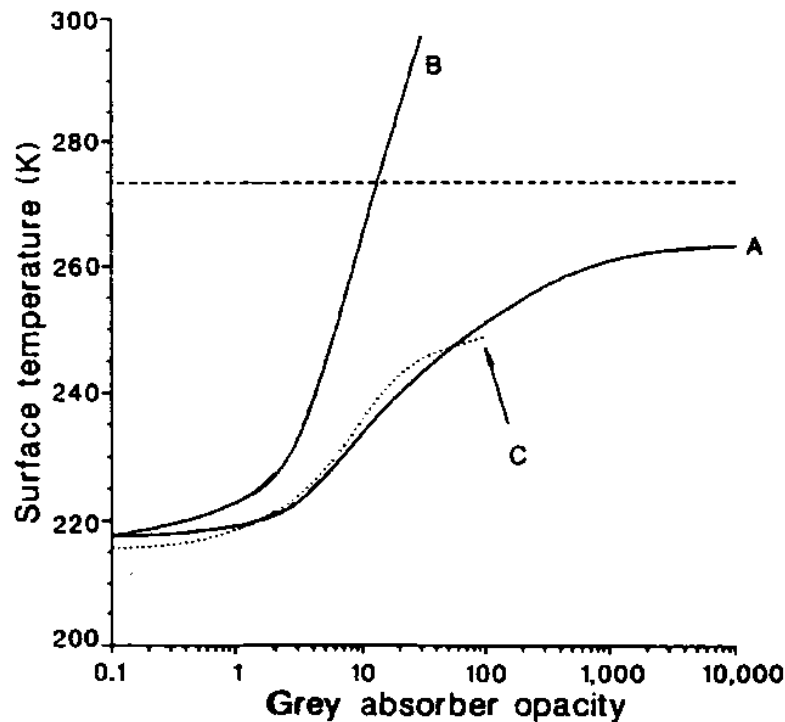


図 2: 火星で吸収物質を加えたときの地表面温度への影響。1 bar の窒素-酸素大気 (図 1 参照) に、2 通りの吸収物質を加えることを考えた: 曲線 A は熱赤外線スペクトルの「窓領域」 ($800\text{--}1200\text{ cm}^{-1}$) でのみ働く吸収物質, 曲線 B は全てのスペクトル領域で働く吸収物質である。曲線 C は現在の 6 mbar の CO_2 大気に窓領域でのみ働く吸収物質を加えた場合である。破線は水の氷点を示したものの。

よって、原理的には N_2 , O_2 を十分に供給してほんの少しの温室効果ガスを加えれば、 O_2 に富んだ温かい大気を作れそうである。重要な問題の一つは微量ガス

がオゾン層の形成を妨げるのではないかとのことである。そこで、前述のように、これら微量ガスは紫外線の破壊による減少を補填するだけ十分生成しなくてはならないだろう。もっともこれらのガスは地表を効果的に守ってくれるかもしれない。植物が生活できるような大気は CO₂ 温室効果によりかなり実現可能性がある。以下ではどのようにしてそのような温室効果を起こすかを考えてみる。

5 CO₂ の暴走温室効果

初期の火星温暖化の議論では極に CO₂ リザーバー (polar reservoir of CO₂ ice) があると仮定して CO₂ 大気の「暴走」温室効果の可能性に焦点をあてていた。始めに CO₂ の昇華によって初期温暖化が増幅される。これによりさらなる温暖化と CO₂ 昇華がすすむ [8, 47, 48]。レゴリスに吸着されている CO₂ は火星における暴走効果の影響を受ける可能性のある CO₂ リザーバーである。

5.1 極冠

Gierasch and Toon [47] は地表面圧力が 100 mbar まで増加したら火星中緯度からの熱供給は極を温める重要な源になるということを見出した。大気圧が臨界値を越えると暴走条件、すなわち極冠の昇華をもたらすためである。これらの計算では温室効果を全く無視していたが、温室効果が考慮されると、CO₂ 圧と温度の間の正のフィードバックはとても強力になる。我々は彼らのモデルを拡張して、緯度間の温度差を圧力の指数関数を使って表し、大気 CO₂ 量ごとに異なる平均地表面温度をとりいれた。

これを使うと極温度を (1) 式のように表すことができる。

$$T_{\text{pole}} = T_{\text{mean}}(\text{CO}_2) - \Delta T e^{-\frac{P}{P_0}} \quad (1)$$

$T_{\text{mean}}(\text{CO}_2)$ は平均地表面温度 (図 4a), ΔT は熱輸送がない場合の平均地表面温度と極冠温度の差, そして文献 47 の図 1 の真中の曲線に沿うように $P_0=200$ mbar を定義した。この式から得られる結果は初期の分析 [48] とは明らかに異なっている (図 3)。我々が得た結果には低圧安定域があるが、表面圧力が移行点 (不安定平衡点) を越えると安定点はなく、極冠は完全に昇華する。最終的な温度と圧力は CO₂ がどれだけあるかによって決まることになる。

この分析では火星の極に大量の永久 CO₂ リザーバーが存在すると仮定している。しかし、南極には一年を通じて CO₂ リザーバーがある証拠もあるが [49], 北極については永久の CO₂ 冠はないと考えることができる [49]。南極冠リザーバーの大きさは分かっていないが、永久冠は小さく、直径はたった 350 km ほどしかない。底部の溶解により、極冠が含む CO₂ の厚さには上限があるはずである。この直径で厚さ 1 km の冠だと 100 mbar の CO₂ を供給することができる。火星の南極の永久 CO₂ 冠の存在と安定性をもっと細かく評価すればおもしろいだろう。

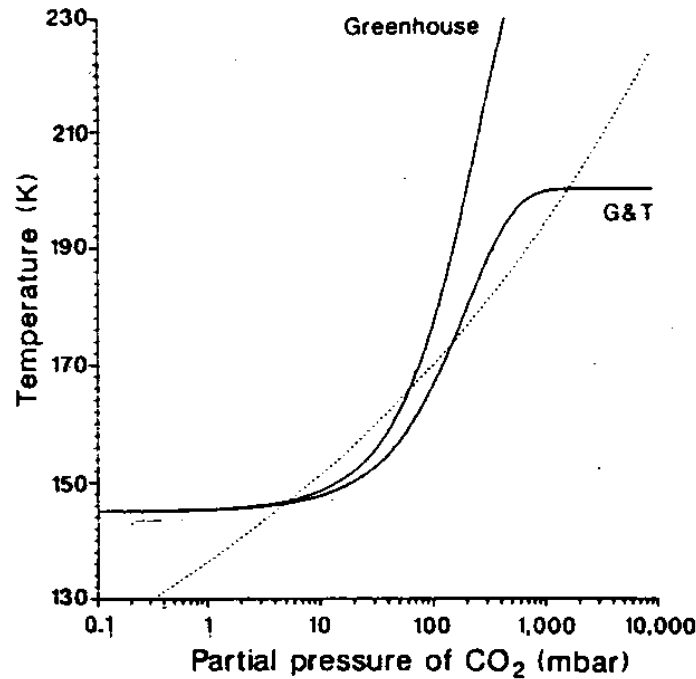


図 3: 地表面圧力と火星の極 CO_2 冠平衡温度の関係. 点線は CO_2 の飽和蒸気圧曲線. 実線は大気的全圧に依存した, 極冠温度のモデルによるもの. G & T とついている曲線は, 中緯度から極への伝導熱輸送しか考えていない Gierasch and Toon [47] の典型的な結果. この曲線が示すように, 全圧が数ミリバールと数百ミリバールのところに安定域が存在する. もう一方の実曲線は温室効果も考慮したもので, 極温度は方程式 (1) により決まっている. この場合, 高压安定域は存在しないのでいつまでも冠が残ることはない. 冠は「暴走効果」によって完全に昇華してしまう.

5.2 レゴリス

もう一つ, 火星のレゴリスに吸着されている CO_2 によって正のフィードバックが起こる可能性もある. 吸着量は 300 mbar の CO_2 に相当するくらいだと見積もられている [50–52]. 熱によるレゴリス CO_2 の脱着を (2) 式を使って表した [53].

$$M_a = C \exp\left(-\frac{T}{T_d}\right) P^\gamma \quad (2)$$

T と P は表面温度と圧力で, M_a は吸着されている CO_2 の全コラム質量, C は吸着物の存在する面積とレゴリスの深さに依存する規格化因子である. C は吸着されているガスの総質量を決める. T_d と γ はそれぞれ温度, 圧力に対する吸着作用の応答を決める定数である. 物理的には, T_d はレゴリス CO_2 の $1/e$ が放出されるために必要な温度変化である; つまり T_d が小さいということは CO_2 の結合力が弱いということである. レゴリスを温めたときの影響が知りたいので, γ も知り

たいのだが、ここでは Toon et al. [53] の 0.275 という値を使っている。この値は Zent et al. [54] が推奨する二つの値の間をとっている。 T_d の値は 10 K から 60 K まで変えて計算した。火星の土壌に似た物質では、 T_d は 60 K くらいと示唆されている [50, 53] が、Toon はこの結果は高温における吸収ガスの質量を多く見積もりすぎていると指摘している。火星土壌に似た物質についてはデータが得られていないが活性炭素 [55] については 0.5 mbar において吸収データが得られており、その結果は $T_d=35$ K である。レゴリスに含まれる CO_2 の量はたった 300 mbar にしか相当しないが、ここでは温度がみちびく最大脱着応答を描写するために CO_2 量を 1 bar とおく。

図 4 はレゴリスを 2 通りの条件下で温め、その結果得られた CO_2 分圧をプロットしたものである。ひとつめのケースは CO_2 を含んだレゴリスが全球に存在し、それを惑星平均気温の下で取り扱った場合。ふたつめのケースは、極のレゴリスのみが CO_2 を含んでいると仮定した場合である。 CO_2 は寒い地域に優先的に集まるので、後者のほうが合理的だろう。このとき、レゴリス CO_2 は (1) 式から得られる極温度 T_{pole} に従って放出される。どちらの場合でも、係数 C は大気-レゴリス系の中にあると仮定した CO_2 の総量により決まっている。そして、係数 C を決めるレゴリスの深さ (implied depth) と表面積は現在の温度 (平均地表面温度 217 K と極温度 150 K の両方) と、 CO_2 圧 (6 mbar) に依存している。我々の計算では $T \rightarrow \infty$ のときには全ての CO_2 が大気中に放出されるため、 CO_2 の総量がとても重要になってくる。図 4a には惑星全域にレゴリスがある場合の結果、図 4b には極レゴリスの結果を示した。圧力の漸近線 (1 bar) が移動しなければ、 CO_2 の総量を変えても同じような曲線が得られる。また、圧力の指数 (γ) が 0.2–0.35 を越えるとあまり結果に影響を与えなくなる。

脱着曲線と大気 (または極) 温度曲線が交差していて、大気温度曲線の勾配が脱着曲線の勾配より緩やかになる点が安定点となる。考えているケースどちらも、全ての T_d に対し現在の状態は安定である; 全ての曲線がこの点で交差するようにしてある。全球レゴリスの場合で注目すべき曲線は一番上 ($T_d=10$) の曲線だけである。この曲線は温度曲線と 3 回交差するため安定点を 2 箇所もっている: ひとつはほとんどの CO_2 がレゴリスに吸着されているときで、もうひとつはほとんどが大気中にあるときである。しかし残念なことに $T_d=10$ K は実現しにくい。これに対し極レゴリスの場合は結果がもっと期待できる: $T_d < 40$ K であれば安定点が複数あるからだ。

そのためおもしろいことが起こる可能性がある: 極レゴリスの $T_d=20$ K の場合、地表面温度を (例えば温室効果ガスを加えたりして) 25 K 上昇させることができれば、地表面圧力が 30 mbar の不安定平衡点を越えて系は表面圧力 800 mbar、表面温度 250 K の新しい安定状態に移るのである。全球レゴリス ($T_d=10$ K) では同様のことが 100 mbar で起こり、最終的にはレゴリス CO_2 がほとんど放出される、第 2 の安定点にいきつく。 CO_2 の脱着による安定点の存在は大気-レゴリス系の CO_2 の総量、レゴリスの緯度分布、そしてとても敏感に変数 T_d に依存しているこ

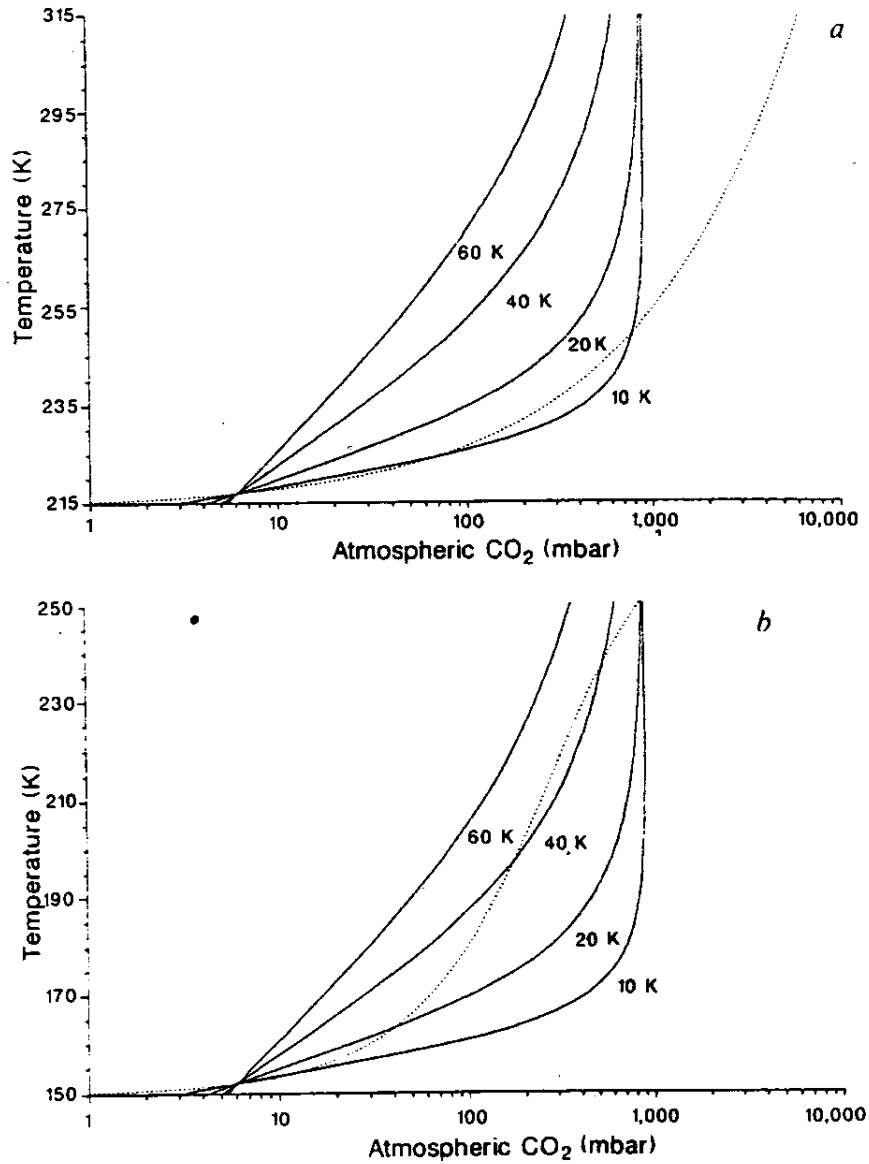


図 4: CO₂ の総量が 1 bar の時の a. 全球のレゴリス, b. 極のレゴリスからの CO₂ の脱着. 4 本の実線はそれぞれ T_d が 10 K, 20 K, 40 K, 60 K に対応する (方程式 (2) 参照). 点線は気候モデルの計算 [6] によって決まる火星の平均温度である. b では点線は方程式 (1) から求められた極温度 (圧力の関数) である. 実線が点線と交わる点が存在可能点である.

