# 火星における CO<sub>2</sub>大気の凝結と傾圧不安定波の影響

黒田剛史, 笠羽康正(東北大理)

A.S. Medvedev, P. Hartogh (Max Planck Institute for Solar System Research)

# 1 火星における CO<sub>2</sub>大気の凝結と CO<sub>2</sub>氷雲の概要

二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)は火星大気の主成分で,約95.3%を占めることが知られている.火星の地表面気圧(~6 hPa)における CO<sub>2</sub>の凝結温度は約145K であるが,大気の放射バランスにより算出される冬極域(極夜)の 気温はこれを下回る.そのため冬極域では CO<sub>2</sub> 大気の凝結が見られ,また潜熱放出により気温は凝結温 度付近に保たれる.凝結した CO<sub>2</sub> 大気は季節極冠となり,また凝結により火星の大気量は年間で約25% も変化する[*Tillman et al.*, 1993].

火星における季節極冠の存在は18世紀のハーシェルによる地上望遠鏡観測以来知られており、これまでに数多くの観測的研究がなされてきた.春季において縮退するそれらの形は北極冠においては比較的円形に近く(図1,なお南極冠は対照的に強い極非対称性あり),季節極冠は最大1.2m程度の厚さに達し,極に近いほど厚くなる傾向にある(図2).

季節極冠の形成プロセスについては2通りが考えられる.1つは地表面にて直接大気が凝結して極冠と なるプロセス,もう1つは空中で凝結して  $CO_2$ の氷雲粒が生成され,それが重力沈降により地表面に降 り注ぐプロセス( $CO_2$ 降雪)である.前者の観測的検証は困難であるが,後者を初めて観測的に検証した事 例として,Mars Global Surveyor (MGS)搭載の Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA)による雲エコーの観測 [*Ivanov and Muhleman*, 2001; *Colaplete et al.*, 2003]がある.それによると,両極の緯度 65 度以上,高度 20km 以下にて $CO_2$ 降雪の存在を示唆する雲エコーが観測されている.加えて最近のMars Reconnaissance Orbiter (MRO)搭載の Mars Climate Sounder (MCS)による limb 観測は,冬の南極域における  $CO_2$ 降雪の様子をさら に詳しく調べ,とりわけ永久極冠の上空と南緯 70~80 度の間では降雪の特徴に違いが見られることを示 している [*Hayne et al.*, 2012].また冬の極域の温度分布観測 (MGS 搭載の Thermal Emission Spectrometer(TES),電波掩蔽および MRO-MCS による)からは,高度 25~30km より下の鉛直温度分布が ほぼ  $CO_2$ の飽和温度に沿っていることが示されており,このことも大気中で  $CO_2$ 気体が凝結する間接的 な証拠とされている [*Colaprete et al.*, 2008; *Hu et al.*, 2012; *Hayne et al.*, 2012].これらの観測および理論的な 検証[*Colaprete and Toon*, 2003]からは,雲の粒径は最大で 50~200µm 程度と見積もられている.

さらに *McCleese et al.* [2010]が示した MRO-MCS 観測による経度平均ダスト濃度の緯度-高度分布を見 ると(図 3),南北とも冬季の極域(緯度 70 度以上)上空(高度 20~40km, 1~0.1hPa)に「ダスト」のシグナ ルが存在するが,これらは実際にはリトリーバルにおいてダストと区別をつけることができない CO<sub>2</sub> 氷 雲のシグナルと考えられている.さらに高度 50km 以上の「中層大気」では,赤道域(北半球の春~夏)お よび北半球中緯度域(北半球の冬至前後)に CO<sub>2</sub> 氷雲が Mars Express や Mars Odyssey により観測されてい る[*Montmessin et al.*, 2007; *Määttänen et al.*, 2010; *McConnochie et al.*, 2010]. そこでの CO<sub>2</sub> 氷雲の粒径は,高 度約 80km で 1~2µm と見積もられている.

