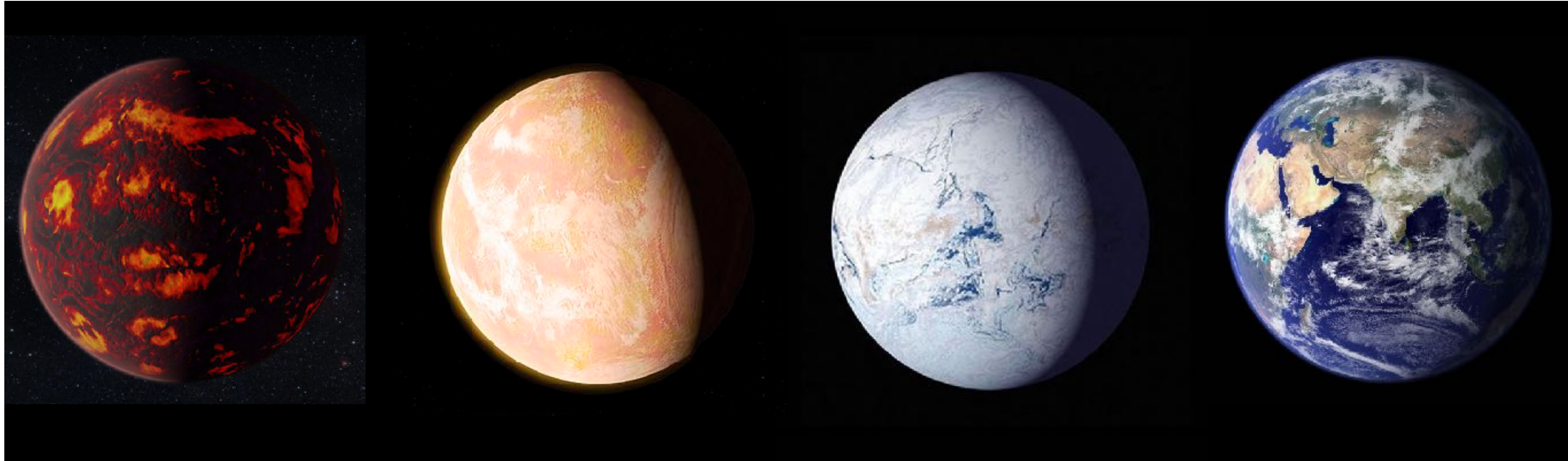


地球惑星圏物理学

第12回：惑星表層環境の初期進化・地球史



黒川 宏之

東京工業大学 地球生命研究所

hiro.kurokawa@elsi.jp

レポート課題 解答

分子雲コアから恒星が形成

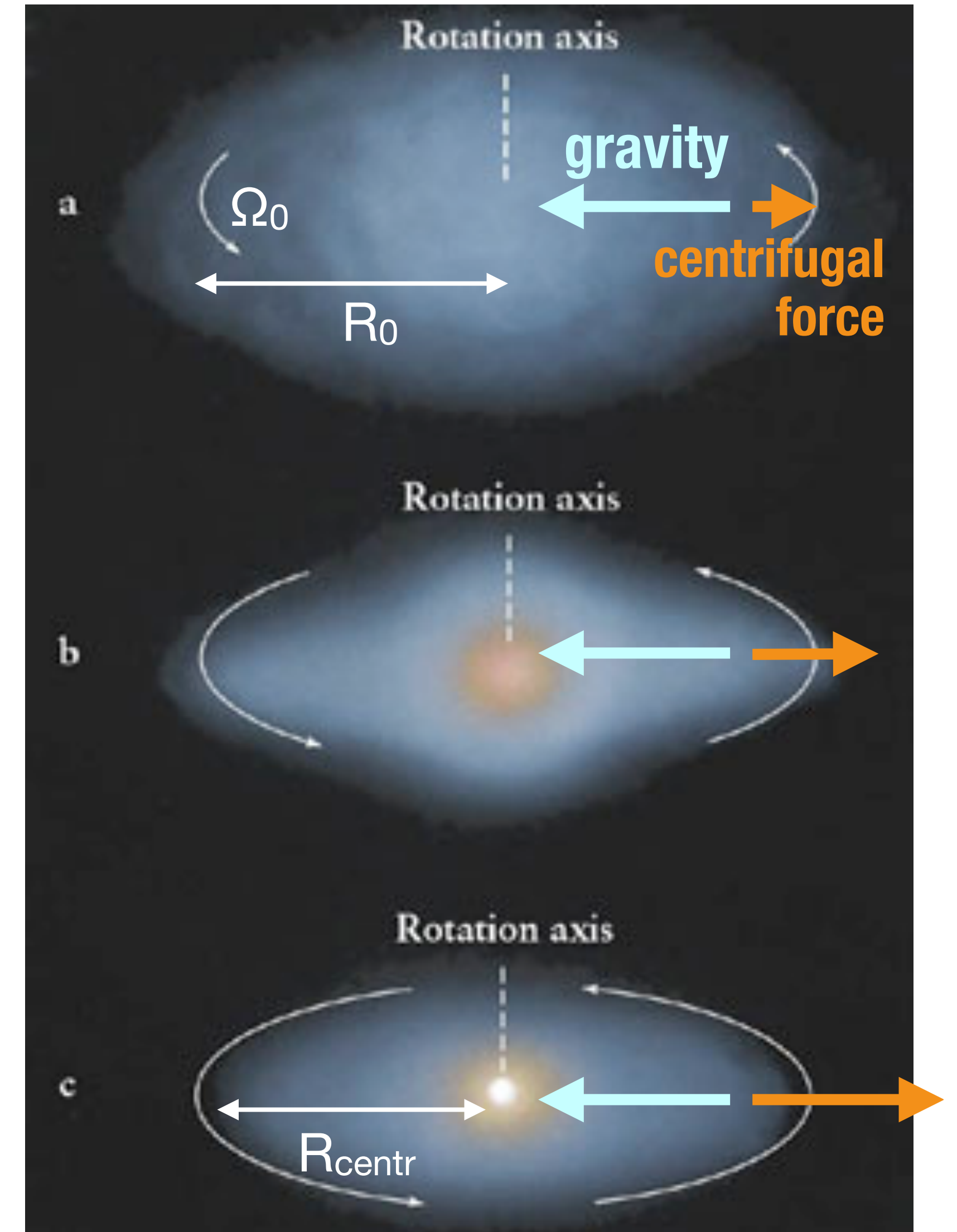
・ **重力** $F_G \sim \frac{GM}{R^2}$ — (1)

・ **遠心力** $F_{\text{centr}} \sim R\Omega^2 \sim \frac{L^2}{R^3}$ — (2)

角運動量 : $L \sim R^2\Omega = R_0^2\Omega_0$ — (3)

角運動量の保存からある半径 R_{centr} で力が釣り合う

観測的に求められている分子雲コアの典型的な物理量 (半径 $R_0 \sim 0.1$ pc , 回転速度 $R_0\Omega_0 \sim 10^{-2}$ km/s) を用いて, 円盤の半径 R_{centr} を au単位で見積もれ(有効数字1桁). ただし, 原始星は太陽質量 2×10^{30} kgとする. 1 pcは約 2×10^5 au である.



レポート課題 解答

(1)–(3)より

$$R_{\text{centr}} \sim \frac{L^2}{GM} = \frac{(R_0^2 \Omega_0)^2}{GM} = \frac{(0.1 \times 2 \times 10^5 \times 1.5 \times 10^{11} \text{ m} \times 10 \text{ m/s})^2}{6.7 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg}/\text{s}^2 \times 2 \times 10^{30} \text{ kg}}$$
$$\sim 6.7 \times 10^{11} \text{ m} \sim 50 \text{ au}$$

熔融状態で誕生した地球

質量 $M_1 = 0.9 M_{\oplus}$ の天体1に, 質量 $M_2 = 0.1 M_{\oplus}$ の天体2が巨大衝突して地球が形成した場合, 巨大衝突による温度変化 ΔT は,

$$\text{熱エネルギー} = \text{重力ポテンシャルエネルギーより}, \quad (M_1 + M_2)C_p\Delta T = \frac{GM_1M_2}{R_{1+2}}. \quad \text{--- (1)}$$

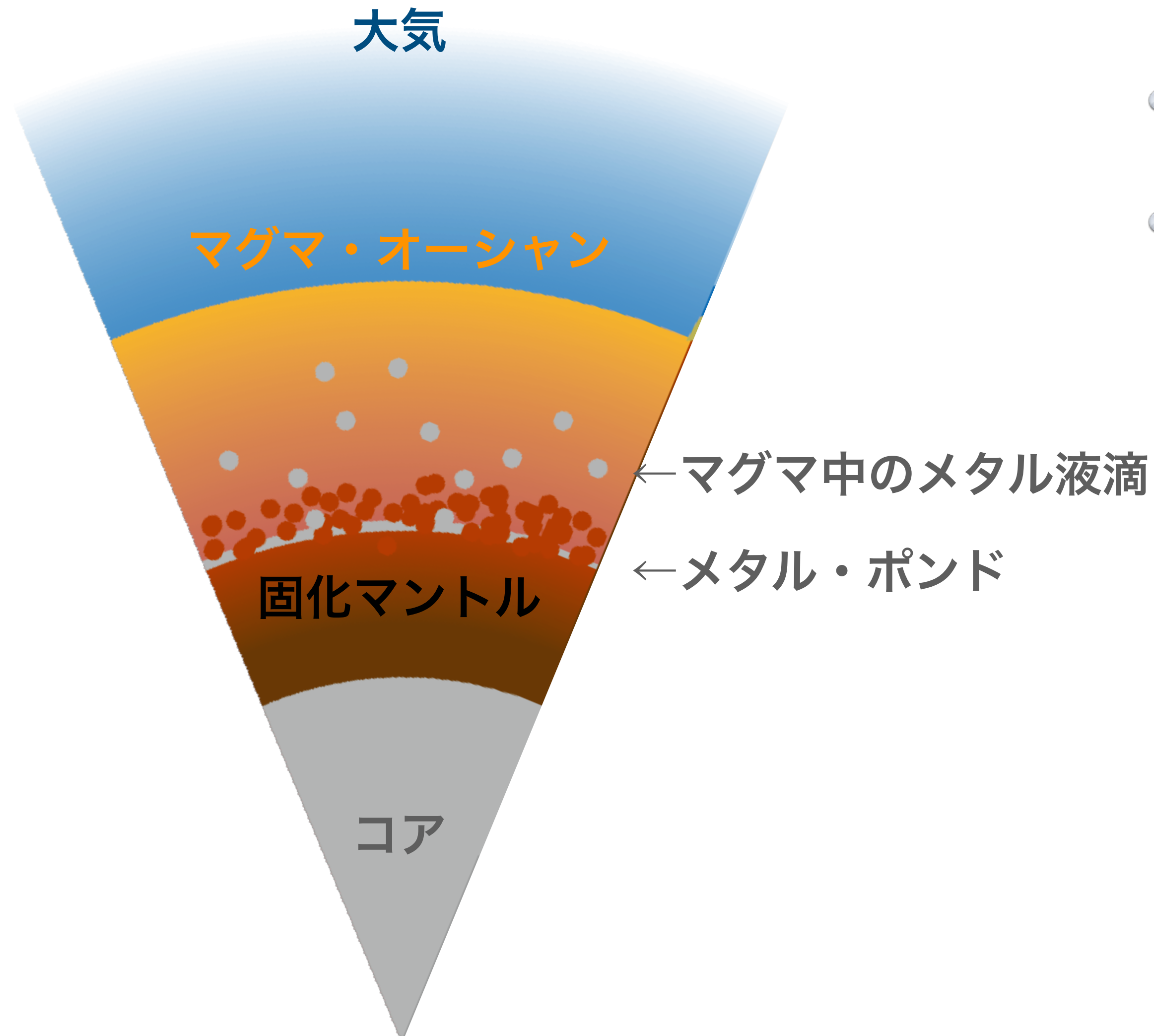
ここで 集積後の天体半径 $R_{1+2} = R_{\oplus}$, 比熱 $C_p = 1000 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ とする.

$$(1) \text{より}, \quad \Delta T = \frac{GM_1M_2}{R_{1+2}(M_1 + M_2)C_p} \simeq 5000 \text{ K} \quad \text{--- (2)}.$$

→ 岩石の典型的なソリダス温度 $T_{\text{sol}} \simeq 1500 \text{ K}$ を上回るため, 地球は熔融状態で誕生!

