

# 古火星大気中に形成される 二酸化炭素氷雲とその温室効果

光田 千紘 (北大院, 宇宙理学)

横畠 徳太 (国立環境研究所)

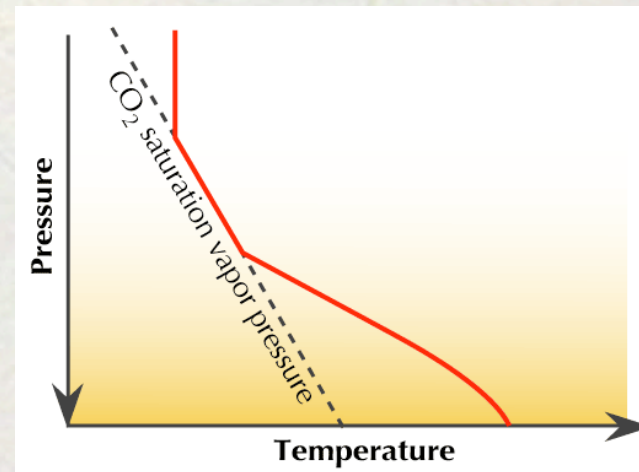
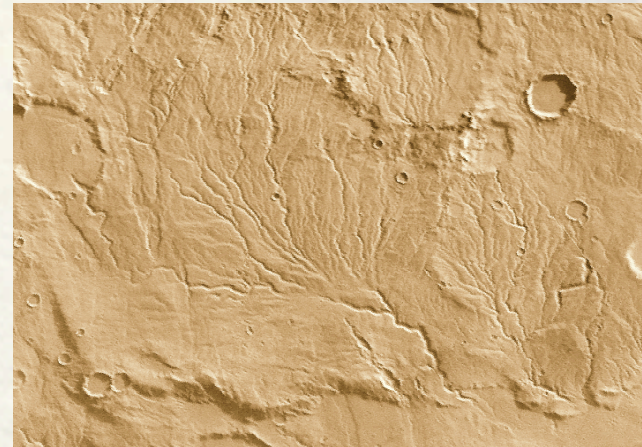
倉本 圭 (北大院, 宇宙理学)

2006/08/08(Tue)

第 39 回月惑星シンポジウム

# 火星古気候の謎

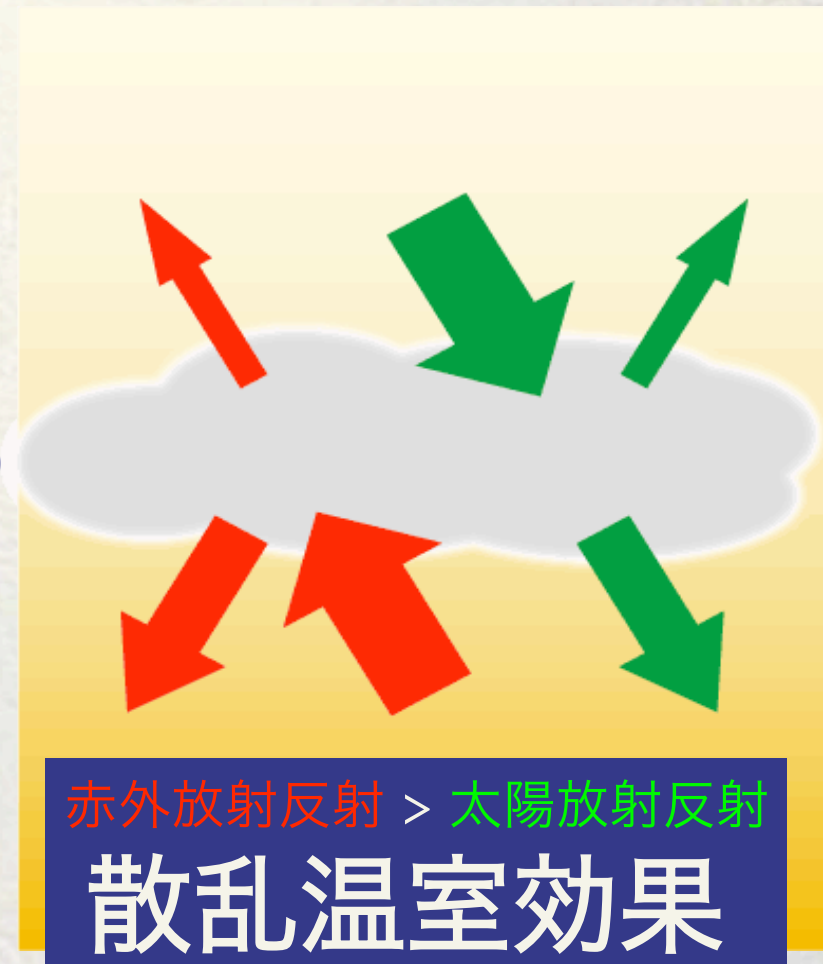
- 当時の温暖湿潤な気候を示唆する地形
  - Valley Networks(右図)
- 温暖湿潤な気候は再現不可 (Kasting 1991)
  - CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 大気
  - 太陽光度 75 %



