

# 放射によって調節された 二酸化炭素氷雲と 古火星大気の温室効果

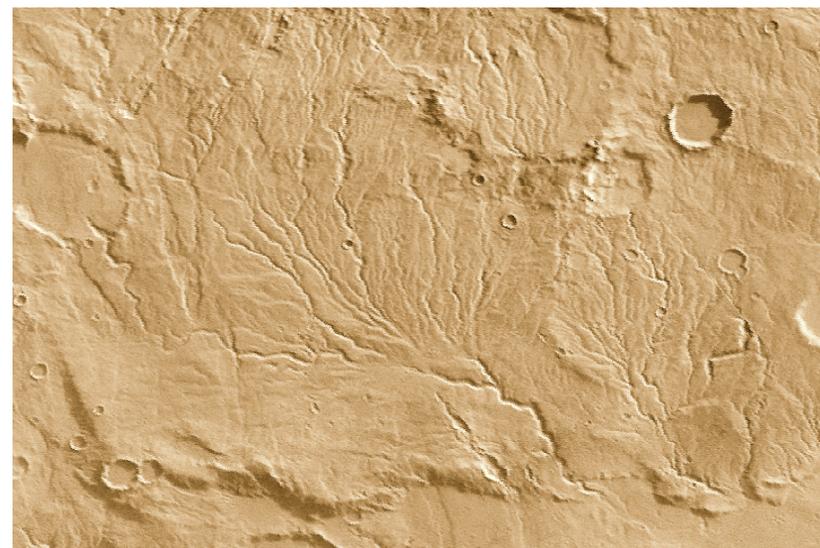
\* 光田 千紘 (北大院宇宙)  
横畠 徳太 (国立環境研)  
倉本 圭 (北大院宇宙)

2007/03/02(Fri)

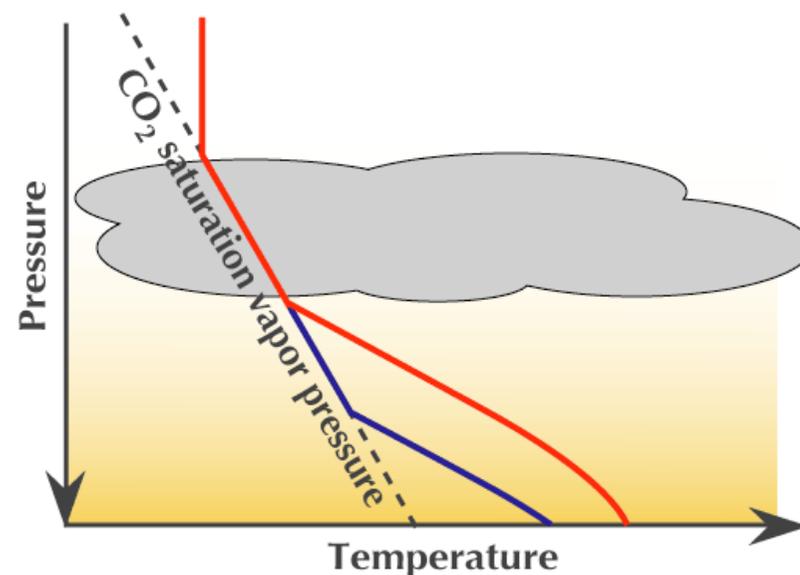
系外惑星ダスト班研究会

# 火星古気候の謎 (～ 38 億年前)

- 温暖湿潤な気候
  - 多数の流水地形 (e.g. Carr 2000)
- 温暖化メカニズムは?
  - 厚い(～数気圧) CO<sub>2</sub> 大気の温室効果 (Pollack et al. 1989)
    - 暗い太陽下では**大気凝結**による温室効果弱化 (Kasting 1991)
  - + CO<sub>2</sub> 氷雲の温室効果
    - **雲粒径/面密度次第**で温室効果強 (e.g. Forget and Pierrehumbert 1997)