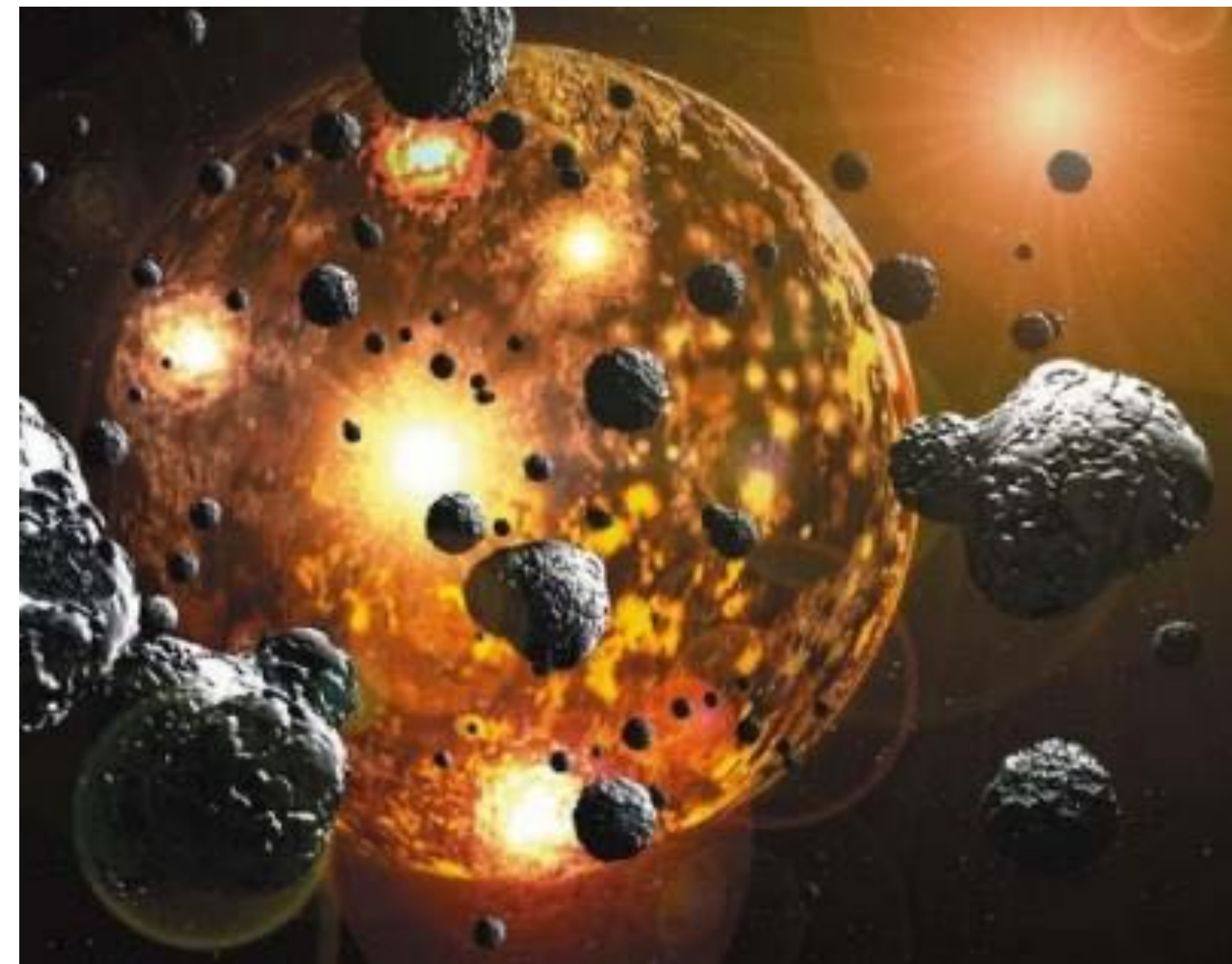
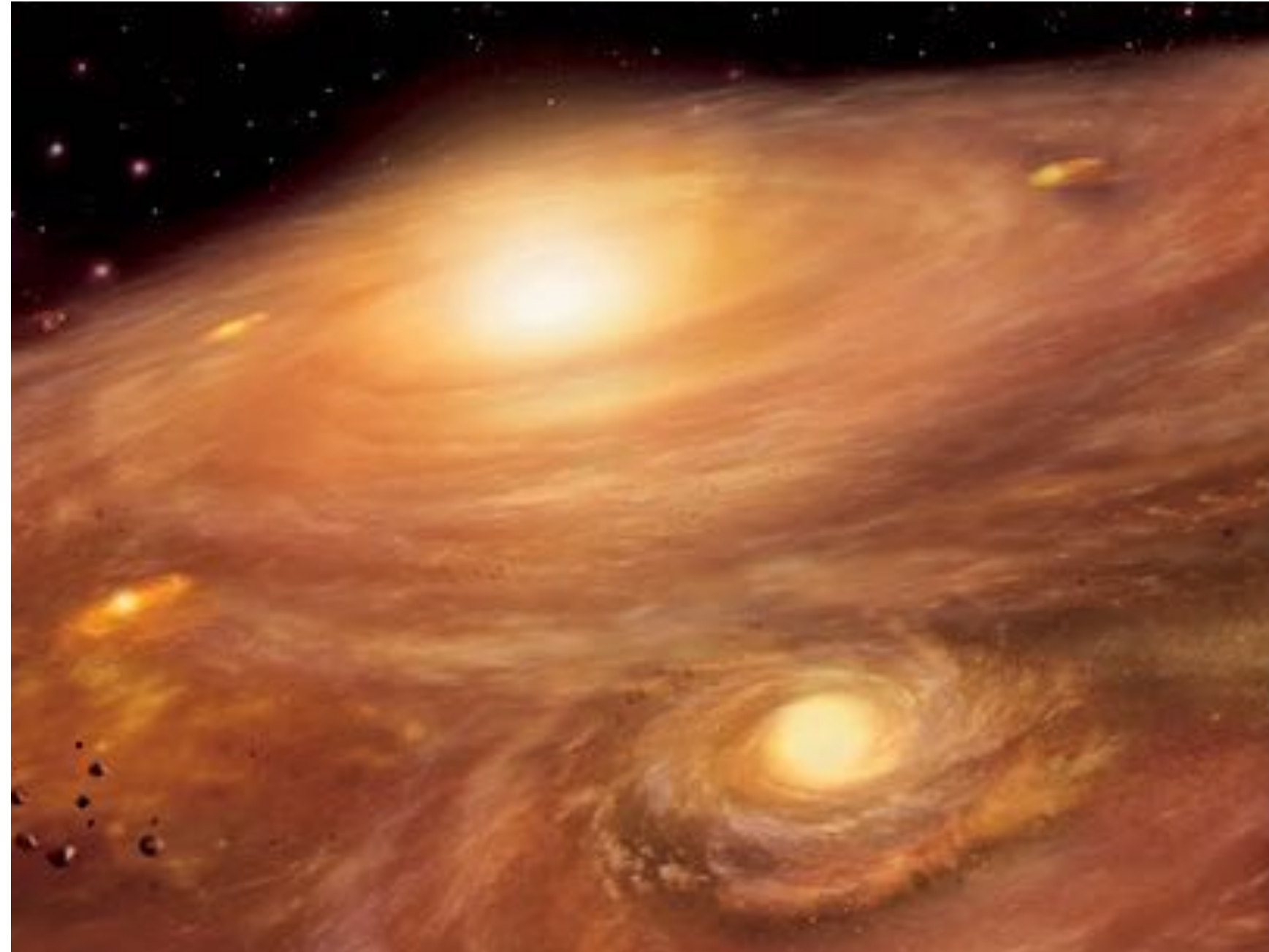
※ 巨大衝突でもペブル・微惑星集積でも, 同じ質量が集積した場合の温度変化は同じ.
→ (冷却するより短時間で集積すれば) 形成過程に依存せず, 熔融する.

