

放射によって調節された 二酸化炭素氷雲と 古火星の温暖化

* 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)

2007/05/19(Sat) 14:15-14:30

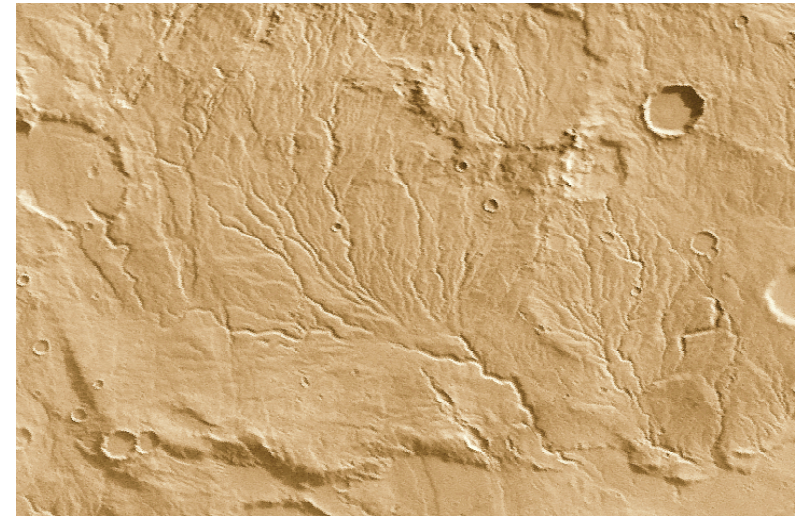
日本地球惑星科学連合 2007 年大会@幕張メッセ

火星セッション, 講演番号 P138-001

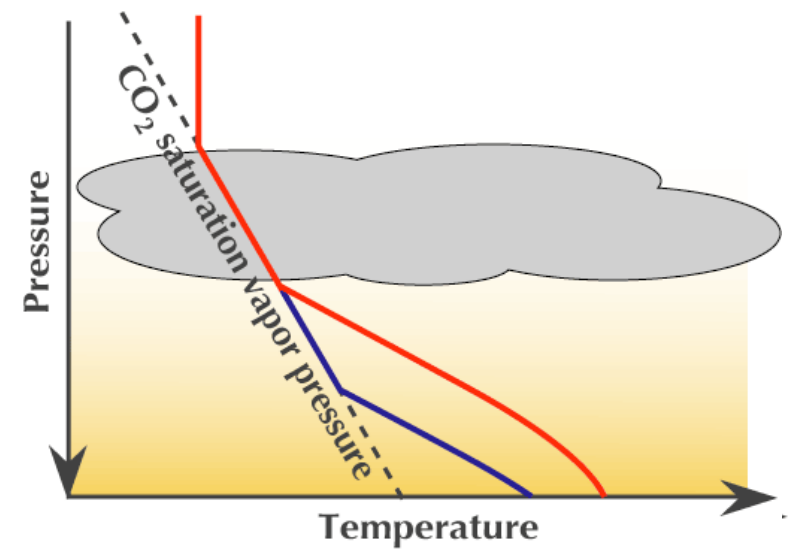
火星古気候の謎 (～ 38 億年前)

- 一時的に温暖湿潤な気候
 - 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) CO₂ 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)
 - + CO₂ 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)