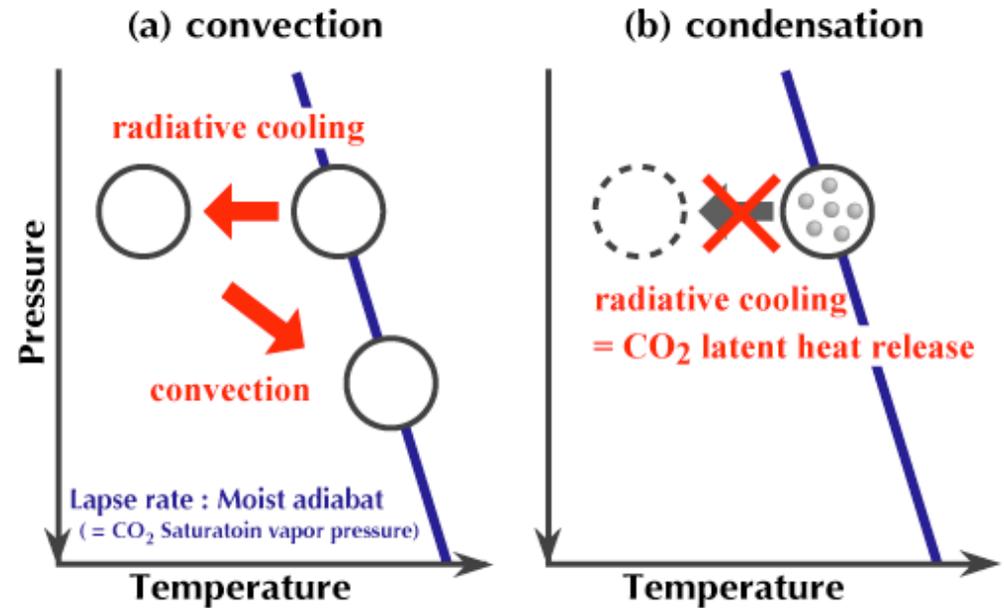
Valley Networks



雲パラメタの  
定量的評価が重要

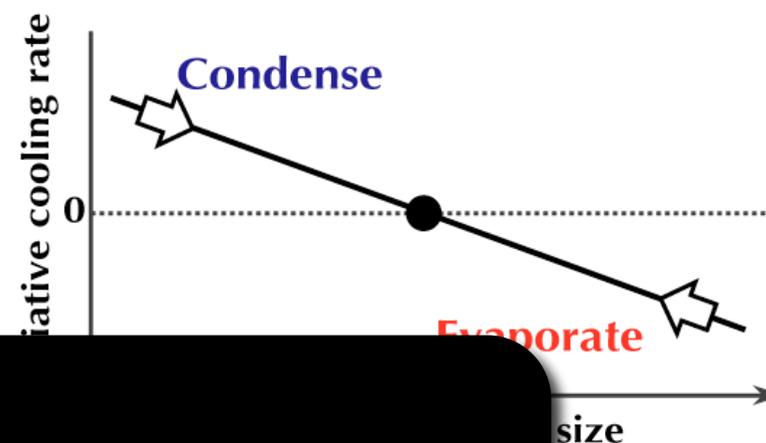
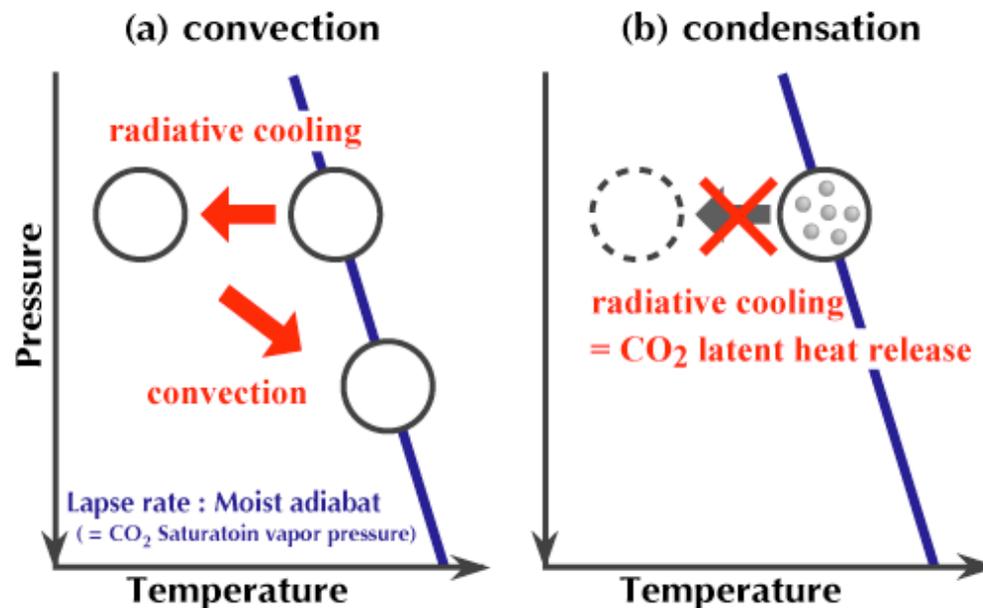
# 雲パラメタの見積り

- 雲層 = 活発な湿潤対流??
  - 対流の励起源; 放射冷却
  - 放射冷却 = 凝結潜熱であれば, 対流は駆動されない



# 雲パラメタの見積り

- 雲層 = 活発な湿潤対流??
  - 対流の励起源; 放射冷却
  - 放射冷却 = 凝結潜熱であれば, 対流は駆動されない
- 雲成長に伴い, 雲が正味加熱を受ければ...
  - 雲層は放射平衡構造へと収束
  - CO<sub>2</sub>降雨降雪なしに雲構造を決定可能

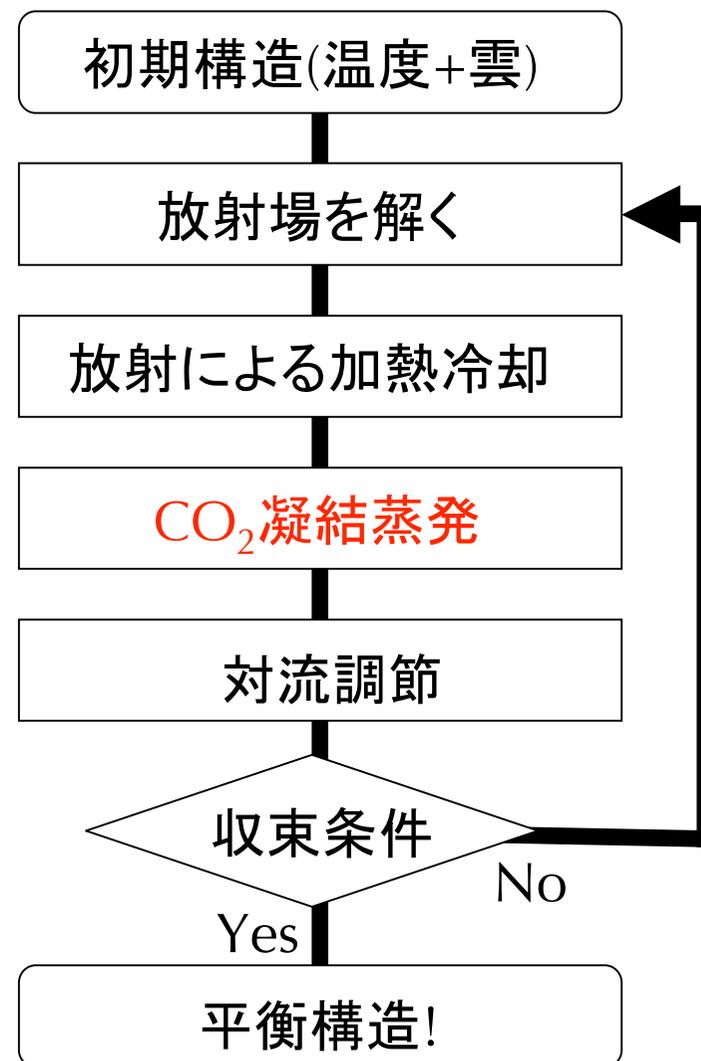


本研究:  
放射平衡を満たす雲構造と  
その温室効果の見積り

# 一次元放射対流凝結平衡モデル

- 時間 - 緯度平均した大気の鉛直構造を求めるモデル
- 放射対流平衡
- 大気と雲の相平衡を同時に満たす
- 大気成分:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  (飽和蒸気圧)
- 鉛直 50 層
- タイムステップ:  $10^2 \sim 10^4 \text{ sec}$
- 収束条件:  $dT/dt < 10^{-8} \text{ K/sec}$