マグマオーシャンとコアの分化



- マグマオーシャン：全球的に溶融した岩石の層
- コアの分化
 - メタルの液滴が沈降
 - サイズ ~1 cm (Rubie et al. 2003, *Earth Planet. Sci. Lett.*)
 - 固化マントルの上に蓄積(メタル・ポンド)
 - メタルと固化マントルの密度差があるため、ある程度蓄積すると不安定となり、コアへ

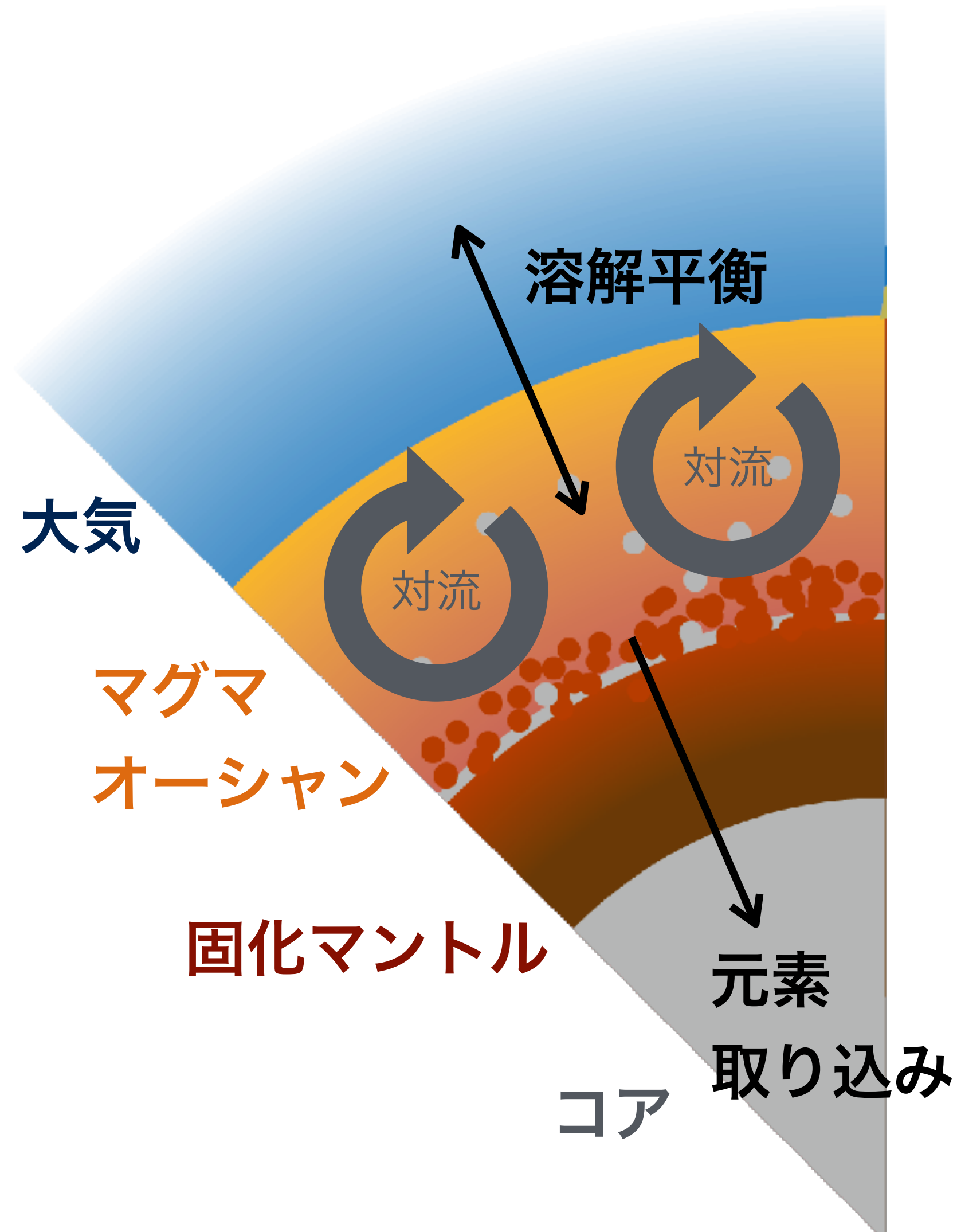
一次大気と二次大気



大気の2つの起源

- 原始惑星系円盤ガス(一次大気)：太陽組成でH, Heに富む → 巨大惑星
- 集積天体中の揮発性元素(二次大気)：C, Nなど重たい元素に富む → 地球型惑星

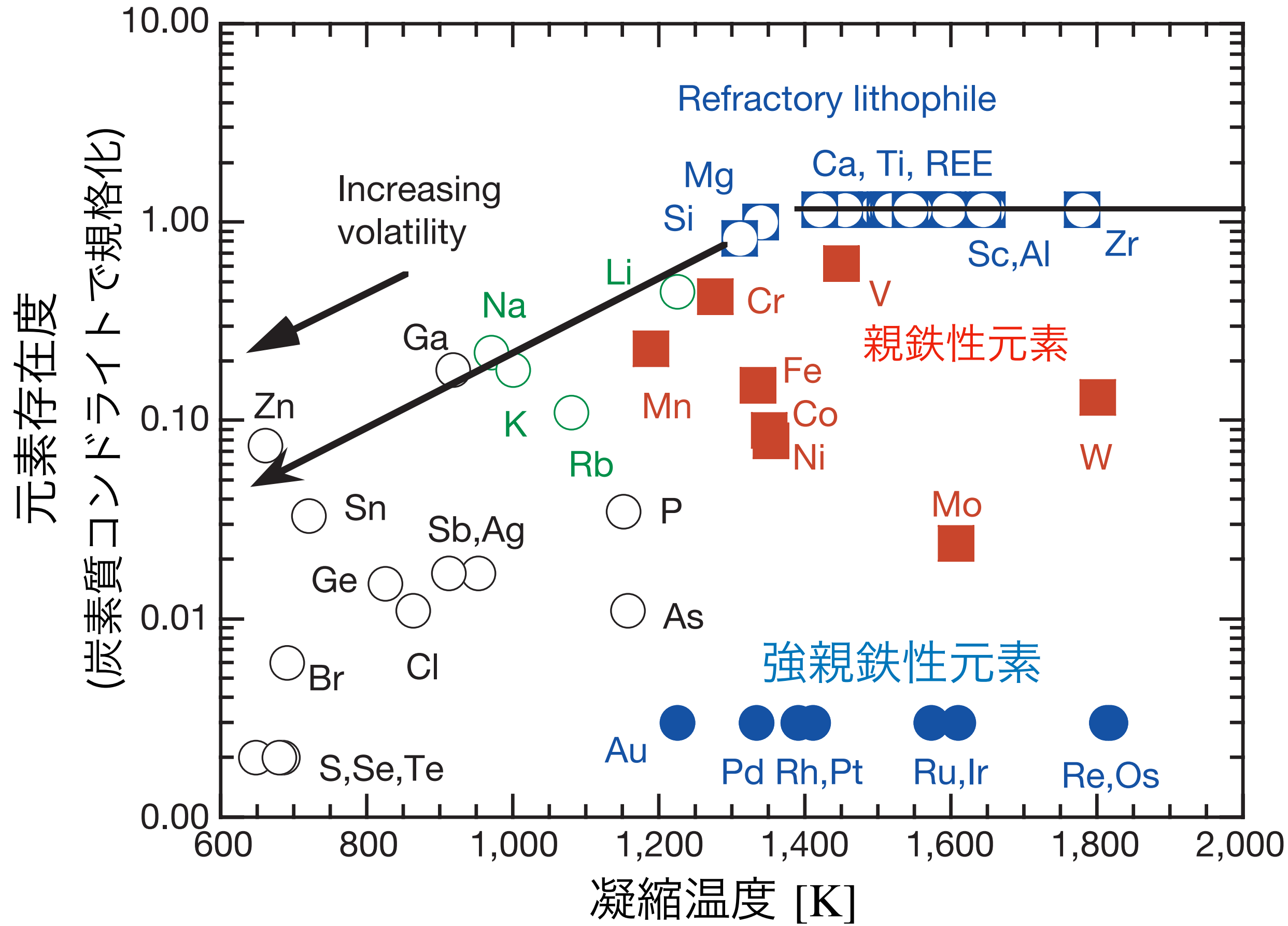
マグマオーシャン期の元素分配



- リキダス温度での超苦鉄質マグマの粘性 $\eta \sim 0.1 \text{ Pa s}$ (サラダ油程度)
→ レイリー数 $Ra \sim 10^{28-29}$ (e.g., Solomatov 2015)
→ マグマオーシャンは激しい対流・乱流状態
→ よく混ざるはず (マグマオーシャン全体が大気と平衡化)
- 大気-マグマオーシャン-メタル液滴の間で元素分配
 - 大気・海・生命のもととなる揮発性元素 (H, C, N, O, P, S) の表層存在量に影響
 - 高圧実験 → 全て親鉄性 (マグマへの分配 < メタルへの分配)
- 現在の地球マントル中の揮発性元素量 \geq 大気・海
- コアの密度欠損 ($\Delta\rho \sim 10\%$)
→ 最大の揮発性元素リザーバー？

レイト・ベニアと後期集積

コアを除く地球の元素存在度とそれぞれの凝縮温度



レイト・ベニア (e.g., Chou 1978)

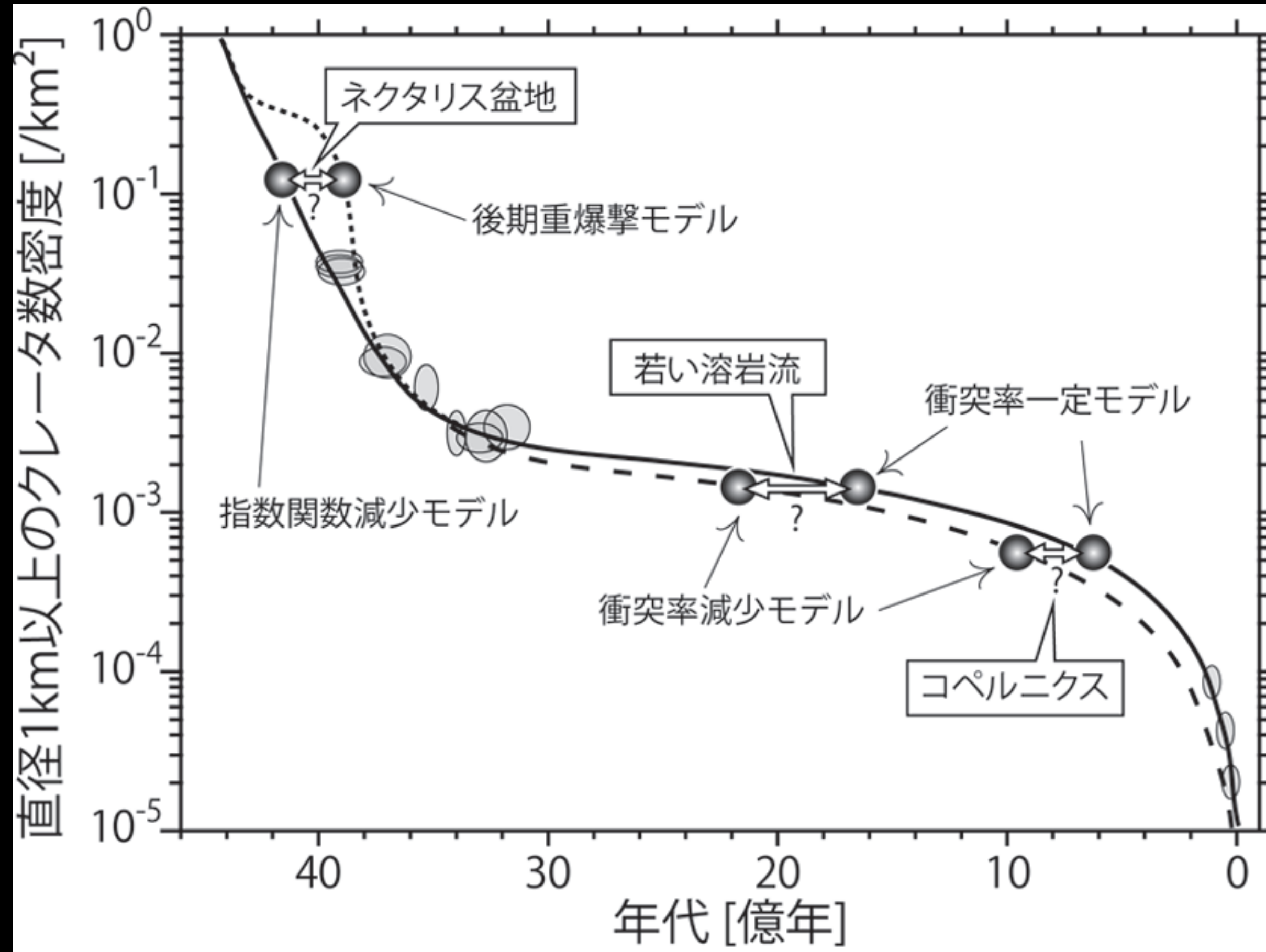
- マントルに含まれる強親鉄性元素(分配係数 $\geq 10^2$)
- マグマオーシャン期には全てコアに持ちさられた
- 後期集積(下記)による再供給