雲パラメタの
定量的評価が重要



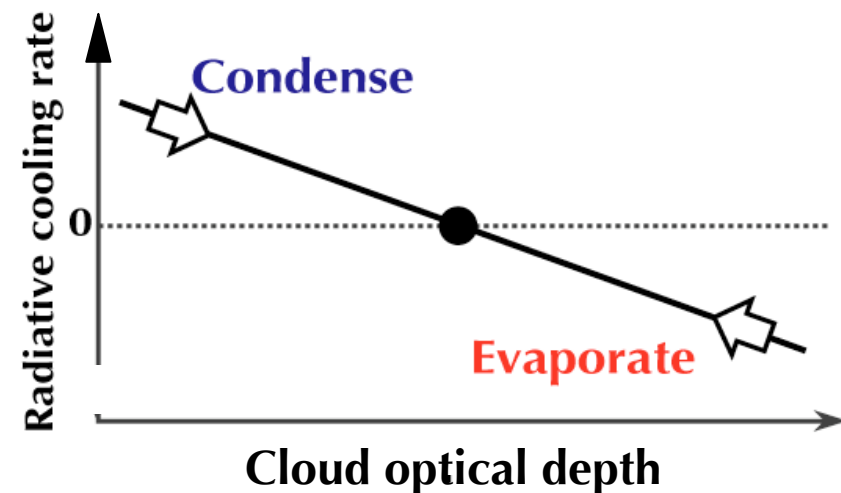
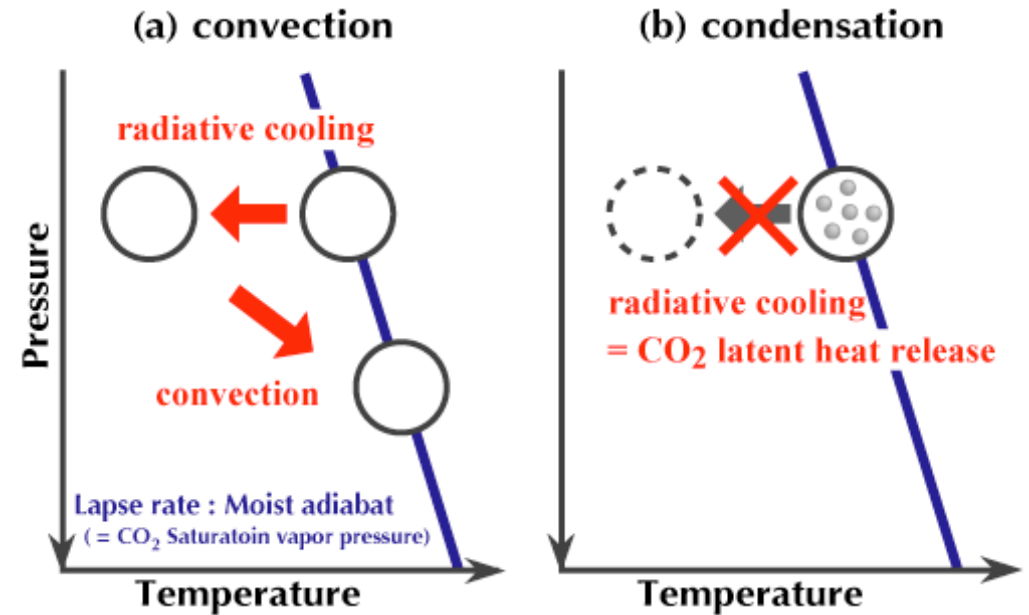
Valley Networks



雲パラメタの見積り

- 雲層 = 活発な湿潤対流?
 - 大気主成分が凝結する系; 対流しない解もとりうる
- 凝結時間 \ll 対流時間
 - 放射冷却が潜熱加熱で打ち消され, 対流は駆動されない
- 厚い雲は正味の放射加熱を受ける (Mitsuda *et al.* 2005)
 - 雲層は放射平衡状態へと収束