-- 計算の流れ --



# 仮定と計算条件

- 仮定

- 雲層で対流は生じない

- 放射冷却を受けた分, 雲粒が成長する

- 雲粒の運動は無視

- 凝結核混合比は一定値を保つ
    - 雲粒落下, 併合成長の効果は考えない

- 各層内は単一粒径

- 粒径は凝結量から決定

- 計算条件

- 太陽光度: 0.75 x 現在値 (Gough 1981)

- 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, 5.0, 10.0 気圧

- 凝結核混合比:  $10^5$ ,  $10^6$ ,  $10^7$ ,  $10^8$ ,  $10^9$  個/大気1kg

# 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(CO<sub>2</sub> & H<sub>2</sub>O): 相関 k 分布法

- 吸収線DB: 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

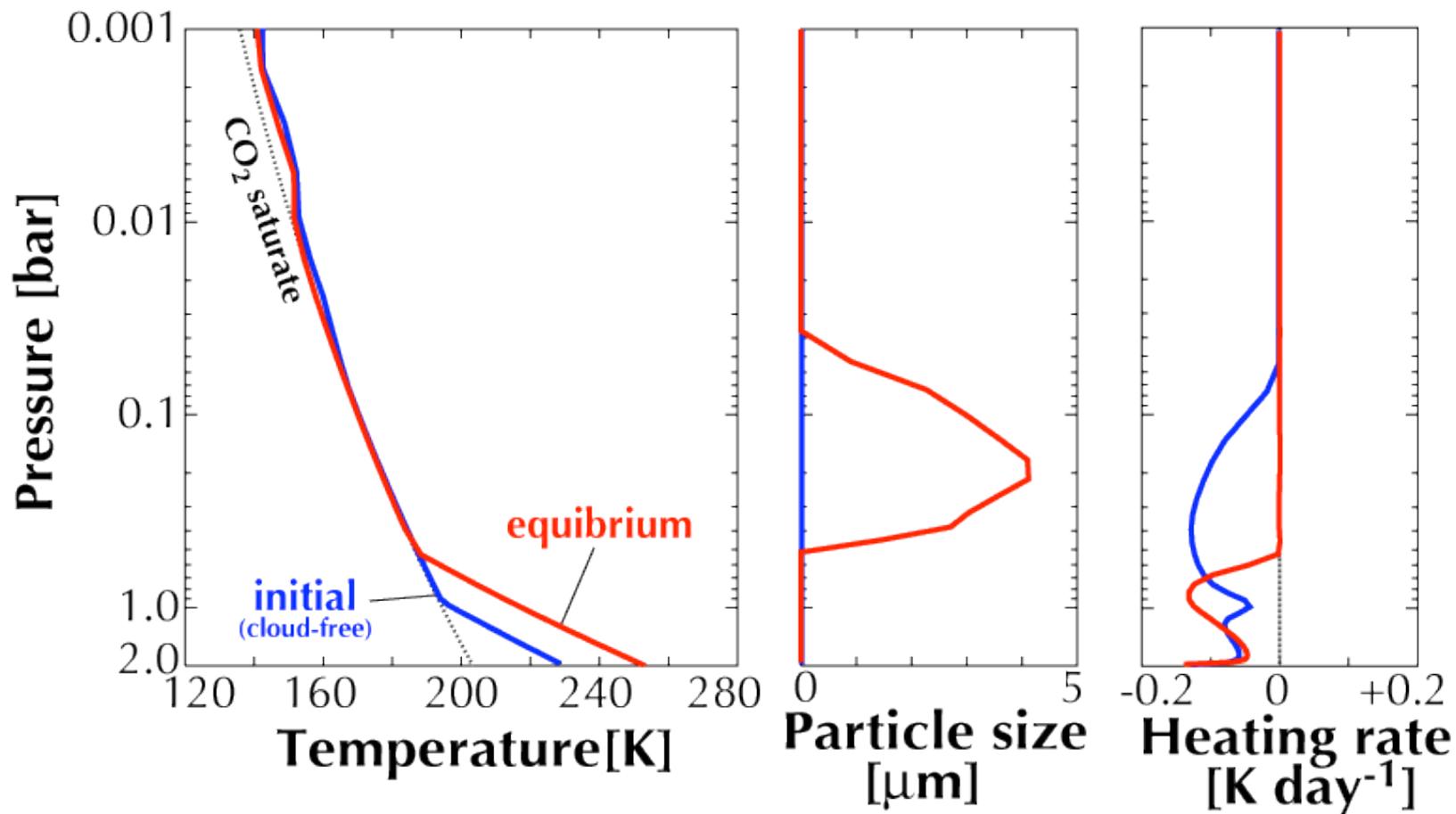
- 雲(CO<sub>2</sub> ice): Mie 理論

- 複素屈折率: Warren 1986

厚い CO<sub>2</sub> 大気に対応

# 結果1: 平衡大気-雲鉛直構造

大気圧: 2 気圧  
凝結核混合比:  $10^7 \text{ kg}^{-1}$



系が収束: 雲粒径と成長率の負のフィードバック

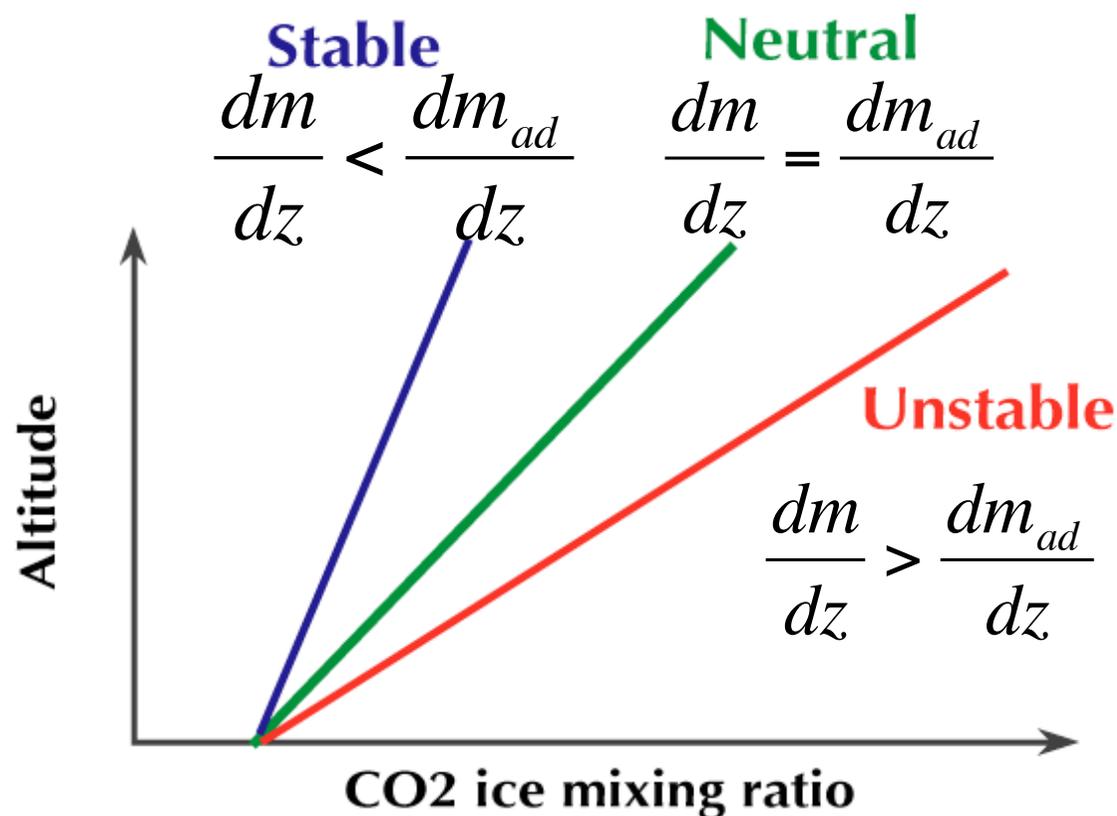
- 雲の成長に伴って…
- 1) 光学的に厚くなった雲がより赤外加熱を受ける
  - 2) 温室効果が増加し、下層からの赤外加熱が強まる

# 雲層での対流安定性

- 対流安定; 対流が抑制される
  - 断熱的に移動した気塊が浮力による復元力を受ける

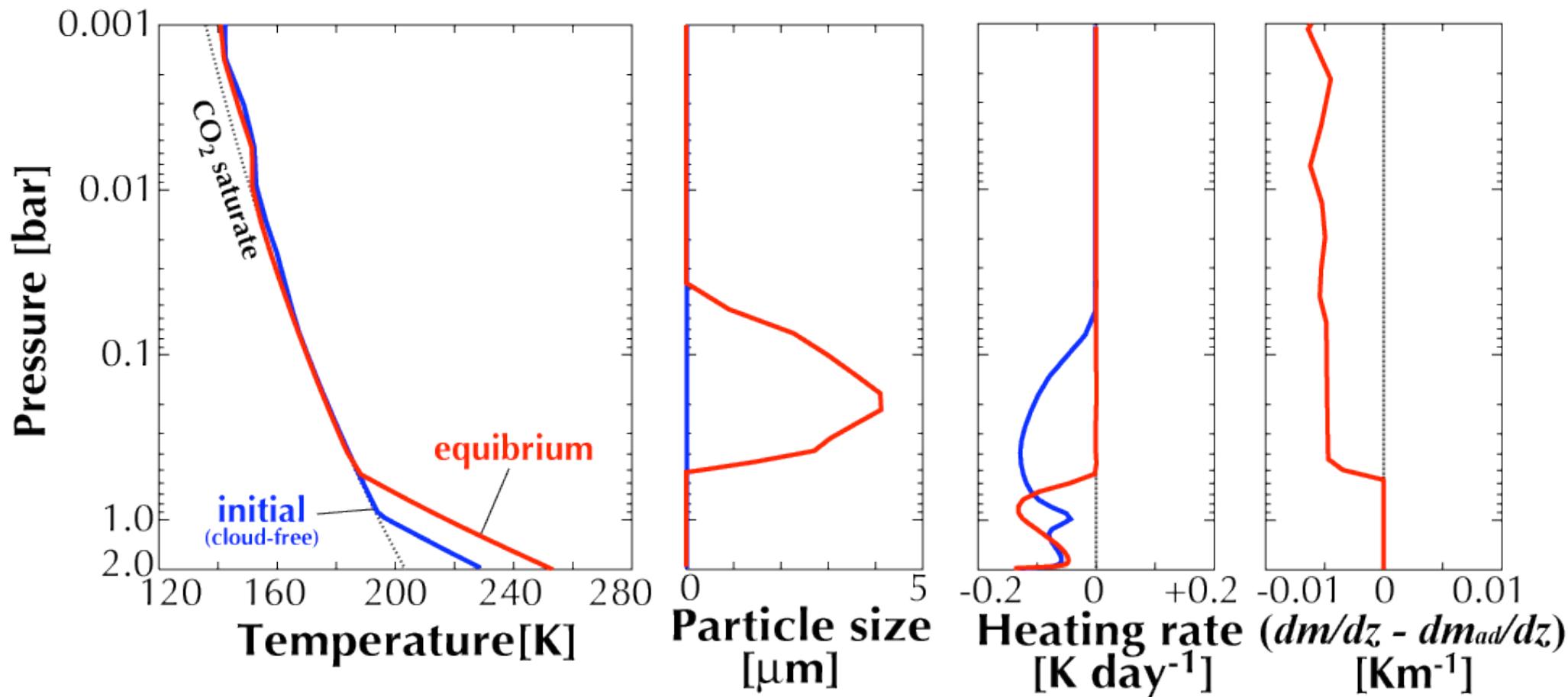
- 雲層はCO<sub>2</sub>気固平衡:  
gas 密度差は生じない
  - 凝結量混合比  $m$  (kg/kg) の鉛直勾配を用いて判定

