火星における ダスト巻き上げ量と大気ダスト量: 大気大循環モデルを用いた 火星気象シミュレーション

岡山大学大学院 自然科学研究科 地球科学専攻 41429511 橋本 薪之輔

2019/02/14

要旨

火星で数年に1度発生する惑星規模の巨大な砂嵐(グローバルダストストーム) は,その発生機構が大気ダスト量と大気大循環のフィードバックに支配されてい る可能性が示唆されているが、火星におけるダストの巻き上げ過程の全容は解明 されておらず,火星大気中のダスト量がどのような機構によって規定されている のかは,明らかとなっていない、本研究は,地球流体電脳倶楽部の大気大循環モデ ルDCPAM5(http://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/)を用いて,火星気象シ ミュレーションを行った.大気中のダスト量についてはそれをモデルの中で計算 せず,全休一様かつ時間変化なしとして,外から与えた.気象シミュレーションで 得られた大気場を用いて地表から巻き上がるダストの量を計算するとともに,重 力沈降によって大気から除去されるダストの量を計算し,両者を組み合わせるこ とで大気ダスト量の収支を求めた.計算した範囲において全球平均・年平均の大 気ダスト量の収支は,大気ダスト量が少ない時に正,大気ダスト量が多い時に負 となった,安定平衝な大気ダスト量が存在し,それは光学的厚さにして 0.6 程度と なった.この大気ダスト量は火星で観測される量とほぼ整合的である.また,大 気ダスト量収支を季節ごとに見ると,大気ダスト量に依らず収支が正になる季節 があった.これはグローバルダストストームの発生する季節に重なっており,グ ローバルダストストームの発生は大気ダスト量収支を用いて説明できる可能性が あることが示唆された.

Abstract

On Mars, global scale dust storms occur once every few years. It has been suggested that the occurrence of global dust storms are controlled by a feedback between the atmospheric dust abundance and the general circulation of the atmosphere. However, details of the dust lifting process on Mars have not been elucidated yet. It is not clear what kind of mechanism regulates the martian atmospheric dust abundance. We used a general circulation model DCPAM5 which was developed by GFD-Dennou-Club to simulate general circulation of martian atmosphere. Atmospheric dust abundance was not calculated in the model, but it was fixed as boundary condition. We calculated the rate of dust lifting based on the result of general circulation model. Also we estimated the rate of dust removal by gravitational sedimentation, and we obtained a net balance of atmospheric dust. In our calculation, global mean annual dust balance is positive when the atmospheric dust abundance is small, the balance is negative when the dust abundance is large. There is a stable equilibrium when atmospheric dust abundance is about 0.6 in optical depth units. There is a season when global mean dust balance is positive regardless of the atmospheric dust abundance, and that season overlaps the season of global dust storms. The occurrence of martian global dust storms would be understood in view of the net balance of atmospheric dust.

目 次

| 第1章 | 序論 | 5 |
|-----|---------------------------------------|----|
| 1.1 | ダストが支配する火星表層環境 | 5 |
| | 1.1.1 ダストの巻き上げ | 6 |
| | 1.1.2 フィードバック | 7 |
| 1.2 | 研究内容............................... | 8 |
| 第2章 | 火星気象シミュレーション | 9 |
| 2.1 | 大気大循環モデル............................. | 9 |
| 2.2 | 計算設定................................ | 10 |
| 2.3 | 地表風速................................ | 10 |
| | 2.3.1 全球平均地表風速 | 10 |
| 第3章 | ダストの巻き上げ | 12 |
| 3.1 | ダスト巻き上げ量の推定方法 | 12 |
| | 3.1.1 グリッドスケールの風による巻き上げ | 12 |
| | 3.1.2 サブグリッドスケールの風による巻き上げ | 14 |
| 3.2 | 全球平均ダスト巻き上げ量......................... | 16 |

| | 3.2.1 季節変化 | 16 |
|-----|--|-----------|
| | 3.2.2 年々変動 | 18 |
| 3.3 | 年平均ダスト巻き上げ量 | 20 |
| 3.4 | グリッドスケールの巻き上げとサブグリッドスケールの巻き上げ | 21 |
| 第4章 | ダストの沈降 | 24 |
| 4.1 | ダスト沈降量の推定方法........................... | 24 |
| 第5章 | 大気ダスト量収支 | 27 |
| 5.1 | 全球平均・年平均の収支 | 27 |
| | 5.1.1 安定平衝点 | 28 |
| | 5.1.2 季節変化 | 29 |
| 第6章 | グローバルダストストーム | 42 |
| 第7章 | まとめ | 43 |
| А | 地表風速水平空間分布 | 45 |
| В | ダスト巻き上げ量水平空間分布 | 58 |