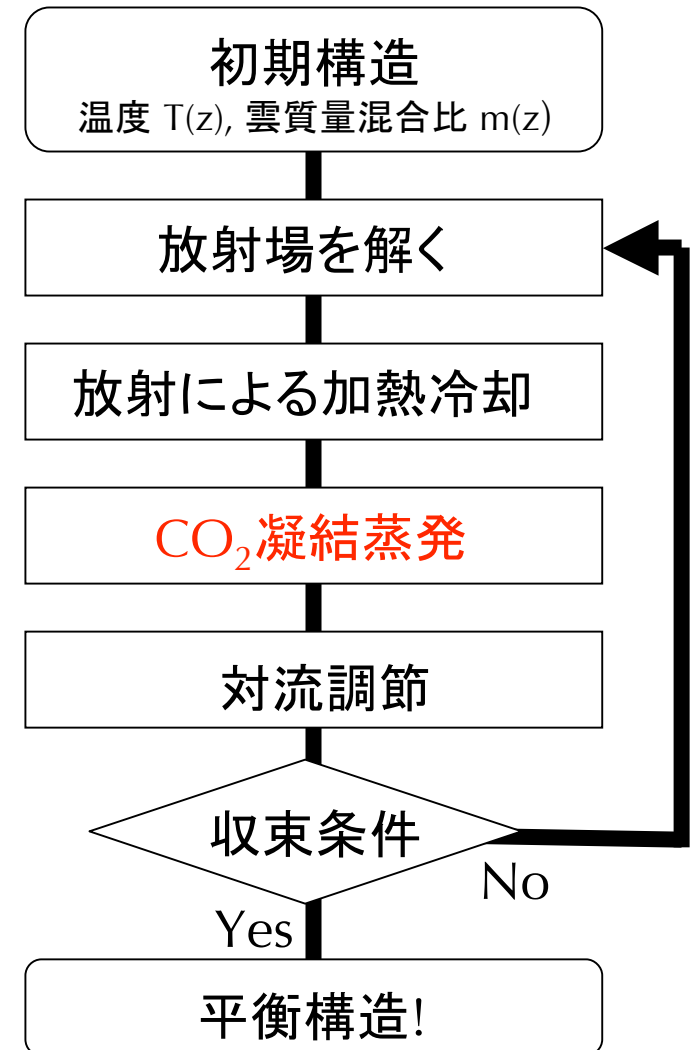
本研究
放射平衡を満たす雲構造と
その温室効果の見積り



鉛直一次元放射対流凝結平衡モデル概要

- 放射対流平衡, **CO₂ 気固平衡**
を同時に満たす温度-雲構造を求める
- 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
 - 雲粒の落下速度は非常に小さい
 - 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
 - 粒径は凝結量から算出
 - ・ 雲質量混合比 (予報変数)
 - ・ 凝結核混合比 (パラメタ)

-- 計算の流れ --



モデル設定

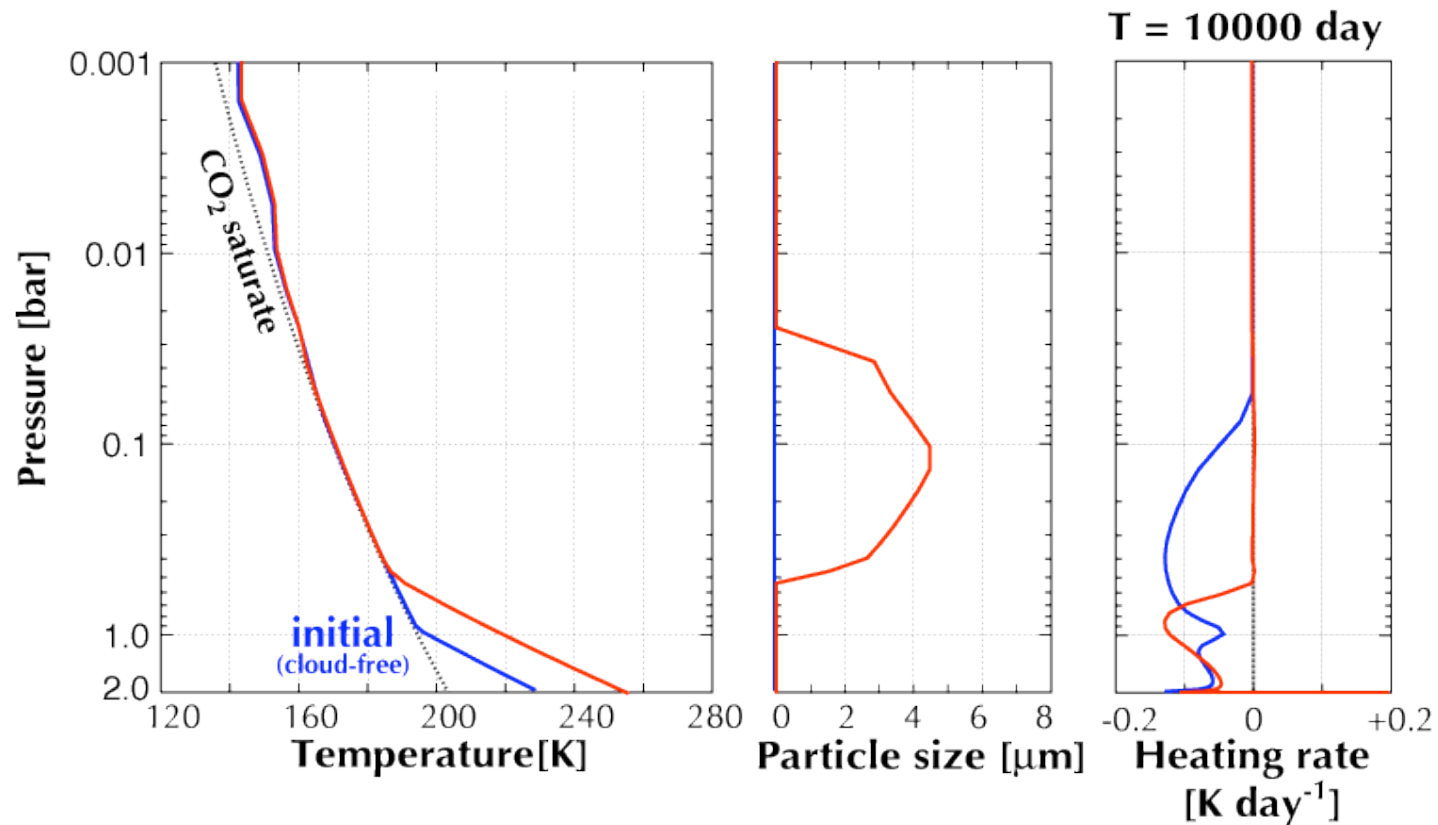
- 大気成分: CO_2 , H_2O (飽和蒸気圧)
- 放射伝達: 多重散乱を考慮した二方向近似 (Toon et al. 1989)
- 気体透過率: 相関 k 分布法
 - CO_2 : 線吸収, 圧力励起帯(Kasting et al. 1984), 15 micron 帯 wing (Mitsuda et al. 2006)
 - H_2O : 線吸収, 連続吸収(Roberts et al. 1976)
- 雲光学係数: Mie 理論 (CO_2 ice 複素屈折率 : Warren 1986)
- 太陽光度: $0.75 \times$ 現在値 (Gough 1981)
- 地表面アルベド: 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:: 10^4 , 10^5 , 10^6 , 10^7 , 10^8 , 10^9 個/大気1kg
- 鉛直解像度 50 層
- タイムステップ: $10^2 \sim 10^4$ sec
- 収束条件: $dT/dt < 10^{-8}$ K/sec