$$\frac{dm}{dz} - \frac{dm_{ad}}{dz} < 0$$



# 結果1: 平衡大気-雲鉛直構造

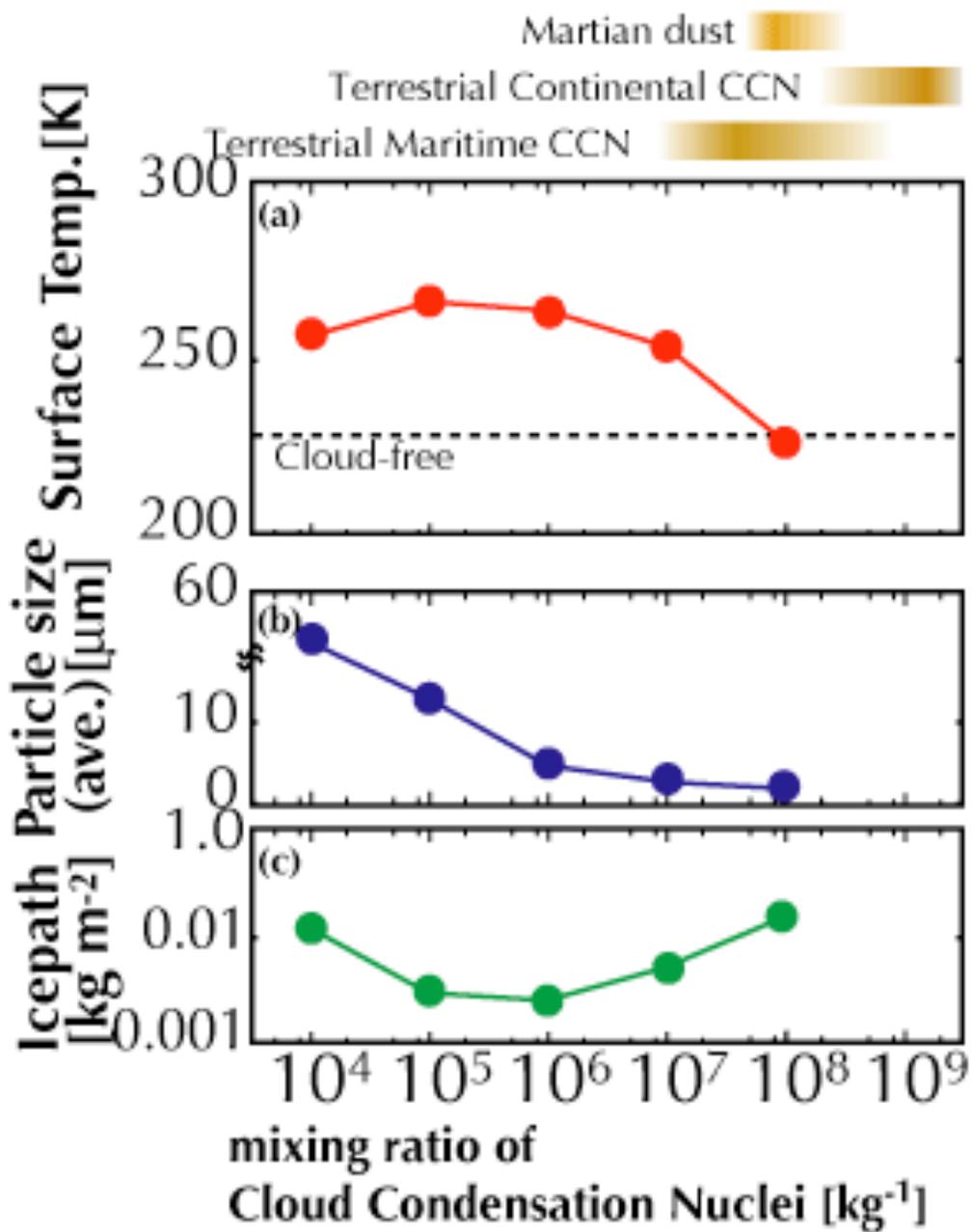
大気圧: 2 気圧  
凝結核混合比:  $10^7 \text{ kg}^{-1}$



雲層は対流安定

\*雲層が対流しないという仮定と矛盾しない

# 結果2: 凝結核混合比依存性(大気圧2気圧)



- 地表面温度は凝結核混合比に強く依存
  - 粒径の凝結核混合比依存性
- 地表面温度に極大値
  - 大気の窓(9, 20 micron)を効率よく後方散乱できる粒径(5, 15 micron)の雲が形成
- 凝結核混合比 > 10<sup>9</sup> kg<sup>-1</sup>
  - 平衡解なし
    - 1micron の雲粒による強い反温室効果
    - 地表面凍結, 大気崩壊へ