ただし、雲の放射特性は無視

# 二酸化炭素氷雲の散乱温室効果

- 温室効果は雲パラメタに強く依存 (Pierrehumbert and Erlick 1997)
  - 粒径/光学的厚さ
- 条件次第では強い温室効果を生じさせる (Mischna *et al.* 2000)
  - 粒径:  $\sim$  赤外放射波長(10 $\mu$ m)
  - 光学的厚さ: 1  $\sim$  20
- 雲パラメタの見積りは困難
  - 散乱温室効果研究の障壁



# 雲の形成過程：対流 or 放射？

- 地球大気：微量成分( $\text{H}_2\text{O}$ )が凝結
  - 大気温度減率  $>$  湿潤断熱減率：対流不安定
- 古火星大気：主成分( $\text{CO}_2$ )が凝結
  - 大気温度減率 = 湿潤断熱減率：対流中立

## 本研究：雲は放射冷却によって形成

その場合に生じる  $\text{CO}_2$  氷雲の  
雲パラメタ, 温室効果を見積もる

# 一次元放射対流凝結平衡モデル

- 放射対流平衡と、雲粒と周辺大気の蒸気圧平衡を同時に満たす構造を求める
  - 計算の流れ
    0. 初期値の温度, 雲構造を与える
    1. 放射場を解く
    2. 放射による加熱冷却
    3. 雲の凝結蒸発
    4. 対流不安定成層の調節
    5. 1 へもどる

# 放射コード

- 放射伝達: 二方向近似(Toon *et al.* 1989)
  - 太陽放射:  $\delta$ -Eddington 近似
  - 赤外放射: Hemispheric mean 近似
    - \* 複数の雲層による多重散乱を考慮
- 光学定数
  - 気体: 相関 K 分布法
    - 吸収線: HITRAN2004+HITEMP
    - CO<sub>2</sub> 圧力励起帯(@0-350, 1150-1800cm<sup>-1</sup>): Kasting *et al.* 1984
    - CO<sub>2</sub> wing(@300-600cm<sup>-1</sup>): 500cm<sup>-1</sup> cutoff
      - Sub Lorentzian: Winters *et al.* 1961
    - H<sub>2</sub>O 連続吸収: Roberts *et al.* 1976
  - 雲(CO<sub>2</sub> ice): Mie 理論
    - 複素屈折率: Warren 1986

# 放射コード

- 放射伝達: 二方向近似(Toon *et al.* 1989)
  - 太陽放射:  $\delta$ -Eddington 近似
  - 赤外放射: Hemispheric mean 近似
    - \* 複数の雲層による多重散乱を考慮
- 光学定数
  - 気体: 相関 K 分布法
    - 吸収線: HITRAN2004+HITEMP
    - CO<sub>2</sub> 圧力励起帯(@0-350, 1150-1800cm<sup>-1</sup>): Kasting *et al.* 1984
    - CO<sub>2</sub> wing(@300-600cm<sup>-1</sup>): 500cm<sup>-1</sup> cutoff
      - Sub Lorentzian: Winters *et al.* 1961
      - \* 厚い CO<sub>2</sub> 大気に対応
    - H<sub>2</sub>O 連続吸収: Roberts *et al.* 1976
  - 雲(CO<sub>2</sub> ice): Mie 理論
    - 複素屈折率: Warren 1986

# 雲の粒径/雲氷量算出

- 飽和層でCO<sub>2</sub>凝結/蒸発
  - 凝結潜熱 = 放射冷却エネルギー
  - 対流によるエネルギー流入は無視
- 雲の粒径: 雲の質量密度から算出
  - 凝結核数密度: パラメータ(凝結核混合比)より
  - 各層内は単一粒径とする
- 雲粒落下, 併合成長の効果は考えない



# 計算設定

- 鉛直 50 層
- 大気成分:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ (飽和蒸気圧)
- 太陽光度: 0.75 x 現在値
- 地表面アルベド : 0.2 (Mischna et al. 2000)
- パラメータ:
  - 大気圧: 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 5.0 気圧
  - 凝結核混合比:  $10^5$ ,  $10^6$ ,  $10^7$ ,  $10^8$  個/大気1kg
- タイムステップ:  $10^4 \sim 10^5$  sec
- 収束判定:  $< 10^{-8}$  K/sec