表 2: 火星の揮発性物質の存在量

	CO ₂ (mbar)	N ₂ (mbar)	H ₂ O(m)	備考
テラフォーミングの必要量	≥ 2,000	≥ 300	≥ 500	
現在の火星の大気	10	0.2	7 × 10 ⁻⁶	大気のみ考慮
地球のスケーリング [†]	27,000	300	1,200	揮発性物質と平衡 (g/g)
Rasool and Le Sargeant [58]	198	3.1	5.9	³⁶ Ar, 普通の chondrites
Anders and Owen [57]	140-525	2-8	9.4	K, ⁴⁰ Ar, ³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar
McElroy et al. [60]	1,760	21.5	133	¹⁴ N/ ¹⁵ N
Clark and Baird [59]	187-410	8.6	88	⁴⁰ Ar,
Pollack and Black [61]	1,000-3,000	6.6-66	80-160	N, 希ガス, 金星のデータ
Carr [67]	10,000-20,000	100-300	500-1,000	地形学的考察
Dreibus and Wänke [62]	(3,000) [‡]	(33) [‡]	130	SNC いん石, 火星の Cl
Greeley [66]	(> 1,000) [‡]	(> 11) [‡]	> 45	火山活動のみ考慮

[†]火星上の揮発性物質の比グラム毎が地球の割合と等しいと仮定して決めている。地球の揮発性物質 [83]: CO₂ 190 bar, N₂ 2 bar, H₂O 3,200 m

[‡]これらの値は原本から引いてきたのではなく揮発性物質の比が地球をスケーリングした結果と等しいとして決めた。

とは明らかだ。安定状態が最終的に何度になるかは CO₂ の総放出量だけで決まり、CO₂ がほとんど放出された状態を観測することで知ることができる。そのため 2 bar 分のレゴリスリザーバーは 273 K で安定になるだろうし; 3 bar 分のレゴリスリザーバーだと温度は 280 K 以上まであがるだろう。

ここで、火星のレゴリス中に大きな、しかも結合が弱い CO₂ リザーバーを仮定した。CO₂ を放出させることは植物が暮らせる大気を作るのには好都合だが、人間が暮らせる大気をつくるのには好ましくないだろう。残念ながら、火星温暖化におけるレゴリス放出の明確な役割を決めるデータはまだ不十分だが、我々の結果はレゴリスは今後も更に調査をする価値がある領域であると示している。

6 火星の揮発性物質の存在量

次に火星の揮発性物質の存在量は居住可能大気的气体成分を提供するのに十分なのかを考える。表 2 は火星を居住可能にするのに必要な CO₂, N₂, H₂O の総量を見積もったものである。CO₂ の量は平均温度を氷点近くまであげるのに必要な量、N₂ の量は呼吸可能大気にするための緩衝ガスに必要な量(表 1 参照)である。水の必要量はほとんど任意だが、以下で議論するように、炭素を含んだ堆積物を隔離して O₂ を遊離させるために大量の水が必要になるだろう。さらに惑星を居住可能にするためには、おそらく活発な水文学的循環 (hydrological cycle) が必要である。表 2 では火星がもともと持っている揮発性物質 [5, 7] のこれまで発表されたさまざまな見積もりも表にした。

太陽系における揮発性物質に関する初期の理論モデル [56] では火星は地球よりも太陽から離れたところで形成されたため地球よりも揮発性物質に富んでいるに違いないと予想されていた。次に行われた地球化学的アプローチ [57–59] では非放射性アルゴン ^{36}Ar と放射性アルゴン ^{40}Ar の濃度を調べ、これをもとにして揮発性物質の存在量が推定された。また McElroy et al. [60] は ^{15}N が ^{14}N に比べて損失しやすいこと (preferential loss) を使って N_2 の全存在量を見積もり、これに地球の CO_2 , H_2O 存在比を使ってスケールした。Pollack and Black [61] は Ar と N の両方の値を使った。これらの地球化学モデルはどれも、火星の揮発性物質は地球より乏しいことを示した。Dreibus and Wänke [62] は火星から飛来したと考えられている [63–65] SNC いん石の分析にもとずいて水分量を見積もった。Greeley [66] は火星マグマには 1% の水が含まれていると仮定して、観測によってわかった火山活動の特徴から想像される放出された水の量だけを考慮して、水量の下限を計算した。

原始火星での水の存在量を見積もるには地形学的証拠を使うという方法もある。例えば、Carr [67] は観測できる水路地形 (cannal) の特徴ができるためにマリネリス峡谷系を流れる必要がある水の量を決めた。水流の侵食の効果を最大にしたときが水量の下限である。彼はそれらの結果を全球に適用し、火星は全球を深さ 0.5–1 km で覆うくらいの量の水を脱ガスしたと推測した；この結果は火星は揮発性元素に富むこと、すなわち地球をそのまま火星にスケールしたのと同じ程度の存在度を持つことを示している。

揮発性物質の初期量はどの見積もりを見ても、現在火星大気中に含まれる水、 CO_2 , N_2 の量 (表 2) より多い。揮発性物質が大気散逸によって現在と同じ損失率でなくなってきたとすると初期にあった水やその他の揮発性物質がすっかりなくなることにはない。よってほとんどの揮発性物質は惑星の地下リザーバーにまだ残っていることになるだろう。もしも水 (2H と O) の大気散逸率が $6 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{s}$ [60, 68], N_2 が $5.6 \times 10^5 \text{ cm}^2/\text{s}$ [69] で一定だとすると、過去 45 億年の総損失量は水が 2.5 m, N_2 が 1.4 mbar になる。火星の現在の D/H 比—地球の 6 倍 [70, 71] である—は現在の大气リザーバーの分別過程のみを反映しているのだろう。高速衝突をうけて引きはがされ、かなりの量の原始大気を失った可能性もある [73]。

結局、火星の揮発性物質の総量と、地史的な時間が経過した後それらがどうなったのかは良く分からない。揮発性物質存在量の多めの見積もりが正しいならば、火星には上で論じた 2 つの居住可能性をどちらも実現できるだけの揮発性物質があることになる。もしも少なめの見積もりが正しいか、火星が初期揮発性物質を宇宙空間へ失ってしまったのだとすると、どんな居住可能空間も作れそうにない。これは火星をテラフォーミングする可能性を見極めるためにとても重要な問題であり、より良い情報を得る必要がある。

もし火星に揮発性物質の大きなリザーバーがあるとしたらいくつかの形で蓄えられているだろう。極冠にはおそらく 5000 km^3 [74] もの大量の水の氷があるだろう。これは惑星全体を厚さ 4 cm の層で覆う水量に相当する (緑の惑星にするには足りないが)。また極から 30° の地域のレゴリス中にもかなりの量の水が永久凍土

としてとらえられていると考えられる [75]. もし火星に数百メートルの深さと等しい量の水が本当にあるとしたら, そこにあるに違いない.

初期に議論されていたように, CO_2 は南極冠 (< 100 mbar) と, レゴリス中 (300 mbar) に貯ることができる. その他に, 炭酸塩岩もかなりの CO_2 を蓄えている可能性がある. 炭酸塩は火星の歴史の初期段階に液体水の存在下で CO_2 と珪酸塩無機質の反応により形成されうる [6]. 火星に炭酸塩リザーバーがあるかどうかは確かめられていないが, 最近はやシペクトルによる証拠 [76] もいくつかでてきている. 炭酸塩無機質から CO_2 を放出させることは極冠やレゴリスから放出させるよりかなり難しいだろう [14].

存在量の不足が最も深刻になりうる物質は N_2 である (表 2). もし現在大気中にある N_2 が火星にある N_2 の全てだとしたら, 火星での生物学の可能性はかなり小さくなるだろう. もしバイオマスの C/N 比を 100 近くまで大きくできたととしても (生態系が必要とする N_2 量を減らし, 土壌中の窒素再循環を炭素よりも優位にしてやることによって), 現在の N_2 値, 0.2 mbar では 60 g/cm^2 の土壌バイオマスしか生成することができないだろう. この炭素固定量ではたった 40 mbar の O_2 しか放出することはできない. 火星に非大気 N_2 リザーバーがないかもしれないという問題は火星のテラフォーミングの実現可能性を評価するために対応しなくてはならない, 一番ではないにしても, かなり決定的な問題であることは明らかである. N_2 は初期の液体の水をもった火星で硝酸塩中に取り込まれたという説もあり [5, 7], かなりの量の N_2 リザーバーが土壌中に存在する可能性がある.

C, H, N, O のほかに, 生命が生存するためには S と P も必要である. ヴァイキングの上陸探査では, 火星の岩や土壌には地球の 10 から 100 倍の濃度の硫黄があるということがわかった. リンの X 線蛍光 (X-ray fluorescence signal) は S と Si に遮蔽されているのでヴァイキングでは測定しなかった. にも関わらず現在火星にはリンが存在すると考えられている [78]. よって, 生命に必要な主な元素 (C, H, N, O, P, S) は全て火星地表面に存在している. Fe, Mg, Al のような必要微量元素のほとんどは直接発見されている. また, 我々が温室効果ガスとしてあげた 4 つの CFC ガスを作るために Cl, F, Br が必要である. 塩化物は火星で観測されている (土壌中に質量で 0.007 ± 0.003 存在 [78]). いん石に基づいた, 太陽系での Cl の F に対する存在比 [79] (Viking landers ではわからなかった) は, 6.2 である. これは火星にかなりの量の F (質量で 0.1 %) があるということを示唆している. 火星の物質だと思われている SNC いん石 [80] には F はたった 40 p.p.m. しか含まれていないが, Cl もたった 108 p.p.m. しか含まれていない. Viking 値よりはるかに小さな値である. よって F が手に入るかどうかは不明である. 臭素は 2 つか 3 つのスペクトルが Viking の X 線機器にとらえられ [81], その量は 20–30 p.p.m. と見積もられている (B. Clark との個人的やりとりによる). 太陽系での臭素の存在量を [32] Si と比べてスケールすると 2 p.p.m., Cl と比べてスケールすると 16 p.p.m. の臭素が火星の土壌中に存在するということになる. SNC いん石の測定では 0.15 p.p.m. [62] である.

表 3: 火星をテラフォーミングするのに必要なエネルギー

初期状態	最終状態	量 (g/cm ²)	エネルギー (J/cm ²)	エネルギー /太陽エネルギー [†] (年)
CO ₂ (s) at 150 K	CO ₂ (g) at 288 K	2 bar; 5,400 g/cm ²	3.7×10^6	7.9
Dirt at 215 K	Dirt at 288 K	10 m; 2,000 g/cm ²	1.2×10^5	0.3
H ₂ O(s) at 215 K	H ₂ O(l) at 288 K	10 m; 1,000 g/cm ²	5.5×10^5	1.2
H ₂ O(s) at 215 K	H ₂ O(g) at 288 K	20 mbar; 54 g/cm ²	1.6×10^5	0.33
H ₂ O(s) at 215 K	H ₂ O(l) at 288 K	500 m; 50,000 g/cm ²	2.8×10^7	56
CO ₂ (g)+H ₂ O	CH ₂ O+O ₂ (g)	200 mbar; 540 g/cm ²	8×10^6	17

[†]火星の太陽エネルギーの惑星平均は 4.68×10^5 J/cm² · yr

7 火星テラフォーミングのタイムスケール

揮発性物質の量は十分あると仮定して、どのようにしたら適切な安定状態に到達するかを考えよう。エネルギー的に考えると火星のテラフォーミングは自然に 2 段階に分けられる: 惑星を暖める段階と、化学状態を変える段階である。表 3 はこの過程に対する初期状態と終状態、そしてそれに必要なエネルギーを表にしたものである。必要エネルギーは太陽光線が 100 % 使われると仮定して必要な年数に換算してある。これが目標とする状態を達成するのに必要な最短時間である。

7.1 惑星を暖める

植物が暮らせる環境は前述のように CO₂ 大気の正のフィードバックを利用することにより作ることができた。もしも、例えば極域を大きな鏡で暖める、黒い煤を極冠の上にかく、温室効果ガスをつくる等により火星の地表面温度が上がれば、大気中の CO₂ と水蒸気の量も増加する。これによりさらに大気は温まり続ける。先ほどの議論のように、CO₂ 圧がある値を越えると、移行過程は、高圧安定域に到達するか全ての CO₂ が放出されるまで加速される可能性がある (図 4)。機構を考えなければ、この段階が完全に終わるには 10^6 J/cm²、火星の太陽エネルギー 10 年分が必要である。このエネルギー量は 2 bar の CO₂ を昇華させて暖め、厚さ 10 m の火星レゴリスを暖め、厚さ 10 m の水の層を融かして大気中に水蒸気を放出させる量に相当する。この過程を持続させることができ、火星で太陽エネルギーの 10 % を使うと仮定すると、惑星を暖める過程が完全に終るまでに 100 年かかることになる。もっと長いタイムスケールでは万年氷の深層を融かすこともできるだろう。惑星全体の氷が深さ 500 m 融けるには 55 年分の太陽エネルギーが必要である。しかしこの過程にレゴリス中への熱拡散率もあわせて考えると、およそ 10^5 年かかる。2 bar の CO₂ がレゴリスの深さ 500 m まで分布しているとき、圧力勾配によっておこるなら土壌からガスが拡散するのに 100 年ででてくる。しかしその深さでガスを放出するまで土壌を暖めるには 10^5 年かかるだろう。

7.2 大気の化学的修正

惑星大気の組成を大幅に変えることができる唯一の機構は CO_2 から O_2 を生成する惑星規模の生物学である。 O_2 を作るには惑星を暖めるためよりはるかに大きいエネルギーが必要になってくる。さらに現在の生態系は投射した太陽エネルギーをバイオマスエネルギーに変換する効率がとても悪い。地球生態系の正味基礎生産は $0.001\text{--}0.1 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{yr}$ であり、惑星平均で $0.033 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{yr}$ [82] である。これらの数字はそれぞれ 1.5×10^{-5} , 1.5×10^{-3} , 5×10^{-4} のエネルギー効率に相当する。典型的な平均効率 10^{-4} では呼吸できる大気を作るのに 100,000 年かかる。とくに微生物を増やすとより高い効率を得ることができる [8]。火星で正味の O_2 生成は光合成の効率ではなく有機物質を再度酸化されることのない場所 (おそらく深い土壤中) へ確実に隔離することで増やすことができる。これには活性化した水循環と、安定した貯水地が必要である。仮に水を大量に遊離させることができるとしても、この段階が難しい。これが植物が暮らせる環境より人間が暮らせる環境を作るのが難しいもう一つの原因である。

上で述べたタイムスケールは火星の厚い大気を壊すタイムスケールと比べることができる。2 bar の CO_2 大気の場合、主な損失機構はおそらく炭酸塩岩の形成だろう。Pollack et al. [6] は初期火星における厚い CO_2 大気の寿命は循環機構のない状態で 10^7 年だと見積もった。大気を 10^7 年より長く保つには大気に炭酸塩物質を循環させるための生態学的、機械的ななんらかの機構が必要である [14]。にも関わらず、火星の居住可能大気を取り除く過程はそのような大気を作る過程よりも明らかに遅いように見えるので、結果として系は一千万年は残存することができるようである。

8 結論

惑星テラフォーミングの問題の複雑であるため、詳細な結論を導くことはできなかった。問題は地球の生物圏と生命地球化学サイクルを理解することと似ている。我々の研究は重要な問題を同定し限定する予備の試みである。我々の結論のメインは CO_2 が豊富な火星では、十分な CO_2 と H_2O のリザーバーを与えてやることで植物が住める大気は作ることができそうであるが、 O_2 が豊富な人間が住める大気を作ることは難しく、暖めることはほぼ無理であろうということである。

我々の分析から以下の一連の出来事を提案することができる: CFC (もしくはその他の温室効果ガス) を火星上に生成しはじめ、地表面温度を 20 K ほどあげる。レゴリスと極冠から CO_2 が放出し、圧力が 100 mbar まで上がる。それから2つのうちどちらかが起こる。もしレゴリスと極の大きな CO_2 リザーバーがあるなら、圧力は CO_2 がある限り上がり続けるだろう。もしそれらがなければ、 CO_2 圧は安定し、さらに CO_2 が炭酸塩無基質から放出されなくてはならないだろう。この時点で (おそらく 100 から 10^5 年) 火星は植物に適しているだろう。もしも還元された炭素を隔離する機構があったなら、これらの植物がおそらく 100,000 年かけて

O₂ が豊富な大気をつくるために CO₂ を変えることができるだろう。存在が想定される土壌堆積物から十分な N₂ も放出できて、CO₂ 濃度が十分に低くたもてたなら、人間が呼吸できる大気ができるだろう。気温を温かく保つためには、全てのスペクトル領域で放射線を吸収してくれる CFC の生成を続ける必要がある。CFC にオゾンが破壊されるのでこれらのガスは紫外線シールドを作れるくらいの生成(現在の地球の生成率をはるかに上回る)が必要である。火星をテラフォーミングするためのこの過程はデモンストレートされた、そして実際現在の地球で起こっている過程のみを参考にしている。

我々の分析はいくつかの理由で不完全である。最も重要な点はたくさんのキー変数を決定できるだけの火星に対する知識がないということである。さらにほんの単純なモデルを使ったり、多くのキーププロセスを見積もったりした。しかし我々の結果はより詳しく調査することは有益であり、テラフォーミングの研究を定量的に行うことができるということを示した。我々はより調査するとよい領域をいくつか特定した: (1) 火星において N₂ とその他の揮発性物質が手に入る可能性; (2) 極冠とレゴリスの両方の暴走温室効果を使って火星を現在の状態から温かくする過程のより詳細なモデル; (3) 炭酸塩から CO₂ を放出させる化学的、生物学的方法; (4) 現在の火星の気候を、アルベドを変えたり、温室効果ガス、太陽鏡により人工的に暖める機構の効果; (5) 火星の 2 bar の CO₂ 大気における光化学と大気酸素混合比; (6) ハロゲン化ガスが 1 p.p.m. を含む 1 bar の窒素-酸素大気におけるオゾンの光化学; (7) 緯度効果と大量の水を含んだ、火星の厚い大気の気候; (8) 土壌の地殻変動の循環がないときの火星の厚い大気の長期安定性。これらのたくさんの問題は無数のモデルで研究することができるが、火星をもっと探検することが必要なものもある。

もしそのような調査により居住可能ということになれば、そうするかどうかは生命(人間とそれ以外の生命)の火星で生きる能力、経済的支援、そして宇宙で居住するための他の大規模な努力の本質(nature)に依存するだろう。将来の火星探検の鍵となる目標は火星テラフォーミング可能かどうかを決めることであるべきだ。

9 参考文献

1. Maddox, J., Nature 346, 311 (1990).
2. Joos, F., Sarmiento, J. L. & Siegenthaler, U., Nature 349, 772-775 (1991).
3. McKay, C. P. (ed.), The Case for Mars II, Am. Astronaut. Soc. Sci. Technol. Ser. Vol 62 (Univelt, San Diego, 1985).
4. Stoker, C. R. (ed.), The Case for Mars III. Am. Astronaut. Soc. Sci. Technol. Ser. Vol. 74, 75 (Univelt, San Diego, 1985).
5. McKay, C. P. & Stoker, C. R., Rev. Geophys. 27, 189-214 (1989).

6. Pollack, J. B., Kasting, J. F., Richardson, S. M. & Poliakov, K., *Icarus* 71, 203–224 (1987).
7. McKay, C. P., *Adv. Space Res.* 6, 269–285 (1986).
8. Avern, M. M. & MacElroy, R. D. (eds), *On the Habitability of Mars*, NASA SP-414 (US Government Printing Office, Washington DC, 1976).
9. Burns, J. A. & Harwit, M., *Icarus* 19, 126–130 (1973).
10. Sagan, C., *Icarus* 20, 513–514 (1973).
11. Oberg, J. E., *New Earths* (Stackpole, Harrisburg, Pennsylvania, 1981).
12. McKay, C. P., *J. Brit. Interplanet Soc.* 35, 427–433 (1982).
13. Lovelock, J. E. & Allaby, M., *The Greening of Mars* (Warner, New York 1984).
14. Fogg, M. J., *J. Brit. Interplanet Soc.* 42, 577–582 (1989).
15. Haynes, R. H. in *Moral Expertise* (ed. MacNiven, D.) 161–183 (Routledge, London, 1990).
16. McKay, C. P. in *Moral Expertise* (ed. MacNiven, D.) 184–197 (Routledge, London, 1990).
17. Dele, S. H., *Habitable Planets for Man*, 2nd edn (Elsevier, New York, 1970).
18. Bauer, J. A. & Martha, P. Z., *Pflanzenphysiol.* 103, 445–450 (1981).
19. Lloyd, N. D. H., Canvin, D. T. & Culver, D. A., *Plant Physiol.* 59, 936–940 (1977).
20. Salisbury, F. B. & Ross, C. W., *Plant Physiology* (Wadsworth, Belmont California 1985).
21. Lovelock, J. E. & Whitfield, M., *Nature* 296, 561–563 (1982).
22. Rogers, H. H., Thomas, J. F. & Bingham, G. E., *Science* 220, 428–429 (1983).
23. Hicklenton, P. R. & Jolliffe, P. A., *Can. J. Bot.* 58, 2181–2189 (1980).
24. Seckbach, J., Baker, F. A. & Shugarman, P. M., *Nature* 227, 744–745 (1970).
25. Drew, M. C., *Curr. Adv. Plant Sci.* 36, 1–14 (1979).