# 落下による雲の消失時間

- 落下による雲の消失時間

雲面密度

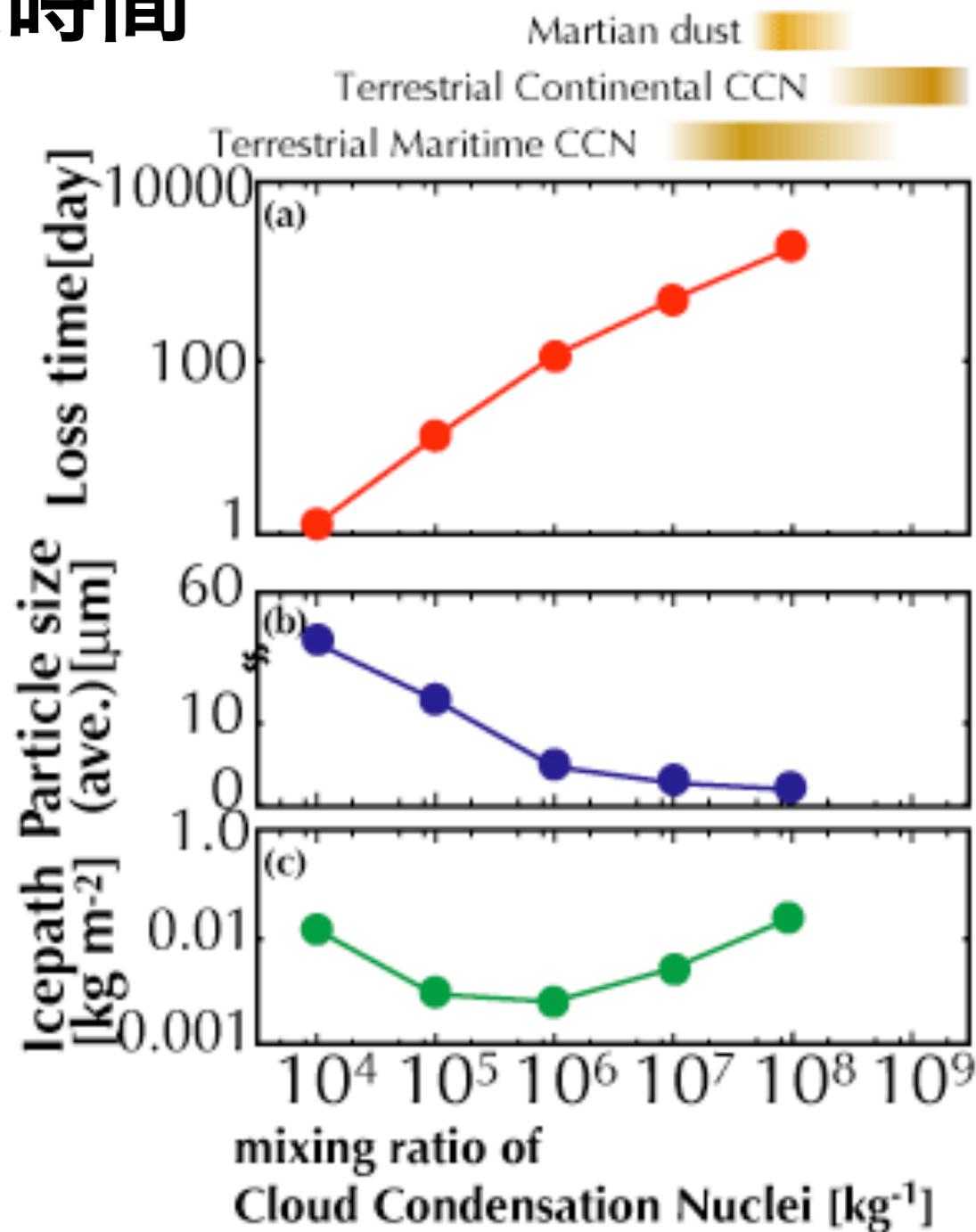
落下による質量消失率

- 質量消失率 [kg/m<sup>2</sup>/sec]