図目次

1.1 通常時の火星とグローバルダストストーム発生時の火星 (https://photojournal.jpl.nasa.gov/c 6

| 1.2 | 風速とダスト巻き上げ量の関係.縦軸はダスト巻き上げ量.横軸は 風速.地表付近にある大気の成層が不安定な時(Ri = -0.2)が緑, 中立な時(Ri = 0.0)が赤,安定な時(Ri = 0.2)が黒.Riはリチャー ドソン数 | 7 |
|-----|---|----|
| 2.1 | 全球平均風速.7火星年の平均.縦軸は風速,横軸は太陽黄経.各 線は大気ダスト量が0,1,2,3,4,5のそれぞれの場合についての 風速を表す | 11 |
| 3.1 | 全球平均ダスト巻き上げ量.7 火星年の平均.縦軸はダスト巻き上 げ量,横軸は太陽黄経.各線は大気ダスト量が0,1,2,3,4,5の それぞれの場合についてのダスト巻き上げ量を表す....... | 16 |
| 3.2 | 全球平均ダスト巻き上げ量.縦軸はダスト巻き上げ量,横軸は太陽 黄経.灰色の線は7本あり,それぞれ数値計算の4年目から10年 目のダスト巻き上げ量である.赤い線は図??に示したのと同じもの で,7年間の平均.(1)大気ダスト量0,(2)大気ダスト量1,(3)大 気ダスト量2,(4)大気ダスト量3,(5)大気ダスト量4,(6)大気ダ スト量5.大気ダスト量の単位は光学的厚さ | 19 |
| 3.3 | 全球平均・年平均のダスト巻き上げ量.縦軸はダスト巻き上げ量, エラーバーは年々変動による変動の幅を表す.横軸は大気ダスト量 (単位は光学的厚さ) | 20 |
| 3.4 | ダスト巻き上げ量の内訳.縦軸はダスト巻き上げ量,横軸は太陽黄 経.黒の線は平均風 (グリッドスケール)によるダスト巻き上げ量, 赤の線はダストデビル (サブグリッドスケール)によるダスト巻き上 げ量.(1)大気ダスト量0,(2)大気ダスト量1,(3)大気ダスト量2, (4)大気ダスト量3,(5)大気ダスト量4,(6)大気ダスト量5.大気 | |

| 3.5 | ダスト巻き上げ量の内訳 . 縦軸はダスト巻き上げ量 , 横軸は大気ダ スト量 (光学的厚さ) . 濃い棒は平均風 (グリッドスケール) によるダ スト巻き上げ量 , 薄い棒はダストデビル (サブグリッドスケール) に よるダスト巻き上げ量 | 23 |
|-----|--|----|
| 4.1 | ダスト沈降量.縦軸はダスト沈降量,横軸は大気ダスト量(単位は 光学的厚さ) | 26 |
| 5.1 | 全球平均・年平均ダスト巻き上げ量とダスト沈降量.縦軸はダスト 巻き上げ量,ダスト沈降量.横軸は大気ダスト量(光学的厚さ).赤 色の×はダスト巻き上げ量(7火星年の平均)で,エラーバーは年々 変動による変動の幅を表す.黒はダスト沈降量 | 27 |
| 5.2 | 全球平均・年平均の大気ダスト量の収支.縦軸は大気ダスト量の収 支.単位は1火星日あたりの光学的厚さの変化.エラーバーは年々 変動による変化の幅を表す.横軸は大気ダスト量(光学的厚さ) | 28 |
| 5.3 | 全球平均・年平均の大気ダスト量の収支.縦軸は大気ダスト量の収 支.エラーバーは年々変動の幅を表す.横軸は大気ダスト量 (光学 的厚さ)................................ | 41 |
| А | 地表風速の水平空間分布.北半球の冬至付近 Ls = 270°の季節を切 り出している.縦軸は緯度,横軸は経度.............. | 57 |
| В | ダスト巻き上げ量の水平空間分布.北半球の冬至付近 Ls = 270°の 季節を切り出している.縦軸は緯度,横軸は経度......... | 70 |
| | | |

第1章 序論

1.1 ダストが支配する火星表層環境

図1.1は,ハッブル宇宙望遠鏡によって撮影された火星の写真である(https://photo journal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA03173).撮影日時は,左側が2001年6月26日,右 側が2001年12月4日である.左側では地表の模様が見えているのに対し,右側で は見えていない.このように見た目が大きく異なっているのは,火星大気中に存 在するダストの量が時期によって大きく異なるためである.火星の大気には直径 1µm ほどの小さな砂粒が浮遊していて,それらはダストと呼ばれている.火星大 気のダストは,惑星の見た目を変えるほどの大きなインパクトを持っている.図 1.1の右側のように,惑星全体が濃いダストで覆われる状態は,グローバルダスト ストームと呼ばれている.

大気中に存在するダストは太陽放射を吸収することで,火星大気の温度に影響を 及ぼし,大気大循環を駆動する一因となっている(例えば,Read and Lewis,2004). 火星が吸収する太陽放射はおよそ100 (W/m^2) ほどであるが,このうち大気が吸 収する太陽放射は,ダストが少ない時に約15 (W/m^2) であるのに対し,ダストが 多い時には約80 (W/m^2) となる (Read et al.,2016).つまり,火星大気が吸収す る太陽放射は,大気ダスト量の違いによって5倍以上も変わる(表1.1).グローバ ルダストストームの発生時には,太陽放射のほとんどが大気中のダストによって 吸収されるため,地表に到達する太陽放射は大きく減少し,地表の温度は通常時 (ダストが少ない時)に比べて数十Kも低下する(Smith et al.,2009).火星ダスト は,火星の表層環境を支配していると言える.