本研究では、傾圧不安定波などの大気波動の影響を大きく受ける北半球の冬季に着目し、北半球の極 域における CO<sub>2</sub> 氷雲の降雪と大気波動との関連性について調べる. MRO-MCS の観測データは現状では 冬の極域において温度やダスト・雲量の経度依存性を検出できるほど十分な量を有していないため、火 星大気大循環モデル(MGCM)を用いて CO<sub>2</sub>降雪のシミュレーションを行った.



図1:ハッブル宇宙望遠鏡の観測による春季の北極冠の縮退過程[Cantor et al., 1998].



図 2: MGS-MOLA 観測による極域高度の季節変化[Smith et al., 2001].

# 2 DRAMATIC MGCM

本研究に用いた火星大気大循環モデル DRAMATIC (Dynamics, RAdiation, MAterial Transport and their mutual InteraCtions) MGCM は,東京大学気候システム研究センター(現・大気海洋研究所気候システム研 究系)などで開発された MIROC モデル[*K-1 model developers*, 2004]をベースとし,スペクトル法を用いた 3

次元プリミティブ方程式系の力学コアを有する.これに火星の物理パラメータ(惑星半径・大気組成・軌 道要素など),地表面パラメータ(地形・アルベド・熱慣性),ダストと CO2の放射効果が導入されている [Kuroda et al., 2005]. さらに水循環と氷雲の生成,同位体分別(H<sub>2</sub>O, HDO)の導入も進められている[黒田ら, 2010, 2012].

CO,の氷雲や季節極冠の生成過程は、黒田ら[2010]に若干の修正を加えたものを導入している. CO,の 凝結温度は Clausius-Clapeyron の関係[Hourdin et al., 1995]に基づいて定め、また大気凝結において過飽和 の効果を考慮し, 過飽和度が 1.35 [Glandorf et al., 2002]を超えた時に CO<sub>2</sub> 大気が凝結するように設定して いる. MGS-TES や電波掩蔽による観測事実[Colaprete et al., 2008; Hu et al., 2012]は、冬極域の温度が概ね この過飽和度で保たれていることを示しており、現実的な設定といえる.

大気中で凝結した CO2 は氷雲となって重力沈降により降下し、凝結と沈降による熱効果(潜熱とポテン シャルエネルギーの交換)と凝結による大気量の変化が考慮されている. 雲粒の重力沈降速度に関わる CO2 氷雲の粒径 r は高度 z の関数として定め、次の式で定義している.

$$r(z) = r_0 \exp(-z/h) \tag{1}$$

ここで r<sub>0</sub>は高度 0km での雲粒半径(50μm), h は粒径スケールハイト(2 km)である. この設定では高度 78km の粒径が約1µmとなり、これまでの観測より推定された地表面付近から中層大気にかけてのCO2氷雲の 粒径と概ね整合する.

重力沈降の速度wはrの関数として、以下のKasten [1968]の式(ストークスの式の変形)で求めている.

10<sup>0</sup>

10

10





図 3: MRO-MCS 観測による経度平均したダスト緯度~高度分布の季節変化[McCleese et al., 2010].赤い丸印で 囲んだ部分には CO2 氷雲のシグナルが含まれていると考えられている.

ここで A,B,C は Kasten [1968]で示された経験的な値、 $\lambda$ は平均自由行程、gは重力加速度、 $\eta$ は動粘性係数である.  $\rho_d$ は CO<sub>2</sub>氷雲の密度(=1600 kg m<sup>-3</sup>)である.

本研究では、MGCMの水平分解能は T21 (経度約 5.6°×緯度約 5.6°、赤道での水平格子間隔約 333km), 鉛直分解能は $\sigma$ レベルで 69 層,モデル上端高度は約 100km に設定されている. CO<sub>2</sub>気体の放射効果はす べての高度で LTE (局所熱力学平衡)が成り立つものとして計算している. ダスト濃度の季節・緯度変化は、 全球ダストストームを含まず近日点( $L_s$ ~250°,北半球冬至の少し前)を中心に濃度が高めになるシナリオ (図 4)を用いている.