後期集積

- コア形成完了後の天体衝突
- レイトベニア元素存在度から, 総量 $\sim 0.01 M_{\oplus}$

月に記録された後期集積

月のクレーター数密度と地殻年代の関係



長他 (2012) 遊星人

- プレートテクトニクスのない月：古い地殻を残している (↔ 地球)
- 40億年以上前の記録はほぼないものの、過去に遡るほど指数関数的に天体衝突頻度が大きかったことがわかる (図)

後期重爆撃 (e.g., Tera et al. 1974, *Earth Planet. Sci. Lett.*)

- 41-38億年前の天体衝突頻度の増加
- ≠ 後期集積 (後期重爆撃 ∈ 後期集積)
- 太陽系規模の天体移動？
- 本当にあったのか疑問視もされている (e.g., Morbidelli et al. 2018 *Icarus*)

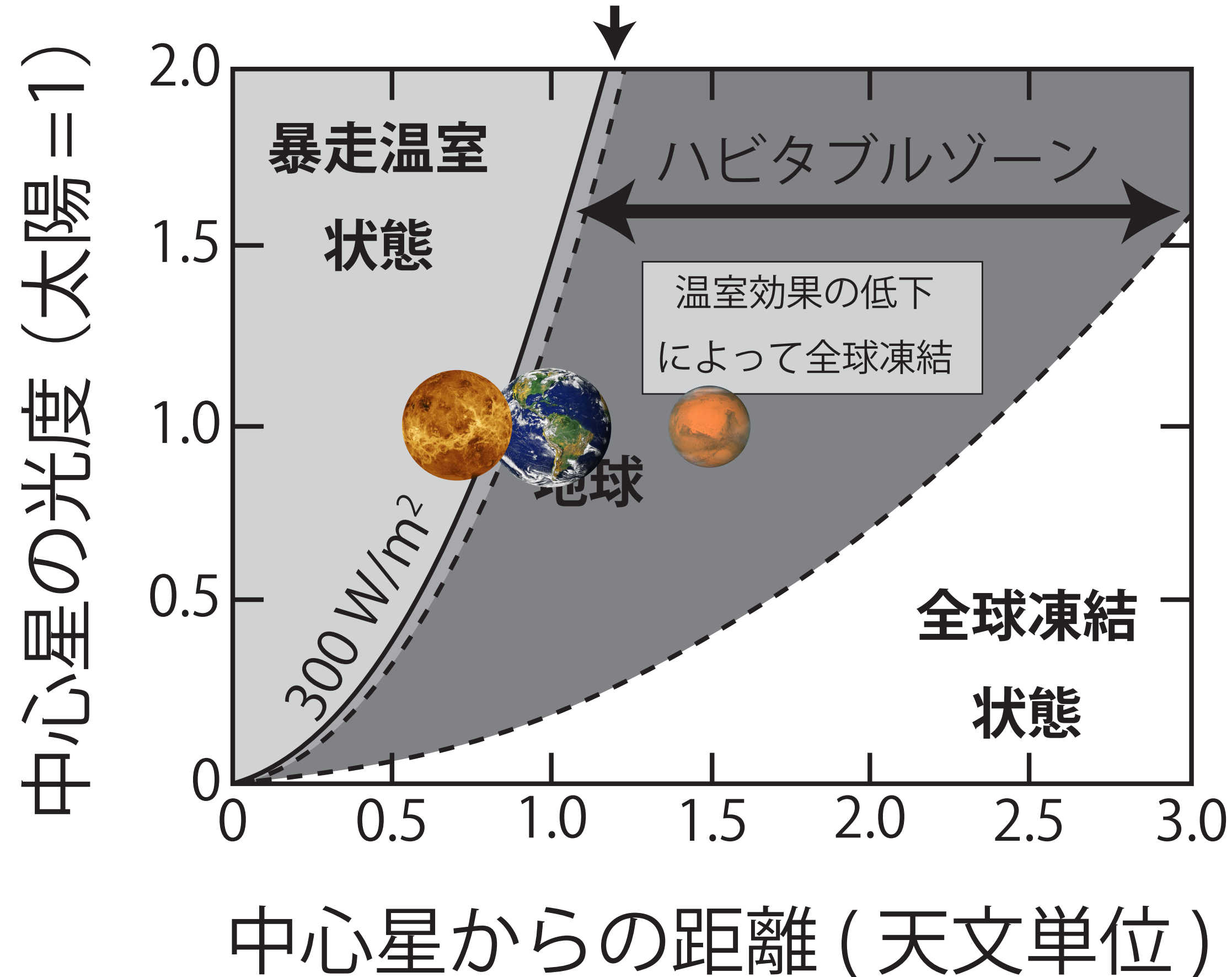
後期集積の影響

- 揮発性元素の供給・大気・海の剥ぎ取り (散逸)
 - 後期集積(地球質量の約1%)で大気は完全に入れ替わる可能性 (Sakuraba et al. 2019 *Icarus*)
- 衝突地点付近の熱水環境・衝突地点の短期的な超高温環境
 - 前生命化学進化の場



ハビタブル・ゾーン

大気の温室効果がなくても
液体の水が存在できる領域



ハビタブル・ゾーン

- 天体表面に液体の水を保持できる軌道範囲
- 恒星(質量, 年齢)・惑星(質量, 大気組成)に依存
- 狭義にはCO₂(+N₂)大気を仮定する

暴走温室状態

- 水が全て水蒸気となるような気候状態
- 現在の金星

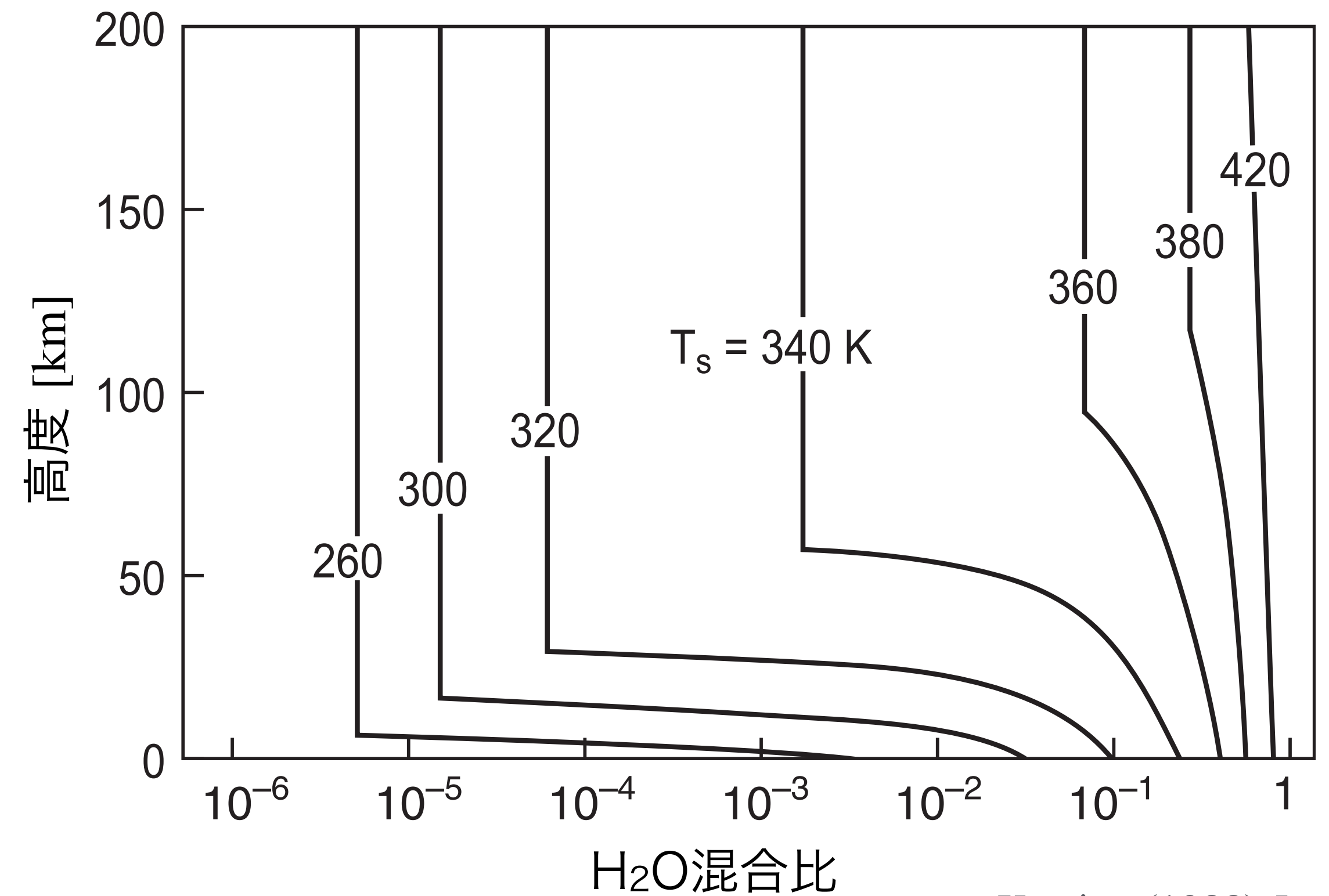
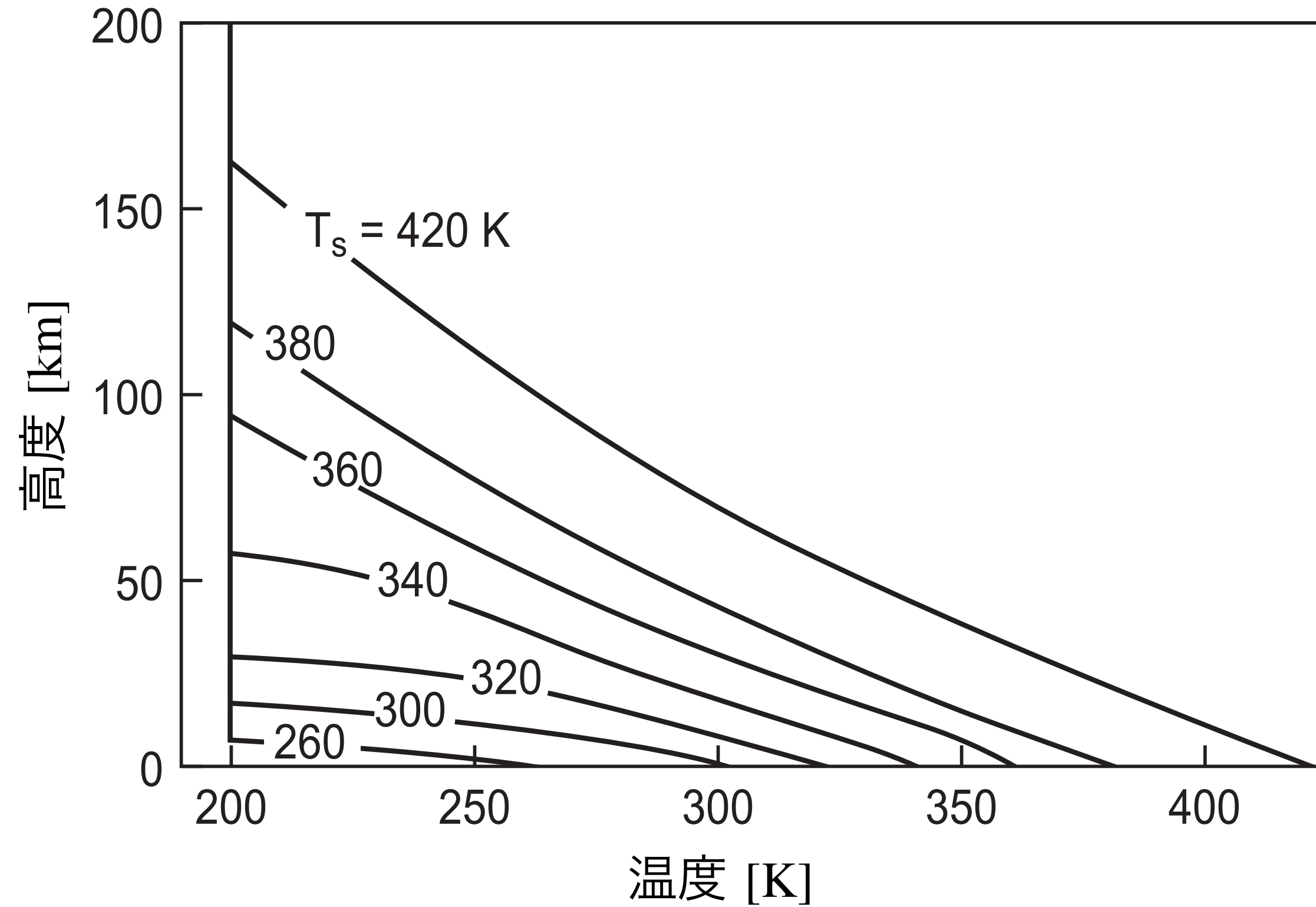
全球凍結状態