図 1.1: 通常時の火星とグローバルダストストーム発生時の火星 (https://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA03173).

| 大気 | 地表 | 大気+地表 |
|-----------------|----|-------|
| ダスト少 :14 | 96 | 110 |
| ダスト多 :81 | 24 | 105 |

表 1.1: 火星が吸収する太陽放射. Read et al. (2016) に基づいて作成. 単位は W/m².

1.1.1 ダストの巻き上げ

大気ダスト量は,ダスト巻き上げによる大気への供給と,ダスト沈降による大気からの除去,この2つのバランスによって決まる.しかし,大気の状態が変化した時にダスト巻き上げによる大気へのダスト供給がどのように変化し,大気ダスト量がどのように変化するのかは未だ明らかになっていない.

図 1.2 は, Kahre et al. (2006)の式を用いて描いた,風速とダスト巻き上げ量の関係である.風が弱い時,ダストは全く巻き上がらない(ダスト巻き上げ量は0)が,風がある閾値を超えて強くなると,ダストは巻き上がるようになる.そして,巻き上げ量は風速が速くなると急激に増加する.ダスト巻き上げ量は平均風速ではなく,強い風がどれだけ吹くのかということによって規定される.



図 1.2: 風速とダスト巻き上げ量の関係.縦軸はダスト巻き上げ量.横軸は風速. 地表付近にある大気の成層が不安定な時 (Ri = -0.2) が緑,中立な時 (Ri = 0.0) が 赤,安定な時 (Ri = 0.2) が黒. Riはリチャードソン数.

1.1.2 フィードバック

前節で述べたように,地表から巻き上がるダストの量は大気大循環場の影響を 受けており,大気ダスト量は大気大循環場によって規定されている.一方で,大気 中に浮遊するダストは太陽光を吸収することで大気中の加熱の分布を決定し,大 気大循環に大きく影響している.すなわち,大気ダスト量が変われば,地表で吹 く風の強さが変わり,地表で吹く風の強さが変われば,地表から巻き上がるダス トの量が変わる.大気ダスト量と大気大循環の間に働くフィードバックは,火星 で数年に一度発生する惑星規模の砂嵐の発生を決めている可能性が示唆されてい る.しかしながら,火星におけるダスト巻き上げ課程の全容は解明されておらず, フィードバックの働きもその詳細は未だ不明である.

1.2 研究内容

本研究は,大気ダスト量と大気大循環の相互作用を解明することを目的として, 大気大循環モデルを用いた気象シミュレーションを行った.気象シミュレーショ ンにおいては,ダストの巻き上げや輸送などは計算せず,大気ダスト量は全球一 様かつ一定とした.固定して与える大気ダスト量は光学的厚さにして0,1,2,3,4 ,5の6通りの場合を計算することで,大気ダスト量の変化が大気大循環をどのよ うに変えるのか調べた.次に,得られた大気大循環場に基づいて,ダスト巻き上 げ量を Kahre et al. (2006) に従って計算した.巻き上げ量の計算においては,グ リッドスケールの巻き上げと,サブグリッドスケールの巻き上げ,両方を考慮し た.次いで,重力によるダストの沈降を見積もり,巻き上げ量と組み合わせるこ とで大気ダスト量収支を評価した.最後に,得られた大気ダスト量収支の大気ダ スト量依存性に基づいて,グローバルダストストームの発生について考察した.

第2章 火星気象シミュレーション

2.1 大気大循環モデル

本研究は,地球流体電脳倶楽部が開発している大気大循環モデルDCPAM5バージョンdcpam5-20180304-2を使用して,火星の気象シミュレーションを行った(高橋ほか,2016; http://gfd-dennou.org/library/dcpam/).モデルの詳細はDCPAM5のドキュメント(http://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/dcpam5/dcpam5_latest/doc/basic_equations/pub/basic_equations.pdf)を参照されたい.

本研究の火星気象シミュレーションで使用した大気大循環モデルの力学過程は プリミティブ方程式である.物理過程は以下を使用した(表 2.1).放射過程は火星 用放射モデル(Takahashi et al., 2003, 2006 の改良版), 乱流混合過程は Mellor and Yamada (1982), 陸面過程はバケツモデル(Manabe, 1969)と土壌熱伝導, 非 対流性凝結は Le Treut and Li (1991), 積雲対流は Manabe et al. (1965) である. 雲過程は移流, 乱流混合, 凝結による生成, 重力落下を含んだものを使用した.

表 2.1: 火星気象シミュレーションで使用した物理過程.

| 放射過程 | 火星用放射モデル (Takahashi et al ., 2003, 2006 の改良版) |
|---------------|---|
| 乱流混合過程 | Mellor and Yamada level2.5 (Mellor and Yamada , 1982) |
| 陸面過程 | バケツモデル (Manabe , 1969) , 土壌熱伝導 |
| 凝結過程 (非対流性凝結) | Le Treut and Li (1991) |
| 凝結過程(積雲対流) | Manabe et al. (1965) |
| 雲過程 | 移流,乱流混合,凝結による生成,重力落下 |

2.2 計算設定

計算は T21L36 の空間解像度で行った.水平方向の格子点数は緯度方向と経度 方向にそれぞれ 32 と 64,格子点の間隔は約 300km である.高さ方向の格子点数 は 36 で,各層の中心位置は Arakawa and Suarez (1983) に基づいて決めた.また, 時間発展を計算する際の時間ステップは 370 秒とした.