26. Klingler, J. M., Mancinelli, R. L. & White, M. R., *Adv. Space Res.* 9, 173–176 (1989).
27. Billings, C. E. in *Bioastronautics Data Book* (eds Parker, J. F. Jr & West, V. R.) NASA SP-3006, 1–34; 35–64 (Washington DC, 1973).
28. Welch, B. E., Morgan, T. E. Jr & Clamann, H. G., *Federation Proc.* 22, 1053–1056 (1963).
29. MacEwen, J. D. in *Bioastronautics Data Book* (eds Parker, J. F. Jr & West, V. R.) NASA SP-3006, 455–488 (Washington DC, 1973).
30. Lovelock, J. E., *Gaia* (Oxford University Press, Oxford, 1979).
31. Roth, E. M. in *Atmosphere in Space Cabins and Closed Environments* (ed. Kemmermeyer, K.), 13–31 (Merideth, New York 1964).
32. Anders, E. & Grevesse, N., *Geochim. cosmochim. Acta* 53, 197–214 (1989).
33. Owen, T. et al., *J. geophys. Res.* 82, 4635–4639 (1977).
34. Pollack, J. B., *Icarus* 37, 479–533 (1979).
35. Cess, R. D., Ramanathan, V. & Owen, T., *Icarus* 41, 159–165 (1980).
36. Hoffert, M. I., Callegari, A. J., Hsieh, C. T. & Ziegler, W., *Icarus* 47, 112–129 (1981).
37. Postawko, S. E. & Kuhn, W. R., *Proc. 16th Lunar Planet. Sci. Conf.*, *J. geophys. Res.* 91. D431–D438 (1986).
38. Kieffer, H. H. et al., *J. geophys. Res.* 82, 4249–4292 (1977).
39. Kong, T. Y. & McElroy, M. B., *Icarus* 32, 168–189 (1977).
40. Kasting, J. F. & Walker, J. C. G., *J. geophys. Res.* 86, 1147–1158 (1981).
41. Kasting, J. F., Pollack, J. B. & Crisp, D., *J. atmos. Chem.* 1, 403–428 (1984).
42. Oyama, V. I. & Berdahl, B. J., *J. geophys. Res.* 82, 4669–4676 (1977).
43. Kasting, J. F. & Ackerman, T. P., *Science* 234, 1383–1385 (1986).
44. Ramanathan, V., Cicerone, R. J., Singh, H. B. & Kiehl, J. T., *J. geophys. Res.* 90, 5547–5566 (1985).

45. Weast, R. C., CRC Handbook of Chemistry and Physics (CRC, West Palm Beach, Florida, 1978).
46. Hammitt, J. X., Nature 330, 711–716 (1987).
47. Gierasch, P. J. & Toon, O. B., J. atmos. Sci. 30, 1502–1508 (1973).
48. Sagen, C., Toon, O. B. & Gierasch, P. J., Science 181, 1045–1049 (1973).
49. Paige, D. A., Herkenhoff, K. E. & Murray, B. C., J. geophys. Res. 95, 1319–1335 (1990).
50. Fanale, F. P. & Cannon, W. A., J. geophys. Res. 84, 8404–8414 (1979); 79, 3397–3402 (1974).
51. Fenale, F. P., Salvail, J. R., Banerdt, W. B. & Saunders, R. S., Icarus 50, 381–407 (1982).
52. Zent, A. P. & Fanale, F. P., J. geophys. Res. 91, D439–D445 (1986).
53. Toon, O. B., Pollack, J. B., Ward, W., Burns, J. A. & Bilski, K., Icarus 44, 552–607 (1980).
54. Zent, A. P., Fanale, F. P. & Postawko, S. E., Icarus 71, 241–249 (1987).
55. Valenzuela, D. P. & Meyers, A. L., Adsorption Equilibrium Data Handbook (Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1989).
56. Lewis, J. S., Earth planet Sci. Lett 15, 286–290 (1972).
57. Anders, E. & Owen, T., Science 198, 453–465 (1977).
58. Rasool, S. I. & LeSergeant, L., Nature 266, 822–823 (1977).
59. Clark, B. C. & Baird, A. K., Geophys. Res. Lett 6, 811–814 (1979).
60. McElroy, M. B., Kong, T. Y. & Yung, Y. L., J. geophys. Res. 82, 4379–4388 (1977).
61. Pollack, J. B. & Black, D. C., Science 205, 56–59 (1979), Icarus 51, 169–198 (1982).
62. Dreibus, G. & Wänke, H., Icarus 71, 225–240 (1987).
63. Becker, R. H. & Pepin, R. O., Earth planet Sci. Lett. 69, 225–242 (1984).
64. Pepin, R. O., Rev. Geophys. 25, 293–296 (1987) .

65. Bogard, D. D. & Johnson, P., *Science* 221, 651–654 (1983).
66. Greeley, R., *Science* 236, 1653–1654 (1987).
67. Carr, M. H., *Icarus* 68, 187–216 (1986).
68. Liu, S. & Donahue, T. M., *Icarus* 28, 231–246 (1976).
69. Fox, J. L. & Dalgarno, A. J., *geophys. Res.* 88, 9027–9032 (1983).
70. Owen, T., Maillard, J. P., de Bergh, C. & Lutz, B. L., *Science* 240, 1767–1770 (1988).
71. Yung, Y. L. et al., *Icarus* 76, 146–159 (1988).
72. Carr, M. H., *Icarus* 87, 210–227 (1990).
73. Melosh, H. J. & Vickery, A. M., *Nature* 338, 487–489 (1989).
74. Meyer, T. R. & McKay, C. P., *J. Brit. interplanet. Soc.* 42, 147–160 (1989).
75. Squyres, S. W. & Carr, M. H., *Science* 231, 249–252 (1986).
76. Pollack, J. B. et al., *J. geophys. Res.* 95, 14595–14628 (1990).
77. Toulmin, P. III, Baird, A. K., Clark, B. C., Keil, K. & Rose, H. J. Jr, *Science* 194, 81–84 (1976).
78. Toulmin, P. et al., *J. geophys. Res.* 82, 4625–4634 (1977).
79. Prinn, R. G. & Fegley, B. Jr, *Ann. Rev. Earth planet. Sci.* 15, 171–212 (1987).
80. Dreibus, G. & Wänke, H., *Meteoritics* 20, 367–381 (1985).
81. Clark, B. in *Mars* (University of Arizona Press, Tucson, 1991).
82. Whittaker, R. H., *Communities and Ecosystems* 2nd edn (Macmillan, New York, 1975).
83. Turekian, K. K. & Clark, S. P. Jr, *J. atmos. Sci.* 32, 1257–1261 (1975).

V 詳説ノート

1 暖かな大気を維持するには

McKay et al. (1991) では人間が居住できる大気として、火星上に地球のような大気を考えている。この大気の組成は N_2 , 790 mbar, O_2 , 200 mbar, CO_2 が 10 mbar, そして地表面温度での飽和水蒸気圧の水蒸気である。以下、この大気を McKay et al. (1991) にならって「窒素-酸素大気」と呼ぶ。

惑星で生命が居住可能になるためには表面温度を $0^\circ C$ より上げることが絶対の条件である。そこで $0^\circ C$ 以上の地表面温度に対して、その大気が放射平衡状態を実現できるか考察する。大気の放射平衡状態とは、惑星に入射する太陽放射 (短波放射) と惑星から射出される惑星放射 (長波放射) が等しい状態である。仮に表面温度を居住可能な状態まで上げることができたとしてもそれを維持するには、入ってきたエネルギーと出て行くエネルギーがつりあっていなくてはならないということである。

McKay et al. (1991) は、1次元放射対流モデルを使って窒素-酸素大気の放射収支を計算した。その結果が図 1 である。ここでは地表面温度を居住可能な温度を $15^\circ C$ にとり、それを維持できるかを考えている。

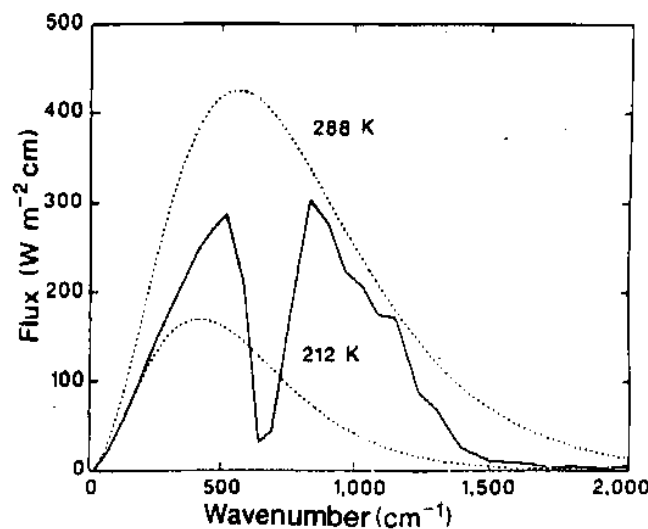


図 1: 1 bar の地球のような大気 (N_2 , 790 mbar, O_2 , 200 mbar, CO_2 , 10 mbar, 水蒸気, 地表面温度での飽和水蒸気圧) の放射スペクトル。 [McKay et al., 1991]

図 1 の点線は 288 K と 212 K の黒体放射*を表し、実線は大気からの赤外放射

* appendix 参照

を表している。

大気の吸収がなければ、地表面の放射するエネルギーは 288 K の黒体放射と等しくなる。よって、実線の 288 K の黒体放射より下がっている部分が大気の吸収の寄与である。また、火星への入射エネルギーは 212 K の黒体放射と等価である (火星の有効温度[†]が 212 K なので)。よって、放射エネルギー収支が平衡するためにはこの実線以下の面積が 212 K の点線以下の面積と同じにならなくてはならない。しかし図を見ると実線が十分には下がりきっておらず、窒素-酸素大気では長波放射過剰になっている。火星の温度を温かく保つには、この過剰な長波放射を減らすために大気の温室効果を大きくしなくてはならない。

惑星が地表面から放射した長波放射は大気を通過するうちにいくらか大気中に吸収され、その残りが惑星放射として宇宙空間に放射されることになる。吸収された放射は惑星を暖める熱源となり、これによって大気温度が上昇するのである。これが大気の温室効果である。

このように温室効果を大きくするには、大気の不透明度をあげて吸収を増やせばよい。大気の不透明度とは簡単にいうと「放射の通しにくさ」のことである。例えばきれいな水の入った水層は底がよく見えるが濁った水の入った水層では底が見えにくい。水層の底から目に届く光が濁った水のせいで減ってしまうせいである。同じように不透明度の高い大気では宇宙空間へ届く放射が少ないのである。

ところで図 1 をみると、波数 800–1200 cm^{-1} の領域では 288 K の黒体放射曲線と実線がほぼ一致しており、吸収がほとんど起こっていないことがわかる。この領域は窓領域[‡]と呼ばれている。温室効果を効果的に起こすには、この領域の不透明度をあげる、つまりこの領域でよく放射を吸収するガスを大気に加えることが有効である。McKay et al. (1991) ではこのガスとしてフロンを利用している。

スペクトルの図を見るときには横軸が波数、で記述してある場合と、波長記述してある場合があるので注意が必要である。波長と波数の関係は

$$\text{波長} = \frac{1}{\text{波数}}$$

である。

[†] 太陽から火星に入射するエネルギー。火星と太陽の距離によって決まっている (appendix 参照)。

[‡] 波数 800–1200 cm^{-1} の赤外放射の吸収が少ない領域を窓領域という。

2 温室効は十分か

ここでは、どのくらいの温室効果ガスを加えたら、どのくらいの温室効果を得ることができるかを定量的に評価する。

前節で述べたように、大気の温室効果はその大気の不透明度に依存する。McKay et al. (1991) では、この関係を定量的に調べている。図 2 がその結果である。ここでは、放射平衡が成り立っている状態で大気の不透明度を変化させると (大気に加える吸収物質の量を変化させると)、どのくらい表面温度が上昇するかを計算している。放射平衡が成り立っているので、宇宙空間に出ていく放射エネルギーは一定であり、図に見られる温度の上昇は温室効果によるものであるといえる。ちなみに現在の、温室効果ガスを加えないときの地表面温度は、火星大気の温室効果が 6 K だということを考慮すると $212 + 6 = 218 \text{ K}$ つまり、 -55°C になる。

温室効果ガスと温室効果の関係を調べるときに、もう一つ注目すべき点は、その物質がどのスペクトル領域で吸収するかということである。物質はそれぞれ固有の吸収スペクトル領域をもっている。地球大気を例にとりて考えると、主に放射を吸収するのは CO_2 と水蒸気である。 CO_2 は波長 $2.5\text{--}3 \mu\text{m}$, $4\text{--}5 \mu\text{m}$ でよく放射を吸収し、水蒸気は CO_2 よりも広い領域でよく放射を吸収する。このように、大気の不透明度が一緒でも吸収するスペクトル領域が異なると得られる温室効果が異なる。

McKay et al. (1991) では、高いコラム質量下でフロンがどのスペクトル領域を吸収するかわかっていないため、2 通りの吸収を考えている。

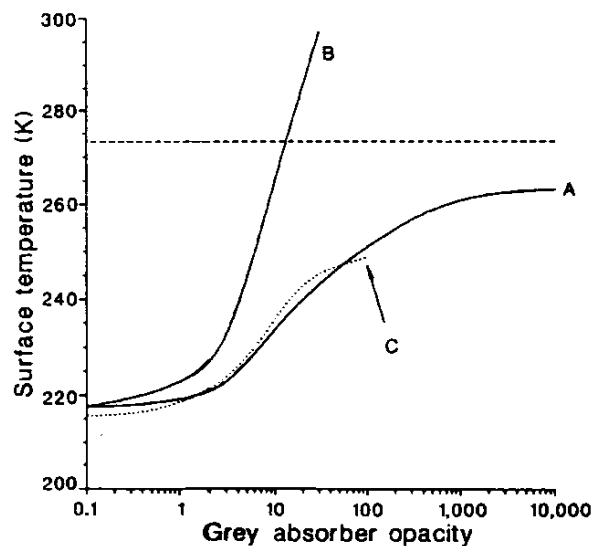


図 2: 火星に吸収物質を加えたときの表面温度への影響。考えている大気は、地球に似た窒素-酸素大気 (N_2 790 mbar, O_2 200 mbar, CO_2 10mbar, 水蒸気 地表面温度での飽和水蒸気圧) である。[McKay et al., 1991]

図の A の実線は窒素-酸素大気に赤外線スペクトルの「窓領域」($800\text{--}1200 \text{ cm}^{-1}$)

でのみ働く吸収物質を加えた場合, B の実線は全てのスペクトル領域で働く吸収物質を加えた場合である. また, C の点線は現在の 6 mbar の CO₂ 大気に窓領域でのみ働く吸収物質を加えた場合である. 破線は水の氷点である.

窓領域でのみ吸収する物質を加えると (実線 A), 始めは温度が上昇するがだんだん上昇率が小さくなって, 安定してしまう. 図 1 を見ると, 大気の吸収は窓領域以外でも不足している. にも関わらず, この吸収物質は窓領域以外の波長域は吸収しないためである. 温度がほぼ安定した状態では図 4 のように, 窓領域の放射は既にほとんどなくなってそれ以上吸収物質を加えても効果のない状態になっていると想像される.

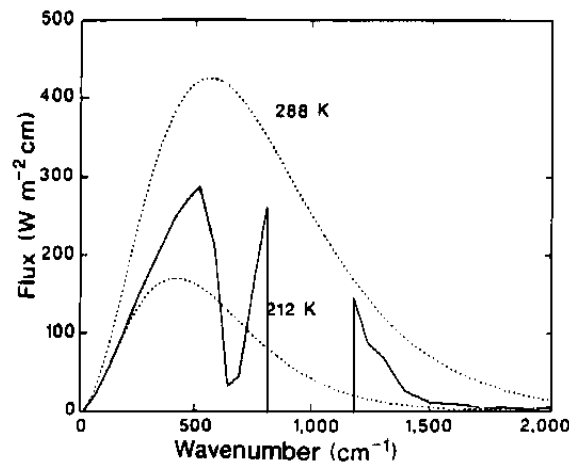


図 4: A の曲線で地表面温度が安定したときの大気の赤外放射

全ての波長域で均一に吸収する物質を加えると (実線 B), 灰色透明度が 10 になるくらい吸収物質を加えることで, 平均地表面温度を氷点より高くすることができる.

ところで, この図に灰色大気が放射平衡にあるときの不透明度と温室効果の関係を計算し, 重ねてみよう. 灰色大気の放射平衡の式は

$$T_0^4 = \frac{B(T_e)}{2\sigma}(\tau^* + 1) \quad (\text{大気底面について})$$

$$T_g^4 = \frac{B(T_e)}{2\sigma}(\tau^* + 2) \quad (\text{地表面について})$$

である. ここで T_0 は大気底面の温度, T_g は地表面温度, $B(T_e)$ は有効温度 T_e (火星では 212 K) でのボルツマン関数, σ はステファン-ボルツマン定数, τ^* は光

学的深さ[§]である.