- 表面では水が全て氷となるような気候状態
- 現在の火星

門屋他 (2012) 日本惑星科学会誌, Vol. 21, No. 3. をもとに改変

H₂Oの気候フィードバック

簡略化した地球大気の温度構造と水蒸気の混合比：地表面温度上昇への応答



Kasting (1988) *Icarus*

地表温度が高い(e.g., 恒星に近い) → 地表付近のH₂O混合比大 → $-dT/dz$ 小 → 上空のH₂O混合比大

ハビタブル・ゾーンの内側境界：暴走温室状態

暴走温室状態となるような閾値となる入射光フラックスはどのように決まっているのか？

→ 射出限界 (表面に海を持つ惑星の放射光フラックスの上限値) として理解できる(※)

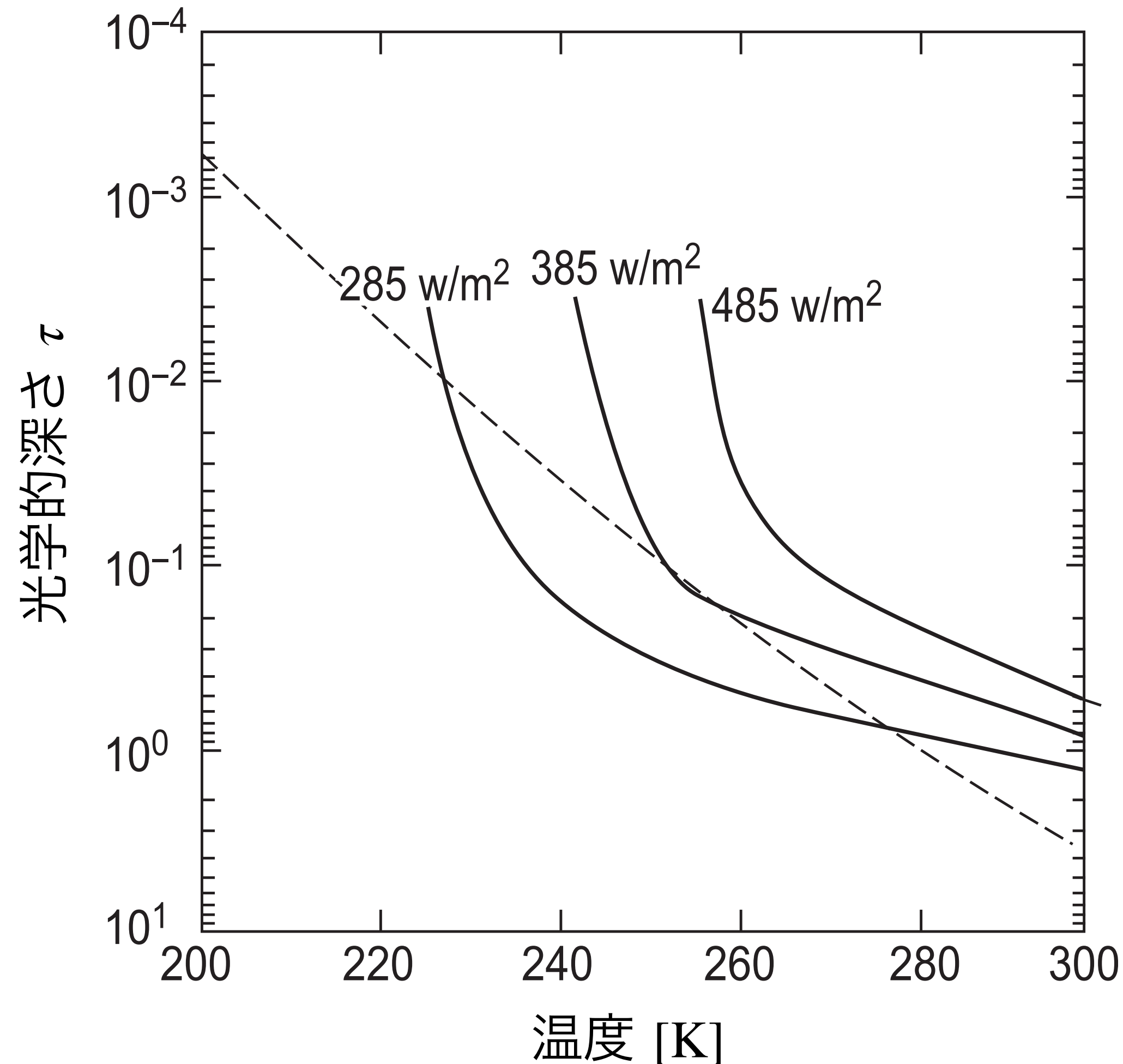
- 成層圏の射出限界 (Komabayashi-Ingersoll limit)
- 対流圏の射出限界 (Simpson-Nakajima limit)

の2つの射出限界が存在

※ “放射フラックスの上限”によって制約されるため、中心星からの入射光が射出限界を下回っていても、内部熱源によって暴走温室状態となることもありうる
(例：形成直後の熱い地球は暴走温室状態と見なせる)

成層圏の射出限界

放射平衡の大気構造(実線)と飽和蒸気圧曲線(破線)



水蒸気 100 % の大気を想定する。

放射平衡の大気構造は,

$$\pi B = \sigma_{\text{SB}} T^4(\tau) = \frac{F_{\text{net}}}{2}(D\tau + 1) \quad \text{--- (1). (実線)}$$

一方, $d\tau = -\rho\kappa dz$ --- (2), $dp = -\rho g dz$ --- (3) より,

$$\frac{dp}{d\tau} = \frac{g}{\kappa} \quad \text{--- (4).} \quad \therefore \tau = \frac{\kappa}{g} p \quad \text{--- (5) } (\kappa = \text{const. とした})$$

(5)式を用いて飽和蒸気圧曲線を (τ, T) で表すと,

$$\tau = \frac{\kappa}{g} p_{\text{sat}}(T) \quad \text{--- (6). (破線)}$$

$\kappa = 0.01 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, $g = 9.8 \text{ m s}^{-2}$ とする時,

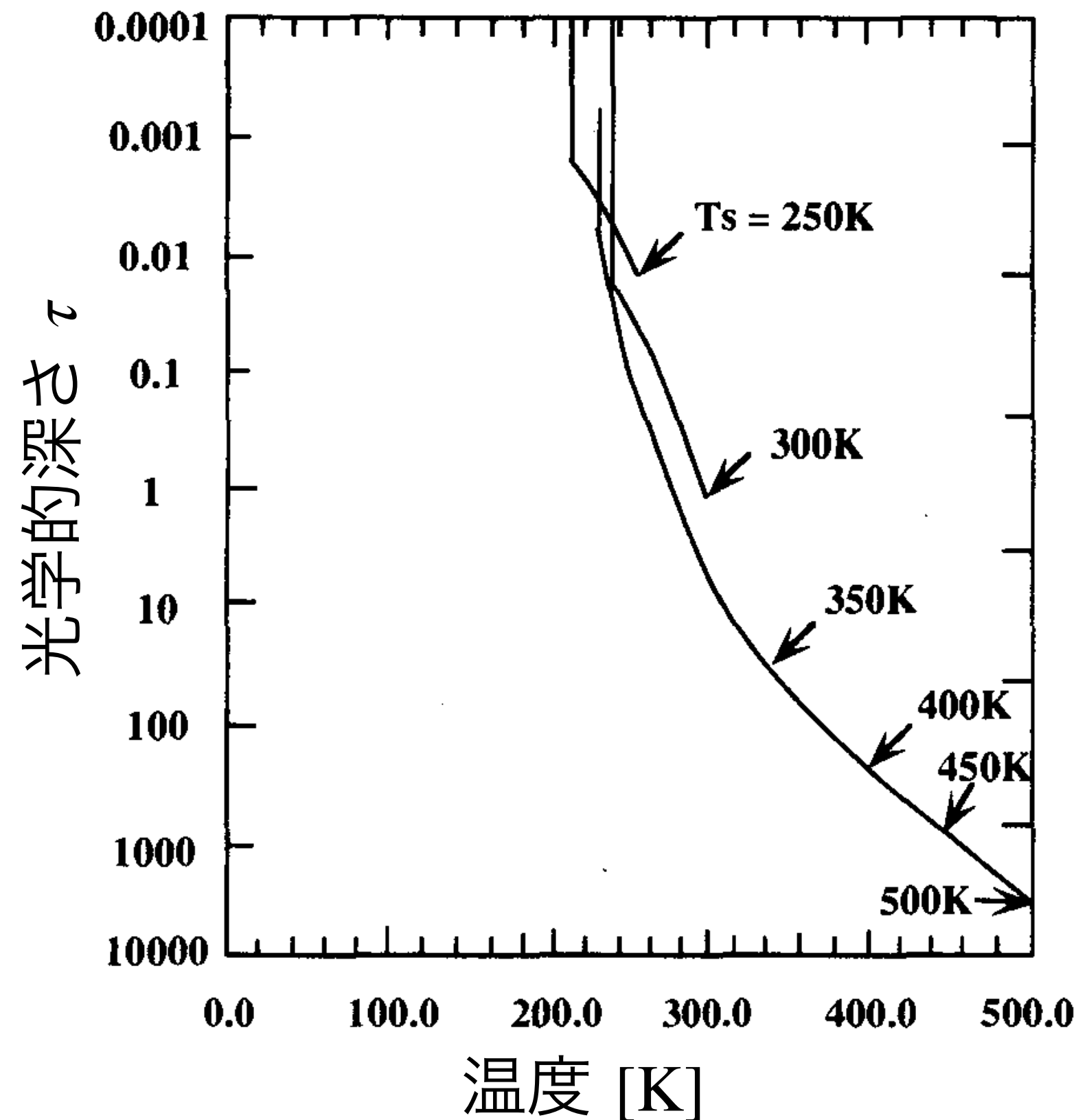
(1)と(6)は $F_{\text{net}} > 385 \text{ W m}^{-2}$ で交わらない.