厚い CO_2 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 kg^{-1}



平均粒径: 3 micron, 雲光学的厚さ: 0.5 (@20 micron)
-> 雲の温室効果: 25 K

雲層における成層度の見積り

- 静的安定度 N^2
(N : 浮力振動数)

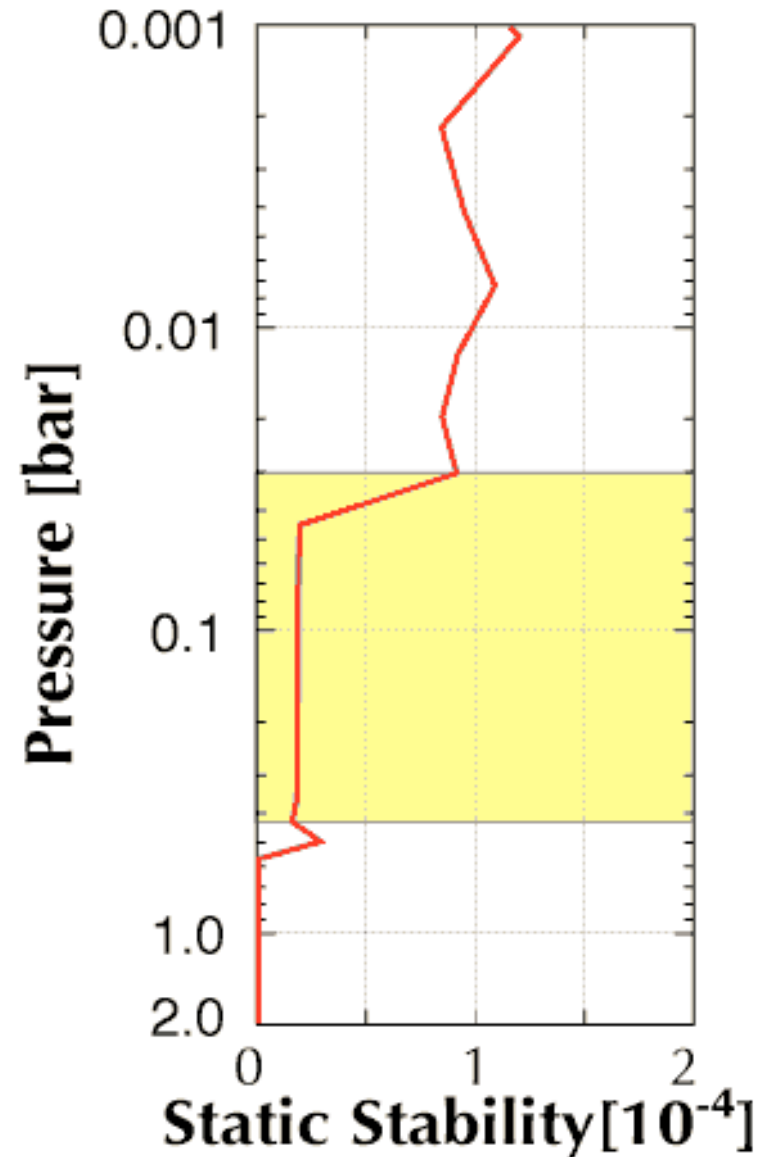
$$N^2 = \frac{g}{\rho_{ad}} \left(\frac{d\rho_{ad}}{dz} - \frac{d\rho}{dz} \right)$$