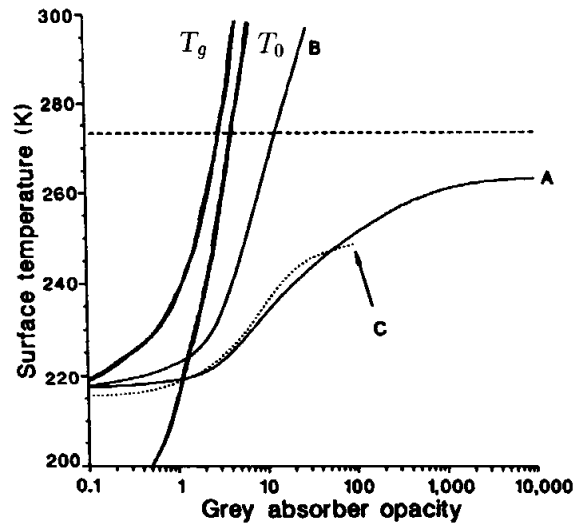


図 5: 放射平衡の式から得られる曲線との比較

図 5 をみると, 実線 B の温室効果は灰色大気が放射平衡のときの温室効果とほぼ同じであることがわかる. 窒素-酸素大気に全てのスペクトル領域で働く吸収物質を加えたことにより, 窒素-酸素大気が灰色大気に近くなったためと考えられる. 灰色大気の放射平衡の式は対流の効果しか考慮していないが実線 B は対流の効果も考えているため, 結果にずれが生じたと推測される.

[§]ここでは大気の全厚さで積分してあるので不透明度に一致する. 詳細は appendixes 参照.

3 様々な暴走温室効果

暴走温室効果と一口にいても、それは一通りのものではない。McKay et al. (1991) では、CO₂ の暴走温室効果として 2 通りの機構を提案している。一つは極冠に含まれている CO₂ の昇華と温室効果を正のフィードバック*による暴走である。以下ではこれを極冠フィードバック型暴走温室効果と呼ぶことにする。そしてもう一つは、火星の土壌 (レゴリス) に吸着されている CO₂ の脱着と温室効果が、正のフィードバックを起こすというものである。これをレゴリスフィードバック型暴走温室効果と呼ぼう。

なお、地球において「暴走温室効果」といった場合、その原因となる物質は火星とは異なる。地球独特のものである海がリザーバーとなる、水蒸気の蒸発暴走である。上の二つに習って、ここでは海洋フィードバック型暴走温室効果と呼ぶ。

3 つの暴走温室効果の共通の機構は、温度の上昇により温室効果ガスが放出され、そのためさらに温度が上がってゆくということである。以下ではこの 3 つの暴走温室効果の特徴を比較してみる。

3.1 極冠フィードバック型暴走温室効果

極冠はかなりの量の CO₂ を内在していると考えられている。極冠フィードバック型暴走温室効果はこの極冠に含まれる CO₂ の昇華を暴走と温室効果の増大が正のフィードバックを及ぼしあい火星の気温が自発的に上昇するというものである。

以下ではこれを気候モデルを用いて具体的に見てゆく。

Gierasch and Toon (1973) のモデル

Gierasch and Toon (1973) は極冠の熱収支バランスが火星の気候を決める主要因であると考えて、0 次元のエネルギー平衡モデルを考えた。このモデルは温室効果の影響は考慮されていない。しかし、低緯度から高緯度への熱輸送を考慮しているというのが大きな特徴である。

図 6 が結果を示したグラフである。点線が CO₂ の蒸気圧曲線、そして実線が極冠温度と圧力の関係である。これは極冠で吸収される太陽エネルギー量ごとに異なる。実線、点線はそれぞれ以下のような物理的意味を持つ。

実線: CO₂ の凝結は無視して、与えられた CO₂ 圧に対し気候学的に決まる極冠温度を描いたものである。例えば $S=1.4 \text{ erg/cm}^2 \cdot \text{sec}$ のとき、大気圧が 1 mbar

*あるシステムにおいて、システムから流出する物質やエネルギーの量がそのシステムに流入する物質やエネルギー量に直接影響を与えることがある。こうしたシステムの働きをフィードバックと呼ぶ。フィードバックには「正のフィードバック」と「負のフィードバック」がある。

正のフィードバックが働くとシステムから流出するエネルギー量がほんの少し増えただけでも、その分、ときにはそれ以上に流入する量を増やすようにシステムが機能する。結果的にシステムの貯積量は急激に増加する。これはシステムが不安定になることを意味する。

負のフィードバックが働くと流出量が増えるとその分に見合うように流入量を減らすようにシステムが機能する。システムの貯積量は平衡状態を保っており、システムは安定する。

(10^3 dyne/cm^2) の大気では大気の熱輸送により極冠温度は 145 K になる, という具合である.

点線: CO_2 の蒸気圧曲線を表す. CO_2 の極冠と大気が安定に共存するためには, CO_2 圧がこの曲線上になくてはならない.

この 2 つは CO_2 の状態を決める 2 通りの独立の条件を表す. 従って, グラフの交点が実現可能な大気の状態である.

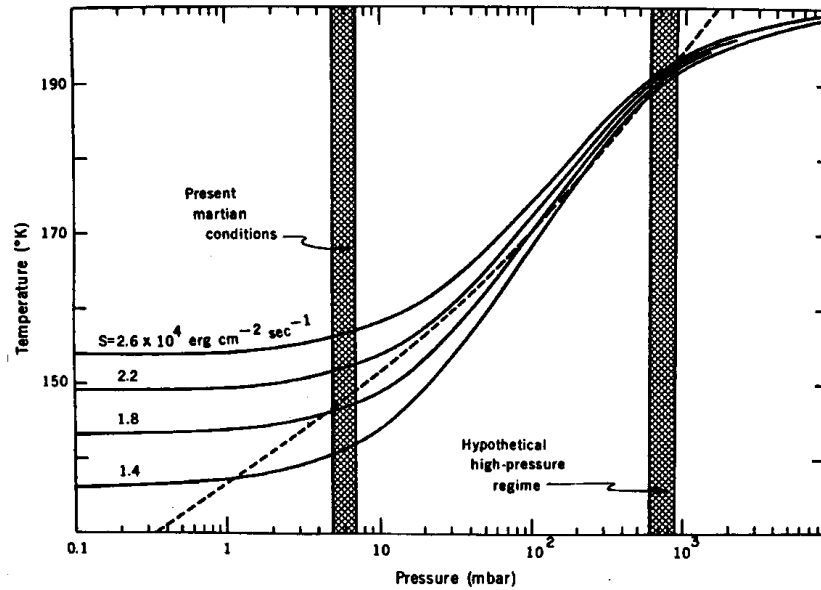


図 6: 極冠で吸収される太陽エネルギー量 (S) の変動と, 極での平衡温度と圧力の関係グラフ. 点線は CO_2 の蒸気圧曲線. ϵ は火星大気の赤外放射率, β は定数で, その値は $1.3 \times 10^{-2} \text{ cm/K} \cdot \text{s}$ である. [Gierasch and Toon, 1973: Fig.1]

McKay et al. (1991) のモデル

McKay et al. (1991) では, Gierasch and Toon (1973) のモデルに, さらに温室効果の影響も考えている.

このモデルでは極冠温度は以下の方程式により決まる.

$$T_{\text{pole}} = T_{\text{mean}}(\text{CO}_2) - \Delta T e^{-\frac{P}{P_0}} \quad (1)$$

$T_{\text{mean}}(\text{CO}_2)$ は平均地表面温度, ΔT は熱輸送がなく温室効果も考えない場合の平均地表面温度と極冠温度の差である. P_0 は 200 mbar である.

この式では大気中の CO_2 量にみあう温室効果を考慮した平均表面温度 $T_{\text{mean}}(\text{CO}_2)$ を使用することで, 極冠温度に温室効果の影響を反映させている. さらに, $\Delta T e^{-\frac{P}{P_0}}$ の項では温度の緯度差を表現している. 大気圧が大きくなる, つまり大気が濃く

なると大気熱輸送量が多くなり極温度は上がる. このとき Gierasch and Toon (1973) と同様, 極と平均気温の差が小さくなるようになっている.

ここで注意すべきことはこの式でも, 温度が上昇することによる極冠の CO_2 の昇華, 凝結の影響は考慮されておらず, 気候学的影响のみを考えているということである.

図3の Greenhouse のグラフが (1) 式を使って得た極温度と圧力の関係のグラフである. McKay et al. (1991) の特徴は蒸気圧曲線との交点を2つしか持たないことである. これが, 極冠フィードバック型暴走温室効果を起こすためのポイントになる. その理由を以下で述べる.

2つのモデルの比較

さて, Gierasch and Toon (1973) と McKay et al. (1991) では, 具体的にどのような違いが生じるのか検討する.

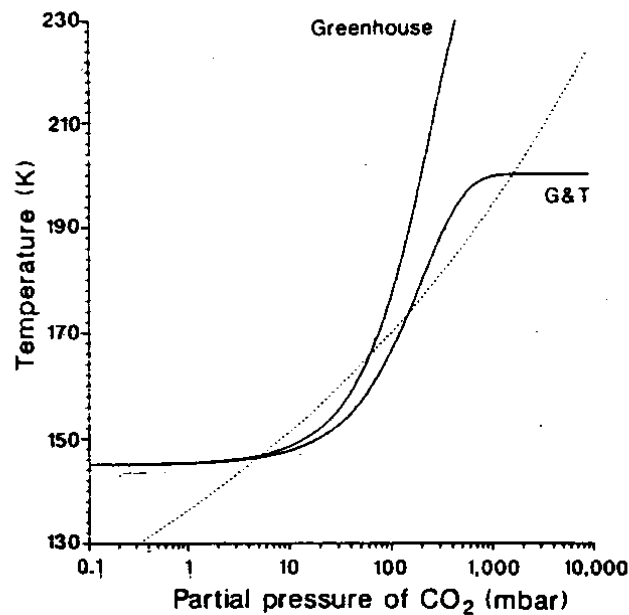


図3: 極冠温度と大気圧力の関係 [McKay et al., 1991]

図3の2つの実線はそれぞれ

- G & T: Gierasch and Toon (1973) のモデルの代表的な曲線
- Greenhouse: 方程式 (1) によって決まる極冠温度の曲線

を表す.

前述のように、このグラフの中で実現可能な点は実線と蒸気圧曲線との交点である。現在の火星の状態は大気圧 6 mbar の交点に相当する。どちらの実線も数百ミリバールに 2 つめの交点を持つことがわかる。この点は実際は不安定であるため実現しない。交点を 3 つ持つ G & T を使ってこの理由を説明する。わかりやすいように、交点に、低圧のほうから低圧交点、中圧交点、高圧交点と名前をつけることにする。

- 温度を中圧交点温度以下に上げたとき

仮に、低圧交点から温度を 160 K まであげてみたとして。図 3 を見ると温度が 160 K では蒸気圧は蒸気圧曲線から 20 mbar なので、極冠から CO₂ が昇華し圧力は 20 mbar になる。ところが、20 mbar の大気の熱輸送で保たれる極冠の温度は 150 K なので、温度は 150 K まで下がってしまう。150 K での飽和蒸気圧は 15 mbar なので圧力は蒸気圧曲線に沿って 15 mbar まで下がってしまい、それにあわせて極温度はさらに低くなる。結局状態が安定するのはグラフが交わる現在の状態になってしまうというわけである。

このように大気の上昇させても中圧交点に達しないうちは低圧交点まで自然に戻ってしまう。すなわち負のフィードバックがおきる。

- 温度を中圧交点温度以上に上げたとき

では、温度を中圧交点を超えて 180 K まであげてみたらどうなるだろう。180 K での蒸気圧は蒸気圧曲線から 200 mbar なので、極冠から CO₂ が昇華し圧力は 200 mbar になる。ところが、200 mbar 大気の熱輸送で暖められるとき、極冠の温度は 188 K まで上がる。188 K での蒸気圧は 500 mbar であり、500 mbar 大気の熱輸送は極冠をさらに暖める。状態が安定するのは先ほどと同様、次にグラフが交わる高圧交点ということになる。このように大気の上昇を中圧交点を超えるくらい上昇させると、系は高圧交点まで自然に移行する。すなわち正のフィードバックがおきる。

上の結果をまとめると、中圧交点は少し圧力が下がるとたちまち低圧交点に状態が戻ってしまい、少し圧力が上がると高圧交点まで状態が移行する、とても不安定な点である。逆に、低圧交点、高圧交点では少しくらい状態が揺らいでも状態がもとに戻る安定な点である。

Gierasch and Toon (1973) のモデルでは中圧交点である 100 mbar よりも圧力を増やすことができれば、正のフィードバックにより系は 圧力 1100 mbar, 極冠温度 200 K まで移行する。

温室効果も考慮した McKay et al. (1991) でも、同様に系が 60 mbar の中圧交点を超えると正のフィードバックが起こる。ところが McKay et al. (1991) には高圧交点が存在しない。つまりいったん中圧交点を越えると、CO₂ はいつまでも昇華を続ける。当然それにともない極冠温度も上昇を続ける。最終的な状態がどこで安定するかは極冠に含まれる CO₂ の量に依存することになる。

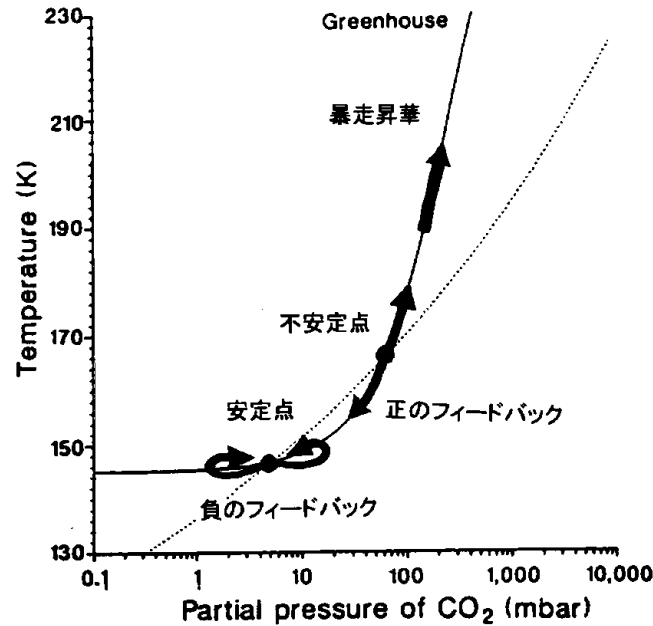


図 7: フィードバックと交点の安定性. 低圧交点では状態が揺らいでも負のフィードバックにより交点に状態が戻るため安定する. 中圧交点では状態が少し揺らぐと, 正のフィードバックにより揺らぎが加速する. Greenhouse 曲線ではそのまま昇華が暴走する.

3.2 レゴリスフィードバック型暴走温室効果

レゴリスフィードバック型暴走温室効果は, レゴリスに吸着されている CO_2 の脱着によりおこる. レゴリス中の CO_2 吸着量は大気圧と温度, それに CO_2 がどれだけ強くレゴリスと結合しているかが関係する. 大気圧が大きく, 温度が低いとレゴリスに吸着される CO_2 が増える. 当然, レゴリスと CO_2 の結合が強いほど CO_2 は放出されにくい.

McKay et al. (1991) では以上を考慮して, レゴリスに吸着されている CO_2 のコラム質量 M_a を以下の式で表した.

$$M_a = C \exp\left(-\frac{T}{T_d}\right) P^\gamma \quad (2)$$

ここで, T, P は地表面温度と圧力, T_d はレゴリス中の CO_2 が $1/e$ 放出されるのに必要な温度, γ は定数である. この式では, CO_2 が増えたことによる大気圧の変化などは考慮されていない.

大気-レゴリス系に含まれる CO_2 の総量がわかれば大気中に含まれる CO_2 の量はレゴリス中に含まれる CO_2 の質量から知ることができる. McKay et al. (1991) では大気-レゴリス系に含まれる CO_2 の総量を 1 bar と仮定し, CO_2 を含んだレゴリスが全球に存在する場合と, 極地方のみに存在する場合の 2 通りについて, 考

察している. その結果が図4である.

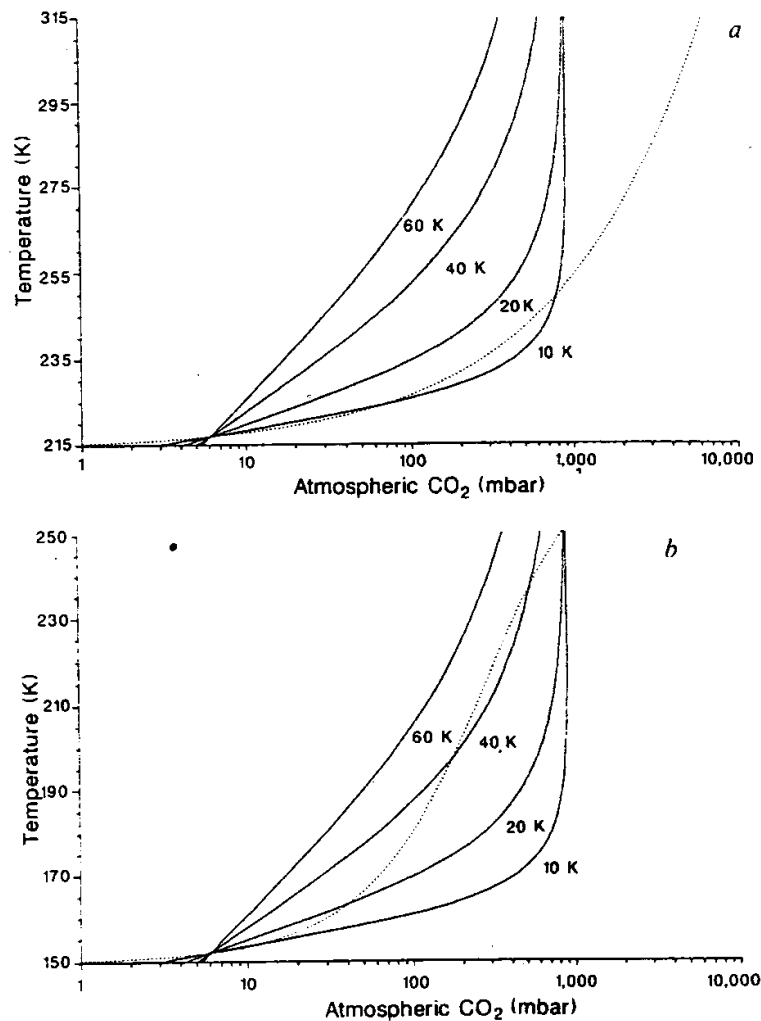


図4: CO₂ 総量が 1 bar のときの大気温度と圧力の関係 [McKay et al., 1991]

図4の a, b のグラフはそれぞれ以下のとおりである.

a CO₂ を含んだレゴリスが全球に分布している場合.