## 3 シミュレーション結果と考察

DRAMATIC MGCM による CO<sub>2</sub>季節極冠の量と地表面気圧の季節変化についての計算結果を図 5 に示 す. 地表面気圧の季節変化は Viking による観測と非常によく整合しており、また季節極冠の堆積量も観 測事実と概ね整合的である.

図 6 に MRO-MCS の観測と DRAMATIC MGCM のシミュレーションについて, 北半球冬至前後( $L_s=255^{\circ}$  ~285°平均)における北半球の経度平均温度分布と CO<sub>2</sub>氷雲の混合比(MRO-MCS 観測データにおいてはダ ストのデータセットを参照)を示す. MRO-MCS の観測データからは極域の高度 15~40km に CO<sub>2</sub>氷雲と 思われるシグナルが見られ, MGCM による計算結果もこれと整合する. MGCM では高度 15km 以下にも MRO-MCS データからは検出されていない CO<sub>2</sub>氷雲の存在を示しているが, これは MGS-MOLA による 雲エコーの観測[*Colaplete et al.*, 2003]と整合する. また, MGCM では中緯度域の高度 60km 付近にも CO<sub>2</sub> 氷雲を生成しており, これも Mars Odyssey 搭載 THEMIS による観測事実[*McConnochie et al.*, 2010]と整合 する.

図7は北緯80度,高度50Pa(~25km)における温度とCO<sub>2</sub>氷雲量について経度・時間変化を示したホフ メラー図である. *Kuroda et al.* [2007]などが示している通り,北半球の中高緯度では秋季から春季にかけ て傾圧不安定波の存在が見られ,その特徴は冬至(*L*<sub>s</sub>=270°)より前では東西波数1と2が混在,冬至を過 ぎると東西波数1のみが卓越する.東西波数1の傾圧不安定波の周期は5~6 sol (火星日),東西波数2の 成分の周期は3 sol 程度である.図7の温度分布には軽圧不安定派の影響が顕著に見られ,またCO<sub>2</sub>氷雲 も傾圧不安定波により温度が低下する部分に沿って存在している.CO<sub>2</sub>氷雲の存在には経度依存性も見ら れ,*L*<sub>s</sub>~275°以前では東経0~120度と西経90~120度,それ以後*L*<sub>s</sub>~295°までは東経60~150度に集中し て存在している.これは地形起源の定常波の影響を受けていると考えられる.



図4: MGCM に導入しているダスト光学的厚さ(可視波長域)の緯度・季節分布.



図 5: (左)経度平均 CO<sub>2</sub>季節極冠量[kg m<sup>-2</sup>]の緯度・季節分布についての MGCM の計算結果,(右)北緯 47 度, 東経 135 度における地表面気圧の季節変化について MGCM の計算結果(赤)と Viking 2 号観測結果(青).



図 6: (a)MRO-MCS 観測と(b)DRAMATIC MGCM によるシミュレーションが示した北半球冬至前後(L<sub>s</sub>=255°~285°平均)の経度平均温度(コンター)と CO<sub>2</sub>氷雲の質量混合比(影). (a)の CO<sub>2</sub>氷雲量は北緯 65 度以北のダスト 光学的厚さのデータより,粒子の有効半径 1.5µm [*Kleinböhl et al.*, 2009 参照], 消散効率 0.0027 [*Hayne et al.*, 2012 参照]と仮定して求めている.

