

特集 「火星生命存在の可能性」

火星の表層環境とその歴史

佐々木 晶¹

1. 過去と現在

ヴァイキング以来、火星の表層環境や気候変動の研究は多い。地形データ、大気組成、数値モデルなどをもとに様々な研究がされていて、とても本稿でレビューしきれものではない。重要なことは、火星の過去には地表の流水活動や地下に水もしくは氷が存在した事実＝地形学的証拠のあることと、現在の火星環境とくに薄い大気下(5.6mbar)での低い表面温度(平均220K)や少ない水の存在量が直接には結びつかないことである。火星の過去の環境を明らかにしようとする点で、現在に接続できるどのような解が存在するか考えることは、避けて通れない。また、そのような視点に立てば、火星の過去に対する洞察も深まるはずである。

2. 火星の表層の時代区分とクレーター年代

火星の表面は、クレーターに覆われた年代の古い高地の南半球と、火山や低地が占めている年代の比較的新しい北半球に二分される。標高は全体的に北半球の方が低くなっている。赤道部の裂け目、マリネリス峡谷(長さ2300km, 幅600km)付近から流出したアウトフローチャンネル(洪水の跡)は北へ向かって延々数1000km走り、北極域の平原に

達している。表面の年代は、クレーターの数密度によって得られていて、古い方から順にノアキス紀(Noachian), ヘスペリア紀(Hesperian), アマゾニス紀(Amazonian)と命名されている[1]。表1には、それぞれの時代区分と対応するモデル絶対年代(クレーターのフラックスから推定)および表面に占める割合を示した。

ノアキス紀の地域は、火星形成ののち数億年間続いた隕石重爆撃期(Heavy Bombardment)を残している部分で、火星の南半球の大部分を占めている。ヘスペリア紀には、隕石重爆撃期の後に形成されたリッジのある平原や一部の火山が含まれる。南半球の巨大衝突盆地、ヘラス(Hellas Basin)も、

表1. 火星の時代区分と、クレーター数密度から求めた年代($\times 10^9$ 年)、表面に占める割合[1]

	HT	NW	
アマゾニス紀後期	0.25-0.00	0.70-0.00	7%
アマゾニス紀中期	0.70-0.25	2.50-0.70	8%
アマゾニス紀前期	1.80-0.70	3.55-2.50	11%
ヘスペリア紀後期	3.10-1.80	3.70-3.55	19%
ヘスペリア紀前期	3.50-3.10	3.80-3.70	16%
ノアキス紀後期	3.85-3.50	4.30-3.80	12%
ノアキス紀中期	3.92-3.85	4.50-4.30	24%
ノアキス紀前期	4.60-3.92	4.60-4.50	4%

HT: Hartmann-Tanaka model, NW: Neukum -Wise model

¹東京大学大学院理学系研究科

この時代に属する。アマゾニス紀には、北部平原や新しい火山が誕生した。オリンポス山やタルシス山は、クレーターの数密度の情報から、最も新しいアマゾニス紀後期まで活動していたと考えられる。

3. 水の関連した地形

ヴァイキングの画像による表面地形のデータから、水が重要な役割を果たした地形を紹介する。これらは、火星の表面の多くの地域で、様々なスケールにわたって見られる地形である。詳しくはCarrの本[2, 3]やMars (Univ. Arizona Press)の各論文を参照されたい。

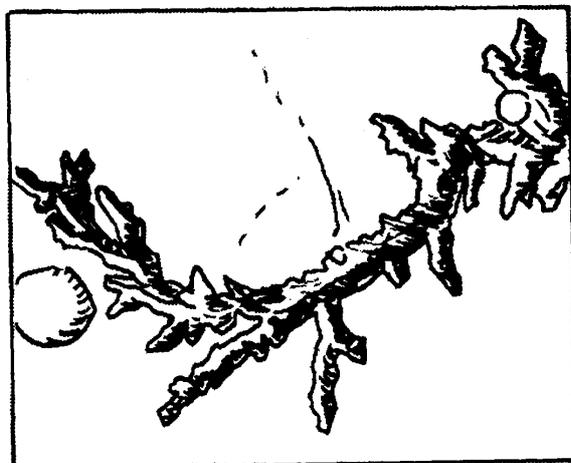


図1(a). 火星の谷地形(バレーネットワーク). 図の横方向は40km.