実線: (2) 式を使って書いた CO₂ の脱着曲線.

点線: 気候モデルにより計算した全球平均温度と圧力の関係.

b CO₂ を含んだレゴリスが極域にのみ存在している場合.

実線: (2) 式を使って書いた CO₂ の脱着曲線.

点線: (1) 式より求めた極温度と圧力の関係.

4 本の実線についている温度はそれぞれ (2) 式における T_d にあたる. つまりレゴリスの脱着のしやすさを 4 種類検討し, それぞれの相違を見る.

レゴリスフィードバック型暴走温室効果も、その基本的な機構は極冠フィードバックと同じである。点線、実線が温度と圧力の関係の 2 つの条件となり、2 本の曲線が交わる点の実現可能な点になる。また、大気温度曲線の勾配が脱着曲線の勾配より緩やかになる点が安定点である。

図を見ると 2 曲線が 1 点で交わっている場合と、3 点で交わっている場合がある。全ての曲線が交わっている点が現在の状態である。

交点をこの 1 点しか持たない場合は、常に次のようなことが起こる。温度を上昇させると、レゴリスが暖められて CO_2 の圧力が上昇するが、大気温度曲線にあわせてその圧力での温度が決まるため、温度は下がってしまう。この負のフィードバックによって系は現在の状態に戻ってしまう。

3 点で交わっている場合は、真中の交点が不安定点となるため、安定点を 2 つ持つことになる。不安定点を超えるだけの温度上昇があれば正のフィードバックにより高圧の安定点に移行することができる。低圧の安定点では、系の CO_2 はほとんどレゴリス中にある。しかし高圧では大気中の CO_2 圧がほぼ 1 bar になっており、ほとんどの CO_2 が大気中に放出されて、極冠温度がかなり上昇していることがわかる。このような関係は、レゴリスが全球に分布している場合の $T_d=10$ K、レゴリスが極にのみ分布している場合の $T_d=10, 20, 40$ K 曲線について成り立つ。

この中で火星レゴリスに予想される T_d の値は、 $T_d=20$ K である。この場合、何とかして地表面温度を現在の値より 25 K だけあげることができれば不安定点を通過し、正のフィードバックによって表面圧力が 800 mbar 表面温度が 250 K の高圧安定点まであがってしまう。この点は CO_2 がほとんど大気中に放出されている状態である。最終的な状態は、極冠フィードバック型と同様、レゴリス中にどのくらいの CO_2 が吸着されているかによって決まる。

3.3 海洋フィードバック型暴走温室効果

同じ暴走温室効果でも、火星と地球では原因となる物質が異なる。図 8 を見てもわかるように、地球大気の大気圏で支配的な温室効果ガスは水蒸気である。従って、地球では温室効果ガスのリザーバーは海ということになる。大気の温度が上昇し、海水が蒸発すると大気中の水蒸気が増え、温室効果を起こす。これによりさらに温度が上昇する。このフィードバックが地球の暴走温室効果である。

3.4 注意点

以上の議論では、つねに瞬時に定常状態が成立するものとして、大気のフィードバックを単純化して考察してきた。しかし厳密にはフィードバックの正負の要因のいずれが卓越するかは、それぞれの要因がどのくらいのタイムスケールで起こるかということも考えなくてはならない。従って、フィードバックによる時間発展がどのように進むのかという問題は非常に複雑であることには注意しておきたい。

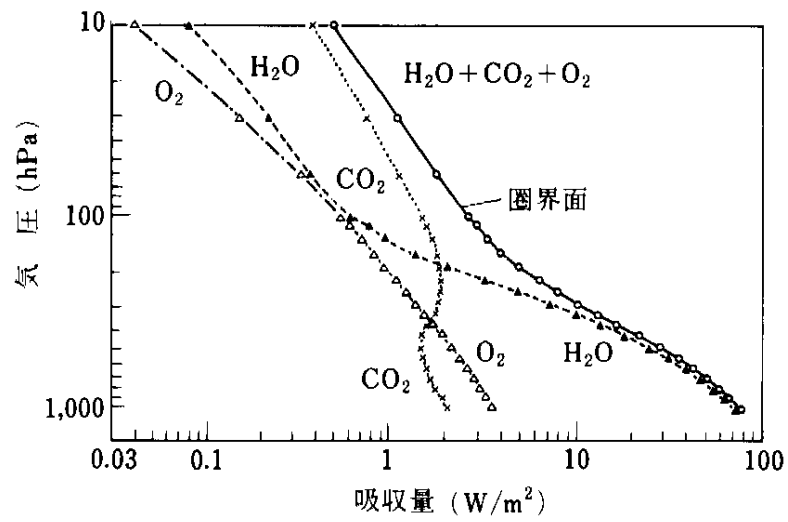


図 8: H₂O, CO₂, O₂ による赤外放射の吸収量. これを見ると, 地球対流圏では H₂O が温室効果に有効であることがわかる. [yamamoto, 1962]

4 火星極冠の CO₂ リザーバー

火星には北極と南極に極冠があるが、CO₂ のリザーバーは南極冠である。このように考えられる理由は水と CO₂ の蒸発のしやすさと極冠の温度に関係がある。

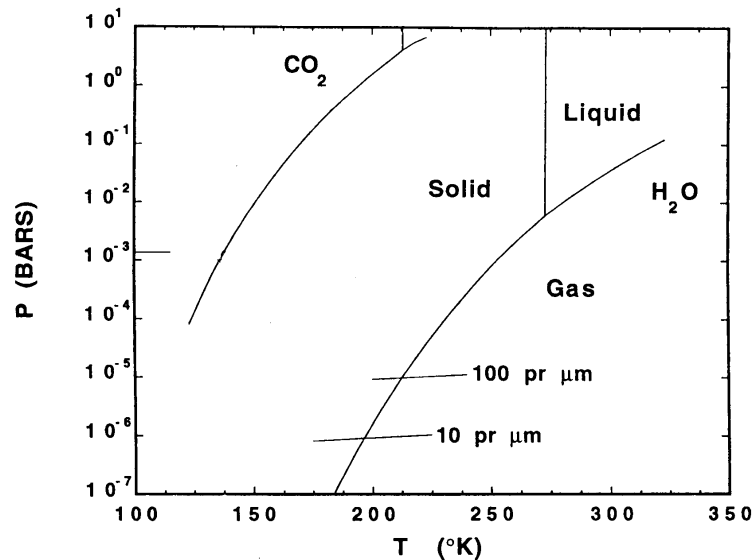


図 9: H₂O と CO₂ の相図 [Carr, 1996]

相図からわかるように、現在の火星の大気平均圧力 6 mbar での CO₂ の氷点はおよそ 135 K、水はおよそ 255 K である。つまり極冠の平均温度が 135 K より高い場合、その氷は H₂O のものである可能性が高いわけである。火星の極温度を図 10、図 11 に示す。南極冠でのみ温度が CO₂ の氷点まで下がっていることがわかる。

火星では赤道の平均高度に比べ、北極は 2-3 km 低く、南極は 2-3 km 高くなっている (図 12)。そのため、各極での圧力も平均より北極では大きく、南極では小さくなっていると考えられる。相図からもわかるように、圧力が高くなると昇華点が高くなり、圧力が低くなると昇華点が下がる。つまり南極では CO₂ の氷ができやすいということになる。

また、図 13 は季節ごとの火星大気中の水蒸気のコラム質量を示した図である。図 13 の縦軸は緯度、横軸は季節である。夏の間、北極冠の上は水蒸気のコラム質量が大きく北極冠から水が蒸発していることがわかる。このことから北極冠では CO₂ が凝結している可能性が低いといえる。

そのほかにも極冠の形状も、北極冠が H₂O の氷であることを示唆する。南極冠に比べ、北極冠の広がりはそれほど大きくない。つまり主成分はレオロジー的に弱い CO₂ ではなく、H₂O なのではないかと想像される。実際、H₂O 氷の流動速度 (1 mm/火星年) で計算すると現在の火星の北極冠の地形プロファイルは説明がつく。

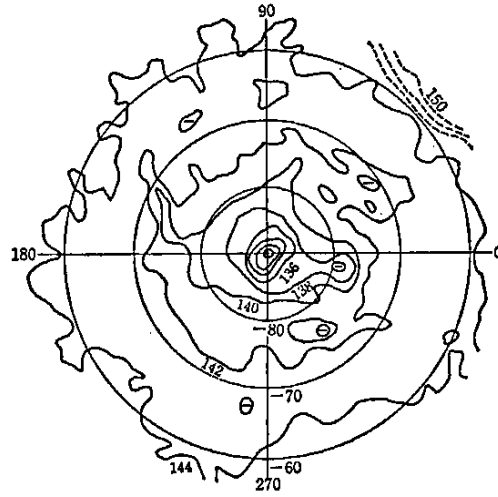


図 10: ヴァイキングで測定された春先 ($L_s=130^\circ$) の南極付近の温度地図 (K) [森山, 1981]

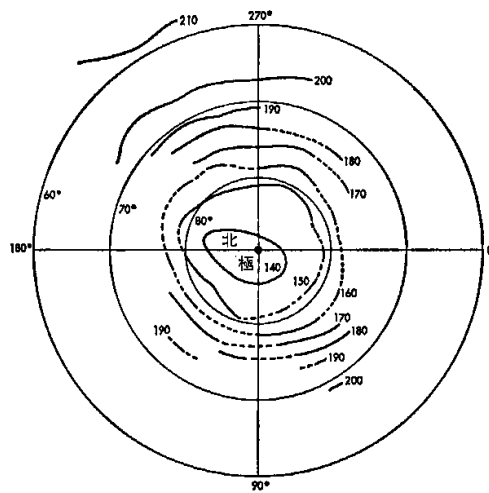


図 11: 春先 ($L_s=303^\circ$) の北極付近の温度地図 (K) [Martin and Kieffer, 1979]

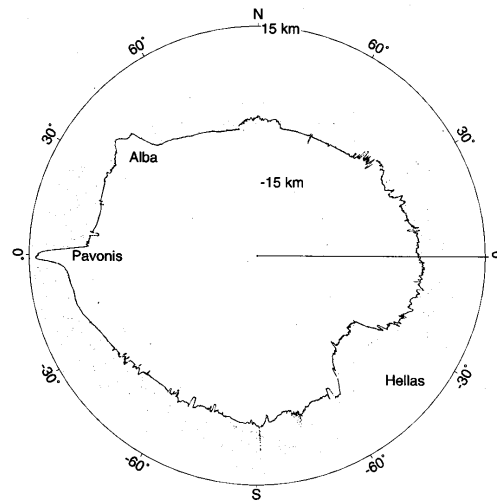


図 12: MOLA による緯度方向の高度プロファイル [Smith et al., 1999]

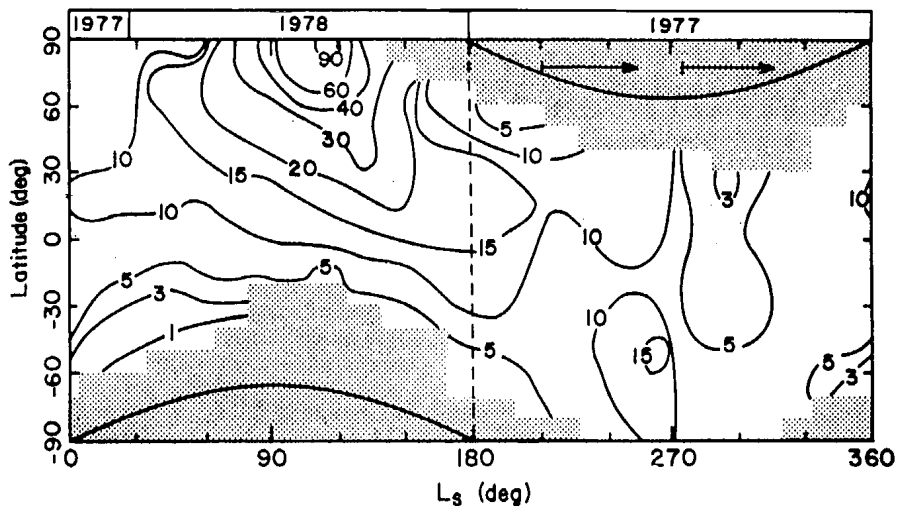


図 13: 水蒸気のコラム質量の緯度と季節変化. 図は $pr \mu\text{m}$ の帯状の平均量である. 横の矢印はダストストームの季節を表す. 極地の高緯度における実線は太陽が地平線から上がらない地域である. この図でもっとも注目すべき点は夏の間北半球で水蒸気圧が増加していることである. 特に極の右側では CO_2 の季節的な冠が縮小して, H_2O の氷の極冠が下から顔を出したときに増加している. [Carr, 1996]

5 タイムスケールの吟味

火星のテラフォーミングを達成するには、2つの段階があると考えられる。火星を暖める段階と、火星の大気を化学的に変化させる段階である。

McKay et al. (1991) のなかでは、同論文中で提案されているテラフォーミングのシナリオにのっどって、それぞれの段階にかかるタイムスケールを計算している。年数は火星の太陽エネルギー ($4.68 \times 10^5 \text{ J/cm}^2 \cdot \text{yr}$) が 100 % 使われると仮定して計算した最短時間である。

表 3: 火星をテラフォーミングするのに必要なエネルギー

初期状態	最終状態	量 (g/cm^2)	エネルギー (J/cm^2)	エネルギー /太陽エネルギー†(年)
$\text{CO}_2(\text{s})$ at 150 K	$\text{CO}_2(\text{g})$ at 288 K	2 bar; 5,400 g/cm^2	3.7×10^6	7.9
Dirt at 215 K	Dirt at 288 K	10 m; 2,000 g/cm^2	1.2×10^5	0.3
$\text{H}_2\text{O}(\text{s})$ at 215 K	$\text{H}_2\text{O}(\text{l})$ at 288 K	10 m; 1,000 g/cm^2	5.5×10^5	1.2
$\text{H}_2\text{O}(\text{s})$ at 215 K	$\text{H}_2\text{O}(\text{g})$ at 288 K	20 mbar; 54 g/cm^2	1.6×10^5	0.33
$\text{H}_2\text{O}(\text{s})$ at 215 K	$\text{H}_2\text{O}(\text{l})$ at 288 K	500 m; 50,000 g/cm^2	2.8×10^7	56
$\text{CO}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O}$	$\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2(\text{g})$	200 mbar; 540 g/cm^2	8×10^6	17

†火星の太陽エネルギーの惑星平均は $4.68 \times 10^5 \text{ J/cm}^2 \cdot \text{yr}$

この数値を実際に求めてみる。

- 暴走温室効果が終るまでに火星の太陽エネルギーの 10 年分必要。

ここでは暴走温室効果の終了を極冠やレゴリスから CO_2 が放出されて、表面温度が氷点以上に上がることを考える。極冠、レゴリス中に含まれる CO_2 の量は明らかではないが、量によっては全て放出される。

平均表面温度を氷点以上に上げるには Pollack et al. (1987) のモデルの計算によると、2 bar の CO_2 が必要となる。これにおよそ 10^6 J/cm^2 のエネルギーが必要となる。

- 2 bar の CO_2 ($5,400 \text{ g/cm}^2$) を昇華させ 150 K から 288 K まで暖める。
 二酸化炭素の比熱は $8.37 \times 10^{-1} \text{ J/g} \cdot \text{K}$
 二酸化炭素の昇華熱は $2.52 \times 10^4 \text{ J/mol} = 5.73 \times 10^2 \text{ J/g}$

* $5,400 \text{ g/cm}^2$ の二酸化炭素を 150 K から 288 K まで暖めるのに必要なエネルギーは

$$8.37 \times 10^{-1} \times 5,400 \times 138 = 6.24 \times 10^5 \text{ J/cm}^2$$

* $5,400 \text{ g/cm}^2$ の二酸化炭素が昇華するのに必要なエネルギーは

$$5.73 \times 10^2 \times 5,400 = 3.01 \times 10^6 \text{ J/cm}^2$$

よって必要なエネルギーは $3.63 \times 10^6 \text{ J/cm}^2$

これだけのエネルギーを得るには

$$\frac{3.63 \times 10^6}{4.68 \times 10^5} = 7.76 \text{ 年}$$

かかる.

- 厚さ 10 m の H_2O の層 ($1,000 \text{ g/cm}^2$) を融かし, 蒸発させて大気中に放出させる.

水の温度上昇に必要なエネルギーは $4.2 \text{ J/g} \cdot \text{K}$

水の融解熱は $6.01 \times 10^3 \text{ J/mol} = 3.34 \times 10^2 \text{ J/g}$

水の蒸発熱は $4.40 \times 10^4 \text{ J/mol} = 2.44 \times 10^3 \text{ J/g}$

* $1,000 \text{ g/cm}^2$ の水が, 215 K から 288 K まで上昇するのに必要なエネルギーは

$$4.2 \times 1,000 \times 73 = 3.07 \times 10^5 \text{ J/cm}^2$$

* 同量の氷が溶けるのに必要なエネルギーは

$$3.34 \times 10^2 \times 1,000 = 3.34 \times 10^5 \text{ J/cm}^2$$

* 同量の氷が蒸発するのに必要なエネルギーは

$$2.44 \times 10^3 \times 1,000 = 2.44 \times 10^6 \text{ J/cm}^2$$

よって必要なエネルギーは $3.08 \times 10^6 \text{ J/cm}^2$

これだけのエネルギーを得るには

$$\frac{3.08 \times 10^6}{4.68 \times 10^5} = 6.58 \text{ 年}$$

かかる.

火星で太陽エネルギーが 10 % が使われるとしたらエネルギーが 100 % 使われるとき 10 年なのでその 10 倍の 100 年かかる.

- 惑星全体の H_2O が深さ 500 m 分 ($50,000 \text{ g/cm}^2$) 融けるには太陽エネルギーの 55 年分のエネルギーが必要である.

- $50,000 \text{ g/cm}^2$ の水が, 150 K から 288 K まで上昇するのに必要なエネルギーは

$$4.2 \times 50,000 \times 138 = 2.90 \times 10^6 \text{ J/cm}^2$$

– 同量の氷が溶けるのに必要なエネルギーは

$$3.34 \times 10^2 \times 50,000 = 1.67 \times 10^7 \text{ J/cm}^2$$

よって必要なエネルギーは $1.96 \times 10^7 \text{ J/cm}^2$

これだけのエネルギーを得るには

$$\frac{1.96 \times 10^7}{4.68 \times 10^5} = 41.9 \text{ 年}$$

かかる.