g : 重力加速度, ρ : 密度, z : 高度, ad : 断熱

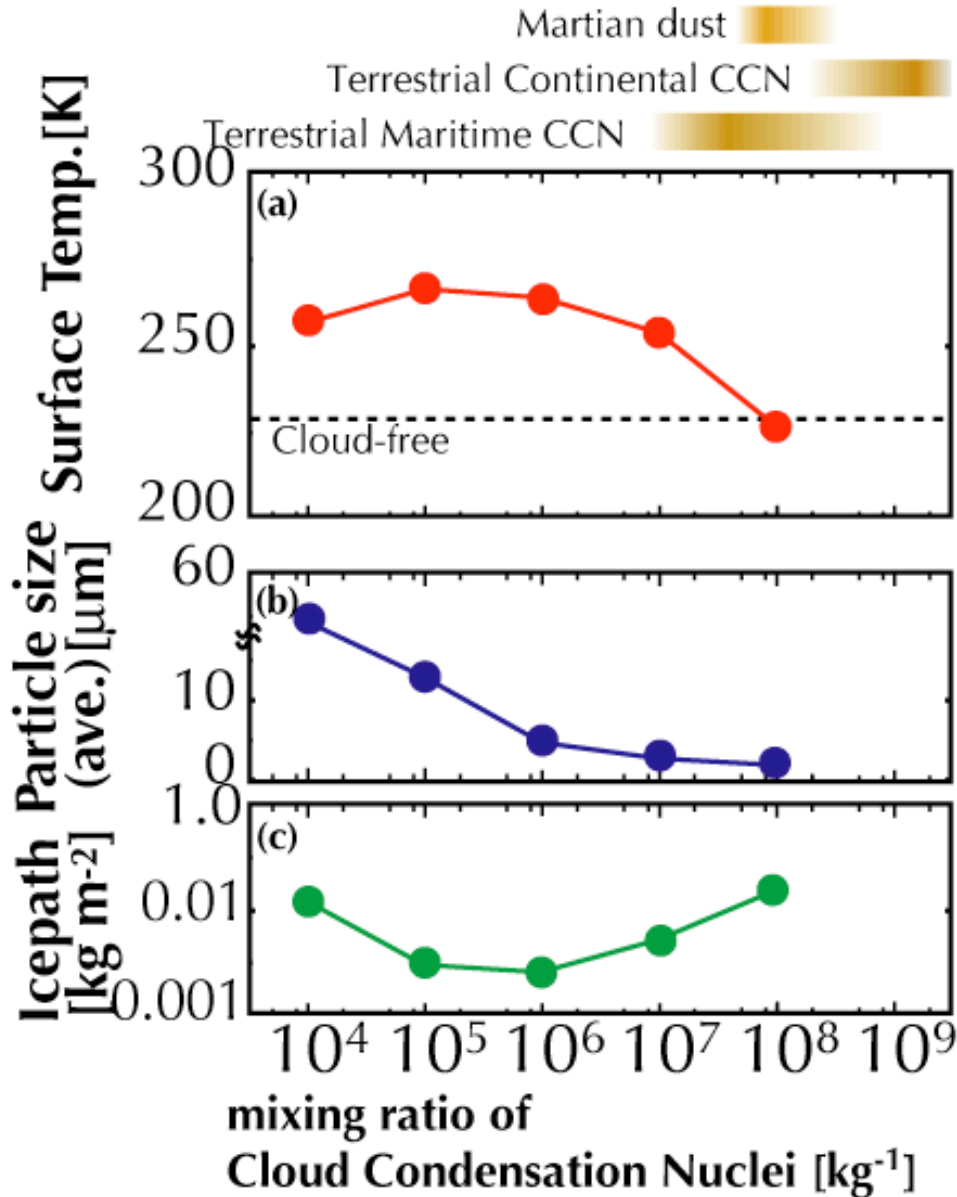
- $N^2 > 0$ で対流安定

平衡下の雲層構造は