3.1 バレーネットワーク

火星の表面には大小さまざまなスケールの谷地形が存在する。屈曲があつて数100km以上続くチャンネル地形がある。特徴的なものとして、葉脈状に1-3kmのU字谷が分岐してネットワークを作っている地形がある(図1(a)). 谷の先端は急激に終了して、支流どうしの間隔には距離がある。この地形はバレーネットワークと呼ばれ、多くが隕石重爆撃期の途中から終了段階までの地域に見られる。ヘスペリア紀の堆積物で谷の下流が埋められていたり、谷地形そのものが衝突などで侵食されていることから、バレーネットワーク自体もノアキス紀に形成されたと考えられる。一部のバレーネットワークは若いヘスペリア紀の地域にも存在する

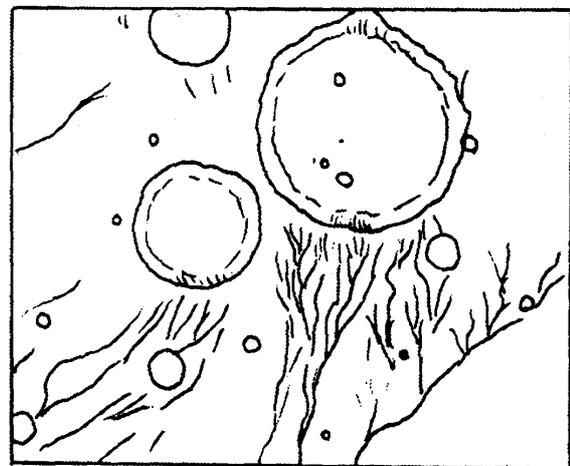
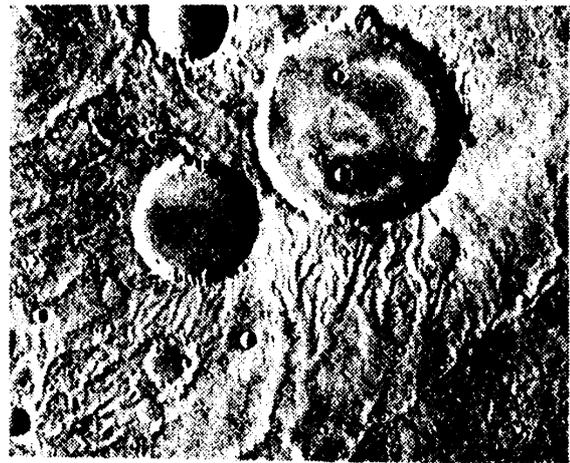


図1(b). 火星の谷地形(クレーターのリムから刻まれる谷).

が、平原地域には見られない。

成因としては、降水によるもの(地球の乾燥地域の侵食に対応)と、サッピングと呼ばれる地下水の流出による機構が考えられている。後者では、谷地形の先端に源となる泉があり徐々に上流に向かって侵食して谷を開析していくため、支流の先端が急な崖で終了していることをよく説明する。谷地形のなかにはクレータのリム付近から出る谷も

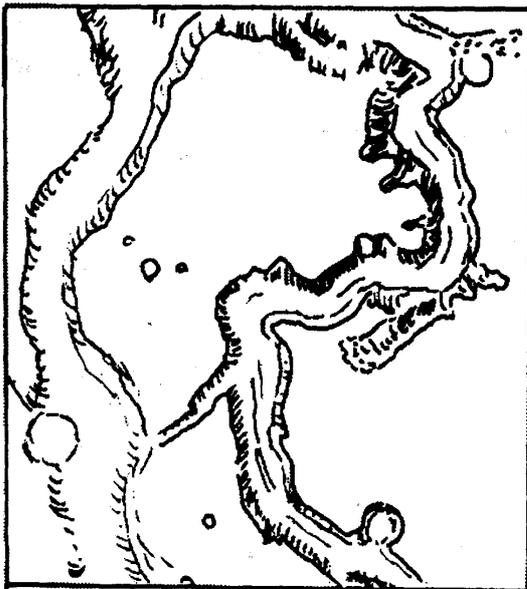


図1(c). 火星の谷地形(流水によるチャンネル). 幅は8km程度.