図 8, 図 9 はそれぞれ北緯 80 度,高度 225Pa (~10km)における温度と CO<sub>2</sub>氷雲量,同緯度の地表面での CO<sub>2</sub>季節極冠生成率の経度・時間変化を示したホフメラー図である.それらの分布はやはり傾圧不安定波 の影響を大きく受けているが,図 7 と比べると周期の短い成分が卓越している.これは高度が低いほど 波数の大きな成分が卓越するという Banfield et al. [2004]や Kuroda et al. [2007]による傾圧不安定波の先行 研究と合致する.また CO<sub>2</sub>氷雲の存在や堆積が卓越する経度が図 7 とは異なり,西経 30 度~東経 60 度 を中心としている.この卓越経度は MGS-MOLA による雲エコー観測[Colaplete et al., 2003]と合致する. このシミュレーション結果において季節極冠生成に対する CO<sub>2</sub>降雪の堆積と直接凝結の割合はそれぞれ 約 42%と 58%で,計算における過飽和度の設定を 1~2 の間で変更してもその変化は 2%以内である.



図 7: DRAMATIC MGCM によるシミュレーションが示した秋季~冬季(*L*<sub>s</sub>=255°~315°)の北緯 80 度,高度 50Pa (~25km)における日平均温度(影)と CO<sub>2</sub> 質量混合比(黄コンター,間隔は 2000ppm)のホフメラー図.



図 8:DRAMATIC MGCM によるシミュレーションが示した秋季~冬季(*L*<sub>s</sub>=255°~315°)の北緯 80 度, 高度 225Pa (~10km)における日平均温度(影)と CO<sub>2</sub> 質量混合比(赤コンター,間隔は 2000ppm)のホフメラー図.

異なる高度において CO<sub>2</sub> 氷雲の存在が卓越する経度が変化するメカニズムを見るために,図 10 では  $L_s=270.7^\circ \sim 273.9^\circ$ の期間を抜き出し,北緯 80 度における大気温度と CO<sub>2</sub>氷雲の高度分布について時系列 変化を示した.(1)および(2)式から,高度 25km の CO<sub>2</sub>氷雲が重力沈降で地表面に達するのに有する時間 は約 0.2 sol と見積もられる.そのため,高度 10km より上では CO<sub>2</sub>氷雲が東西波数 1,周期 5~6 sol の傾 圧不安定波(この緯度では順圧不安定が卓越しているようにも見える)に沿って存在しているが,それが地 表面まで達するかどうかは直下の大気の状態に依存する.図 10 の a~c では CO<sub>2</sub>氷雲直下の大気温度が 地表面に至るまで CO<sub>2</sub>の凝結温度より低いため,上空で生成された氷雲は地表面に達すると考えられる. その一方で d~f では氷雲直下の大気温度は凝結温度を上回り,よって氷雲は下層で蒸発していると考え られる.a~c からは,高度 20km 以下で生成された CO<sub>2</sub>氷雲が図 9 で最も大きな季節極冠生成率を示し ている西経 30 度~東経 60 度を中心に堆積している様子がわかる.



図 9: DRAMATIC MGCM によるシミュレーションが示した秋季~冬季(*L*<sub>s</sub>=255°~315°)の北緯 80 度における地 表面での日平均 CO<sub>2</sub>季節極冠生成率[kg m<sup>-2</sup> sol<sup>-1</sup>] のホフメラー図.ここでの季節極冠生成率は大気中の CO<sub>2</sub> 氷 雲の沈降による堆積と地表面での直接凝結の両方を含む.



図 10: DRAMATIC MGCM によるシミュレーションが示した北緯 80 度の日平均大気場の変化.  $a \sim f$  がそれぞれ  $L_s = 270.7^\circ, 271.3^\circ, 271.9^\circ, 272.6^\circ, 273.2^\circ, 273.9^\circ$ に対応する(それぞれの間隔が 1 sol に相当). 影は大気温度の経度&この期間の時間平均値からの差,緑コンターは CO<sub>2</sub>質量混合比(間隔は 1000ppm),紫の斜線は大気温度が CO<sub>2</sub>凝結温度よりも低い領域を示す.

