

二酸化炭素氷雲による初期火星の温暖化: 液体の水は存在可能か?

光田千紘 (北大・理・地惑), 横畠徳太 (国立環境研究所), 倉本圭 (北大・理・地惑)

1 背景

地形学的証拠から約 38 億年前より以前の火星は液体の水が地表面で安定に存在できるほど温暖な気候を持っていたと推測されているが (Carr, 1996), 温暖な気候が生じたメカニズムについては未だ解明されていない。当時の大気は現在と同様に光化学的に安定な二酸化炭素が大部分を占めていたと考えられる。二酸化炭素は重要な温室効果ガスの 1 つであるが, 仮に火星が厚い二酸化炭素大気を持っていたとしても当時の暗い太陽の下では二酸化炭素自身の凝結潜熱によって対流圏上層の温度が上昇し, その結果, 雲の放射過程を無視した場合には温室効果が弱まり温暖な気候は再現されないことが指摘されている (Kasting, 1991)。

そこで近年注目されているのが, 二酸化炭素氷雲による散乱温室効果である (Pierrehumbert and Erlick, 1998)。従来の研究では氷雲による温室効果は大気圧のみならず雲パラメータ (雲粒半径, 雲面密度) に強く依存することと, 適切な雲パラメータを与えた場合には温暖湿潤な気候が再現可能であることが示されてきた (Pierrehumbert and Erlick, 1998; Mischna *et al.*, 2002; Yokohata *et al.*, 2002)。しかし, 実際にどのような雲パラメータ値が実現され得るのかについてはほとんど調べられていない。

唯一 Yokohata *et al.* (2002) は雲層の自己冷却に伴う雲粒の生成率と, その重力沈降による雲層からの脱出率が釣り合うと考え, 雲粒径と面密度間に依存性が存在する可能性を指摘している。しかし, この研究では下部対流圏の放射を黒体近似で扱っており, より定量的な解析が必要である。また後述するように, 雲粒径および面密度の増大とともに雲層の自己冷却率は正から負に変化することから, 雲粒径と面密度の値は重力沈降よりもむしろ雲層における凝結蒸発平衡によってコントロールされている可能性がある。

そこで本研究では放射伝達計算から雲の凝結フラックスを求め, 凝結蒸発平衡の条件を課すことによりそのときの雲パラメータ間の依存性を明らかにし, 温暖湿潤な気候が再現される大気圧条件および雲粒の面数密度条件を検討した。

2 モデル

鉛直一次元放射モデルを用い, 大気成分は簡単のため二酸化炭素および水蒸気のみとした。仮定した鉛直温度構造は図 1 に示した。太陽光度は 38 億年前を想定して現在の 0.75 倍の値とし (Gough, 1981), 地表面-大気系のアルベドは現在の火星の観測値から 0.216 (Kieffer *et al.* 1977) を与えた。成層圏及び雲のない下部対流圏の非散乱大気層における大気の吸収係数は line-by-line 法で評価し, 吸収線パラメータは HITRAN 2000 を用いた。また, フォークト関数は Humlicek's algorithm (Kuntz, 1997;

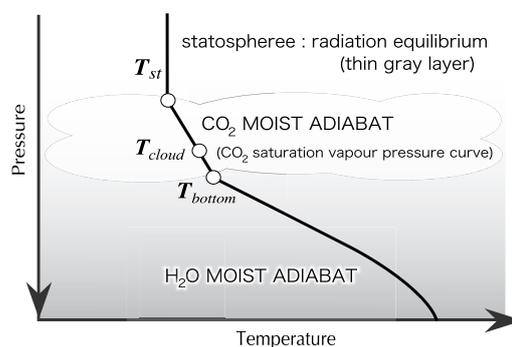


図 1: 鉛直温度構造の模式図。成層圏温度は薄い灰色大気に対する放射平衡解を用いて与え, 対流圏の温度分布は水蒸気の湿潤断熱減率により与える。大気温度が二酸化炭素の凝結温度を下まわった高度では大気が凝結し雲が形成される。雲層の温度分布は二酸化炭素の湿潤断熱減率に等しいものとしてその飽和蒸気圧曲線から与え, 雲層の温度は, 一般的に密度の高い下層に重みをつけて $T_{cloud} = (3T_{bottom} + T_{st})/4$ で代表させる。

Ruyten, 2004) を用いて数値的に表し, 吸収線の両翼域は CO_2 については関口 (2004) と同様に吸収線中心から 25 cm^{-1} , H_2O については CO_2 と比較して両翼が広いことを考慮し, 50 cm^{-1} で打ち切って近似した. 雲層の放射伝達は雲粒による散乱吸収および大気吸収を考慮し δ エディントン近似を用いて解いた. 雲粒の光学係数は二酸化炭素氷の複素屈折率 (Warren, 1986) を用いてミー理論から求めた. 雲層内の気体の吸収係数はバンドモデルの一種であるランダムモデルを用いて評価し, バンドパラメータには Houghton (2002) を適用した.