あり、衝突による加熱が水の流出の引き金になった可能性がある(図1(b)).

バレーネットワークを形成・維持するためには、地表に流出した水が凍らずに数10-数100km流れる必要がある。幅10km程度のチャンネルを形成して数100km以上続く流れも存在する(図1(c)). 一方で、地下が永久凍土状態だと、表面の気温変化だけでは、サッピング地形は形成されない。現在の火星の低い表面圧力(5.6mbar)・気温(220K)下ではバレーネットワークの形成は難しい。バレーネットワ

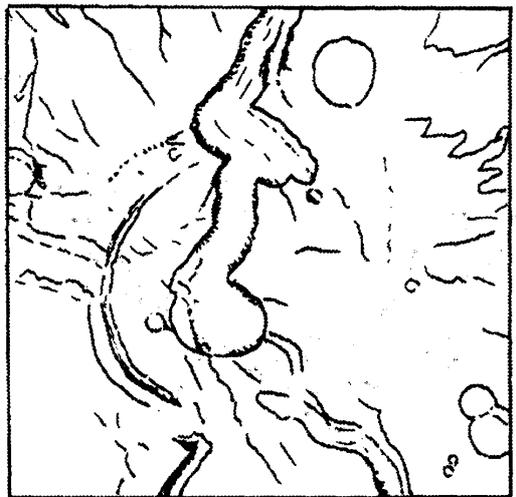


図2. 高地パテラ(頂上のカルデラの直径45km).

ークの分布と期間から考えて、少なくとも氷点前後の温暖な気候が、40億年前の火星には存在したはずである。おそらく、平常時は氷点下で、ときどき温暖になって谷形成やさらにグローバルな水循環が達成されたのであろう。逆に、水循環に伴う降水・降雪が長期間継続していたならば、ノアキス紀の地形は激しく侵食されたはずである。

3.2 パテラ火山および火山斜面のチャンネル

火星には、火山活動に伴って地下水が流出して形成されたと考えられる地形が存在する。高地パテラ(Highland Patera)と分類される地形では、低い火山体の中央に20-70kmの楕円型のカルデラ状地形があり、そこからチャンネルによる流出が数100kmにおよぶ(図2)。これは、マグマと地下水(氷)の反応で形成された火山灰混じりの山体から、水を大量に含む泥流状の流れで形成されたと考えられる。高地パテラはヘスペリア紀に属して、多くはヘラス衝突盆地の形成と関連があるらしい。一部はその形態から、衝突クレーターと考えられていた。

高地パテラの他にも、火山の山腹に地下水起源と考えられる流水地形が見られるものがある。これは、火山活動による地下温度の上昇に伴う、水の流出によるものであろう。なかには時代的に新しいと考えられているものもある。地球に存在するような、マグマが地下水と接触して起きる水蒸気爆発によるマール火山が存在するというは報告もある。しかし、衝突クレーターと区別がつきにくいいため、はっきりとした確認は難しい。

3.3 アウトフローチャンネル

前に紹介したように、火星表面には、バレーネットワークと比較すると、幅や距離がはるかに大きな流水地形がある。火星の赤道域にある巨大なマリネリス峡谷付近にはじまり北半球の高緯度

(>40N)に至る5本の巨大な洪水跡地形があり、アウトフローチャンネルと呼ばれている(図3)。

アウトフローチャンネルのはじまりには、カオス地域(chaotic terrain)と呼ばれる広範囲の陥没状地域が存在する。もともとの表面がブロック状になって数10-数100kmにわたり高さにして1-2km陥



図3 アウトフローチャンネルとカオス地域(図の下=南側中央). 図の横方向は170km.