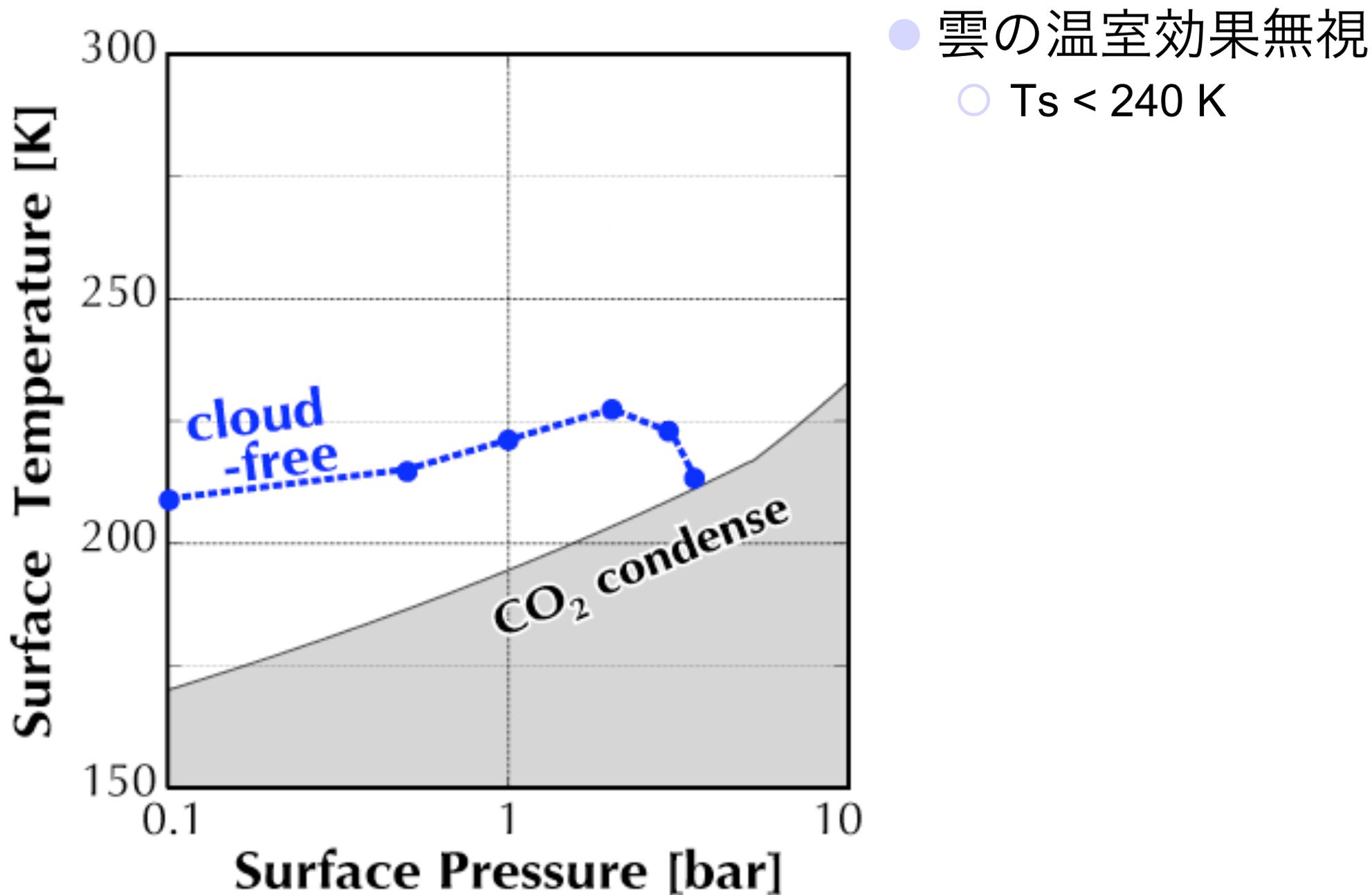
$$F_{fall} = \rho_{cloud} v(r)$$

凝結核混合比 > 10<sup>5</sup> kg<sup>-1</sup> で

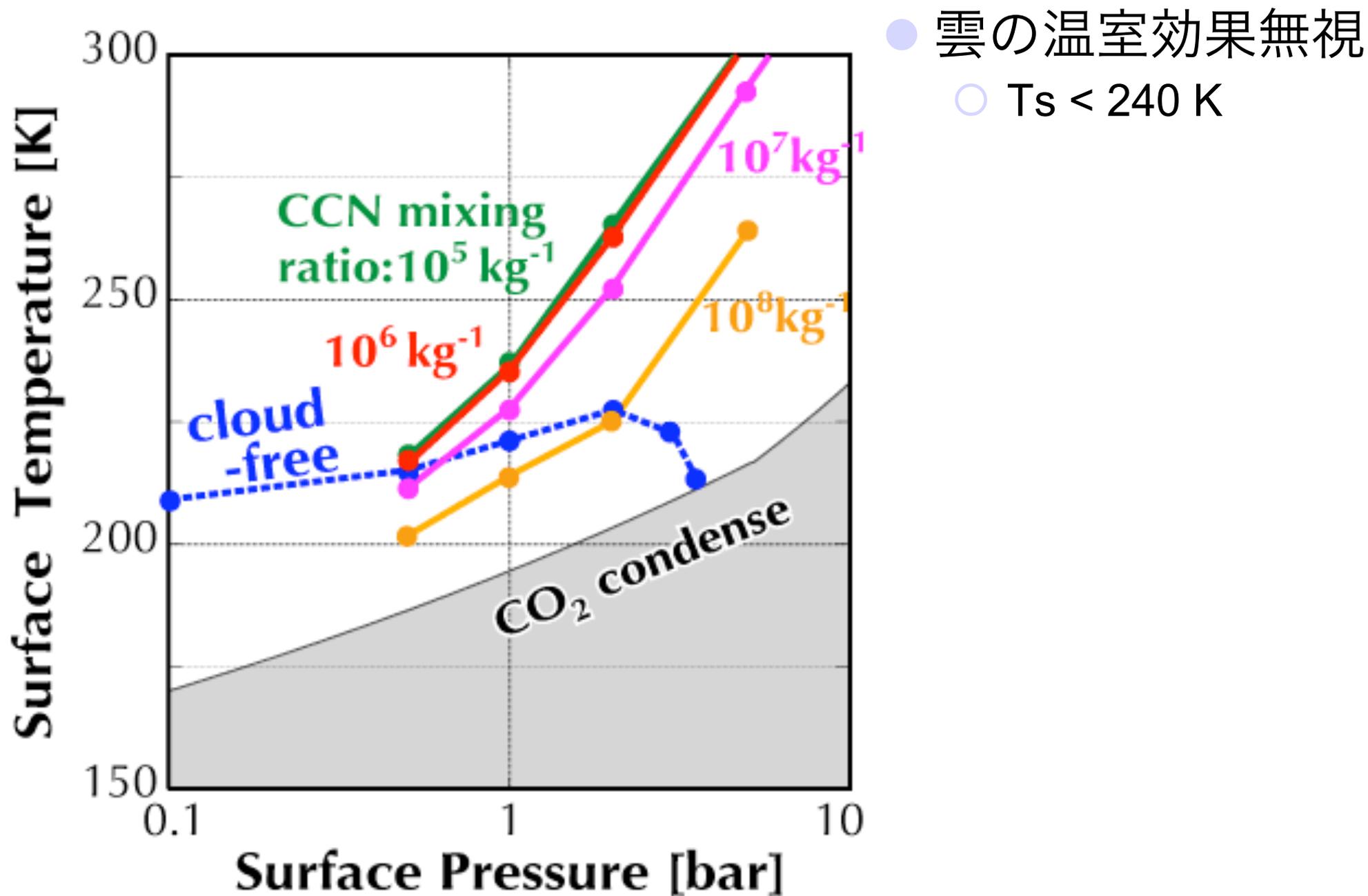
**形成時間 < 消失時間**



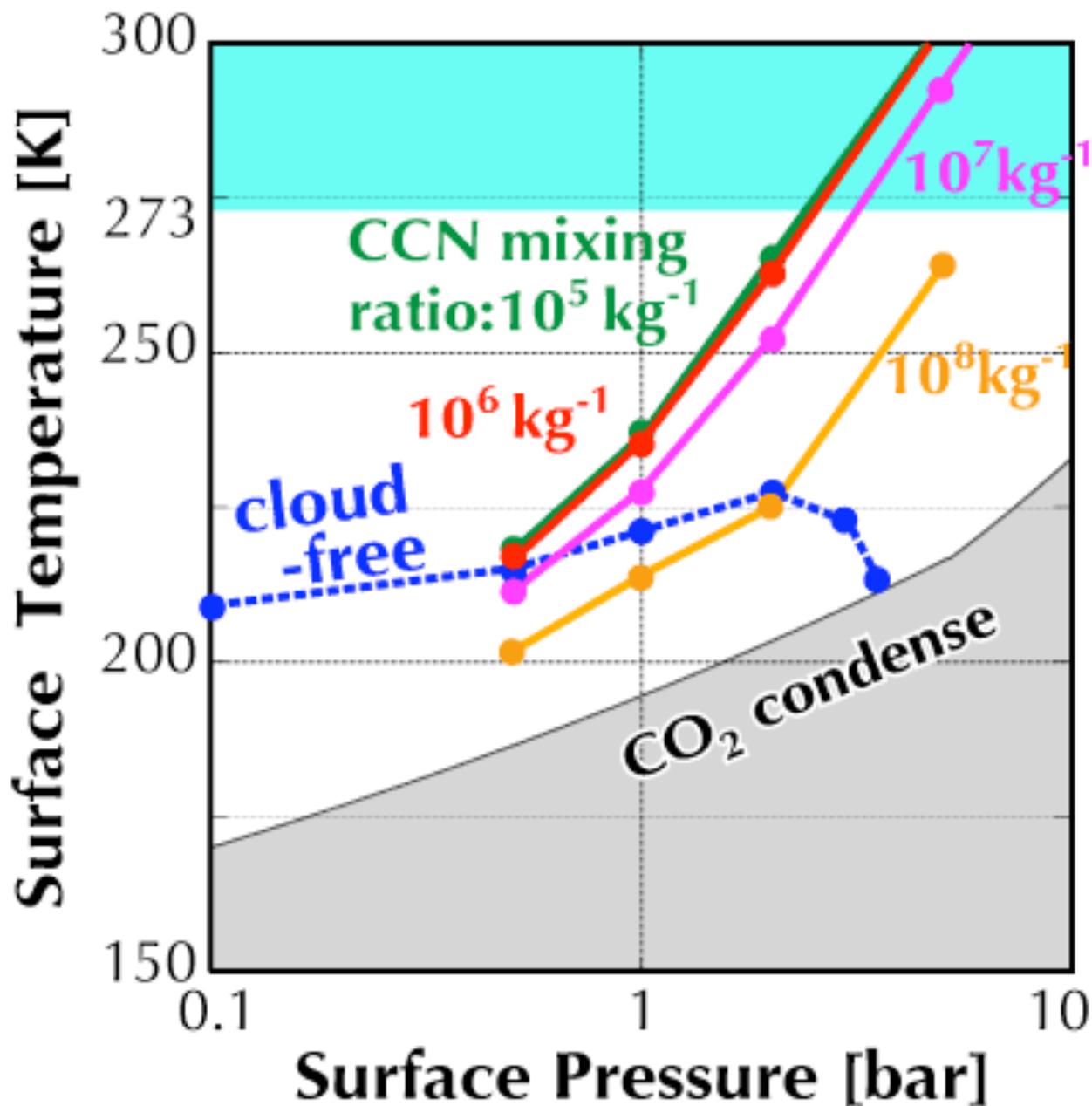
# 温暖湿潤な気候の必要条件



# 温暖湿潤な気候の必要条件



# 温暖湿潤な気候の必要条件



- 雲の温室効果無視
  - Ts < 240 K
- 雲の温室効果考慮
  - Ts > H<sub>2</sub>O凝固点
    - 大気圧 > 3 atm
    - CCN: 10<sup>5</sup>-10<sup>7</sup> kg<sup>-1</sup>
- 凝結核混合比変動
  - 温暖な気候の一時性を説明可能

凝結核混合比の  
定量的評価が重要

# まとめと今後の課題

- 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.
- 雲粒径と成長率との負のフィードバックにより, 放射収支のみによって雲の構造を決定可能.
- 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>
- 地表面温度の強い凝結核混合比依存性より, 地形より示唆される温暖化の一時性を説明可能.