大気ダスト量は全球一様かつ一定とし、その量は光学的厚さにして0~5の間 で6通りを与えた.6通りのそれぞれの計算について、10火星年分の積分を行い、 最初の3年を除いた7年分について解析を行った.

表 2.2: 計算設定

| ダスト分布 | 全球一様かつ一定(時間変化なし) |
|--------|------------------|
| ダスト量 | 光学的厚さ0,1,2,3,4,5 |
| 空間解像度 | T21L36 |
| 時間ステップ | 370 秒 |
| 積分時間 | 10 火星年 |

2.3 地表風速

2.3.1 全球平均地表風速

図2.1は全球平均した地表風速の季節変化である.横軸の太陽黄経は火星の季節 を表していて,0°(と360°)が春分,90°が夏至,180°が秋分,270°が冬至である. 大気ダスト量によって全球平均地表風速は変わり,基本的には大気ダスト量が多 いほど地表で吹く風は速くなるという傾向がある.大気中のダスト量が増えると, ダストが太陽放射を吸収することで,大気がより強く加熱される.その結果とし て,速い風が吹くようになったと考えられる.

全球平均した地表風速は季節によって変わる.北半球の春分 ~ 夏至に比べると, 秋分 ~ 冬至に速い風が吹く.これは,火星の公転軌道で説明される.公転軌道の 離心率は0.0934であり,近日点と遠日点では,太陽放射の強さが1.45倍も異なる. 火星が近日点を通過するのは太陽黄経250°で,火星は北半球が冬至になる季節に もっとも強く太陽によって加熱される.



図 2.1: 全球平均風速.7火星年の平均.縦軸は風速,横軸は太陽黄経.各線は大気ダスト量が0,1,2,3,4,5のそれぞれの場合についての風速を表す.

第3章 ダストの巻き上げ

3.1 ダスト巻き上げ量の推定方法

気象シミュレーションで計算された風速等の大気循環場を用いて,各時刻に各 グリッドで巻き上がるダストの量を計算した.ダスト巻き上げ量の計算は,Kahre et al. (2006), Haberle et al. (1999), Hourdin et al. (1995) に従った.

今回の行った気象シミュレーションは,水平格子間隔が約300km であるので, 300km より大きなスケールの風はモデルで表現されるが,それよりも小さいス ケールの風はモデルで陽に表現されない.そのため,ダストの巻き上げはグリッ ドスケールとサブグリッドスケールの両方を考慮した.

3.1.1 グリッドスケールの風による巻き上げ

グリッドスケールの風によるダスト巻き上げ量 F_w は,以下の式を用いて計算した.

$$F_{\rm w} = \alpha_{\rm w} \times \tau^2 \left(\frac{\tau - \tau^*}{\tau^*}\right) \tag{3.1}$$

ここで, α_w は効率因子, τ は地表面風応力, τ^* は風応力閾値である.

地表面風応力
τ
は

$$\tau = \rho u_*^2 \tag{3.2}$$

ここで, ρ は地表付近の大気の密度, u_* は摩擦速度である.

thesis.tex

摩擦速度 u_{*} は

$$u_* = (C_{dm})^{1/2} u (3.3)$$

ここで, C_{dm} は抗力係数, u は大気最下層の風速である.

抗力係数 C_{dm} は

$$C_{dm} = F_m \left(\frac{\mathbf{k}}{\ln(z/z_0)}\right)^2 \tag{3.4}$$

ここで, F_m は安定度関数, k はカルマン定数, z は風速 u を与える大気最下層のと地表からの高度, z_0 は地表の凹凸を表すパラメタである.

安定度関数 F_m は

Ri < 0の時,

$$F_m = (1 - 64 \text{Ri})^{1/2} \tag{3.5}$$

Ri > 0の時,

$$F_m = \{1 + [10\text{Ri}/(1+5\text{Ri})^{1/2}]\}^{-1}$$
(3.6)

Ri はリチャードソン数で

$$\operatorname{Ri} = \frac{gz(\theta - T_s)}{\theta u^2} \tag{3.7}$$

ここで, g は重力加速度, θ は大気最下層の空気塊を地表まで断熱で移動させた時の温度, T_s は地表温度, u は大気最下層の風速である.

| F_w ダスト巻き上げ量 | |
|---------------------------|-----------------------|
| α_w 効率因子 | 2.3×10^{-6} |
| au 地表面風応力 | |
| $	au^*$ 風応力閾値 | 22.5×10^{-6} |
| ho 地表付近の大気の密度 | |
| u _* 摩擦速度 | |
| C_{dm} 抗力係数 | |
| u 大気最下層の風速 | |
| F_m 安定度関数 | |
| k カルマン定数 | 0.4 |
| z 大気最下層と地表との間 | 間の高度 |
| $z_0 = 1 [m cm]$ | |
| Ri リチャードソン数 | |
| <i>g</i> 重力加速度 | 3.72 |
| heta 大気最下層と地表との間 | 間の高度温位 |
| <i>T_s</i> 地表温度 | |

表 3.1: 計算で使用した値

3.1.2 サブグリッドスケールの風による巻き上げ

サブグリッドスケールの風によるダスト巻き上げ量 *F_D*は,以下の式によって計算した.

$$F_D = \alpha_D \times f_s(1-b) \tag{3.8}$$

$$b = \frac{p_s^{\chi+1} - p_{\rm top}^{\chi+1}}{(p_s - p_{\rm top})(\chi + 1)p_s^{\chi}}$$
(3.9)

$$\chi = \frac{\mathcal{R}}{c_p} \tag{3.10}$$

ここで, α_D は効率因子, f_s は顕熱フラックス,bは対流層の高さ, p_s は地表気圧, p_{con} は対流層上端の圧力,Rは気体定数, c_p は定圧比熱である.