没している(図3)。地下の水が、火山活動にともなう地下温度の上昇などにより、融けて地下の湖を形成していて、それが何かを引き金として、急激に流出したと考える。地下湖の存在した領域が陥没してできたのが、カオス地域に相当するのであろう。マリネレス峡谷そのものは、構造的運動により開いたと考えられているが、地下水の流出が谷を侵食・拡大した。そして流れ出た水は、アウトフローチャンネルを形成して北部平原に到達した。

アウトフローチャンネルは、マリネレス峡谷付近を源にするもののほかに、アマゾニス平原付近、エリシウム火山の北西斜面、ヘラス盆地に存在する。時代はヘスペリア紀からアマゾニス紀で、バレーネットワークよりも後である。アウトフローチャンネルは規模が大きいため、大量の水が短時間に流出して形成されたと考えられる。その流出率は 10^7 - 10^9 m³/sと見積もられている。ちなみに地球の洪水地形から見積もられている流出率の最大値は 10^6 m³/sである。アウトフローチャンネル形成に伴って流出した水の総量は 6×10^6 km³以上と考えられる。これは火星全表面で平均すると40m以上となる。

流出が大量で急速であるため、地下の火山活動による凍土の融解などの水供給の機構があれば、バレーネットワークほど温暖な気候下でなくてもアウトフローチャンネルは形成されたかも知れない。しかし、流出した大量の水は当時の火星の気候に影響を与えたのではないか。

3.4 北半球高緯度の海と汀線

さて、アウトフローチャンネルが大量の水を北半球の高緯度にもたらすと、何が起きるだろうか。流出した水の量が北緯40度より北の領域に溜まるとすると、平均の深さは120m以上になる。これから火星の北半球に、アウトフローチャンネルの形成に伴う一時的な大きな海が存在したという考え

が生まれた。

図4はParkerらが確認した、火星の北部平原地域の、昔の汀線もしくは海岸段丘と考えられる地形である[4]。この発見に刺激を受けて、Bakerらは、火星の北極域に巨大な海が、過去に存在したという主張をした[5]。海が形成されればこの時期(おそらくヘスペリア紀)の火星は、全体が一時的に温暖

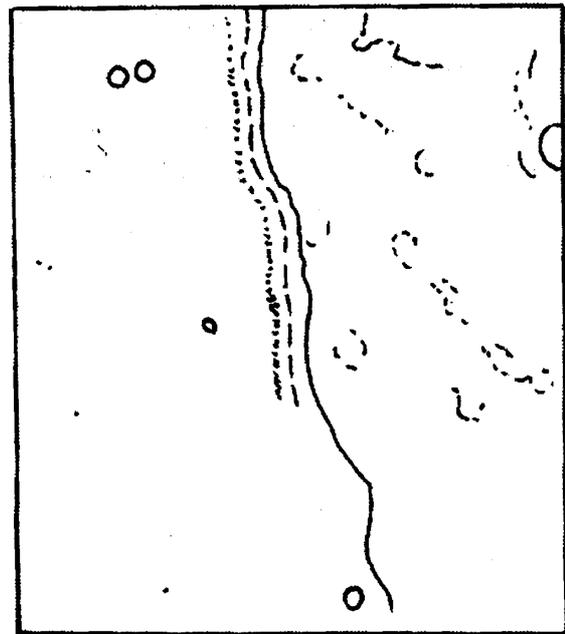


図4 北部平原の汀線もしくは海岸段丘と考えられる地形(図の横幅は10km)。

になり、降水作用・水のグローバルな循環も起きていたであろう。時代的に新しいバレーネットワークや氷河起源と考えられる地形(図5)は、その温暖な時期の痕跡であると、彼らは考えた。しかもグローバルな水循環があれば、北部平原の海から再び中・低緯度に水を戻すことができる。

しかし火星の大気圧力や平均気温が現在と同じ程度に低いならば、水の流出があっても溜まるとすぐに凍ってしまい、長期間の気候に影響を及ぼすかは疑問である。凍結に伴う潜熱放出の分は大気を暖める可能性はあるが、海の形成・維持のためには、火星全体を現在より温暖にとどめておく機構が存在したはずである。