# 平衡大気-雲鉛直構造

パラメータ

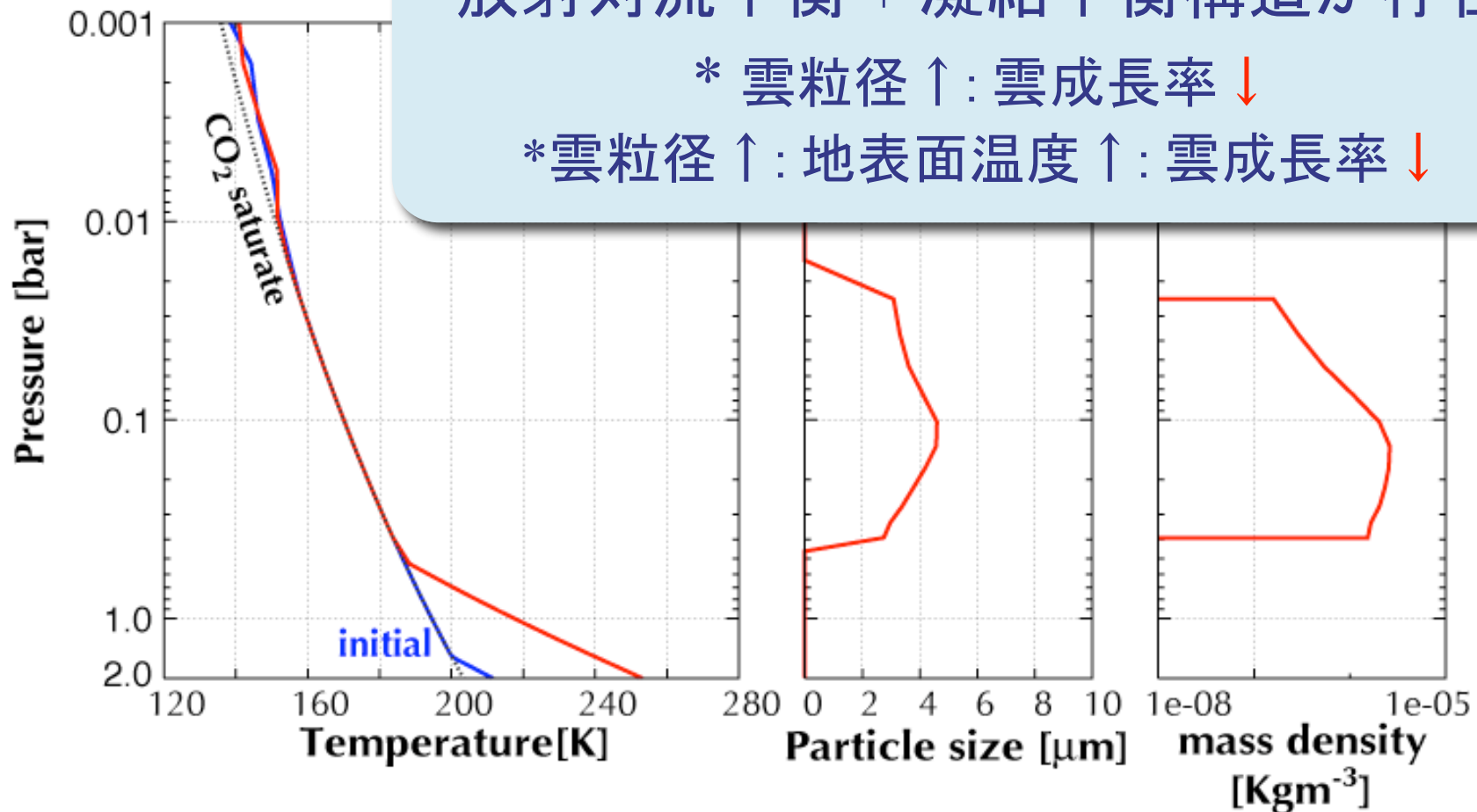
大気圧: 2 気圧

凝結核混合比:  $10^7 \text{ kg}^{-1}$

放射対流平衡 + 凝結平衡構造が存在

\* 雲粒径  $\uparrow$ : 雲成長率  $\downarrow$

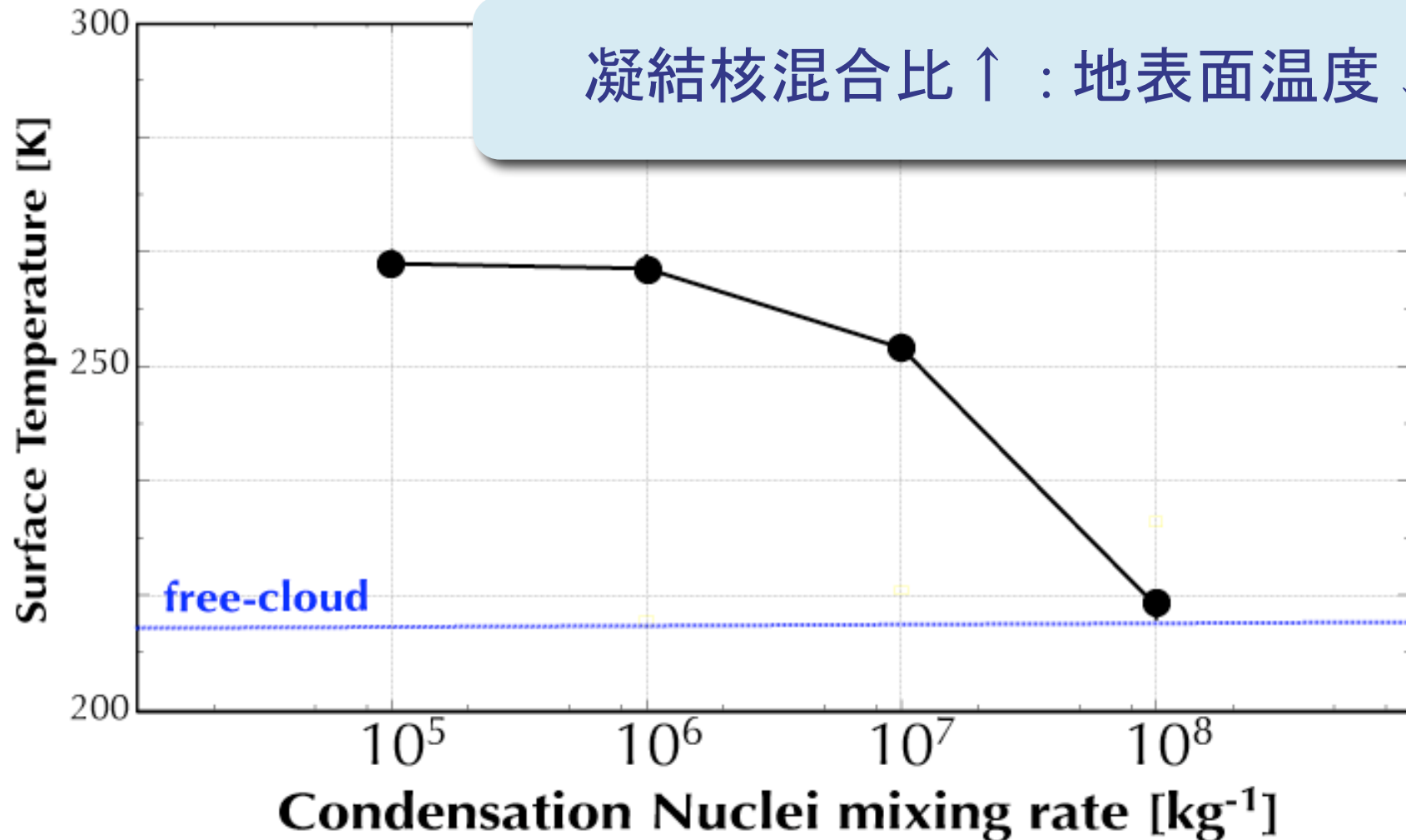
\* 雲粒径  $\uparrow$ : 地表面温度  $\uparrow$ : 雲成長率  $\downarrow$