- 氷の 500 m の深さへの熱伝導率

熱伝導係数 $k = 5.6 \times 10^{-1} \text{ J/m} \cdot \text{K} \cdot \text{s}$

深さ 500 m の氷の温度を 215 K から 273 K まであげる熱伝導率は $1.62 \times 10^4 \text{ J/s}$

火星の太陽による熱は $4.68 \times 10^5 \text{ J/cm}^2 \cdot \text{yr} = 7.88 \times 10^{-3} \text{ J/cm}^2 \cdot \text{s}$ 火星全体を考えると

$$4\pi(3400)^2 = 1.45 \times 10^8 \text{ m}^2 \quad (3)$$

$$7.88 \times 10^{-3} \times 1.45 \times 10^8 = 1.14 \times 10^{10}$$

J/s

- 50,000 g/cm² の H₂O が全てガスとして土壌中にはいていた場合, 拡散するのに必要な年数 → 100 年
体積 = ガスの拡散エネルギー
- 50,000 g/cm² の H₂O が全て氷として土壌中にはいていた場合, 氷を融かし, ガスにして土壌から放出させるのに必要な年数 → 10⁵ 年
氷を融かし, ガスにするのに必要な年数ガスの拡散に必要な年数 100 年
体積 × (密度 · Cp · ΔT)
- 生態系が太陽エネルギーをバイオマスエネルギーに変えるのにエネルギー効率が 10⁻⁴ だと, 10⁵ 年かかる.

結論: 植物が暮らせる大気を作るまで 10⁵ 年, 人間の暮らせる大気を作るまでさらに 10⁵ 年が必要.

VI 結論

1 テラフォーミングとは

2 McKay et al. (1991) の結論

2.1 目標とする環境

目標とする環境の最低条件は平均表面温度が $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上あるということである。植物と人間では適応可能環境が異なるため、それぞれにあった、以下のような大気を目指とする。

- 植物の生育できる環境:
CO₂ 2 bar, O₂ 2.5 mbar, N₂ 数ミリバール
- 人間の居住できる環境:
O₂ 200 mbar, N₂ 790 mbar CO₂ 10 mbar, CFC 少々

2.2 環境実現の手段

居住可能環境を実現するために表面温度を上昇させる必要がある。その手段として、CO₂ の暴走温室効果、クロロフルオロカーボン (CFC) による温室効果を検討する。

CO₂ の暴走温室効果

表面温度が何らかのきっかけでわずかに上昇した場合、極冠やレゴリスから CO₂ が放出される。CO₂ は赤外放射を吸収し、ますます大気温度を上昇させる。火星では南極冠、レゴリスが CO₂ のリザーバーになっていると思われる。

- 南極冠
現在の極冠温度を 20 K 上昇させると、CO₂ 昇華が暴走状態となる。最終的に全ての CO₂ が昇華する。
- レゴリス
地表面温度を 25 K 上昇させると、正のフィードバックが起こる可能性がある。最終的に CO₂ はほぼ全て昇華する。

クロロフルオロカーボン (CFC) による温室効果

CO₂ の暴走温室効果を起こすには別の温室効果ガスにより気温を上昇させる必要がある。この温室効果ガスにクロロフルオロカーボン (CFC) をつかう。具体的には CF₃Br, C₂F₆, CF₃Cl, CF₂Cl₂ の混合ガスを加える。これらは火星上にある元素で作ることができる。

これらのガスの混合ガスには特徴がある。

- 窓領域で赤外放射を効果的に吸収する.
- 1 p.p.b. で地表面温度を 0.1 K 上げることができる.
- 光解離してオゾン分解する触媒となり, オゾン層を破壊してしまう.

この混合ガスは混合ガス自身で紫外線防護膜を形成できるだけの量が必要となる. また, 混合ガスは前述のように光解離で分解してしまうため, それを補うだけの量を供給し続けなくてはならない.

表 5: CFC の必要濃度とその濃度を保持するための補給量

	必要な濃度	補給量 (トン)
暴走温室効果を起こすためには 温暖な条件を保ち, かつ紫外線をシールドし続けるためには	0.2 p.p.m.	6×10^{11}
	1 p.p.m.	3×10^{12}

2.3 必要物質の存在量

テラフォーミングの必要量を満たしていると思われる揮発性物質は CO_2 , H_2O , S, P, Fe, Mg, Al, Br, Cl 等である. 一方 N_2 は, 大気成分として存在する量では地球生命の居住環境を作るには全く足りない. しかし, 土壌中に硝酸塩などの形で貯蔵されている可能性がある.

2.4 目標達成までの時間

テラフォーミングは CO_2 の温室効果により惑星を暖める段階と, CO_2 に富んだ大気組成を地球型大気組成に変える段階の 2 段階に分けることができる. それぞれにかかる時間は以下の通りである.

- 惑星を暖める
火星の揮発性物質を融かし, 土壌から拡散させるには 10^5 年かかる.
- 化学状態を変える
動植物相により大気中に O_2 を増やすには, 10^5 年かかる.

2.5 テラフォーミングの流れ

以上より, 火星表層にテラフォーミングに必要な物質が十分に存在するものと仮定すると, 以下のようなシナリオを描くことができる.

1. クロロフルオロカーボン (CFC) を火星上で生成し, 地表面温度を現在より 20 K 上昇させる. これにより, レゴリスと極冠から CO_2 を放出させ, 大気圧を 100 mbar まで上昇させる.
2. 暴走温室効果が始まる. このとき CO_2 の存在形態により, 以下の過程が考えられる.

ケース 1: 極冠とレゴリス中に大量の CO_2 がある場合.

- 正のフィードバックによって CO_2 がほとんど全て放出されるまで圧力, 温度は上昇してゆく.

ケース 2: CO_2 が大量にはない場合.

- CO_2 圧, 温度は十分上がらずに安定してしまうので, 炭酸塩無機質から CO_2 を放出させることを考える.

いずれにせよ, $100\text{--}10^5$ 年で CO_2 が大気中に十分放出され, 植物が居住できる環境になる.

3. 植物の光合成により CO_2 を酸素にかえる. 還元された炭素を隔離できれば, 10^5 年かけて酸素に富んだ大気ができる. また, 土壌堆積物から十分な量の窒素が放出させることにより, 人間が呼吸できるようになる.
4. 人間の居住に適した環境を維持するために, CFC を作り続ける. これによって気温を温かく保つと同時に, 紫外線シールドが形成され, フロンに破壊されたオゾン層の代わりに紫外線を防ぐことができる.

2.6 目標とする環境は達成できるか

- 植物の居住可能な環境は作れそうである.
植物は環境の適応幅が広く, 一度 CFC を投入して CO_2 の暴走温室効果を起こしてしまえば, 植物が居住可能な環境になる.
- 人間の居住可能な環境を作るのは難しい.
植物が住めるようになった後, さらに大気組成を大幅に変更する必要があり, なおかつ, CFC を大量に作り続ける必要があるが, これは困難がともなう.

火星についての情報が少ないため, 火星のテラフォーミングの可能性についてははっきりした結論は出すことはできない. 今後のより詳しい調査が可能性を見極める上で重要である.

VII appendixes

1 火星についての基礎知識

表 6: 火星と地球の物理定数比較 [永田・等松, 1973]

	火星	地球
直径 (km)	6,800	12,742
直径 (地球=1)	0.53	1.00
質量 (地球=1)	0.108	1.00
平均密度 (gm/cm ³)	3.94	5.52
自転周期	24 時 37 分 23 秒	23 時 56 分 04 秒
公転面に対する赤道傾角	23°59'	23°27'
偏平率	1/192	1/298.2
表面重力加速度 (地球=1)	0.38	1.00
最大光度	-2.8	-
脱出速度 (km/sec)	5.1	11.2
表面温度 (K)	200-300	245-290

表 7: 火星と地球の大気観測結果 [永田・等松, 1973]

	火星	地球
惑星表面温度 (K)	150(昼), 250(夜)	270±30
大気温度 (K)		230±10(圏界面値)
表面圧力 (mb)	5.5±0.8	1.013×10 ³
大気量 (ATP-cm)	(8±1)×10 ³	8×10 ⁵
主要組成分 (%)	CO ₂ 95±5	N ₂ 78, O ₂ 21
H ₂ O/全大気	≤ 2 × 10 ⁻³	10 ⁻² ~ 10 ⁻³
O ₂ /全大気	≤ 3 × 10 ⁻³	0.21
その他の微量成分	N ₂ ≤ 5 × 10 ⁻² CO ~ 8 × 10 ⁻⁴ O ₃ ≤ 1 × 10 ⁻⁷	Ar ~ 9 × 10 ⁻³ CO ₂ ~ 3 × 10 ⁻⁴ O ₃ ~ 4 × 10 ⁻⁷

参考文献

永田武, 等松隆夫, 超高層大気の物理学, 1973

表 8: 火星と地球の放射に関する表 [永田・等松, 1973]

	火星	地球
アルベド A	0.16	0.39
平均距離 R(AU)	1.524	1.000
日射量 (地球=1)	0.43	1.00
赤外有効温度 (K)(ε^\dagger)	212(4 ‡)	246(4)
可視面の性質	ほとんど固体	固体・雲

† 昼夜の温度差が大きい惑星では 2, 小さい惑星では 4

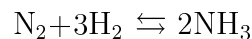
‡ 参考文献では $\varepsilon=2$ を使っていたが 4 で計算した.

2 窒素固定による硝酸塩の形成

窒素固定とは

空気中の窒素分子を原料として、窒素化合物を作る作用のことである。窒素固定は主に以下の3つの過程で行われる。

- 生物によるもの
豆科植物の根粒や、ある種の微生物などで行われる。窒素はニトロゲナーゼの作用により還元され、ATP[†]のエネルギーによってアンモニアとなり、これが有機物に取り込まれる。高等生物は N_2 を NH_3 に還元することができない。このため固定された窒素を植物を食べて取り入れる。現在の地球では生物による窒素固定は 10^{11} kg/year (地球上で固定される窒素量の60%)と推定されている。
- 人工的なもの
農業に使う堆肥などを人工的に作る工業的な窒素固定法である。現在地球上で固定される窒素量の25%がこれによると推定される。固定法は



となる。

- 雷によるもの
大気中を稲妻が通ると、大気が高温になって大気中の分子がイオンに解離する。一瞬のうちに高温になった大気はまたすぐに低温に戻るが、その際にバラバラになっていたNとOが化合してNOになる。それが雨に溶けて硝酸塩になり、地上に降り注ぐ。これによる窒素固定は地球上で固定される窒素量の15%と推定される。

過去の火星において、生物が存在したのか、または本当に雷がなっていたのかは定かではない。McKay et al. (1991)の中では原始火星で雨による窒素固定があった可能性を提示している。もし何らかの形で窒素が土壌中に固定されていないとしたら、火星で窒素を得ることは非常に難しくなる。原始火星での窒素固定の有無はテラフォーミングを考える上での重要なポイントになってくるだろう。

図14は生体系の窒素循環のなかでの窒素固定の位置づけである。

参考文献

理化学辞典

Stryer, L, 生化学(第四版), トッパン, 1996

松尾禎士, 地球化学, 講談社サイエンティフィク, 1989

島津康男, 地球の物理, 昇華房, 1971

Holland, H.D., 大気・河川・海洋の化学—環境科学特論—, 産業図書, 1979

[†]筋肉中や、コウボによく見られる物質。生物にとってはエネルギーの貯蔵、供給、運搬を仲介する物質。

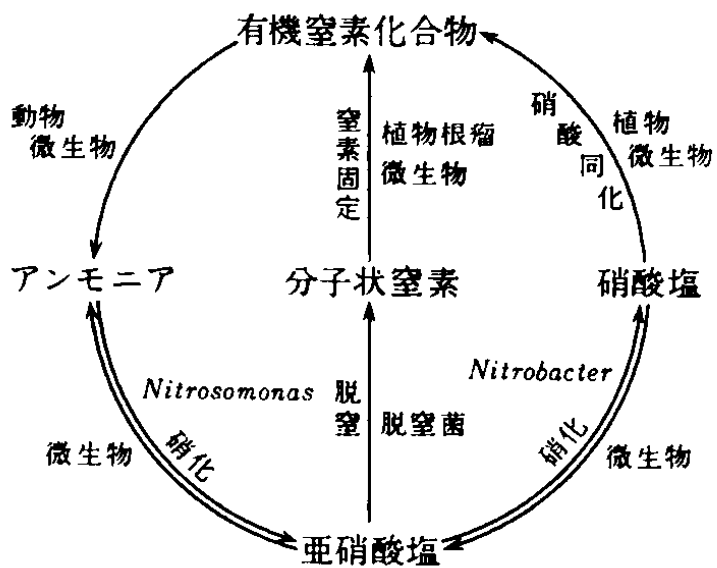


図 14: 窒素循環 [理化学辞典]

3 有効温度 (有効放射温度)

有効温度とは太陽から惑星に入射するエネルギーのことである。以下のように与えられる。

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{(1-A)S_0}{4\sigma}} \sqrt{\frac{L_0}{L}} \quad (4)$$

ここで A はアルベド, S_0 は太陽定数 (太陽光線に垂直な面の単位面積が受ける日射エネルギー), L_0 は 1 天文単位, L は太陽からの惑星までの平均距離, σ はステファン-ボルツマン定数, T は温度である。

この式からもわかるように有効温度は太陽からの距離の平方根 \sqrt{L} に反比例する。

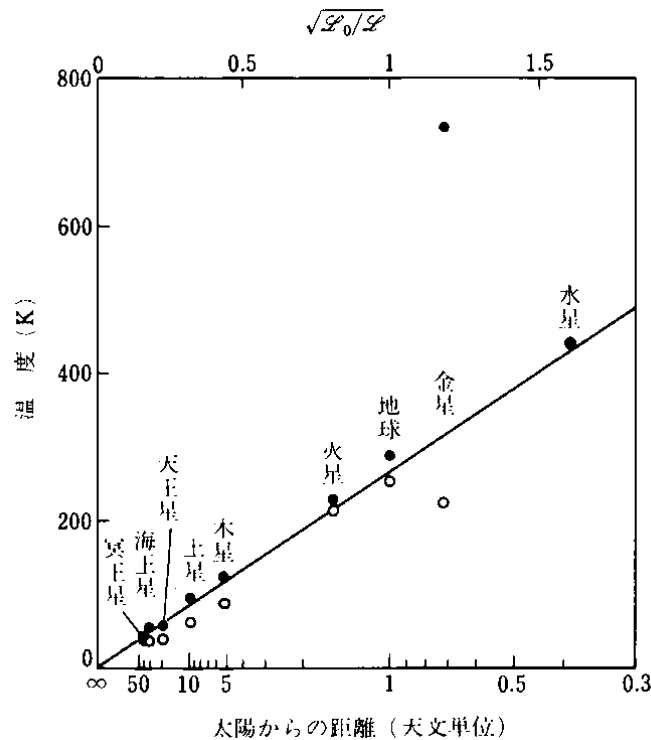


図 15: 惑星の有効放射温度 (白丸) と地表面温度 (黒丸). 実線はアルベドが 0.16 として計算した有効放射温度. 実線から各惑星の有効放射温度のずれはアルベドの違いによるものである. ほとんどの惑星で黒丸のほうが高いのは, 大気の温室効果のためである. [安田, 1994]

参考文献

安田延寿, 基礎大気科学, 朝倉書店, 1994

小倉義光, 一般気象学 (第 2 版), 東京大学出版会, 1999

4 放射基礎知識

放射過程は火星のテラフォーミングを考える上で非常に重要な知識の一つである。McKay et al. (1991) が提案するテラフォーミングの、惑星を暖める段階でも、大気の化学的組成を変える段階でも、エネルギー源は全て太陽放射となる。惑星を暖める手段として使われている暴走温室効果を理解するためにも、放射の基礎知識を知ることは必須である。

4.1 用語の定義

- 立体角 $d\omega$:

原点 O から半径 r の位置にある球面上の面積 σ を半径の 2 乗で割ったもの。

$$\omega = \frac{\sigma}{r^2} \quad (5)$$

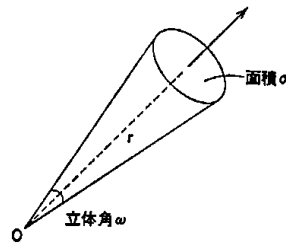


図 16: 立体角の定義 [会田, 1982]

- 放射輝度 I_ν :

ある面積 dS を通過するエネルギー dQ_ν のうち、立体角 $d\omega$ の方向へ進む振動数 ν の放射が、単位時間あたりに運ぶエネルギー。(図 17 参照)

$$I_\nu = \frac{dQ_\nu}{\cos \theta dS d\omega d\nu dt} \quad (6)$$

- 放射フラックス F_ν :

放射輝度を半球全体にわたって積分したものである。

$$F_\nu = \int_{\psi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{2\pi} I_\nu \sin \theta \cos^2 \theta d\theta d\psi$$

また、放射輝度が等方的だと仮定すると、この式は

$$F_\nu = \pi I_\nu$$

のように書き直すことが可能である。(図 18 参照)

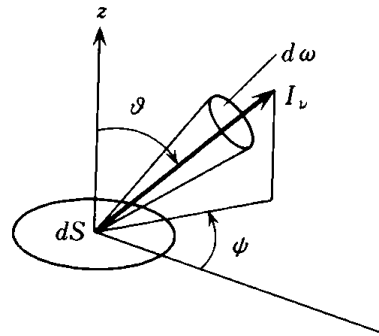


図 17: 放射輝度 [安田, 1994]

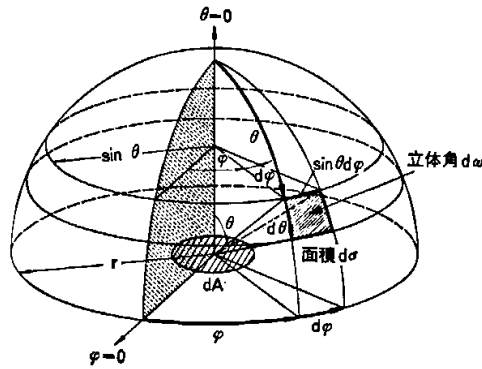


図 18: 微小面積 dS からの放射フラックスの概念 [会田, 1982]

- プランク関数 $B_\nu(T)$:
黒体放射関数ともいう.