3.5 ランパートクレーターと緩和地形

火星の広い範囲、特に中緯度(30度)から高緯度にかけて、地下に氷が存在していた証拠が、流水地形以外にもある。ランパートクレーターは、エ

ジェクタ外縁部がリッジ状の高まりになっているクレーターである(図6)。ちょうど泥流や火砕流が流れて止まった時に似たような地形が形成される。そのため、衝突のときに地下水が融けて蒸発して水蒸気になったため、エジェクタがガス・固体の混合物として流れて形成されたと考えられ、地下の氷の存在の証拠と考えられている。地域によっては、ランパートクレーターと通常のクレーターとのサイズ分布の違いから、地下氷の存在深度も見積もられている。

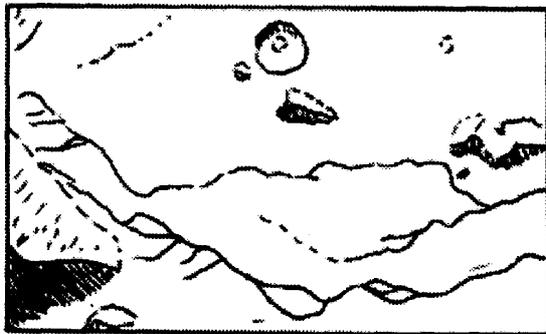
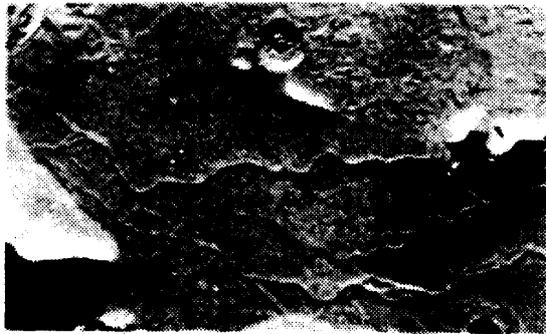


図5 氷河地形の例(エスカー：氷河で運ばれた堆積物がつくるリッジ)。



図6 ランパートクレーター(直径15km)。

一方、緩和地形は、クレーターやリッジなどの地形が見かけの侵食を受けて緩やかになったもので、火星の中緯度帯に見られる。とくにサイズの小さなクレーターの地形がはっきりしなくなる。この現象は、地形軟化(terrain softening)と呼ばれ、地下の氷の層の変形のためとされている。低緯度では地下水が涸渇しているため、高緯度では低温で氷が変形しにくいいため、terrain softeningは進行しないと説明されている。

しかし、ランパートクレーターがどの時代に主に形成されたか、terrain softeningがいつの時代に進行して緩和地形が形成されたかについては、はっきりとした証拠はない。そのため、現在の火星の表層下に本当に氷があるかどうかは断定できない。

4. 火星史を通じての気候変化

4.1 暖かい火星と暗い太陽

バレーネットワークなどの河川地形の全てが地下水起源なのか、あるいは降水を直接起源とするのかは、決着がついていない。確かなことは、隕石重爆撃期のあとからしばらくの間は、火星の表層は液体の水が短期間でも存在できるくらいに温暖であったこと(氷点を大きく下回らない)、また十分な水が存在したことである。

そのため、過去の火星では二酸化炭素の大気密度が高く、温室効果のために表面温度が高かったと考えられた[6]。しかし、恒星の進化の観測・理論から求められる、形成後数億年の原始太陽の光度は低くて、現在の太陽の70%程度である。表面温度を高く維持するために必要な二酸化炭素大気地表圧力は数気圧にもなる(図7)。

この大量の二酸化炭素下の昔の火星は、太陽光度の変化とともに進化して、現在の薄い二酸化炭素大気火星になるだろうか。Haberleらは、二酸

化炭素が極冠、レゴリス、表層の炭酸塩に捕獲された可能性を考えたが、昔の温暖な火星と現在の寒冷な火星を接続させるのは難しいという結論を得た[7]。

4.2 大気の散逸

それでは、二酸化炭素が大気から散逸する可能性はどうだろうか。現在の火星のD/Hは高く重水素に富んでいる。これから、火星の水は継続的に大気から散逸して質量分別作用を引き起こしたと考えられ、水の量の変化も見積もられている。また、大気窒素同位体も重い¹⁵Nに富み、大気散逸に伴