# 凝結核混合比依存性

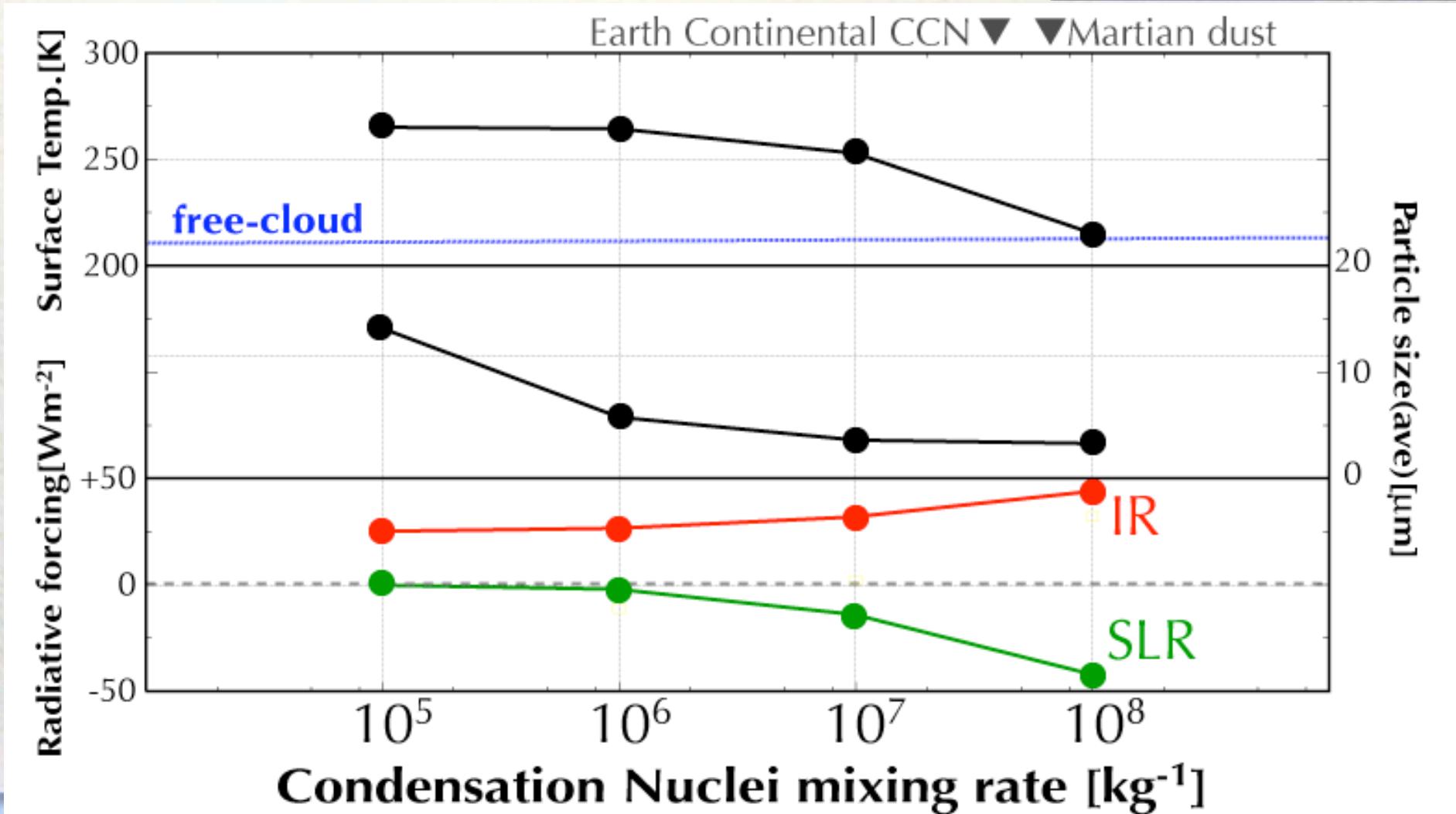
パラメータ  
大気圧: 2 気圧

凝結核混合比 ↑ : 地表面温度 ↓



# 凝結核混合比依存性

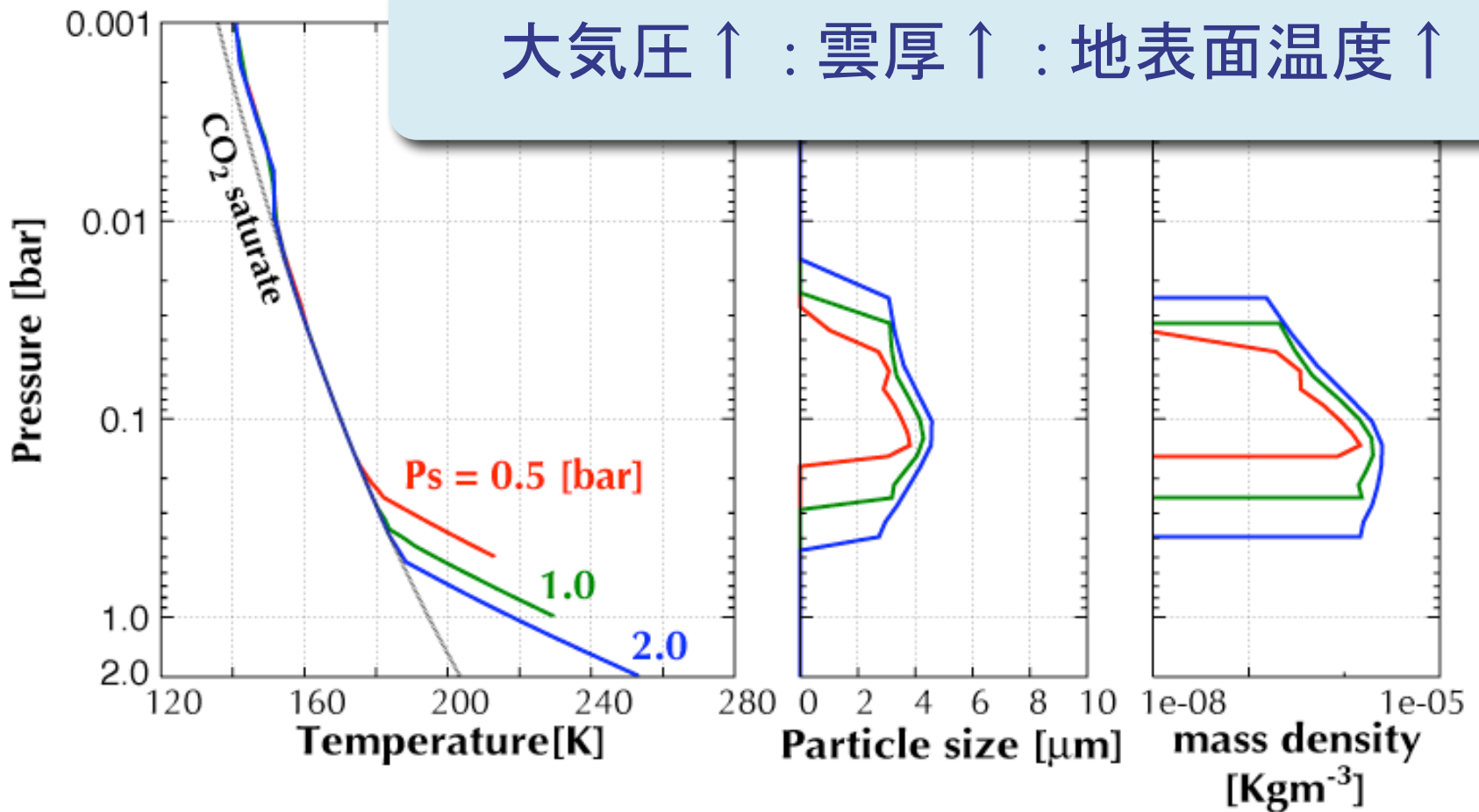
パラメータ  
大気圧: 2 気圧



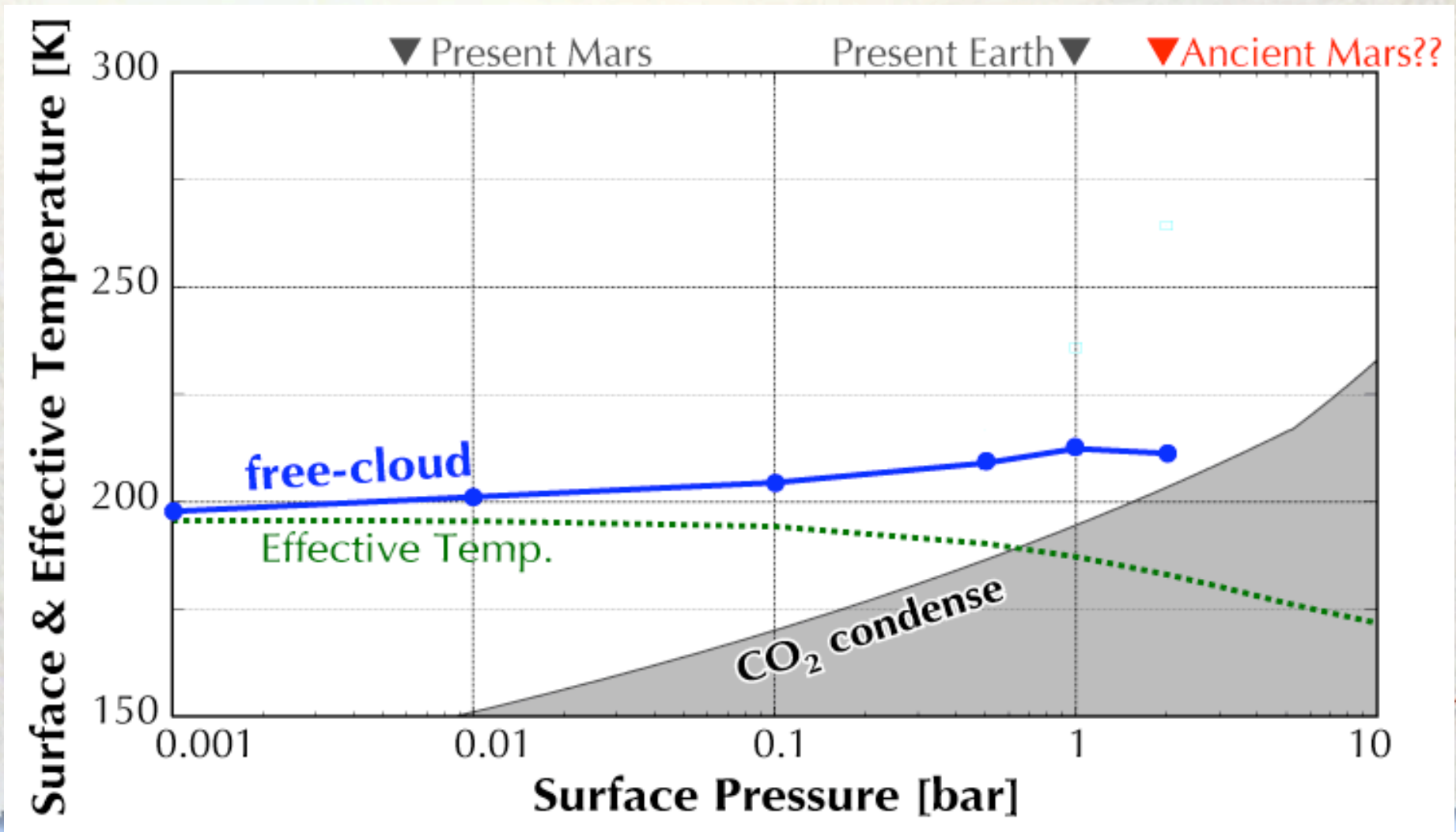
# 大気圧依存性

パラメータ  
凝結核混合比:  $10^7 \text{ kg}^{-1}$

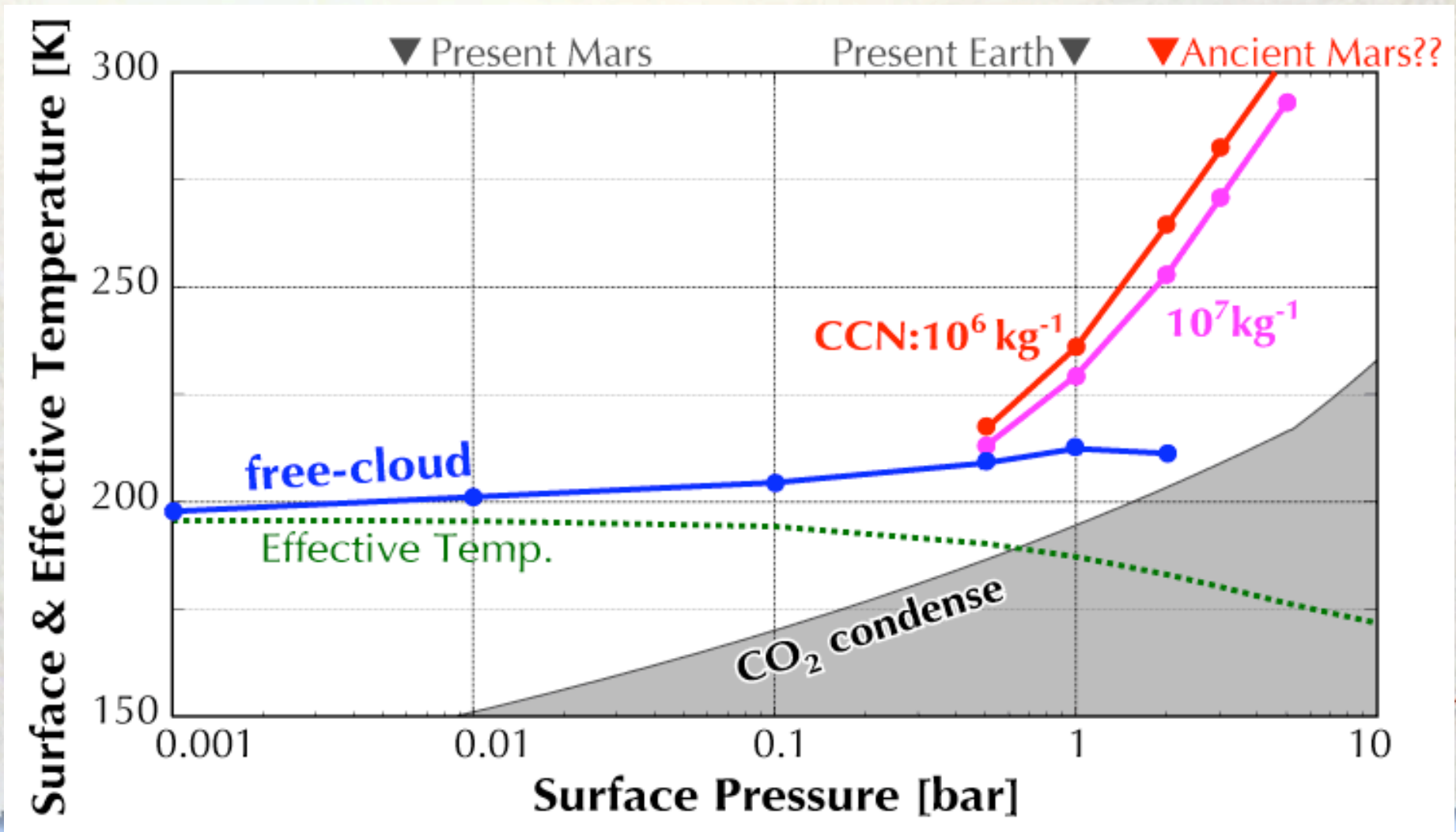
大気圧 ↑ : 雲厚 ↑ : 地表面温度 ↑



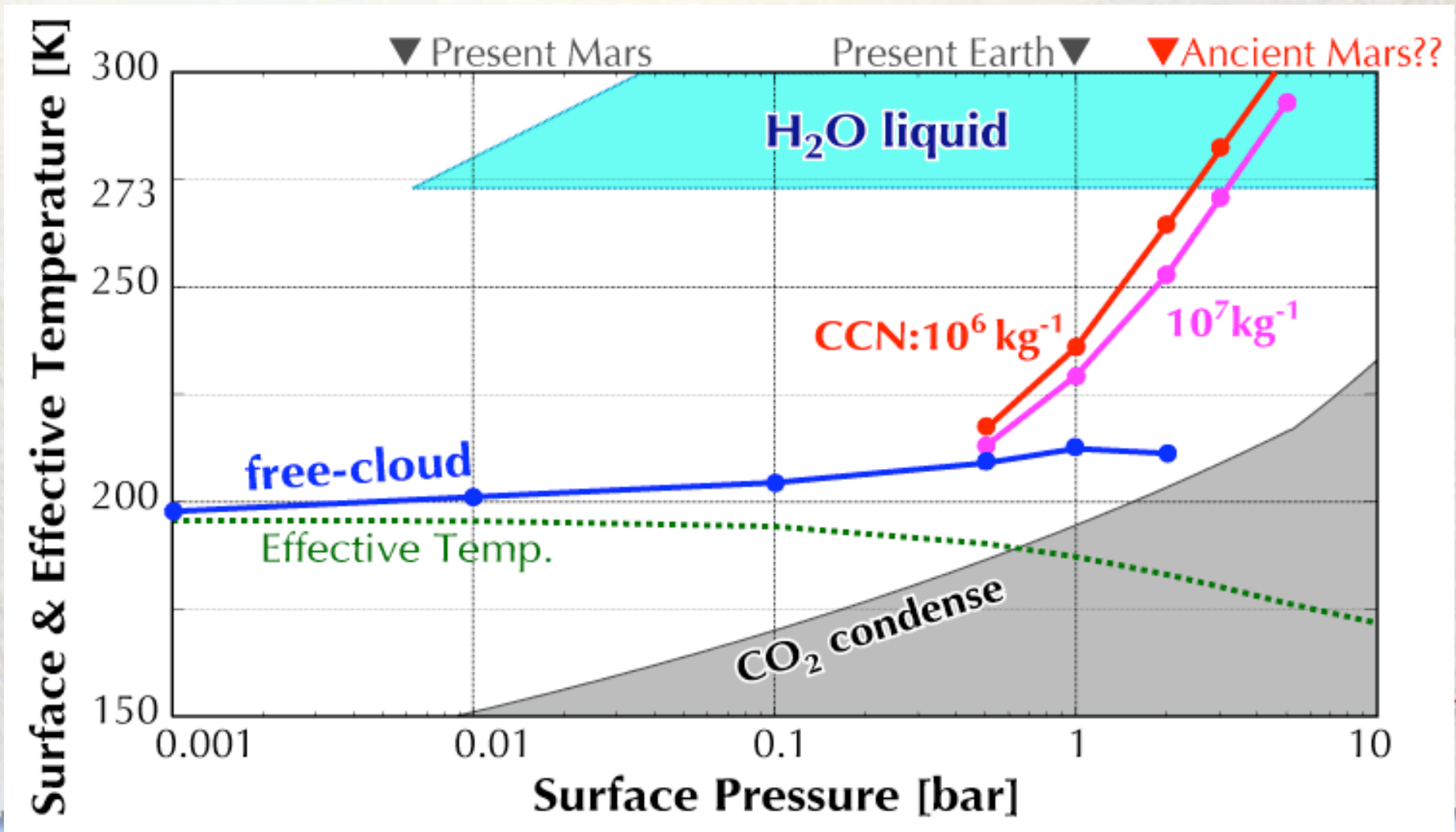
# 温暖湿潤な気候の必要条件



# 温暖湿潤な気候の必要条件



# 温暖湿潤な気候の必要条件





# まとめ

- 放射冷却によって形成される CO<sub>2</sub> 氷雲の鉛直構造とその散乱温室効果を見積もった.
- 放射対流平衡と凝結蒸発平衡とを同時に満たすことが出来る.
- 温暖湿潤な気候が再現される必要条件
  - 大気圧: ~ 数気圧