→ 成層圏と対流圏 (水蒸気で飽和) が接続しない

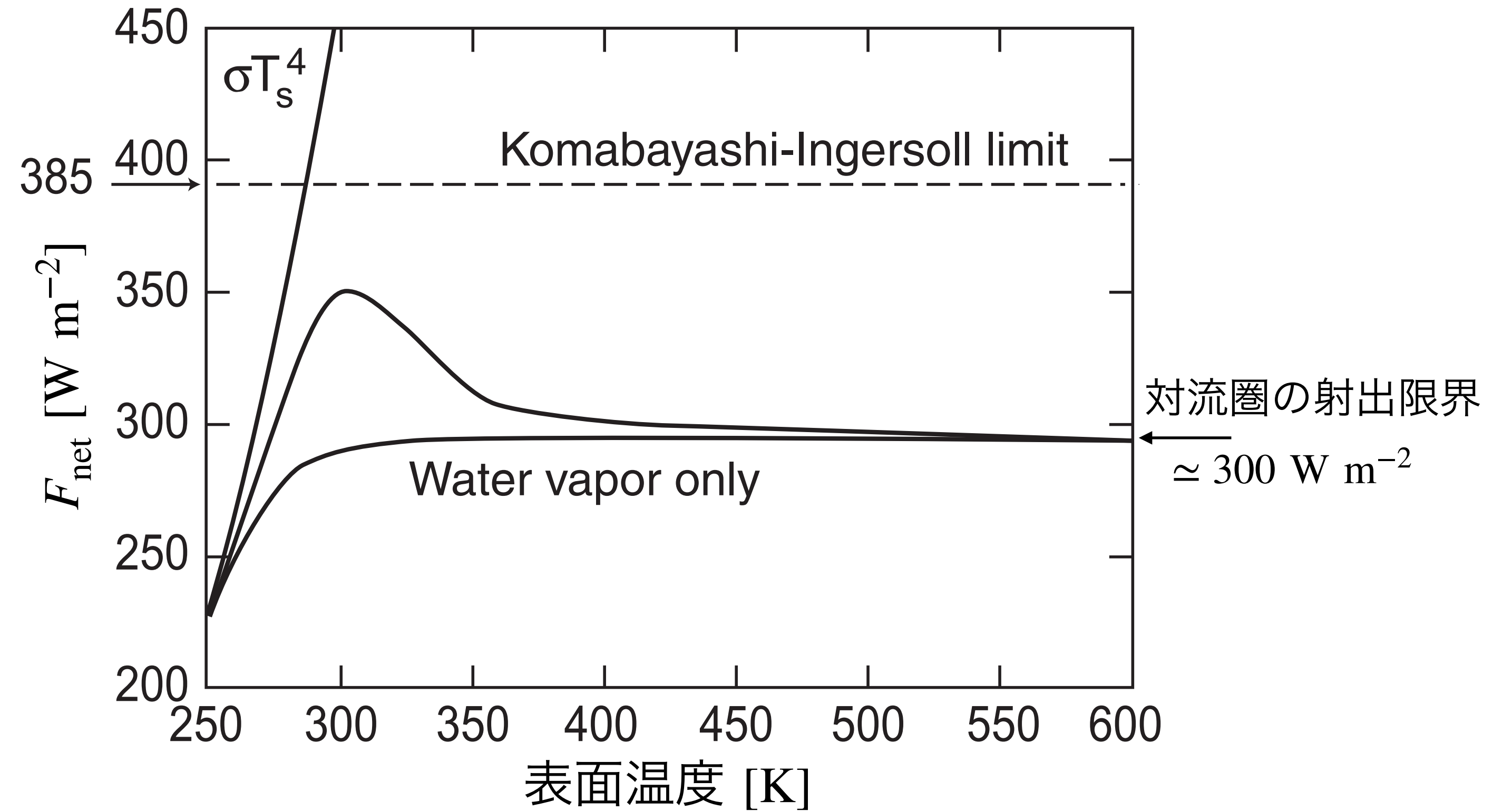
→ 平衡解がない!

対流圏の射出限界

放射対流平衡の大気構造



放射対流平衡大気表面温度と惑星放射量

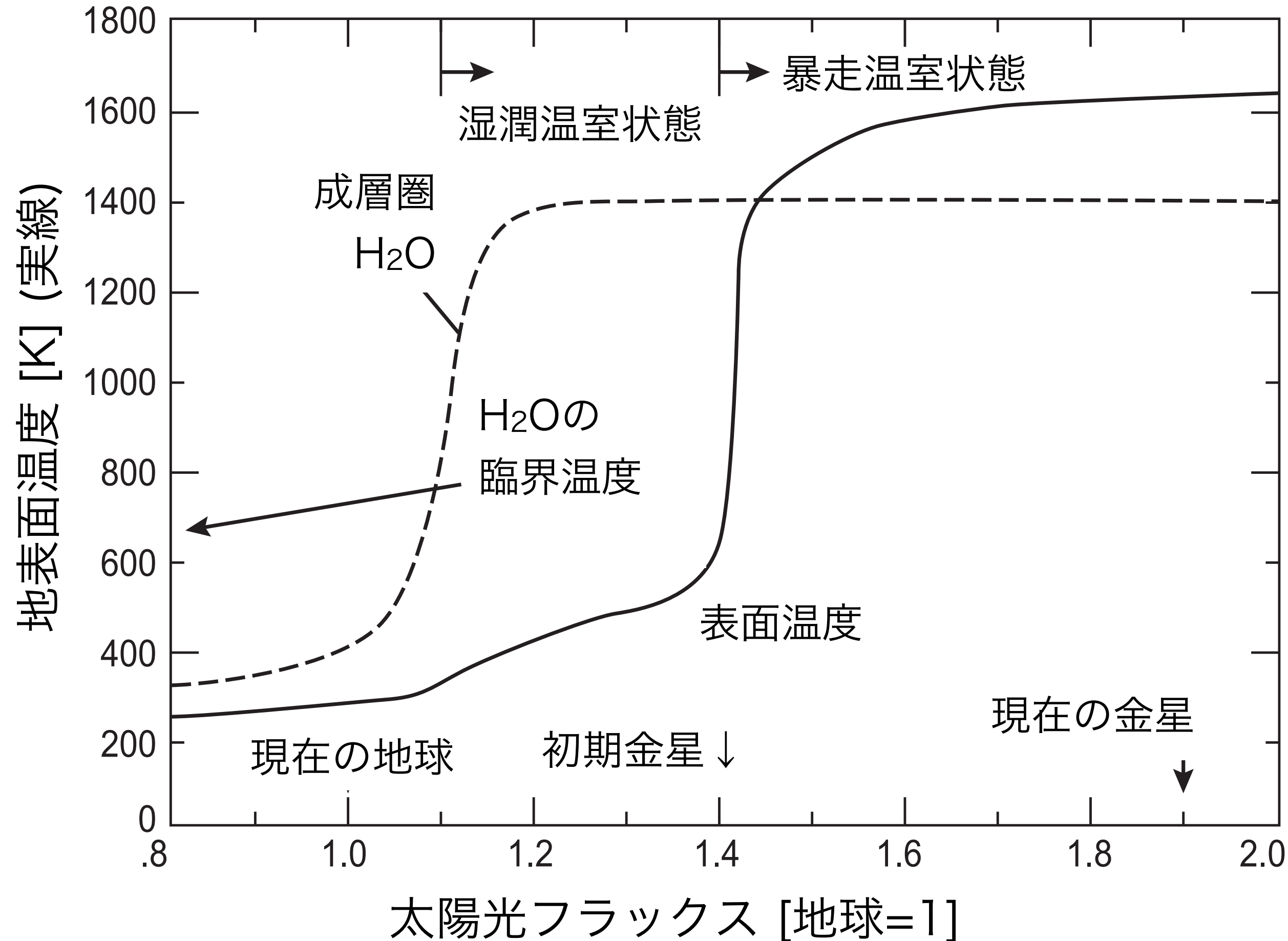


Nakajima et al. (1992) *J. Atmos. Sci.*

- 放射対流平衡大気モデルで、対流圏は水蒸気で飽和を仮定し、表面温度をパラメータに計算
- 表面温度が上昇すると、大気の主成分が水蒸気となり、対流圏の構造が飽和蒸気圧曲線に固定 (左図)
→ KI-limit とは独立に、対流圏の構造が決定する F_{net} に漸近 (対流圏の射出限界 = HZの内側境界)

初期地球・金星の気候状態

入射光フラックスに対する表面温度と成層圏水蒸気混合比の変化



- 暴走温室状態：水が全て水蒸気
- 湿潤温室状態：海はあるが成層圏が湿潤

初期金星

- 暴走温室と湿潤温室の境界付近
 - 暴走温室状態であった場合, H₂Oを全て失うまでMOは固化しない (e.g., Hamano et al. 2013 *Nature*)
- H₂Oの解離と水素散逸