以上の計算から放射による雲層の正味冷却率を求め, 対流による熱輸送を無視してこの冷却率は凝結フラックスと等しいとした.

3 結果

3.1 平衡地表面温度

図 2 に, 放射平衡下での地表面温度の粒径および面密度に対する依存性を示す. 温室効果が生じるか否かは粒径に強く依存しており, 粒径が $5 \mu\text{m}$ 以下の場合には反温室効果, $7.5 - 20 \mu\text{m}$ の場合には温室効果が生じている. 前者の場合は面密度が著しく大きくなると地表面温度が二酸化炭素の凝結温度を下回り, 地表面で大気が凝結する“大気崩壊”の状態に陥る. また後者の場合には面密度の増加につれて地表面温度は上昇するが, ある臨界値を超えると不安定解へ遷移する. これは極めて厚い雲が存在すると下部対流圏からの赤外放射が遮られ, 宇宙空間への放射射出が雲の温度によって支配されるようになるためである.

3.2 凝結フラックス

次に凝結フラックスの地表面温度-面密度依存性を示す (図 3). 凝結フラックスは地表面温度が高い程, もしくは面密度が大きい程減少することが見てとれる. 凝結フラックスは太陽放射と赤外放射による加熱及び雲温度に依存する. 地表面温度が増加すると大気下層からの赤

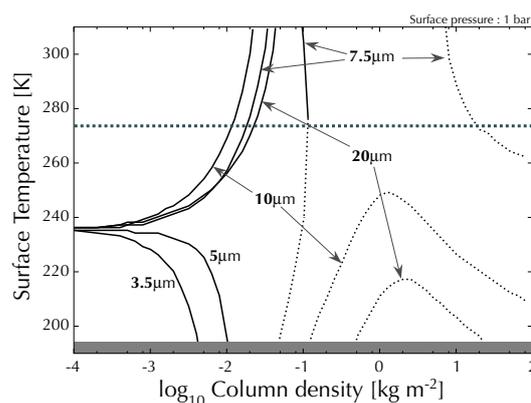


図 2 : 大気上端での放射平衡を満たす地表面温度の雲面密度関数. 大気圧 1 bar を仮定し, 雲粒径はパラメータとして扱った. 地表面温度が増加すると惑星の正味射出フラックスが増加する場合を安定解 (実線), 減少する場合を不安定解 (点線) とした.

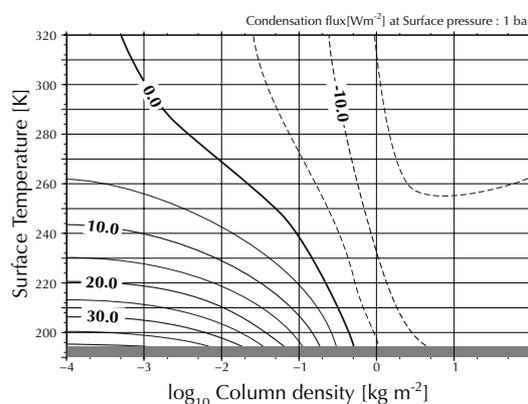


図 3 : 凝結フラックスの面密度-地表面温度依存性の一例. 大気圧 1 bar, 粒径 $10 \mu\text{m}$ の場合. なお, ある地表面温度および面密度では大気圧が増加するにつれて, もしくは粒径が小さくなるにつれて凝結フラックスは増加する傾向がみられたが, 面密度-地表面温度に対する依存性自体は変化しなかった.

外加熱が強まると同時に雲温度が下がる (凝結高度が上昇する) ために凝結フラックスは減少する. また面密度が増加すると吸収量と射出量はともに増加するが, 吸収量の増加が卓越し, 凝結フラックスは減少する.