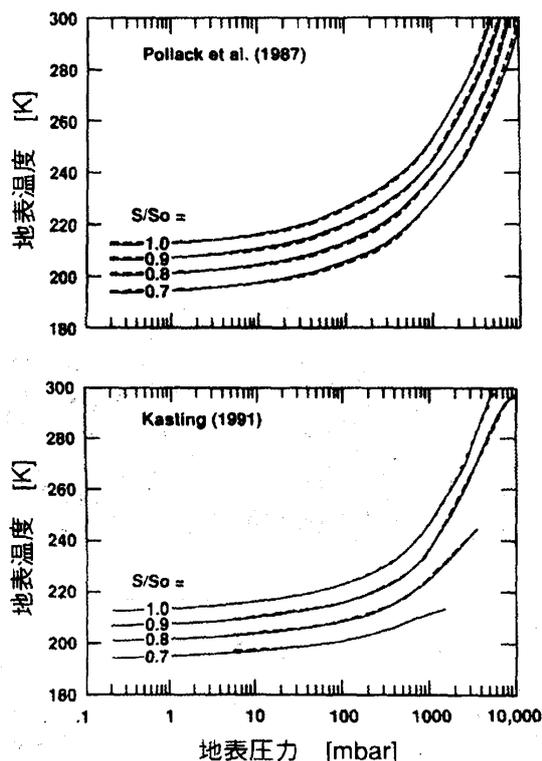


図7 二酸化炭素大気の保温効果と地表温度[7]。S/S₀は現在の値に対する太陽光度。上はPollack et al. [6]による。S/S₀=0.8でも、数barの表面気圧で表面温度は270Kを越える。下はKasting [11]による二酸化炭素の凝結を考慮した場合。S/S₀が0.8以上でないと、厚い二酸化炭素の大気解が無い場合、表面温度は液体の水を保つほどは高くない。

う質量分別作用の結果と考えられている。しかし地球質量の1/10とはいえ、重力の大きい火星から大量の大気を逃がすのは難しい。隕石重爆撃期に地表物質を蒸発させるような高速衝突があれば、大気の散逸は可能である。しかし、アウトフローチャンネルや一部のバレーネットワークは、この時期より後に形成されており、温暖な環境は隕石重爆撃期の後も存在したはずである。また、衝突に伴うような急激な大気散逸では同位体比を変化させる質量分別作用は働かない。

最近、火星大気の上層に太陽風粒子が衝突したときのスパッタリングで大気の散逸が効果的に起きることが指摘されている[8, 9]。逃げる二酸化炭素量は、高々0.1気圧程度という考え[9]と、二酸化炭素分子の分裂を入れると1気圧相当は散逸する、という考えがある[10]。火星の高いAr同位体比(SNC隕石の値： $^{38}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} = 0.24$)は散逸にともなう質量分別作用の結果と考えられる。しかし、現在の火星大気のAr/Kr比は地球や隕石の値と大きな差はない。火星のKr同位体はむしろ軽い同位体に富んでいるので、散逸に伴う分別効果とは矛盾する。また、昔の火星に固有磁場が存在して磁気圏が形成されていたら、太陽風粒子の直接のスパッタリングによる散逸は起こらないかも知れない。

4.3 炭?酸?塩?