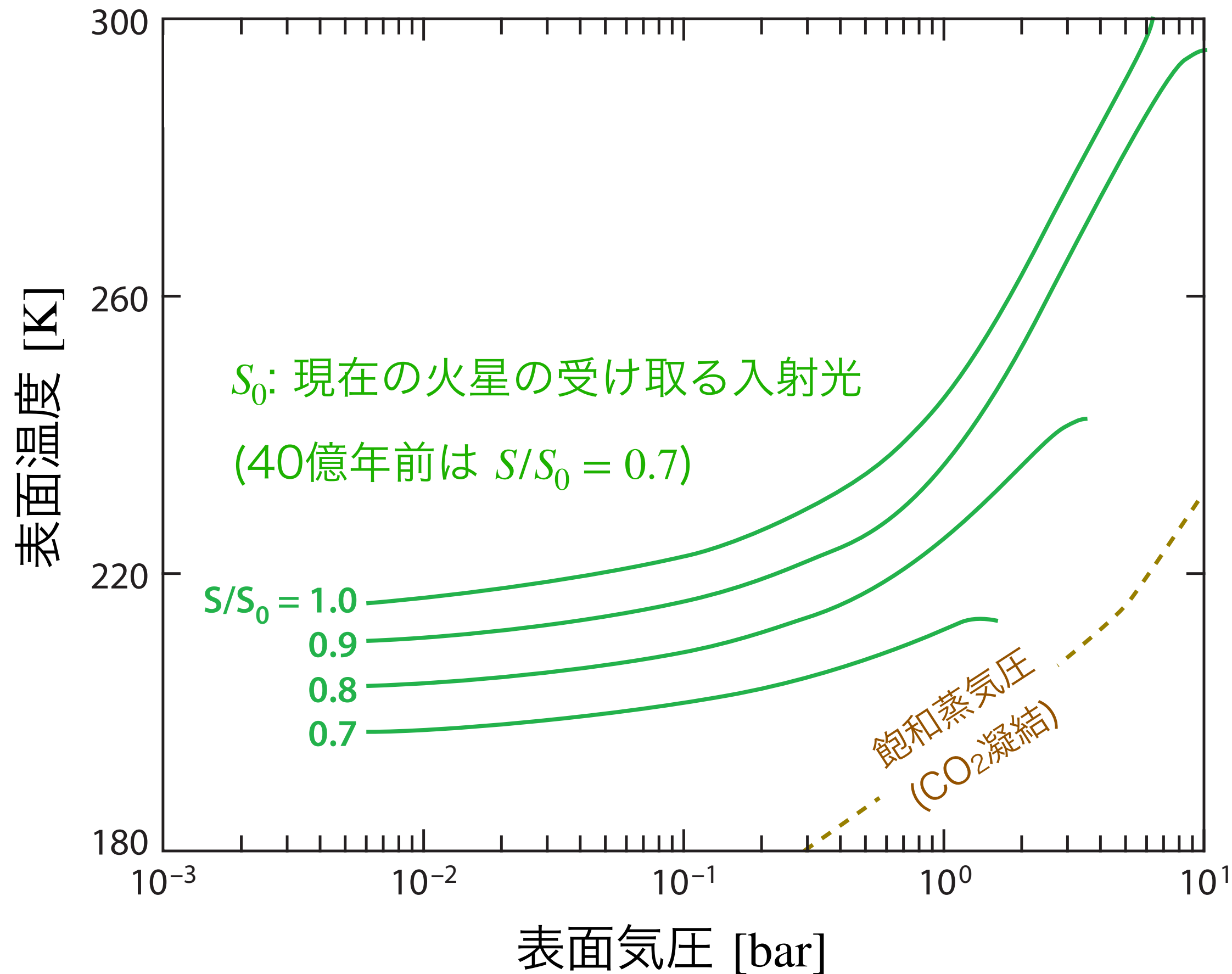
地球

- 海を保持できる
- H₂Oはコールドトラップされる

Kasting (1988) *Icarus*

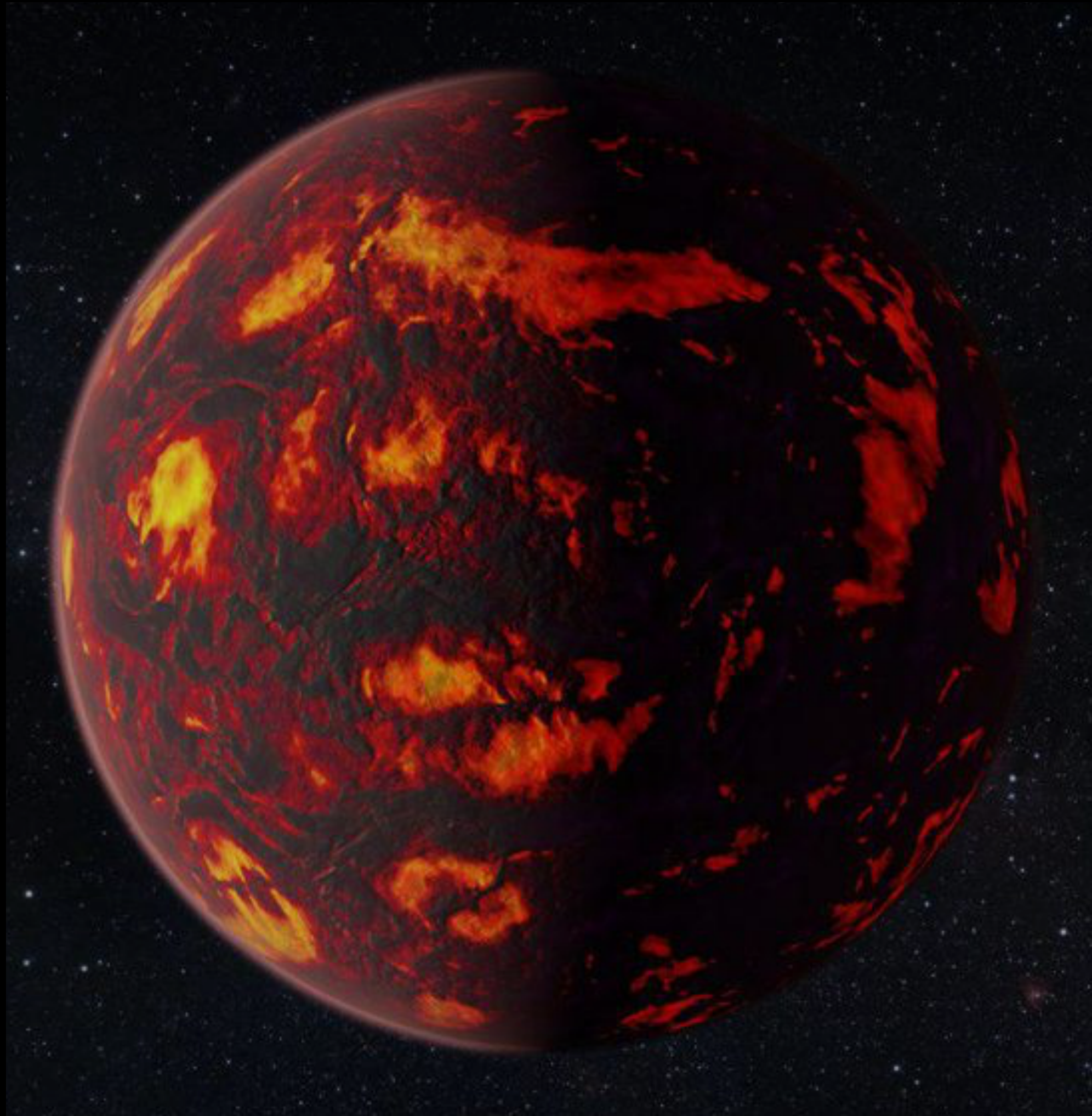
ハビタブル・ゾーンの外側境界

CO₂-H₂O大気の表面気圧と温度の関係



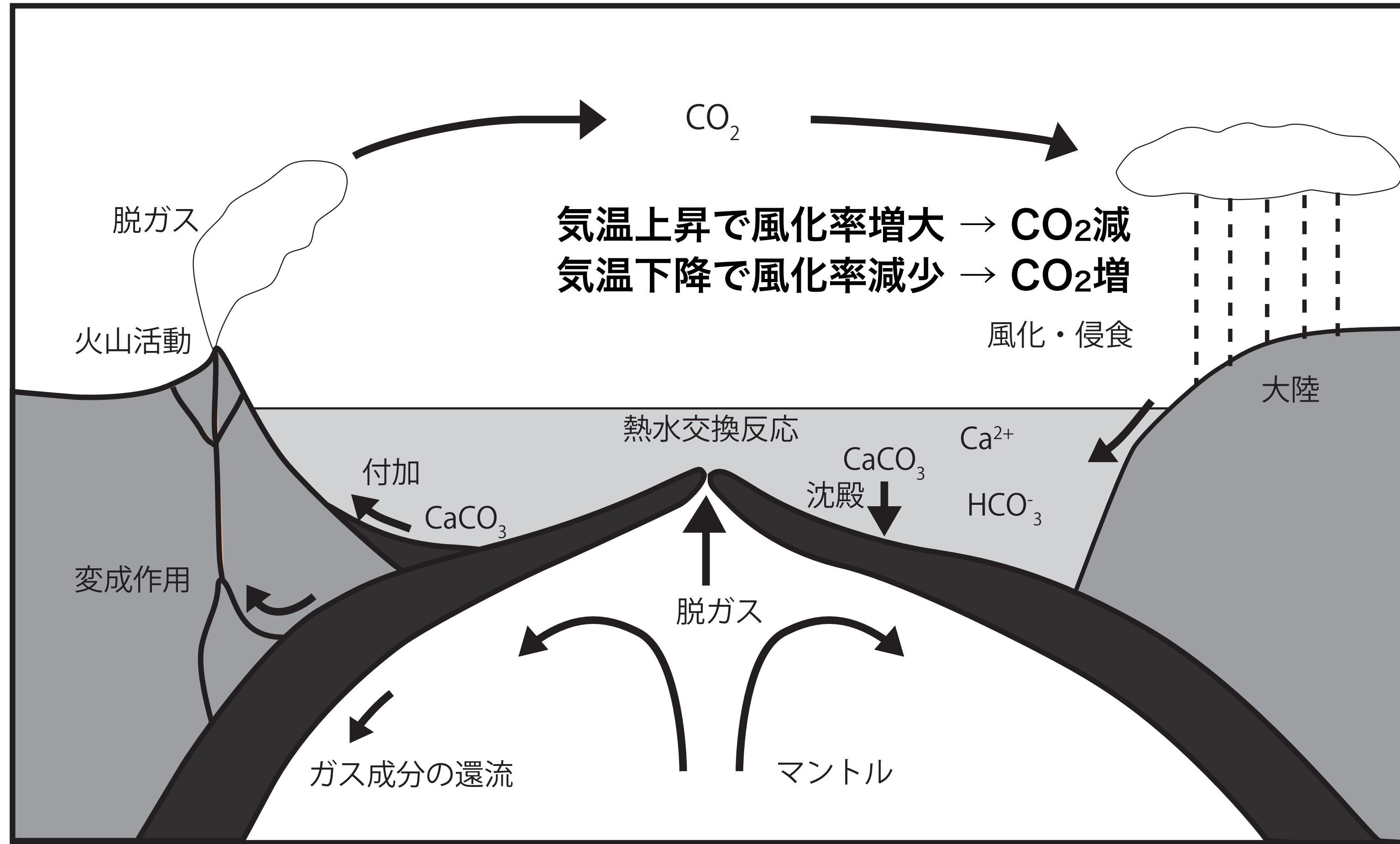
- CO₂が増加するにつれて、温室効果は頭打ち
 - レイリー散乱
 - CO₂の凝結
 - 温度勾配が緩やかに(湿潤断熱温度勾配)
 - 大気量に上限 (273 K で ≈ 30 bar)
- ハビタブル・ゾーンの外側境界を決定
- ※ CH₄, N₂, H₂など凝縮温度の低いガスが大量に存在すれば、ハビタブル・ゾーンは広がる
- 初期火星は狭義のHZ(CO₂大気を仮定)の外
 - 全球凍結？