3.3 凝結蒸発平衡下での平衡地表面温度

図 2 に示したように平衡地表面温度は雲パラメータ (粒径, 面密度) に強く依存する. しかし

上述の凝結フラックスを用いて雲の凝結蒸発平衡条件を新たに課すことで地表面温度を雲粒の面数密度の関数として表すことが可能となる。

まず、簡単のため凝結による粒径の変化は無視する。面密度は凝結蒸発でのみ変化すると仮定すると、定常状態下では面密度は凝結フラックスが 0、すなわち凝結蒸発平衡を満たす値を持つだろう。また、この値の周りでは、面密度がより小さければ凝結フラックスを得て CO₂ が凝結し、逆に面密度がより大きければ負の凝結フラックスを得て雲の一部が蒸発する。このように面密度の変化に対する凝結フラックスの負のフィードバックが生じ、平衡値の周りで面密度の擾乱が抑制される。またこのフィードバックは面密度変化に伴う粒径変化を考慮した場合にも同様に考えることができる。このことから、このメカニズムによって雲層の状態が規定され、気候の安定化がもたらされた可能性が考えられる。

粒径及び面密度は Yokohata *et al.* (2002) の研究を除きこれまで独立なパラメータとして扱われていたが、凝結蒸発平衡下では依存関係が生じる。そのため、雲粒の面数密度の関数として地表面温度を記述することができる (図 4)。面数密度およそ 10^9 – 10^{10} m^{-2} の場合には大気圧 1 bar でも地表面温度は水の凝固点付近まで上昇する。しかし、面数密度が 10^{10} m^{-2} より大きいと $7.5 \mu\text{m}$ 以上の粒径まで成長した場合には面密度が $10^{-1} \text{ kg m}^{-2}$ を超えるために放射平衡を満たす安定解が存在しない (図 2)。

3.4 大気圧依存性

大気圧の増加に伴い地表面温度は上昇する (図 5)。これは凝結フラックスの増加に起因する。面密度を固定して大気圧が増加した場合に凝結フラックスが増加し、その結果、凝結蒸発平衡を満たすように地表面温度は上昇する。

なお、大気圧の増加に伴って気体による温室効果は強まるが、その影響は雲による温室効果と比較して少ない。このことから雲による温室効果が大気圧が増加することでより強まることになる。

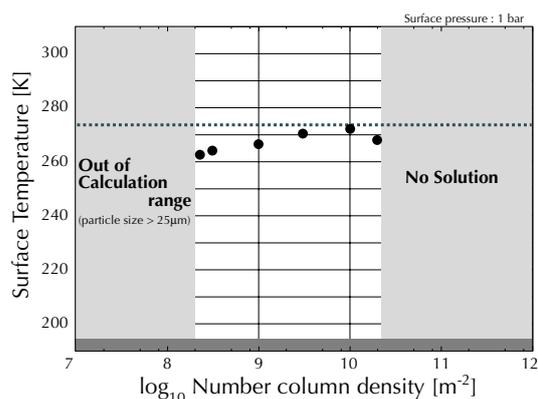


図 4：雲の凝結蒸発平衡条件を満たす平衡地表面温度の面数密度依存性。大気圧 1 bar。面数密度が 10^{10} m^{-2} より大きいと温室効果が生じるほど粒径が成長しなかった。また粒径 $25 \mu\text{m}$ より大きい場合は散乱位相関数が複雑になるために検討を見送った。

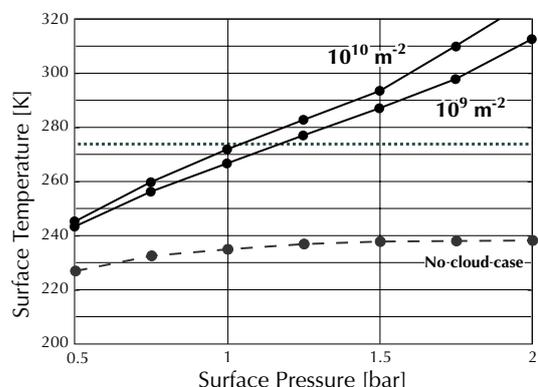


図 5：地表面温度の大気圧依存性。線はそれぞれ面数密度が異なり、破線は雲の放射特性を無視した場合の値である。

4 議論

4.1 粒子沈降による面密度変化の影響

3.3 節では面密度は CO₂ の凝結蒸発による変化以外を無視して扱った。しかし、雲粒が沈降によって雲層下へ脱出し蒸発することで面密度が減少するため、正確にはこれを考慮して面密度の質量収支を考える必要がある。そこで面密度減少率を Yokohata *et al.*, (2002) と同様に雲粒はストークス沈降することを仮定して求め、前述の面密度見積もりの妥当性を検証した。