## 4 まとめ

本研究では北極域の秋季~冬季における  $CO_2$  氷雲・季節極冠の生成とそれに対する傾圧不安定波の影響について、DRAMATIC MGCM を用いたシミュレーションにより検証した. その結果、MGCM のシミ ュレーションは  $CO_2$  降雪の経度平均値についてはこれまでに得られてきた観測データと整合する結果を 再現しており、また  $CO_2$  氷雲・季節極冠の生成が傾圧不安定波の影響を大きく受けていることを初めて 示した. 火星における傾圧不安定波は時間規則性が比較的大きな現象のため、本研究結果は  $CO_2$  氷雲・ 季節極冠の生成について、その予報可能性を示唆しているともいえよう.

※本発表の内容は, 投稿論文"Carbon dioxide ice clouds, snowfalls, and baroclinic waves in the northern winter polar atmosphere of Mars" (Kuroda, Medvedev, Kasaba and Hartogh, 2013)として Geophysical Research Letters から出版予定である.

### 参考文献

- Banfield, D., B.J. Conrath, P.J. Gierasch, R.J. Wilson, and M.D. Smith (2004), Traveling waves in the Martian atmosphere from MGS TES nadir data, *Icarus*, 170, 365–403.
- Cantor, B.A., M.J. Wolff, P.B. James, and E. Higgs (1998), Regression of Martian North Polar Cap: 1990-1997 Hubble Space Telescope observations, *Icarus, 136*, 175–191.
- Colaprete, A., and O.B. Toon (2003), Carbon dioxide clouds in an early dense Martian atmosphere, J. Geophys. Res., 108, 5025, doi:10.1029/2002JE001967.
- Colaprete, A., R.M. Haberle, and O.B. Toon (2003), Formation of convective carbon dioxide clouds near the south pole of Mars, J. Geophys. Res., 108, 5081, doi:10.1029/2003JE002053.
- Colaprete, A., J.R. Barnes, R.M. Haberle, and F. Montmessin (2008), CO<sub>2</sub> clouds, CAPE and convection on Mars: Observations and general circulation modeling, *Planet. Spa. Sci.*, 56, 150–180.
- Glandorf, D.L., A. Colaprete, M.A. Tolbert, and O.B. Toon (2002), CO<sub>2</sub> snow on Mars and early Earth: experimental constraints, *Icarus*, *160*, 66–72.
- Hayne, P.O., D.A. Paige, J.T. Schofield, D.M. Kass, A. Kleinböhl, N.G. Heavens, and D.J. McCleese (2012), Carbon dioxide snow clouds on Mars: South polar winter observations by the Mars Climate Sounder, J. Geophys. Res., 117, E08014, doi:10.1029/2011JE004040.
- Hourdin, F., F. Forget, and O. Talagrand (1995), The sensitivity of the Martian surface pressure and atmospheric mass budget to various parameters: A comparison between numerical simulations and Viking observations, J. Geophys. Res., 100, 5501–5523.
- Hu, R., K. Cahoy, and M.T. Zuber (2012), Mars atmospheric CO2 condensation above the north and south poles as revealed by radio occultation, climate sounder, and laser ranging observations, J. Geophys. Res., 117, E07002, doi:10.1029/2012JE004087.
- Ivanov, A.B., and D.O. Muhleman (2001), Cloud Reflection Observations: Results from the Mars Orbiter Laser Altimeter, *Icarus*, 154, 190-206.
- K-1 Model Developers (2004), K-1 coupled GCM (MIROC) description, K-1 Tech. Rep., 1, Univ. of Tokyo, 1-34. http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/kyosei/hasumi/MIROC/tech-repo.pdf
- Kasten, F. (1968), Falling speed of aerosol particles. J. Appl. Meteor., 7, 944–947.
- Kleinböhl, A., J.T. Schofield, D.M. Kass, W.A. Abdou, C.R. Backus, B. Sen, J.H. Shirley, W.G. Lawson, M.I. Richardson, F.W. Taylor, N.A. Teanby, and D.J. McCleese (2009), Mars Climate Sounder limb profile retrieval of atmospheric temperature, pressure, and dust and water ice opacity, J. Geophys. Res., 114, E10006, doi:10.1029/2009JE003358.
- Kuroda, T., N. Hashimoto, D. Sakai and M. Takahashi (2005), Simulation of the Martian Atmosphere Using a CCSR/NIES AGCM, J. Meteor. Soc. Japan, 83, 1-19.
- Kuroda, T., A.S. Medvedev, P. Hartogh, and M. Takahashi (2007), Seasonal changes of the baroclinic wave activity in the northern hemisphere of Mars simulated with a GCM, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09203, doi:10.1029/2006GL028816.
- 黒田剛史, Paul Hartogh, 笠井康子, 佐川英夫, 青山友貴奈, 酒井大輔, 高橋正明 (2010), 火星大気における水循 環:観測とシミュレーションの現状と将来計画, 第24回大気圏シンポジウム講演集, 宇宙航空研究開発機 構・宇宙科学研究本部. <u>http://www.isas.ac.jp/j/researchers/symp/2010/image/0218\_proc/7-4.pdf</u>