表 3.2: 計算で使用した値

| F_D | ダスト巻き上げ量 | |
|---------------|----------|----------------------|
| α_D | 効率因子 | 1.0×10^{-9} |
| f_s | 顕熱フラックス | |
| p_s | 地表気圧 | |
| $p_{\rm top}$ | 対流層上端の圧力 | |
| R | 気体定数 | 8.314 |
| c_p | 定圧比熱 | 843.9 |

3.2 全球平均ダスト巻き上げ量

図 3.1 は各時刻・各グリッドで計算されたダスト巻き上げ量の全球平均の季節変化である.解析に使用した7年分のデータを平均している.大気ダスト量が多いほど風速が速くなること(図 2.1)に対応して,大局的には大気ダスト量が多いほどダスト巻き上げ量は多くなる.



図 3.1: 全球平均ダスト巻き上げ量.7火星年の平均.縦軸はダスト巻き上げ量,横 軸は太陽黄経.各線は大気ダスト量が0,1,2,3,4,5のそれぞれの場合につい てのダスト巻き上げ量を表す.

3.2.1 季節変化

全球平均した地表風速 (図 2.1) に季節変化があることに対応して,ダスト巻き上 げ量にも季節依存性がある (図 3.1).北半球の春分から夏至に比べると,秋分から 冬至にダストはよく巻き上がる.

ダスト巻き上げ量に顕著な季節変化があるのは,風速とダスト巻き上げ量の間

に非線形な関係があり,ダスト巻き上げ量が風速の増大によって急激に増加するからである(図 1.2).

3.2.2 年々変動

ダスト巻き上げ量には年々変動もある(図 3.2).年によってダスト巻き上げ量は 大きく変わることがあり,季節によっては平均の2倍以上巻き上がることもある.



図 3.2: 全球平均ダスト巻き上げ量.縦軸はダスト巻き上げ量,横軸は太陽黄経. 灰色の線は7本あり,それぞれ数値計算の4年目から10年目のダスト巻き上げ量 である.赤い線は図3.1に示したのと同じもので,7年間の平均.(1)大気ダスト 量0,(2)大気ダスト量1,(3)大気ダスト量2,(4)大気ダスト量3,(5)大気ダス ト量4,(6)大気ダスト量5.大気ダスト量の単位は光学的厚さ.

3.3 年平均ダスト巻き上げ量

図 3.3 は図 3.1 を時間方向に平均して求めた年平均のダスト巻き上げ量である. 大気ダスト量0と1では,0の時の方がダストがよく巻き上がるという結果になっ ているが,大局的には,大気ダスト量が増えるほどダスト巻き上げ量は増える傾 向がある.また,年々変動による変動幅は,大気ダスト量の変化による変化量と 同等か,それ以上の大きさとなっている.



atmospheric dust abundance

図 3.3: 全球平均・年平均のダスト巻き上げ量.縦軸はダスト巻き上げ量,エラー バーは年々変動による変動の幅を表す.横軸は大気ダスト量(単位は光学的厚さ).

3.4 グリッドスケールの巻き上げとサブグリッドスケー ルの巻き上げ

図 3.4 と図 3.5 はダスト巻き上げ量の内訳を描いたものである.ダスト量が少な い時,グリッドスケールとサブグリッドスケールの巻き上げ量はほぼ同程度であ るが,大気ダスト量が増えると,グリッドスケールの巻き上げが支配的となる.グ リッドスケールの巻き上げは季節によって大きく変化するのに対し,サブグリッ ドスケールの巻き上げは季節変化が小さい.

グリッドスケールの巻き上げは,大気ダスト量が大きいほど多くなる傾向があ るのに対し,サブグリッドスケールの巻き上げは,大気ダスト量が大きくなると 減る傾向にある.

サブグリッドスケールの巻き上げは,地表から大気に輸送される顕熱のフラックスに比例する(3.1.2節).大気ダスト量が増えると,太陽光による地表の加熱が弱まるため,顕熱フラックスが減少し,ダスト巻き上げ量が減ったと考えられる.





図 3.4: ダスト巻き上げ量の内訳. 縦軸はダスト巻き上げ量,横軸は太陽黄経.黒 の線は平均風 (グリッドスケール) によるダスト巻き上げ量,赤の線はダストデビ ル (サブグリッドスケール) によるダスト巻き上げ量. (1) 大気ダスト量0, (2) 大 気ダスト量 1,(3) 大気ダスト量 2,(4) 大気ダスト量 3,(5) 大気ダスト量 4,(6) 大気ダスト量5.大気ダスト量の単位は光学的厚さ.