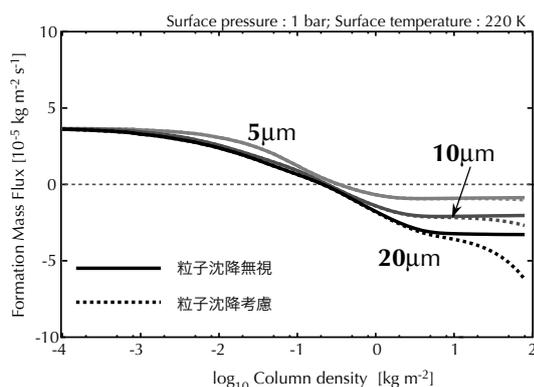


図 6 : 雲の正味質量収支の面密度分布の一例. 大気圧 1 bar, 地表面温度 220 K の場合.

面密度が小さい場合には結果はあまり粒子沈降の影響を受けないが, 面密度が 1.0 kg m^{-2} を超え, 粒径が大きい場合には雲粒の数密度が大きく, 沈降速度も速いために沈降の影響があらわれる. しかしながら凝結蒸発平衡下の面密度値は比較的小さく, 従って沈降による質量消失フラックスを考慮して面密度値を見積もったとしても, それによる影響はごく小さい.

4.2 面数密度の検討

38 億年前の雲粒の数密度を知ることは容易でない. そこで一つの参照値として, 雲の凝結核となりうるダストの現在値との比較を行う. Viking Mission の着陸船による観測からダスト面密度は $0.001 - 0.02 \text{ kg m}^{-2}$, 有効半径は $1.85 \mu\text{m}$ (いずれも Pollack, 1979) と推定されている. 雲粒の半径を有効半径で仮定すると, このときのダスト面数密度はおよそ 10^{11} m^{-2} と導出される. すなわち, 当時の凝結核密度が現在のダストの値より 1-2 オーダ小さければ温暖湿潤な気候の必要条件は満たされる.

5 まとめ

古火星における温暖湿潤な気候のメカニズムを一次元放射伝達モデルを用いて調べた. 従来用いられていた放射対流平衡の条件に加え, 雲の凝結蒸発平衡を考慮した場合, 雲粒の粒径, もしくは面数密度をパラメータとして面密度値

を推定する事ができた. この見積もりは雲粒の沈降による消失を考慮しても変化しない. また, 面密度の変化に対する凝結フラックスのフィードバックにより気候が安定化される可能性が示唆される. 結果, 温暖湿潤な気候が再現される為の必要条件は大気圧 1 気圧以上, 面数密度のオーダーは $10^9 - 10^{10} \text{ m}^{-2}$ と評価される.

謝辞

数値計算には宇宙航空開発機構宇宙科学研究本部宇宙科学情報解析センターの SX-6 を利用させて頂きました.

参考文献

- Carr, M. H., 1996, *Water on Mars.*, Oxford Univ. Press
- Gough, D. O., 1981, *Sol. Phys.*, **74**, 21-34
- HITRAN2000, 2002, <http://www.hitran.com>
- Houghton, J., 2002, *The physics of atmospheres*, Cambridge Univ. press
- Kasting, J. F., 1991, *Icarus*, **91**, 1-13
- Kieffer, H. H., Martin, T. Z., Peterfreund, B. M., Miner, E. E. and Paulluconi, F. D., 1977, *J. Geophys. Res.*, **82**, 4249-4291
- Kuntz, M., 1997, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **57**, 819-824
- Mischna, M. A., Kasting, J. F., and Freedman, R., 2000, *Icarus*, **145**, 546-554
- Pierrehumbert, R. T. and Erlick, C., 1998, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1897-1903
- Pollack, J. B., Culburn D. S., Flasar F. M., Kaln R., Carlston C. E. and Pidek D., 1979, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2929-2945
- Ruyten, W., 2004, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **86**, 231-233
- 関口美保, 2004: 東京大学博士論文
- Warren, S. G., 1986, *Appl. Opt.*, **25**, 2650-2674
- Yokohata, T., Kosugita, K., Odaka, M. and Kuramoto, K., 2002, *Proceedings of the 35th ISAS Lunar and Planetary Science Conference*, 13-16