  - 凝結核混合比: ~ 10<sup>5</sup>-10<sup>7</sup> kg<sup>-1</sup>
- 今後の課題
  - 大気微量成分(CH<sub>4</sub>)の影響
  - 雲粒落下の効果
  - 凝結核混合比の決定機構

# 質疑応答

- $O_2$  が数気圧ある場合は?(寺田さん)
  - 大気の温室効果は強まるけれど, 雲の温室効果は強まるかどうかは不明.
  - よく考えたら大気主成分が凝結しなくなるから系が大きく変わる? それでもまあ凝結成分が豊富に有るからなんとかかなるかなあ.
  - おそらくこのようなパラメタ範囲内であれば雲がより厚く形成されてるセンスかな. 温室効果も強まりそう...
- バレーネットワークは短期間で形成されたけれど, どう説明するのか?
  - そのぐらいの時間で凝結核混合比の変化が起これば説明できる.
- 平衡状態に収束するまでの時間は?(阿部さん)
  - 凝結核混合比に比例して増える( $10^7$ - $10^9$  sec), ざっくり年ぐらい.
- $H_2O$  の効果は? (晶さん)
  - 水雲は地表面温度が上がれば形成されると期待できる. その場合温室効果にどう影響を及ぼすかは一概には言えない.
  - 水雲は温室効果を生じさせるし, その結果 $CO_2$  氷雲もより厚くなるはず. しかし, 水雲反温室効果も生じるのでどちらがより効くかは実際に計算してみないとわからない.
  - 凍ってアルベドがあがれば有効放射温度が下がり, 地表面温度は下がる.

# 参考文献

- Gough, D. O., 1981, Solar interior structure and luminosity variations, *Sol. Phys.*, **74**, 21-34
- Kasting, J. F., 1991, CO<sub>2</sub> condensation and the climate on early Mars, *Icarus*, **91**, 1-13
- Kasting, J. F., Pollack, J.B. and Crisp, D. 1984, Effects of High CO<sub>2</sub> Levels on Surface Temperature and Atmospheric Oxidation State, *J. Atmos. Chem*, **1**, 403-428