対流安定

* 雲層で対流が生じないとい
う仮定と矛盾しない

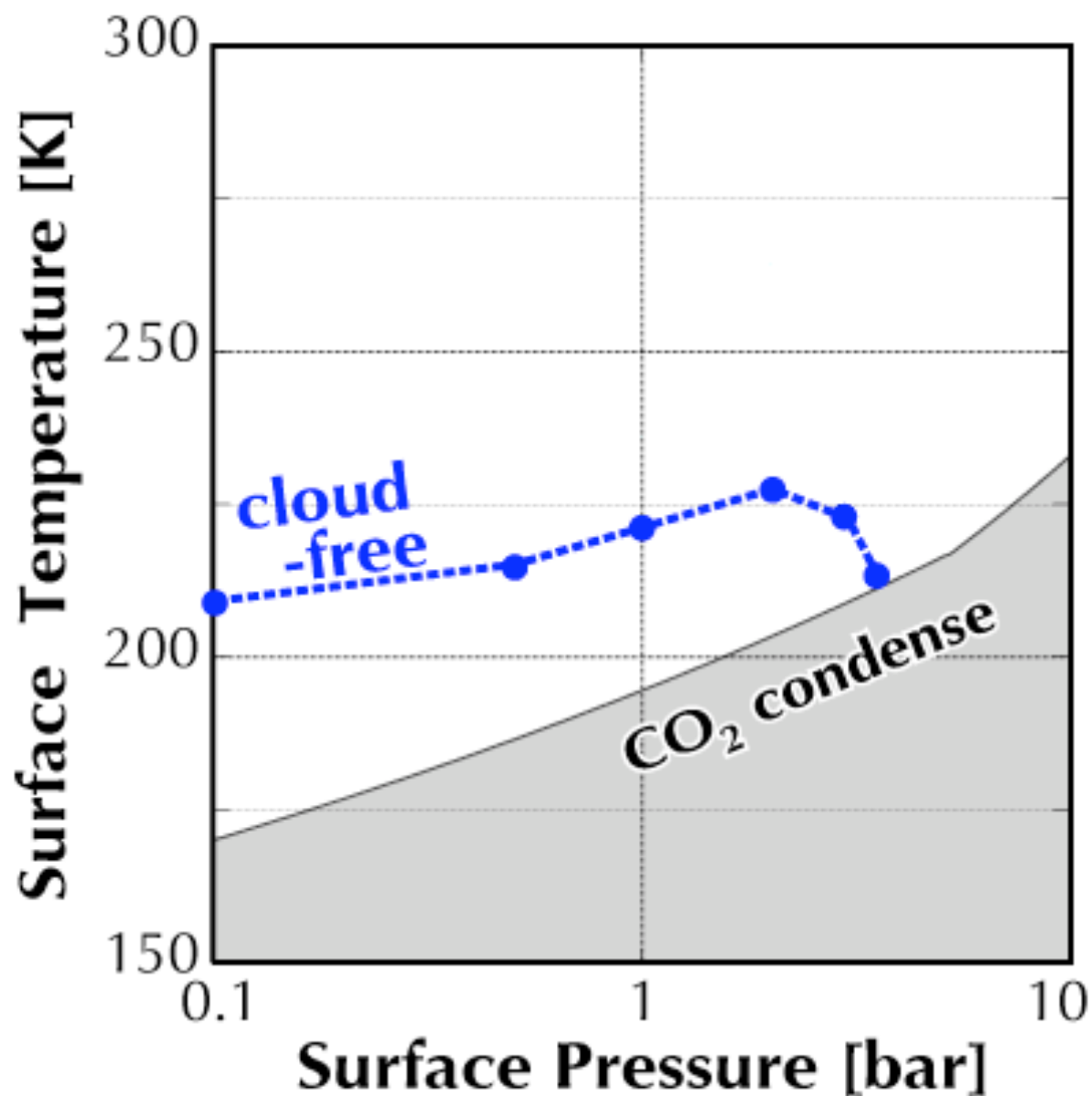


結果2: 凝結核混合比依存性(大気圧2気圧)