図 3.5: ダスト巻き上げ量の内訳. 縦軸はダスト巻き上げ量, 横軸は大気ダスト量 (光学的厚さ). 濃い棒は平均風 (グリッドスケール) によるダスト巻き上げ量,薄 い棒はダストデビル (サブグリッドスケール) によるダスト巻き上げ量.

第4章 ダストの沈降

4.1 ダスト沈降量の推定方法

本研究では以下の式を用いてダスト沈降量 F_sを求めた.

$$F_s = \frac{\Sigma v}{H} \tag{4.1}$$

ここで,∑はダストの面密度,vはダストの落下速度,Hはダスト層の厚さである.火星は乾燥していて雨が降らないため,大気中のダストは重力による沈降で落下すると考えてよい.ダストの落下速度はストークス速度で評価した.ストークス速度v_sは

$$v_s = \frac{2\rho g r_2}{9\eta} \tag{4.2}$$

ここで ρ はダストの密度, g は重力加速度, r はダストの半径, η は大気の粘性率である.

表 4.1: 計算で使用した値

| F_s | ダスト沈降量 | |
|--------|----------|----------------------------|
| Σ | ダストの面密度 | |
| H | ダスト層の厚さ | 1000 [m] |
| v | ダストの落下速度 | |
| ρ | ダストの密度 | $2500 \; [{ m kg}/m^3]$ |
| g | 重力加速度 | $3.72 \; [{ m kg}/{s^2}]$ |
| r | ダストの半径 | $1.0 \times 10^{-6} \ [m]$ |
| η | 大気の粘性率 | 1.47×10^{-5} |

ダストの落下速度はダストの粒径の2乗に比例する、火星において,地表にある ダストの巻き上げは,被弾飛散動(躍動(saltation)によって巻き上がった粒子が着 床した際に,そこにある粒子を弾き飛ばして浮遊させる)によって生じるため,大 気中に浮遊するダストの粒径は風速に依らないと考え,本研究では,浮遊するダ ストの粒径は一定として,ダスト沈降量の見積もりを行った.

図 4.1 はダスト沈降量と大気ダスト量の関係である.ダストの粒径は一定としたので,ダストの落下速度 v は一定となる.また,ダスト層の厚さも一定と仮定すると,式 4.1 よりダストの沈降量はダスト量に比例する.



atmospheric dust abundance

図 4.1: ダスト沈降量.縦軸はダスト沈降量,横軸は大気ダスト量(単位は光学的厚さ).

第5章 大気ダスト量収支

5.1 全球平均・年平均の収支

図 5.1 は,ダスト巻き上げ量とダスト沈降量を重ねて描いたものである.



atmospheric dust abundance

図 5.1: 全球平均・年平均ダスト巻き上げ量とダスト沈降量.縦軸はダスト巻き上 げ量,ダスト沈降量.横軸は大気ダスト量(光学的厚さ).赤色の×はダスト巻き 上げ量(7火星年の平均)で,エラーバーは年々変動による変動の幅を表す.黒は ダスト沈降量.

大気ダスト量がゼロの時に沈降はゼロとなるが,ダストの巻き上げはある.大気 ダスト量が増えると,ダストの巻き上げ量はダスト量に比例して増えていき,本 研究において計算した範囲では,大気ダスト量が多い時,沈降量は巻き上げ量よ りも大きくなる.図5.2はダスト巻き上げ量から沈降量を差し引いた,大気ダスト 量の収支である.収支が正の時,大気ダスト量は増加し,収支が負の時,大気ダ スト量は減少する.



図 5.2: 全球平均・年平均の大気ダスト量の収支.縦軸は大気ダスト量の収支.単位は1火星日あたりの光学的厚さの変化.エラーバーは年々変動による変化の幅 を表す.横軸は大気ダスト量(光学的厚さ).

5.1.1 安定平衝点

大気ダスト量収支は,収支ゼロの線(黒の破線)と右下がりに交わる.収支が0 となる大気ダスト量は,ダスト量が増加も減少もしない平衝なダスト量である.大 気中のダストが少ない時,収支は正となり,大気ダスト量は増加する.大気中の ダスト量が多い時,収支は負となり,大気ダスト量は減少する.すなわち,この図 においてダスト量収支が0となる大気ダスト量は安定平衝なダスト量である.今 回の計算では,年々変動も加味すると,光学的厚さにして0.5~0.9程度が,火星 の大気中に安定に存在する大気ダスト量となった.この値は,観測によって求め られている火星の大気ダスト量(Pollack et al., 1995)とも整合的な値である.