一方、二酸化炭素が現在の火星のどこかに捕獲されているという考えはどうだろうか。例えば表層のレゴリス内に炭酸塩鉱物として固定されているかも知れない。3気圧の二酸化炭素を固定するためには数%の炭酸塩を含む表層のレゴリス層が数kmあればよい。地上観測では現在の火星表面に3%程度の炭酸塩鉱物が存在するというデータがある。また、ALH84001をはじめとするSNC隕石には1%程度の炭酸塩が含まれている。しかし、観測される表層炭酸塩の割合は表面のダストのもので、レ

ゴリス全体とは異なる可能性がある。クレーターの底や峡谷内部において、炭酸塩はあまり確認されていない。

ところで、炭酸塩を固定するためには、岩石の化学風化が必要で、これが進行するためには水が存在できるような氷点程度の温度は保たれていなければならない。結局、二酸化炭素を少し固定したために温室効果が弱くなった時点で、炭酸塩形成は終了してしまう。炭酸塩形成を進行させるためには、別の温室効果を考えなければならない。またKastingは、太陽光度80%以下の時は、二酸化炭素は上層で凝結してしまうため、二酸化炭素のみで温暖な状況を維持することはそもそもできないことを指摘している[11](図7)。温室効果ガスとして二酸化硫黄などの火山ガスやメタンの可能性もあるが、この問題は解決されていない。

4.4 一時的に温暖な火星

火星での温暖な環境は、バレーネットワークが示すような継続的なものだけではなく、ヘスペリア=アマゾニス紀のアウトフローチャンネルが示すように、一時的に実現されたものもあるはずである。アウトフローチャンネルが火山活動と関係あるとすると、火山ガスの放出により大気の温室効果が強くなる可能性も否定できないが、長期的に温暖な環境が維持されたかどうかは疑問である。

最近Touma and Wisdomは、火星では長期間の自転軸の変動はカオス的で、変動幅は大きく時には60度にも達することを明らかにした[12]。これにより、一時的に極域が加熱されて、極冠などは蒸発して H_2O はより安定な赤道域に輸送される可能性がある。Jakoskyは極冠のしたに、二酸化炭素がドライアイスもしくはハイドレートとして固定化されている可能性を指摘している[13]。彼らの見積もりによるとドライアイスとしてなら数気圧分の二酸化炭素を蓄えておくことが可能である。自転軸

の変動で極域が加熱されると、この二酸化炭素も放出される。これが、火星を一時的に温暖な状況にした可能性がある。

5. 火星の環境

もう一度、火星の環境を振り返ってみよう。現在の火星表面は、-60度の極寒の世界である。水は、ドライアイスに混じった氷として極冠に存在するが、3章で見たような過去の地形から推定される量に比べると微々たるものである。バレーネットワークやランパートクレーターの分布から、過去の火星では広い範囲に地下の氷は存在していたと考えられている。

昨年(1996年)8月に、McKayら[14]が火星隕石ALH84001に生命の痕跡を発見したと報じてから、火星の過去の環境についての関心が高まっている。特に、生命発生の場になるような、液体の水が長期間存在できた環境はどのようなものであったのだろうか。

一つは、バレーネットワークに見られるような、隕石重爆撃期から終わりにかけての南半球の高地である。ALH84001のK-Ar年代の示す古い衝撃年代(~40億年)は、隕石重爆撃期を示していて、炭酸塩形成もそれに引き続く現象と考えられている。生命の証拠が本当であるかどうかは別として、ALH84001がバレーネットワークの形成環境と関連のある可能性は高い。

一方、アウトフローチャンネルの源のカオス地域は、地下の湖が突然に流出して地表域が陥没してできたと考えられる。この時期の平均的な気候はバレーネットワーク時期よりも寒かった可能性がある。地域的な偏りもあり、アウトフローチャンネルそのものは、火山・地熱などの内因性の可能性が高い。もし、地下湖が流出せずに長期間存在すれば、生命を維持するような環境が地下に実