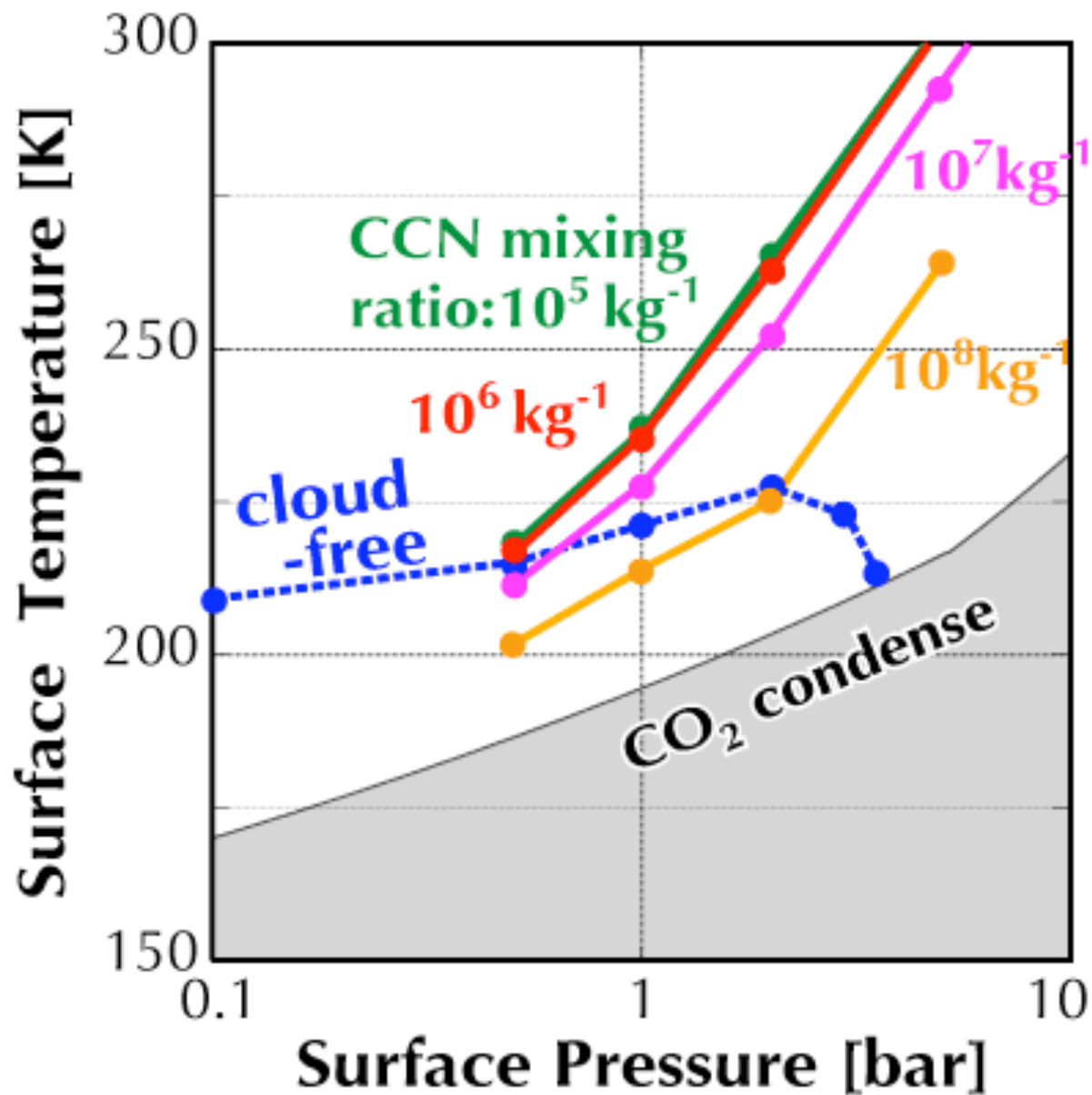
- 凝結核混合比 ↑ : 粒径 ↓
 - 光学的厚さ \propto 雲数 * 粒径²
- 地表面温度に極大値
 - 大気の窓(9, 20 micron)を効率よく後方散乱できる粒径の雲が形成
- 凝結核混合比 $> 10^9 \text{ kg}^{-1}$
 - 大気圧2気圧では平衡解なし
 - 小さな雲粒(~ 1 micron)による強い反温室効果
 - 地表面凍結, 大気崩壊へ