5.1.2 季節変化

図 5.3 は大気ダスト量収支を季節ごとに切り出して描いたものである.だいたいの季節において,大気ダスト量収支は,大気ダスト量が増加すると減少する.安定平衝な大気ダスト量は光学的厚さにして $0 \sim 1$ 程度である.しかし,特定の季節においては,収支がゼロとなる大気ダスト量が光学的厚さ1よりも大きくなったり,収支が大気ダスト量に依らず軒並み正となる季節がある.例えば,北半球の秋から冬にかけての季節 (Ls = 225° ~ 230°) は年々変動が大きく,年によっては安定平衝となる大気ダスト量が3になる.また,火星が近日点を通過した直後の季節 (Ls = 265° ~ 270°) は,計算した範囲において収支は収支は大気ダスト量に依らず軒並み正となっている.この季節は光学的厚さ5以下に平衝となる大気

また,年々変動がダスト収支に及ぼす影響は大きく,同じ季節であっても年に よって不安定になったり安定であったりといったことが起こり得る.





atmospheric dust abundance

atmospheric dust abundance





atmospheric dust abundance

atmospheric dust abundance








atmospheric dust abundance



atmospheric dust abundance







図 5.3: 全球平均・年平均の大気ダスト量の収支.縦軸は大気ダスト量の収支.エ ラーバーは年々変動の幅を表す.横軸は大気ダスト量(光学的厚さ).

第6章 グローバルダストストーム

この章では,大気ダスト量収支に基づいて,グローバルダストストームについて考察する.

グローバルダストストームは毎年発生するものではなく,発生する年もあれば 発生しない年もある (Read and Lewis, 2004).本研究の結果では,年々変動によっ て大気ダスト量が光学的厚さにして 2 ~ 3 に達する年もあれば,大気ダスト量が ほとんど増えない年もあることが示された.グローバルダストストーム発生の有 無は,ダスト巻き上げの強い非線形性が風速の年々変動を増幅した結果として表 れたものと解釈することができる.

グローバルダストストームは発生する季節が決まっていて.北半球の秋から冬 にかけて発生することが知られている(Read and Lewis, 2004).北半球の秋から 冬にかけての季節は,火星が近日点に近づく季節であり,太陽光の加熱が強まる ことで大気の循環が強化され,強い風が吹く.本研究においても,北半球の秋か ら冬にかけての季節は大気ダスト量収支が正となり,大気ダスト量は増加しやす い傾向にあることが示された.

グローバルダストストームの発達には 20 火星日ほどかかることが知られている (Read and Lewis, 2004).本研究の結果によると,北半球の秋から冬にかけての 季節はダスト収支が 0.03 (od/sol)に達する.20 火星日あればグローバルダストス トーム時のダスト量に相当するダストを巻き上げることが出来る.

グローバルダストストームは100火星日ほどで終息する(Read and Lewis,2004). 本研究の結果では,大気ダスト量の収支が正になるのは太陽黄経がLs = 255°~ 285°の約60日に限られている.ダストの収支が負になればグローバルダストス トームは終息に向かい,ダスト沈降の時間スケールであるおよそ数10日で大気ダ スト量は減少する.グローバルダストストームの持続期間もまたダスト収支で説 明することができる.

第7章 まとめ

火星大気大循環モデルを用いて,火星大気ダスト量の収支を調べた.

地表から巻き上がるダストの量は風速に強く依存するため,大気の状態が変わると巻き上げ量は大きく変わり,ダスト巻き上げ量には大きな季節変化や大きな 年々変動があることが示された.

計算によって得られた大気ダスト量収支に基づいて,火星の大気ダスト量について考察した.本研究の結果では,光学的厚さ0.6程度の大気ダスト量を含む状態が安定平衝であることが示された.また,大気ダスト量の収支がダスト量に依らず正になる季節のあることが示された.グローバルダストストームは大気ダスト量収支が正になる季節に発生すると考えることができる.グローバルダストストームに見られる多くの特徴は,大気ダスト量収支によって説明することが出来る.

謝辞

本研究を進めるにあたり,指導教員であるはしもとじょーじ准教授には,研究の 方針から結果の考察に至るまで,様々な助言をいただきました.神戸大学の高橋 芳幸准教授にはDCPAMの計算設定等に関する助言をいただきました.また,研 究室のメンバーには話し相手になってもらうことで,進捗が生まれず苦しかった 時期も乗り越えることができました.皆様のおかげで本当に楽しく3年間の研究 生活を終えることが出来ました,深く感謝いたします.

図録

A 地表風速水平空間分布



40

32

24

16



(3) wind speed (degrees_north) 90 Ls=273.34 60 30 40 latitude 32 0 24 -30 16 -60 8

180

longitude

270

(4)





0

360

(degrees_east)

-90 C

90



(9)



(10)





(11)

latitude







(14)



(15)



(16)











(20)



(21)



(22)





180

longitude

90

(24)

40

32

24

8

0

270 360 (degrees_east)



(23)

-30

-60

-90 <mark>-</mark>0

Ls=273.96

40

32

24

8

16



(27)



(28)

wind speed







(30)



(33)



(34)











(39)



(40)

wind speed





Ls=274.44

40

32

24

8

Λ

16

360 (degrees_east)

270



(45)



(46)







56

Ls=274.60

40

32

24

16

8



(51)



(52)

wind speed







(57)



(58)

wind speed



(59)





(63)



(64)

wind speed





2019/02/14(橋本 薪之輔)



図 A: 地表風速の水平空間分布. 北半球の冬至付近 Ls = 270°の季節を切り出している. 縦軸は緯度, 横軸は経度.