- 今後の課題
  - 凝結核混合比の決定機構
    - 地表からの巻き上げ/隕石衝突/火山噴火/宇宙線 ...
  - 大気微量成分(CH<sub>4</sub>)の影響

# 質疑応答

- Warren のCO<sub>2</sub> 複素屈折率は何度のデータ?
- 水蒸気が少なくなるとどう変わるか
- Comet 起源のダスト(鉄)? が上から降ってきて凝結核になるかもしれない. その振込量も変動しているし(上野さんの発表参照).
- 凝結核混合比が小さくなるとどうなるか?
  - このモデルの枠組みでは雲層で対流が生じず, 凝結核混合比の値は固定としているので, 雲が成長しても放射平衡にならない.
  - 雲層での対流や雲粒落下が生じ, 徐々に Kasting の結果に近づく.
  - 実際は過飽和が生じ, 均質核形成によって雲粒の個数は増加するはず?

# タイムスケール

- 雲の放射時定数:  $\sim 1$  日
  - 大気の凝結率は雲層の放射冷却率に律速される
  - 放射冷却率:  $0.1 \text{ K/day}$
  - ただし, 雲粒径が大きくなると光学特性の時間変化が小さくなり, 時定数は長くなる
- 大気バルクでの放射時定数:  $\sim$  数週間
- 雲層の日変化
  - 雲層の放射冷却率は赤外放射で決まるため, 地表温度の日変化に対応した雲層の日変化が存在
  - ただし, 平衡解がずれるのみで, 平衡状態へ収束するのは変わらない