温暖湿潤な気候の必要条件



- 雲の温室効果無視
- $T_s < 230$ K

温暖湿潤な気候の必要条件



- 雲の温室効果無視
 - $T_s < 230 \text{ K}$

- 雲の温室効果考慮
 - $T_s > \text{H}_2\text{O}$ 凝固点
 - 大気圧 $> 3 \text{ atm}$
 - CCN: $10^5 - 10^7 \text{ kg}^{-1}$

考察: 雲粒落下の効果

- 落下による雲の消失時間

$$\frac{\text{雲の厚さ}}{\text{雲粒の重力落下速度}}$$

雲消失時間

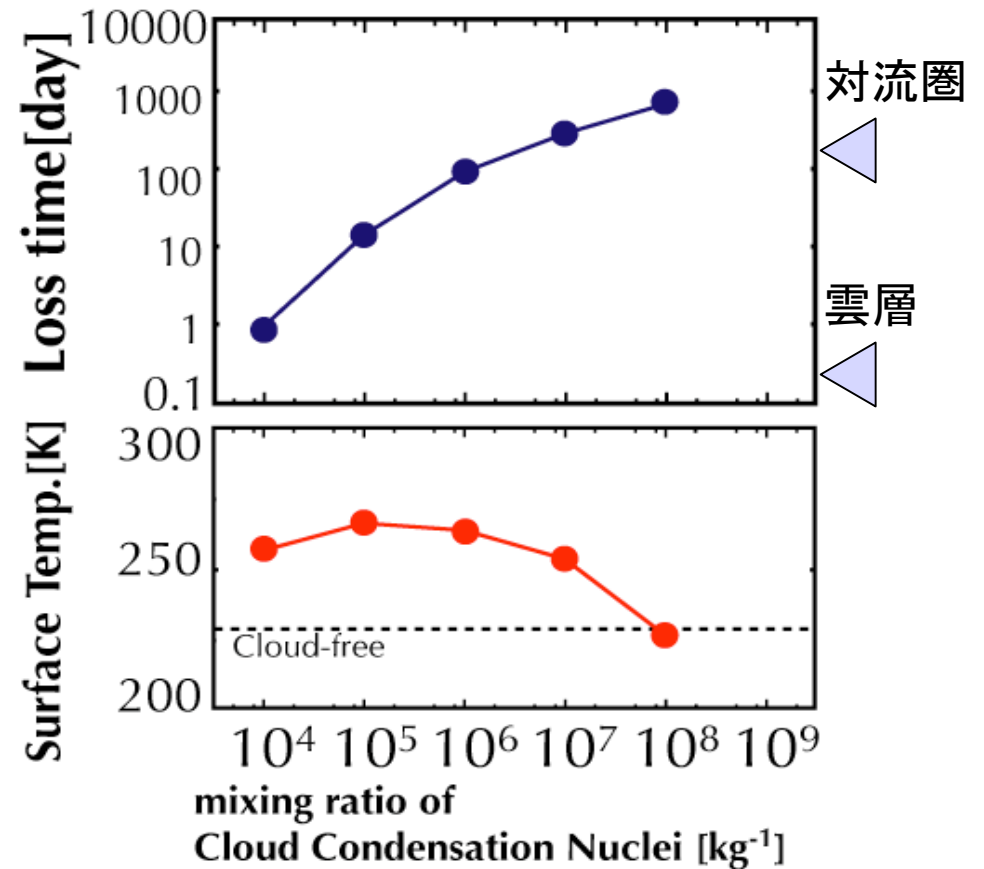
≦ 対流圏の放射時定数

凝結核の供給無:

凝結核は減少し、その時々
の平衡構造を満たすように系は進化

凝結核の供給有:

雲粒落下数と凝結核供給数との釣り合いで
凝結核量が決定し系は収束



凝結核供給量変化により
地表面温度は変化
= 温暖な気候の一時性と
整合的

まとめと今後の課題

- 放射冷却によって形成される CO₂ 氷雲の鉛直構造とその散乱温室効果を見積もった.
- 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: ~ 10⁵-10⁷ kg⁻¹
- 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
 - 凝結核の供給源
 - 地表からの巻き上げ/隕石衝突/火山噴火/宇宙線 ...
 - 雲の水平構造や対流/落下の影響
 - 雲解像モデルによる解析 (予備実験; 小高ら, 去年の連合大会)
 - 大気微量成分(CH₄), ダストの影響