$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2(\exp \frac{h\nu}{kT} - 1)}$$

ここで h はプランク定数, k はボルツマン定数, c は光速である.

- 黒体:
入射した放射を全て吸収する物体.
- 黒体放射 I^* :
黒体からの放射. 温度, 波長依存性がプランク関数で与えられる. 与えられた温度で, 理論上最大のエネルギーを放射する. 黒体放射の放射輝度と放射フラックスは

$$\begin{aligned} I_\nu^* &= B_\nu(T) \\ F_\nu &= \pi B_\nu(T) \end{aligned}$$

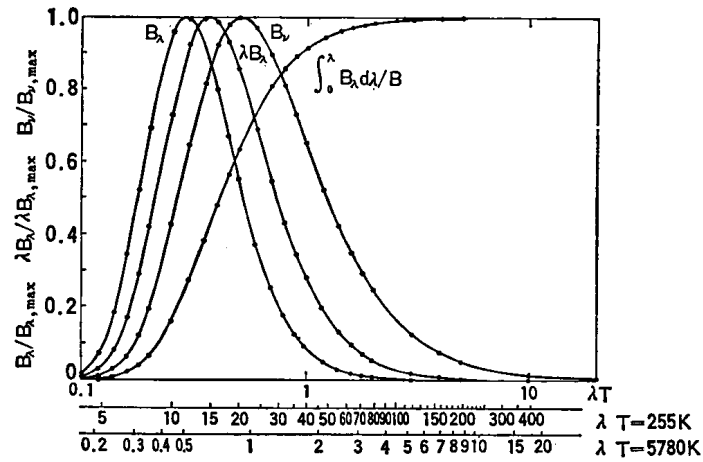


図 19: プランク関数の特性 [安田, 1994]

のようになる. ここで σ はステファン-ボルツマン定数, T は温度である. また, 全ての振動数にわたって積分すると,

$$F = \pi B(T) = \sigma T^4 \quad (7)$$

となる.

- 灰色大気:
惑星放射に対して, 吸収係数が波長によらず一定の値を持つような大気. 太陽放射に対しては透明である. 一般に地球型惑星大気では太陽放射と惑星放射の波長域が異なるため, しばしばこのような近似が使われる.
- 放射率 ε_ν :
単位質量の物質から単位時間に放射される放射輝度と黒体放射の比のこと. 現実にある物体からの放射がどれくらい同温度の黒体放射に近いかの目安になる.

$$\varepsilon_\nu = \frac{I_\nu}{B_\nu(T)} \quad (8)$$

- 質量消散係数 (吸収係数, 吸収率) a_ν :
単位質量の物質が単位時間に吸収する放射輝度と入射する放射輝度の比のこと. 黒体放射では入射してきた放射は全て吸収するので質量消散係数は 1 になる.

$$dI_\nu = I_\nu a_\nu \rho dz$$

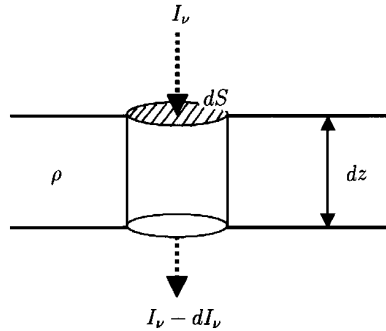


図 20: 放射の吸収

ここで dI_ν は吸収される放射輝度, ρ は気層の密度, dz は気層の厚さである.

- 射出係数 j_ν :
単位質量の物質が単位時間にある方向へ放射する射出する放射輝度のこと. 射出と散乱の両方の効果で放射が増強される係数.

$$dI_\nu = j_\nu \rho dz \quad (9)$$

- キルヒホッフの法則:
熱力学的に平衡している媒質内の放射の授受を記述した法則. 「熱力学的に平衡している」ということは受け取るエネルギー量と出すエネルギー量が等しいということである. 簡単にいえば, 良く吸収する物質は良く放射するということである.

$$a_\nu B_\nu(T) = \varepsilon_\nu B_\nu(T)$$

(吸収する放射輝度) = (射出する放射輝度)

つまり

$$a_\nu = \varepsilon_\nu$$

(吸収率) = (放射率)

また, 定義にしたがって

$$j_\nu = \varepsilon_\nu B_\nu(T) \quad (10)$$

よって

$$\frac{j_\nu}{a_\nu} = B_\nu(T) \quad (11)$$

のように記述することもできる. このように, 媒質の吸収係数と射出係数の比は媒質の性質に関係なく温度と放射の振動数のみの関数になる.

- 放射源関数 J_ν :

$$J_\nu = \frac{j_\nu}{a_\nu} \quad (12)$$

熱平衡が成り立っているとき放射源関数はプランク関数と一致する.

$$J_\nu = B_\nu \quad (13)$$

- 光学的距離 (厚さ) τ , 光学的深さ τ_* :

光学的距離: 媒質の単位体積あたりの吸収率を任意に定めた点からの距離で積分したもの.

$$\tau = \int_0^l a_\rho dl \quad (14)$$

光学的深さ: 基本的には光学的距離と同じ物だが大気の上端 (z^{top}) から下向き距離をとってある.

$$\tau^* = \int_z^{z^{top}} a_\rho dz \quad (15)$$

- 大気の不透明度:

光学的距離を大気的全厚さで積分したもの.

$$(\text{不透明度}) = \int_0^z a_\rho dl \quad (16)$$

ここでは大気の厚さである.

- ウィーンの変位則:

黒体放射の最大輝度の波長はその温度に反比例する. つまり温度が高いほどその黒体放射の最大輝度の波長は短くなる.

4.2 放射伝達方程式

気層の中に図のような円筒 (断面積 dS , 長さ dl , ρ) を考える.

これに時間 dt , 振動数 $\nu-d\nu$ の放射が立体角 $d\omega$ でこの円筒を通過する. 入射輝度は I_ν , 射出輝度は $I_\nu + dI_\nu$ である. このとき円筒内に吸収された入射したエネルギーと射出したエネルギーの差は

$$(I_\nu + dI_\nu)dSd\omega d\nu dt - I_\nu dSd\omega d\nu dt \quad (1)$$

である. 一方 $a_\nu I_\nu$ は単位質量あたり吸収される放射輝度, $a_\nu I_\nu \rho$ は単位体積あたり吸収される放射輝度なので, この円筒内で吸収された放射エネルギーは

$$a_\nu I_\nu \rho dl dS d\omega d\nu dt \quad (2)$$

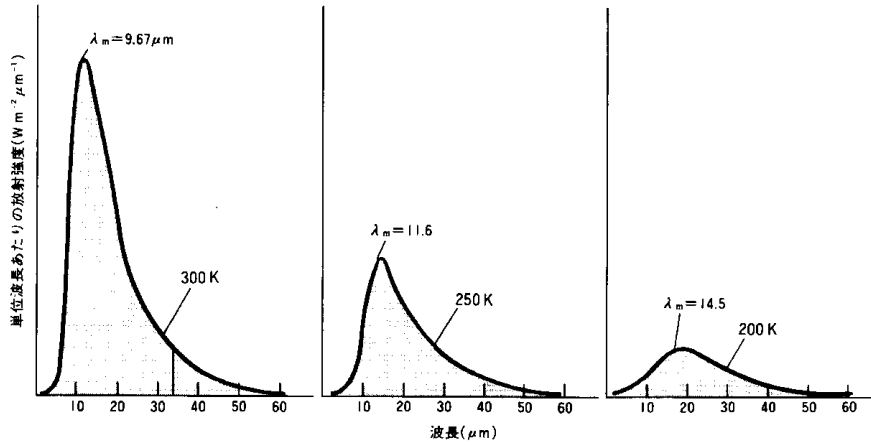


図 21: 3つの温度における黒体放射 [Gedzelman, 1980]

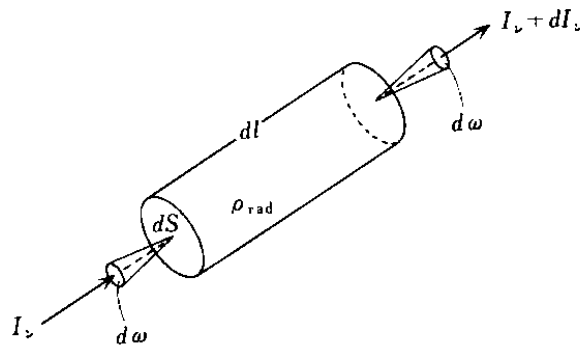


図 22: 放射伝達と放射の吸収・射出 [安田, 1994]

となる。また、円筒内を通過している間に円筒内で生じる放射の射出と他の方向からの散乱によって放射輝度は強められる。その効果は

$$j_\nu \rho_{\text{rad}} dS d\omega dv dt$$

これらを考慮すると

$$(I_\nu + dI_\nu) dS d\omega dv dt - I_\nu dS d\omega dv dt = j_\nu \rho_{\text{rad}} dS d\omega dv dt - a_\nu I_\nu \rho_{\text{rad}} dS d\omega dv dt$$

ゆえに

$$dI_\nu dS = (j_\nu - a_\nu I_\nu) \rho_{\text{rad}} dS \tag{3}$$

これを放射源関数

$$J_\nu = \frac{j_\nu}{a_\nu} \tag{4}$$

を使って書き換えると, 上式は

$$dI_\nu dS = (-I_\nu + J_\nu) a_\nu \rho dl dS$$

(放射輝度の変化量) = ((円筒中の正味の放射輝度変化量))(円筒の吸収率)

よって

$$\frac{dI_\nu}{a_\nu \rho dl} = -I_\nu + J_\nu \quad (5)$$

のようになる. この式を放射伝達方程式という.

4.3 放射の伝達

簡単のために射出係数, 吸収係数が振動数によらない灰色大気を考える. このとき, 放射伝達方程式は

$$\frac{dI}{a \rho dl} = -I + J \quad (6)$$

のように簡略化される.

A. 放射の射出がない場合

放射源関数 J を無視できる. このとき (6) 式は

$$\begin{aligned} dI &= -I a \rho dl \\ I &= I_0 \exp\left(\int_0^l a \rho dl\right) \end{aligned} \quad (7)$$

のように積分される. ここで光学的距離

$$\tau = \int_0^l a \rho dl \quad (8)$$

を使うと, (7) 式は

$$I = I_0 \exp(-\tau) \quad (9)$$

となる.

放射の射出がない場合, 放射量はその光学的距離とともに (大気が厚くなるとともに) 指数関数的に減衰する.

B. 赤外放射の伝達を扱う場合

放射源関数 J がプランク関数 B と等しい. このとき (6) 式は

$$\frac{dI}{a \rho dl} = -I + B \quad (10)$$

: シュヴァルツシルトの式

のように書き換えることができる.

大気では鉛直方向の放射伝達が重要なので大気の上端^{||}の高度を z^{top} として, z で光学距離 τ を表す

$$d\tau = \rho dz$$

これを (10) 式に代入して半球について積分する.

放射輝度を半球全体にわたってたしあわせたものがフラックス F^\downarrow なので

$$-\frac{dF^\downarrow}{\rho dz} = F^\downarrow - \pi B$$

ここに τ を代入する. 上向きフラックスについても同様に考えると

$$-\frac{dF^\downarrow}{d\tau^*} = F^\downarrow - \pi B \quad (11)$$

$$\frac{dF^\uparrow}{d\tau^*} = F^\uparrow - \pi B \quad (12)$$

のように放射伝達方程式を書き換えることができる.

C. 放射平衡解

放射平衡が成り立っているときの放射伝達方程式の解である. 先ほど考えた気層内の円筒を平行平面大気に拡張する.

大気が加熱された量を $\rho c_p dT$ (ρ : 空気の密度, c_p : 定圧比熱) とすると平行平面大気での放射フラックスと気層の加熱率の関係は

$$\rho c_p \frac{dT}{dt} = -\frac{d}{dz}(F^\uparrow - F^\downarrow) \quad (13)$$

となる. 平衡状態では $dT/dt = 0$ なので

$$F^\uparrow - F^\downarrow = \text{一定}$$

^{||}大気物質の存在する範囲によって決まる.

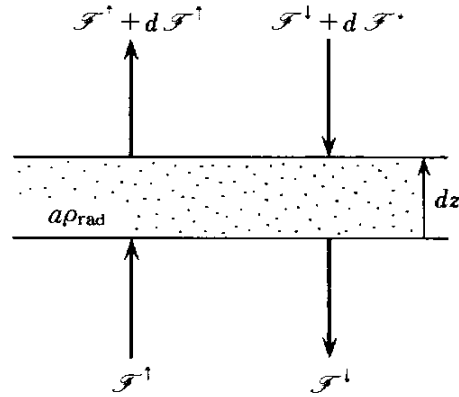


図 23: 気層 dz と放射フラックス F [安田, 1994]

となる. ここで

$$F_{net} \equiv F^\uparrow - F^\downarrow : \text{大気層に入射する正味放射フラックス} \quad (14)$$

$$F_{sum} \equiv F^\uparrow + F^\downarrow : \text{大気層が放射する正味放射フラックス} \quad (15)$$

を定義する. これらを使うと放射伝達方程式は

(11)–(12)

$$\begin{aligned} \frac{dF^\uparrow}{d\tau^*} + \frac{dF^\downarrow}{d\tau^*} &= F^\uparrow - F^\downarrow \\ \frac{dF_{sum}}{d\tau^*} &= F_{net} \end{aligned} \quad (16)$$

(11)+(12)

$$\begin{aligned} \frac{dF^\uparrow}{d\tau^*} - \frac{dF^\downarrow}{d\tau^*} &= F^\uparrow + F^\downarrow - 2\pi B \\ \frac{dF_{net}}{d\tau^*} &= F_{sum} - 2\pi B \end{aligned} \quad (17)$$

のように書き直せる. 今放射平衡が成り立っているので, 正味放射フラックス F_{net} は一定である. また (17) より

$$F_{sum} = F^\uparrow + F^\downarrow = 2\pi B \quad (18)$$

(14), (15), (18) より

$$F^\uparrow = \pi B(T) + \frac{1}{2}F_{net} \quad (19)$$

$$F^\downarrow = \pi B(T) - \frac{1}{2}F_{net} \quad (20)$$

また,(16) を積分すると

$$F_{sum} = F_{net}\tau^* + C(\text{積分定数}) \quad (21)$$

ここで

境界条件: 大気上端 ($\tau^* = 0$) で, $F^\downarrow = 0$

より $\tau^* = 0$ のとき $C = F_{sum} = F_{net}$

(18) を (21) に代入すると

$$B = \frac{F_{net}}{2\pi}(\tau^* + 1) \quad (22)$$

となる. また

$$F_{sum} + F_{net} = 2F^\uparrow \quad (23)$$

地表面温度を T_g とすると, 大気下端 ($\tau^* = \tau_0^*$) での上向き放射フラックスは

$$F^\uparrow = \pi I = \pi B(T_g) \quad (24)$$

となる. また, 地面と接する大気温度を T_0 とすると, 地面と接する大気の放射フラックスは

$$F_{sum} = 2\pi B(T_0) \quad (25)$$

である. (24), (25) を (23) に代入すると,

$$\begin{aligned} F_{net} + 2\pi B(T_0) &= 2\pi B(T_g) \\ B(T_g) - B(T_0) &= \frac{F_{net}}{2\pi} \end{aligned} \quad (26)$$

このように, 接しているはずの地表面と大気には実は $F_{net}/2\pi$ 分だけエネルギーの不連続がある. これは大気は必ず上向き, 下向きの両方の放射があるのに対し地表面は上向き放射のみ (下端の境界条件) であるためである.

放射平衡状態では F_{net} は高度によらず一定なので境界条件を使って決めることができる. 前述のように, 大気上端では $F_{sum} = F_{net} = F^\uparrow$ である. 放射平衡が成り立っているということはこれが入射する日射量に等しいということなので有効温度を T_e とすると F_{net} は

$$F^\uparrow = F_{net} = \pi B(T_e) \quad (27)$$

となる.

よって,(22) より

$$B(T) = \frac{B(T_e)}{2}(\tau^* + 1) \quad (28)$$

地面と接している大気については

$$B(T_0) = \frac{B(T_e)}{2}(\tau^* + 1) \quad (29)$$

この式に (26) を代入すると, 地面についての式が得られる.

$$\begin{aligned} B(T_g) &= \frac{B(T_e)}{2}(\tau^* + 1) + \frac{B(T_e)}{2} \\ &= \frac{B(T_e)}{2}(\tau^* + 2) \end{aligned} \quad (30)$$

図 24 は光学的深さとフラックスの関係である. 右の実線が上向き放射フラックス, 左の実線が下向き放射フラックス, 点線は黒体放射フラックスである.

- 光学的深さ τ が 0 (大気の上端): 下向き放射フラックスは境界条件によって 0 である.
- $\tau = \tau^*$ (地表面): 上向き放射フラックスは $\pi B(T_g)$. 正味放射フラックス F_{net} は光学的深さによらず一定.

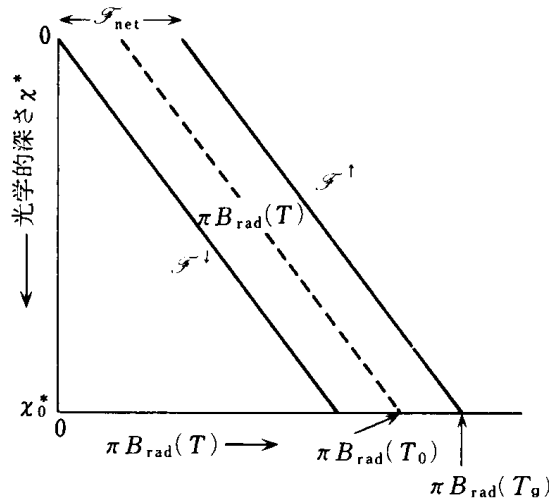


図 24: 放射平衡にある大気の上向き, 下向き放射フラックス [安田, 1994]

$$\begin{aligned} F^\uparrow &= \pi B(T) + \frac{1}{2}F_{net} \\ F^\downarrow &= \pi B(T) - \frac{1}{2}F_{net} \end{aligned}$$

また, 図 25 は 3 層気層モデルの放射の図である. 図 24 と比べると, 上向き放射, 下向き放射が, 光学的深さが深くなると大きくなって行くことがわかる.