現されていたかも知れない。

もう一つの可能性は、アウトフローチャンネルの流れ込んだ、北部の平原地域である。Bakerらの「海」説とはいわないまでも、大量の水が流れ込んだ湖が一時的に存在したことは確かであろう。この低地の形成そのものは、月の海のような衝突盆地説が考えられていた。これに対しSleepは、火星の北部平原がノアキス紀後期からヘスペリア紀初期にプレートテクトニクスが進行したことにより形成されたと考えた[15]。この説ではタルシス火山もはじめはサブダクションに伴う、島弧タイプの火山活動から始まった可能性がある。もし、「海」形成の時代にもプレート活動があると、現在の地球と似た、天体内外の大規模な物質循環が火星でも実現していたことになり、生命発生の場としては有力になるかも知れない。一方、表面の地殻更新の活動から期待される脱ガス量を、現在の火星大気中の⁴⁰Ar量で制約することで、プレート活動の期間を限定することができる。Tajika and Sasakiは、プレート活動は存在したとしても高々数億年、存在しなかったとしても矛盾はしないという結論を得た[16]。地球のようなプレート運動に伴う海洋は、火星にはおそらく存在しなかった。

現在の火星は、一見静かである。しかし、地下には凍土状態の水や、炭酸塩ドライアイスの二酸化炭素が埋没している可能性は否定できない。火山活動や自転軸変動などが引き金になって、将来の火星においてもっと大気が濃く、暖かく、湿った表層環境が実現される可能性は、本当にあるだろうか...

謝辞

本稿を作成するにあたり、1995年5月に東京大学の地球惑星物理学教室+地質学教室の惑星科学グ

ループ合同で開かれた第2回ゲリラバトルセミナー、および1996年秋に地球惑星物理学教室で開かれた火星水研究会での議論を参考にしました。ただし、内容の責任は著者にあります。出村、田近両氏には貴重なコメントをいただきました。

参考文献

- [1] Tanaka, K. L., Scott, D. H., and Greeley, R., 1992: Global stratigraphy, in *Mars* (Kiefer, H. H., Jakosky, B. M., Snyder, C. W., and Matthews, M. S., Eds.) Univ. Arizona Press, Tucson, 345-382.
- [2] Carr, M. H., 1981: *The Surface of Mars*, Yale Univ. Press, New Haven, pp. 232.
- [3] Carr, M. H., 1996: *Water on Mars*, Oxford Univ. Press, Oxford, pp. 229.
- [4] Parker, T. J., Saunders, R. S., and Schneeberger, D. M., 1989: Transitional morphology in West Deuteronilus Mensae, Mars: Implications for modification of the lowland/upland boundary, *Icarus* **82**, 111-145.
- [5] Baker, V. R., et al., 1991: Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on Mars, *Nature* **352**, 589-594.
- [6] Pollack, J. B., et al., 1987: The case for a wet, warm climate on early Mars, *Icarus* **71**, 203-224.
- [7] Haberle, R. M. et al., 1994: A model for the evolution of CO₂ on Mars, *Icarus* **109**, 102-120.
- [8] Luhmann, J. G., Johnson, R. E., and Zhang, M. H. G., 1992: Evolutionary impact of sputtering of the Martian atmosphere by O⁺ pickup ions, *Geophys. Res. Lett.* **19**, 2151-2154.
- [9] Jakosky, B. M. et al., 1994: Mars atmospheric loss and isotopic fractionation by solar-wind induced sputtering and photochemical escape, *Icarus* **111**, 271-288.
- [10] Kass, D. M. and Yung, Y. L., 1994: Loss of atmosphere from Mars due to solar wind-induced sputtering, *Science* **268**, 697-699.
- [11] Kasting, J. F., 1991: CO₂ condensation and the early climate of Mars, *Icarus* **94**, 1-13.
- [12] Touma, J. and Wisdom, J., 1993: The chaotic obliquity of Mars, *Science* **259**, 1294-1296.
- [13] Jakosky, B. M., Henderson, B. G., and Mellon, M. T., 1995: Chaotic obliquity and the nature of the martian climate, *J. Geophys. Res.* **100**, 1579-1584.
- [14] McKay, D. S., et al., 1996: Search for past life on Mars: Possible relic biogenic activity in Martian meteorite ALH84001, *Science* **273**, 924-930.
- [15] Sleep, N. H., 1994: Martian plate tectonics, *J. Geophys. Res.* **99**, 5639-5655.
- [16] Tajika, E. and Sasaki, S., 1996: Magma generation on Mars constrained from an ⁴⁰Ar degassing model, *J. Geophys. Res.* **101**, 7543-7554.