黒田剛史, 佐川英夫, 笠井康子, 笠羽康正 (2012), 火星大気のHDO/H<sub>2</sub>O循環: 観測とシミュレーションによる アプローチ, 第26回大気圏シンポジウム講演集, 宇宙航空研究開発機構・宇宙科学研究所. http://www.isas.jaxa.jp/j/researchers/symp/2012/image/0301\_proc/6-6.pdf

Määttänen, A., F. Montmessin, B. Gondet, F. Scholten, H. Hoffmann, F. González-Galindo, A. Spiga, F. Forget, E. Hauber,

G. Neukum, J.-P. Bibring, and J.-L. Bertaux (2010), Mapping the mesospheric CO<sub>2</sub> clouds on Mars: MEx/OMEGA and MEx/HRSC observations and challenges for atmospheric models, *Icaru*, *s* 209, 452–469.

- McCleese, D.J., N.G. Heavens, J.T. Schofield, W.A. Abdou, J.L. Bandfield, S.B. Calcutt, P.G.J. Irwin, D.M. Kass, A. Kleinböhl, S.R. Lewis, D.A. Paige, P.L. Read, M.I. Richardson, 283 J.H. Shirley, F.W. Taylor, N. Teanby, and R. W. Zurek (2010), Structure and dynamics of the Martian lower and middle atmosphere as observed by the Mars Climate Sounder: Seasonal variations in zonal mean temperature, dust, and water ice aerosols, *J. Geophys. Res.*, 115, E12016, doi:10.1029/2010JE003677.
- McConnochie, T.H., J.F. Bell III, D. Savransky, M.J. Wolff, A.D. Toigo, H. Wang, M.I. Richardson, and P.R. Christensen (2010), THEMIS-VIS observations of clouds in the Martian mesosphere: Altitudes, wind speeds, and decameter-scale morphology, *Icarus*, 210, 545–565.
- Montmessin., F., B. Gondet, J.-P. Bibring, Y. Langevin, P. Drossart, F. Forget, and T. Fouchet (2007), Hyper-spectral imaging of convective CO<sub>2</sub> ice clouds in the equatorial mesosphere of Mars, *J. Geophys. Res.*, 112. E11S90, doi:10.1029/2007JE002944.
- Smith, D.E., M.T. Zuber, and G.A. Neumann (2001), Seasonal variations of snow depth on Mars, *Science*, 294, 2141–2146.
- Tillman, J.E., N.C. Johnson, P. Guttorp, and D.B. Percival (1993), The Martian annual atmospheric pressure cycle: Years without great dust storms, *J. Geophys. Res.*, 98, 10963–10971.