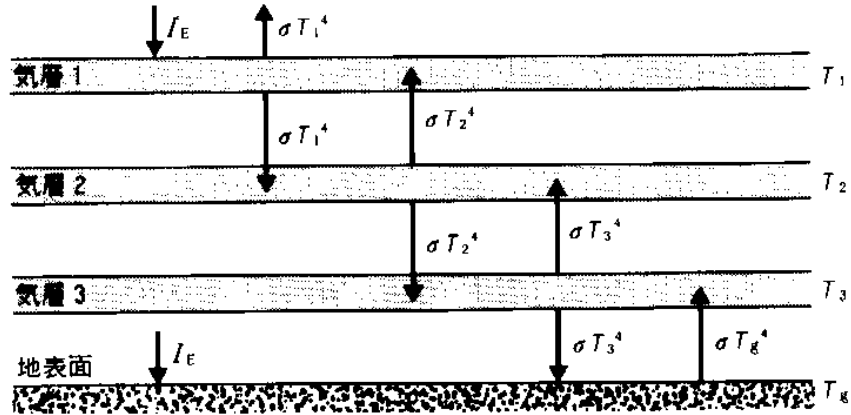


図 25: 気層からの放射 [小倉, 1999]

$$T_1 < T_2 < T_3 < T_g$$

$$\sigma T^4 = \pi B(T)$$

$$F_{net} = \sigma T_1^4$$

参考文献

会田勝, 大気と放射過程—大気の熱源と放射収支を探る—(気象学のプロムナード 8), 東京堂出版, 1982

安田延寿, 基礎大気科学, 朝倉書店, 1994

小倉義光, 一般気象学 (第 2 版), 東京大学出版会, 1999

久保亮五, 大学演習熱学・統計力学, 昇華房, 1961

朝永振一郎, 量子力学 (物理学大系基礎物理篇 VIII), みすず書房, 1978

5 温室効果の基本的概念

温室効果とは、大気成分が惑星の長波放射を吸収し、大気温度が上昇する現象のことである。温室効果がどのようなものか図 26 を使って具体的に説明する。

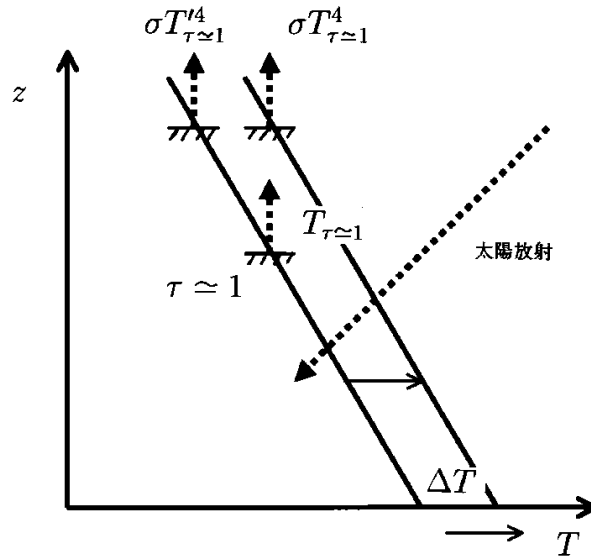


図 26: 温室効果概念図

1. 惑星放射は $\tau \approx 1$ から放射される。
2. 太陽放射と惑星放射がつりあっているとき、 $T_{\tau \approx 1}$ は有効温度と等しく $T_{\tau \approx 1} = T_e$ となる。その放射フラックスは $\sigma T_{\tau \approx 1}^4$ である。
3. 大気の光学的距離 τ が大きくなると、 $\tau \approx 1$ の高度は上昇する。それにとともに、温度が $T'_{\tau \approx 1}$ に下がる。この点での惑星放射フラックスは $\sigma T_{\tau \approx 1}'^4$ になる。
4. 放射平衡を成り立たせるためには放射フラックスは $\sigma T_{\tau \approx 1}^4$ である必要があるので、新しい $\tau \approx 1$ の高度で $T_{\tau \approx 1}$ となるまで温度が上昇する。
5. それに合わせて、大気温度の垂直プロファイルが全体的に $\Delta T = T_{\tau \approx 1} - T'_{\tau \approx 1}$ 移動するため、温かくなる。これが温室効果である。

ところで、地球では温室効果ガスとして二酸化炭素が注目されている。しかし詳細ノートでも述べたように、地球の対流圏において支配的な温室効果ガスは水蒸気である。その分圧は場所によりかなり変化するが、およそ 0.1–1% にもなる。一方、二酸化炭素の分圧はわずかに 0.03% である。にも関わらず、水蒸気の温室効果ガスとしての能力が取りざたされないのは水は分圧が上がると降水や降雪として、大

気中から簡単に取り除かれるためである。二酸化炭素は地球ではドライアイスになることはないため存在量を抑制する仕組みがないことになる。それが、地球温暖化の原因になっている。

6 SNC いん石

McKay et al. (1991) のでは揮発性物質の見積もる手段のひとつとして, SNC いん石の分析を使っている. これらのいん石は火星から飛来したと考えられている. シャーゴッタイト (Shergottite), ナクライト (Nakhlite), シャシナイト (Chassignite), ALH84001 からなる. 3 種類のいん石の頭文字をとって「SNC」いん石という. 火成岩である. これまでに十数個発見されている.

SNC いん石が火星から飛来した思われている主な根拠は以下のようなものである.

- いん石中に含まれる安定同位体比 ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ など) が火星大気のものと同じである.

原始惑星に軽い同位体と重たい同位体が存在する場合, 軽い同位体のほうが宇宙空間に逃げやすい. その逃げやすさは, 惑星の重力の大きさによるため同位体比は惑星固有の値となる. また, ^{40}Ar は地殻マントル中での ^{40}K の壊変によるものであるが, その大気中への放出量は惑星の火成活動の激しさによって決まる.

SNC いん石の同位体組成はバイキング探査機の火星大気の測定結果と良く一致する.

- 結晶化年代が 1 億 8000 万年から 13 億年である.

結晶化年代は火山活動が起こっていた年代を示す. 太陽系内の地球以外の惑星でこのように最近まで火成活動を行う天体は惑星規模でなくてはならない.

SNC いん石の特徴

- シャーゴッタイト (Shergottite)
 - 玄武岩質シャーゴッタイト
岩石タイプ: S-玄武岩
岩石組成: ドレライト (ピジョン輝石), ハンレイ岩的 (普通輝石, 斜長石)
結晶化年代: 180 Ma
 - レールゾライト質シャーゴッタイト
岩石タイプ: S-レルゾライト
岩石組成: 集積岩 (カンラン岩, クロム鉄鉱を含んだ斜方輝石, 斜長石)
結晶化年代: 180 Ma
- ナクライト (Nakhlite)
岩石タイプ: N-単斜輝石岩
岩石組成: 集積岩 (Mg に富む普通輝石, Fe に富むカンラン石)
結晶化年代: 1.3 Ga

- シャンナイト (Chassignite)
岩石タイプ: C-ダナイト
岩石組成: 集積岩 (Fe に富むカンラン石)
結晶化年代: 1.3 Ga
- ALH84001
岩石タイプ: 斜方輝石岩
岩石組成: 集積岩 (Mg に富む斜方輝石)
結晶化年代: 4.56 Ga
1996 年にこのいん石から生命の痕跡が発見されたと発表された.

SNC いん石の年代測定により, 火星の歴史が大まかにわかる.

45 億年前	大規模な融解による天体の分化が起こる
40 億年前後	強いいん石爆撃がある
13 億年前	火成活動が活発
2 億年前まで	断続的に火成活動が起こる

参考文献

- 松井考典, 比較惑星学 (岩波講座地球惑星科学 12), 岩波書店, 1997
兼岡一郎, 年代測定概論, 東京大学出版会, 1998
三河内岳, 宮本正道, 火星いん石の岩石・鉱物学, 日本惑星科学会誌, 1997

7 火星極冠の底面融解

熱源として地熱を考える。地表面を一定温度 T_s だと仮定すると、地熱による温度勾配によって地表面から深くなるほど、温度は高くなる。それを式で表すと、以下のようなになる。

$$q = k \frac{dT}{dz} \quad (31)$$

ここで q は地殻熱流量、 k は熱伝導率、 T は温度、 z は地表面からの深さである。

極冠が厚くなればそれだけ極冠の底面温度は高くなることになる。極冠の厚さがある厚さを越えると底面温度が氷の融点より高くなり氷が融けてしまう。極冠はそれ以上厚くなることはできず、ある程度の厚さで上限を持つことになる。

構造

deposition of dust + H₂O: 極氷床 (ダストと H₂, 場合によっては CO₂ との混合物である.)

地表面

ice-saturated cryosphere: 氷で飽和した凍土

melting isotherm: 融解等温線

unsaturated zone: 水に未飽和な層

groundwater: 地下水

不透水層

機構

- a. まず、極氷床が堆積していない状態を火星上に考える。
- b. 氷で飽和した凍土の上にダストを含んだ氷が堆積し (極氷床)、氷の融点を超える温度に達する深さを超える。そのため融解等温線がふたたび熱平衡になるまで、凍土の中を上昇する。この状態では、極氷床の実際の底面では融解は起きないが、凍土の底面が極氷床の厚さの増加にしたがって融解してゆく。
- c. 堆積は続くので、じきに実際の極氷床底面において融解が起こるようになる。このような状況で堆積は平衡状態になる。新たに表層に氷が堆積しても地熱によって底面が融けていくためである。

実際に氷床の厚さの上限を求めてみる。地表面温度を T_s とすると (31) より

$$T_z = \frac{q}{k}z + T_s \quad (32)$$

極冠の上限の深さを d_{melt} とおくと、

$$T_{melt} = \frac{q}{k}d_{melt} + T_s \quad (33)$$

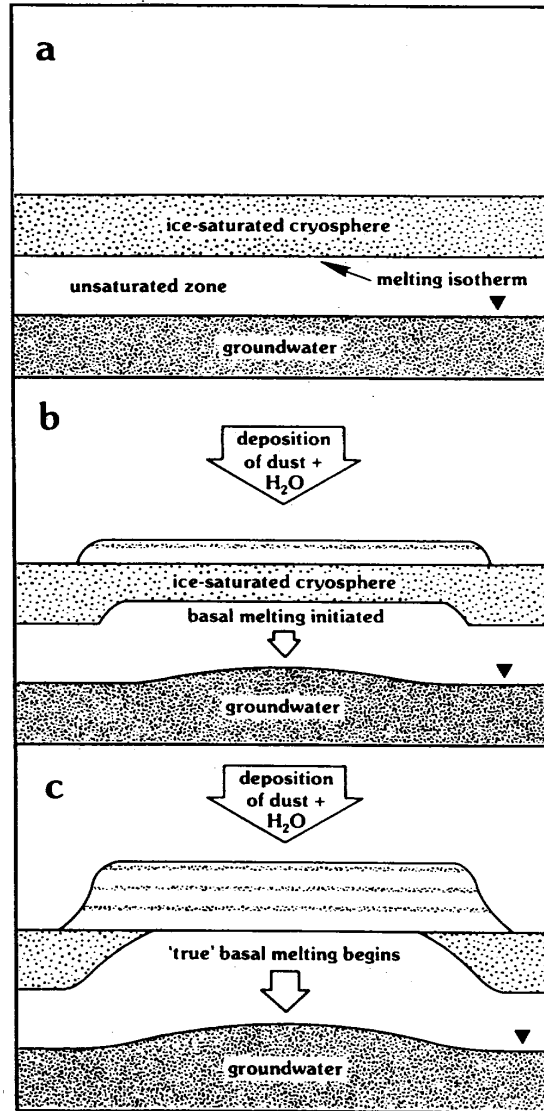


図 27: 極冠の底面溶解 [Clifford, 1993]

$$d_{melt} = \frac{k(T_{melt} - T_s)}{q} \quad (34)$$

これに $q = 4 \times 10^{-2} \text{ W/m}^2$, $k = 5.6 \times 10^{-1} \text{ W/m} \cdot \text{K}$, $T_s = 136 \text{ K}$ を代入すると,

$$d_{melt} = \frac{5.6 \times 10^{-1}(136 - 273)}{4 \times 10^{-2}} \quad (35)$$

$$= 1.9 \times 10^3 [\text{m}] \quad (36)$$

よって融解等温線の深さは $1.9 \times 10^3 \text{ m}$ になる。

McKay et al. (1991) では極冠の厚さの上限はだいたい 1 km にとられている。この計算では圧力による影響は考えていないが、実際は圧力により融点が下がる。ま

た, 熱伝導率は 0°C における H_2O の値を使っているが, 極冠は純粋な氷ではなく塵なども含まれているため, 実際の熱伝導率はずっと低くなるためこのような差が生じたと考えられる.

参考文献

Clifford, S. M., 1993, J. geophys. Res., 98, 10,973–11,016

VIII 謝辞

本論文を書くに当たり、たくさんの方々に助けて頂きました。

まず、渡部重十教授は私に学ぶ環境とチャンス、そして有益な助言を与えて下さり、いつも温かく見守って下さいました。どうもありがとうございました。

本論文の題材として "Making Mars Habitable" を読むことを薦めて下さった倉本圭先生。いつも私の拙い言葉をくんで適切な助言を与えて下さり、方向のはっきりしない私を導いて下さいました。

同じ研究室の先輩方にもたくさん助けて頂きました。横畠徳太さん。修論で忙しいさなかに私の初歩的な質問にも丁寧に答えて下さり、疲れきったときにはいつもやる気を与えて下さいました。小高正嗣さんには本論文の構成から言葉使いまで、丁寧に助言をしていただきました。丸山奈緒美さんはいつも私の気持ちを盛り上げて下さいました。徹夜した朝に差入れて下さったパン、おいしかったです。ありがとうございました。そのほかの先輩方も、本論文を書くに当たって常に有益な励まし、協力を頂きました。ここに深く感謝の意を表します。

そして同じ苦勞をわかちあい、精神的に支えてくれた北海道大学理学部地球物理学科4年生のみなさんに深く感謝致します。

2000年2月4日

IX 参考文献

- 会田勝, 1982, 放射の定義と基本法則, 大気と放射過程—大気の熱源と放射収支を探る—(気象学のプロムナード 8), 第 3 章, 東京堂出版, 62–82.
- Carr, M. H., 1996, The Present Water Cycle and Stability Relations, Water on Mars, Oxford University Press, 30–46.
- Clifford, S. M., 1993, A Model for the Hydrologic and Climatic Behavior of Water on Mars, J. geophys. Res., 98, 10,973–11,016.
- Gierasch, P. J. & Toon, O. B., 1973, Atmospheric Pressure Variation and the Climate of Mars, J. Atmos. Sci., 30, 1502–1508.
- Holland, H.D., 1979, 大気の化学, 大気・河川・海洋の化学—環境科学特論—, 第 6 章, 産業図書, 237–308.
- Joos, F., Sarmiento, J. L. & Siegenthaler, U., 1991, Estimates of the Effect of Southern Ocean Iron Fertilization on Atmospheric CO₂ Concentrations, Nature, 349, 772–775.
- 兼岡一郎, 1998, 年代とは何か, 年代測定概論, 第 1 章, 東京大学出版会, 1–12.
- Kasting, J. F. & Ackerman, T. P., 1986, Climatic Consequences of Very High Carbon Dioxide Levels in the Earth's Early Atmosphere, Science, 234, 1383–1385.
- 久保亮五, 1961, カノニカル分布の応用, 大学演習熱学・統計力学, 第 6 章, 裳華房, 249–301.
- Maddox, J., 1990, Can Mirrors Beat the Greenhouse?, Nature, 346, 311.
- 松井孝典, 鳥海光弘, 1998, 地球-人間社会システムの将来設計, 社会地球科学, 第 5 章, 岩波書店, 219–254.
- McKay, C. P. & Stoker, C. R., 1989, The Early Environment and its Evolution on Mars: Implications for life, Rev. Geophys., 27, 189–214.
- 三河内岳, 宮本正道, 1997, 火星いん石の岩石・鉱物学, 日本惑星科学会誌, 6, 29–36.
- 森山茂, 1981, 現在の惑星の姿, 大気の歴史—原始大気から惑星大気へ—(気象学のプロムナード 1), 第 5 章, 東京堂出版, 121–200.

- 永原裕子, 1997, 惑星物質科学, 比較惑星学 (岩波講座地球惑星科学 12), 第 1 章, 岩波書店, 1-86.
- 永田武, 等松隆夫, 1973, 新しい課題, 超高層大気の物理学, 第 11 章, 裳華房, 412-434.
- 小倉義光, 1999, 大気における放射, 一般気象学 (第 2 版), 第 5 章, 東京大学出版会, 105-128.
- Oyama, V. I. & Berdahl, B. J., 1977, The Viking Gas Exchange Experiment Results from Chryse and Utopia Surface Samples, *J. geophys. Res.*, 82, 4669-4676.
- Pollack, C. P., Kasting, J. F., Richardson, S. M. & Poliakov, K., 1987, The Case for a Wet, Warm Climate on Early Mars, *Icarus*, 71, 203-224.
- Ramanathan, V., Cicerone, R. J., Singh, H. B. & Kiehl, J. T., 1985, Trace Gas Trends and Their Potential Role in Climate Change, *J. geophys. Res.*, 90, 5547-5566.
- Sagan, C., Toon, O. B. & Gierasch, P. J., 1973, Climate Change on Mars, *Science*, 181, 1045-1049.
- 島津康男, 1971, 大気と海洋, 地球の物理, 第 9 章, 裳華房, 171-191.
- Smith, D. E. et al., 1999, The Global Topography of Mars and Implications for Surface Evolution, *Science*, 284, 1495-1503.
- Stryer, L., 1996, アミノ酸とヘムの生合成, 生化学 (第四版), 第 28 章, トッパン, 713-738.
- 朝永振一郎, 1978, エネルギー量子の発見, 量子力学 (物理学大系基礎物理篇 VIII), 第 1 章, みすず書房, 1-38.
- 和田栄太郎, 1989, 生物と物質循環, 地球化学, 第 5 章, 講談社サイエンティフィック, 129-146.
- 安田延寿, 1994, 惑星と地球の大気, 基礎大気科学, 第 1 章, 朝倉書店, 1-31.
- 安田延寿, 1994, 放射過程, 基礎大気科学, 第 4 章, 朝倉書店, 65-92.