B ダスト巻き上げ量水平空間分布













(9)lifting rate (degrees_north) 90 _s=273.50 60 30 10 latitude 0 0.1 0.01 -30 0.001 0.0001 -60 1e-05 -90 E 1e-06 180 270 90 360 (degrees_east) longitude

180

longitude

(10)





90

0

-30

-60

-90 C

(12)





(14)



(15)lifting rate (degrees_north) 90 _s=273.67 60 30 10 latitude 1 0 0.1 0.01 -30 0.001 0.0001 -60 1e-05 -90 C 1e-06 90 180 270 360 (degrees_east) longitude

(16)





Ls=273.80

10

0.1 0.01

0.001

0.0001

1e-05

1e-06

360

1









(19)



(26)











(32)



(33)



(34)







(38)



(39)lifting rate (degrees_north) 90 _s=274.31 60 30 10 latitude 1 0 0.1 0.01 -30 0.001 0.0001 -60 1e-05 -90 C 1e-06 90 180 270 360 (degrees_east) longitude

(40)









(46)







(50)





lifting rate (degrees_north) 90 Ls=274.66 60 30 10 latitude 0 0.1 0.01 -30 0.001 0.0001 -60 1e-05 -90 L 0 1e-06 180 270 90 360 (degrees_east) longitude





(56)



(57)



(58)







(62)



(63)lifting rate (degrees_north) 90 s=274.95 60 30 10 latitude 1 0 0.1 0.01 -30 0.001 0.0001 -60 1e-05 -90 C 1e-06 90 180 270 360

longitude

(degrees_east)

(64)






図 B: ダスト巻き上げ量の水平空間分布.北半球の冬至付近 Ls = 270°の季節を切り出している.縦軸は緯度,横軸は経度.

参考文献

- 高橋 芳幸,樫村 博基,竹広 真一,石渡 正樹,納多 哲史,小高 正嗣,堀之 内 武,林 祥介, DCPAM 開発グループ,2018: 惑星大気モデル DCPAM, http://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/,地球流体電脳倶楽部.
- 高橋 芳幸, 樫村 博基, 竹広 真一, 石渡 正樹, 納多 哲史, 小高 正嗣, 堀之内 武, 林 祥介, DCPAM 開発グループ, 2018: DCPAM5 ドキュメント, http: //www.gfd-dennou.org/library/dcpam/dcpam5/dcpam5_latest/doc/
- Arakawa, A., M. J. Suarez, 1983: Vertical Differencing of the Primitive Equations in Sigma Coordinates. Monthly Weather Review, vol. 111, issue 1, p. 34
- Y.O. Takahashi, H. Fujiwara, H. Fukunishi, M Odaka, Y.-Y. Hayashi, S. Watanabe, 2003: Topographically Induced North-South Asymmetry of the Meridional Circulation in the Martian Atmosphere. J. Geophys. Res., 108(E7), 5018 5-1 5-16, doi:10.1029/2001JE001638.
- Treut, H. L. and Li, Z. X, 1991: Using meteosat data to validate a prognostic cloud generation scheme. vol. 21, issue 3-4, p. 273-292
- P. L. Read, J. Barstow, B. Charnay, S. Chelvaniththilan, P. G. J. Irwin, S. Knight, S. Lebonnois, S. R. Lewis, J. Mendonc, and L. Montaboneb, 2016: Global energy budgets and 'Trenberth diagrams' for the climates of terrestrial and gas giant planets, Q. J. R. Meteorol. Soc. 142: 703720, January 2016 B DOI:10.1002/qj.2704
- Kahre, M. A., et al., 2006: Modeling the Martian dust cycle and surface dustreservoirs with the NASA Ames general circulationmodel, J. Geophys. Res., 111, E06008-E06032.
- Haberle, R. M., et al., 1999: General circulation model simulations of the Mars Pathfinder atmospheric structure investigation/meteorology data, J. Geophys. Res., 104, 8957-8974.
- Hourdin, F. , et al. , 1995: The sensitivity of Martian surface pressure and atmospheric mass budget to various parameters: A comparison between numerical simulations and Viking observations, J. Geophys. Res. , 100, 5501-5523.

- Read, P. L., and S. R. Lewis, 2004: The Martian Climate Revisited, SpringerVerlag, pp. 326.
- Read, P. L. , et al. , 2016
- Pollack, J. B. , et al. , 1995: Viking Lander image analysis of Martian atmospheric dust, J. Geophys. Res. , 100, E3, 5235-5250.
- Mellor, G. L. , and T. Yamada, 1982: Development of a turbulent closure model for geophysical uid problems, Rev. Geophys. Space Phys. , 20, 851875.
- Manabe, S. , 1969: Climate and the ocean circulation I. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface, Mon. Weather. Rev. , 97, 739774.
- Manabe, S., Smagorinsky, J., Strickler, R. F., 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. Mon. Weather Rev. , 93, 769798.
- Takahashi, et al. , 2003: Topographically induced north-south asymmetry of the meridional circulation in the Martian atmosphere, Journal of Geophysical Research (Planets), Volume 108, Issue E3, CiteID 5018, DOI 10.1029/2001JE001638
- Takahashi, et al. , 2006: Vertical and latitudinal structure of the migrating diurnal tide in the Martian atmosphere: Numerical investigations, Journal of Geophysical Research, Volume 111, Issue E1, CiteID E01003