- Kieffer, H. H., Martin, T. Z., Peterfreund, B. M., Miner, E. E. and Paulluconi, F. D., 1977, Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking Primary mission, *J. Geophys. Res.*, **82**, 4249-4291
- Pierrehumbert, R. T. and Erlick, C., 1998, On the scattering greenhouse effect of CO<sub>2</sub> ice clouds, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1897-1903
- Mischna, M. A., Kasting, J. F., and Freedman, R., 2000, Influence of carbon dioxide clouds on early Martian climate, *Icarus*, **145**, 546-554
- Mitsuda, C., Yokohata, T. and Kuramoto, K., 2005, Scattering greenhouse effect of the CO<sub>2</sub> cloud and climate stability on early Mars, *Proc. of the 38th ISAS Lunar and Planetary Science Conference*, in press
- Toon, O. B., McKay, C. P., Ackerman, T. P. and Santhanam, K., 1989, Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres, *J. Geophys. Res.*, **94**, 16287-16301
- Warren, S. G., 1986, Optical constants of carbon dioxide ice, *Appl. Opt.*, **25**, 2650-2674
- Winters, B. H., Silverman, S., and Benedict, W. S., Line shape in the wing beyond the band head of the 4.3 μ band of CO<sub>2</sub>, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **4**, 527-537