マグマオーシャン固化直後の地球大気



- C, Nのマグマへの溶解度は小さい
→ 分配量：大気 \gg マントル
(e.g., Hirschmann 2016)
- 現在のマントル中の元素量：
CO₂換算 数100 bar, N₂換算 数 bar
→ 金星のような厚いCO₂(+N₂)大気
- 当時のマントル組成によっては
より還元的な大気組成になる

地球：海の形成と炭素固定



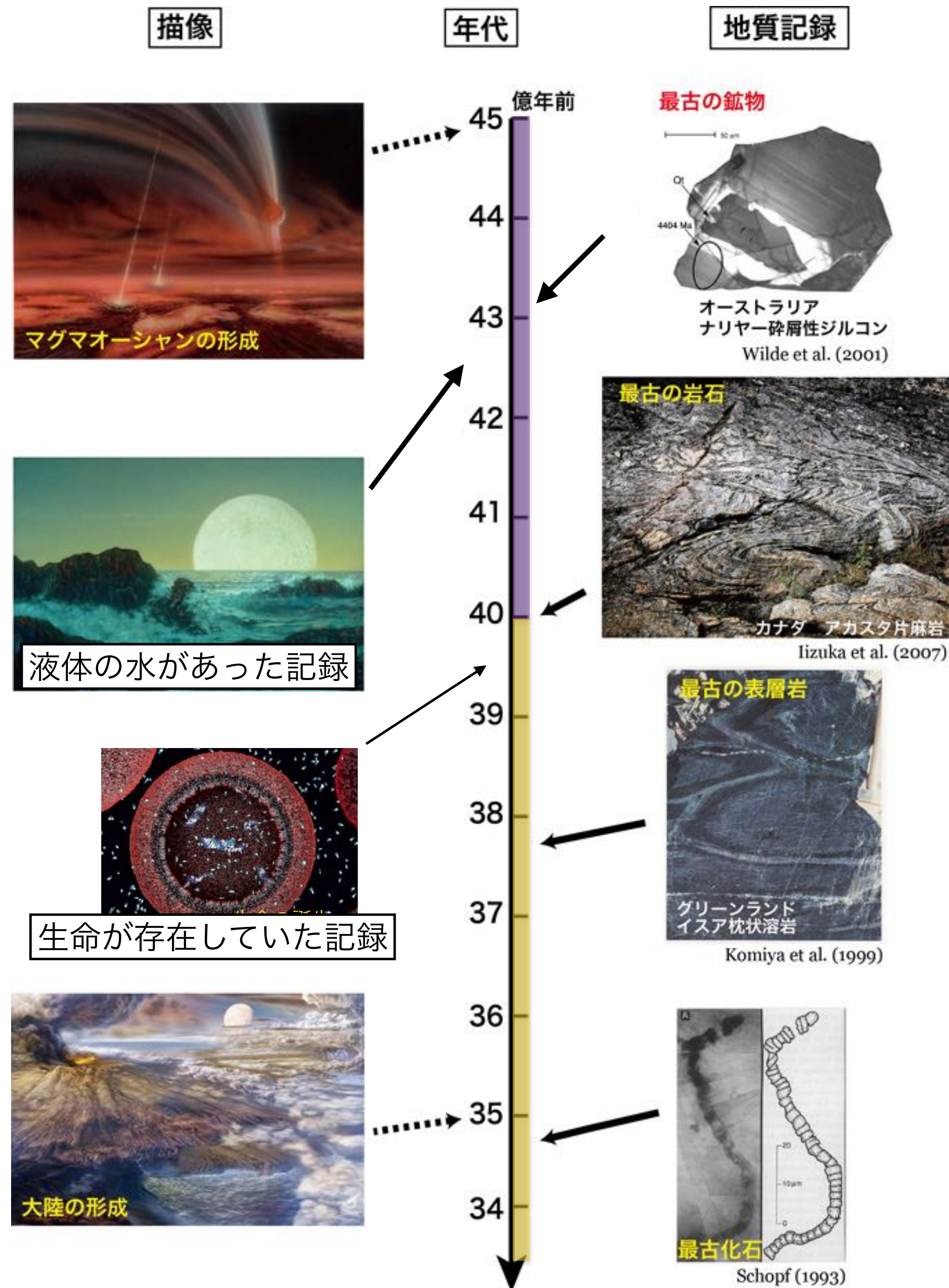
門屋他 (2012) 日本惑星科学会誌 遊星人, Vol. 21, No. 3.

- 海が形成されるとCO₂を炭酸塩岩として固定
- 大陸地殻のない初期地球において炭酸塩岩固定がどの程度進むかは議論がある (Krissansen-Totton et al. 2018, *PNAS*)

地球史

累代	期間	特徴
冥王代	46億-40億年前	岩石や地層記録なし
太古代	40億-25億年前	貧酸素・CO ₂ に富む大気？ 化学合成(+光合成?)原核生物
原生代	25億-5.42億年前	酸素濃度上昇, 大陸地殻増加 酸素発生型光合成, 真核生物
顕生代	5.42億年前-現在	酸化的な大気 生物化石豊富, 生物大型化

冥王代

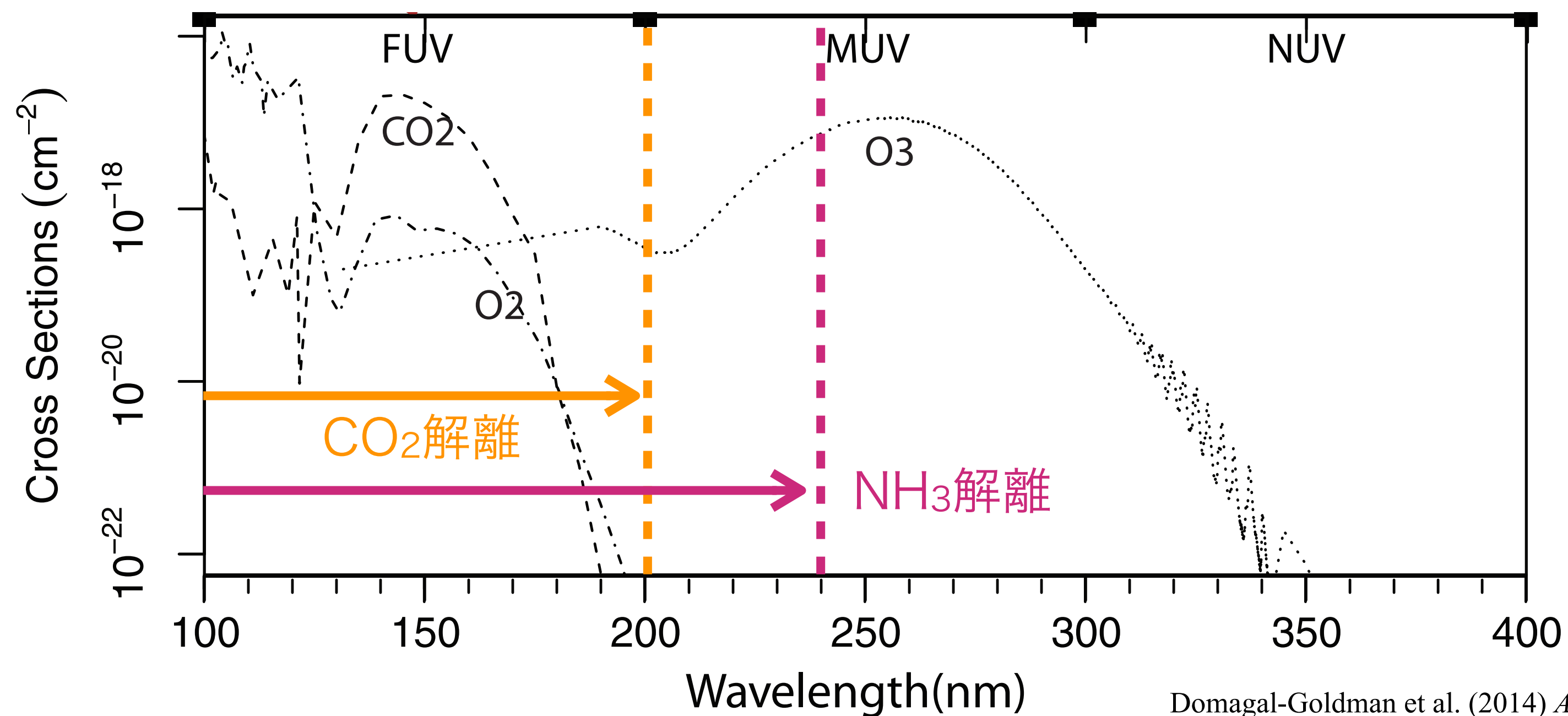


- 古い地殻はプレート運動で失われる
- 冥王代：岩石記録がない時代
- 43億年前のジルコン結晶
低温の水と反応した証拠 (酸素同位体)
→ **海が存在した?** (Wilde et al. 2001)
- 39.5億年前の炭素の低い $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比
(生物有機物の特徴)
→ **生命が誕生していた?** (Tashiro et al. 2017)

図は 飯塚 (2015), 東京大学大学院地球惑星科学専攻ウェブマガジン を改変
<http://www.eps.s.u-tokyo.ac.jp/webmagazine/wm006.html>

還元的な初期大気モデル

- 近代的な惑星形成モデルが確立する前に好まれていた
- 生命誕生につながる有機化学進化に有利 (Millerの放電実験)
- 暗い太陽のパラドックスを還元的な $\text{CH}_4\text{-NH}_3$ 大気で解決？
 - NH_3 10 – 100 ppmv で十分な温室効果 (Sagan & Mullen 1972). しかし…
 - 地球形成モデルは CO_2 大気を予想
 - O_2 に欠乏した大気中では, NH_3 は $< 230 \text{ nm}$ の紫外線で解離・分解 (Kasting, 1982; Kuhn & Atreya, 1979)

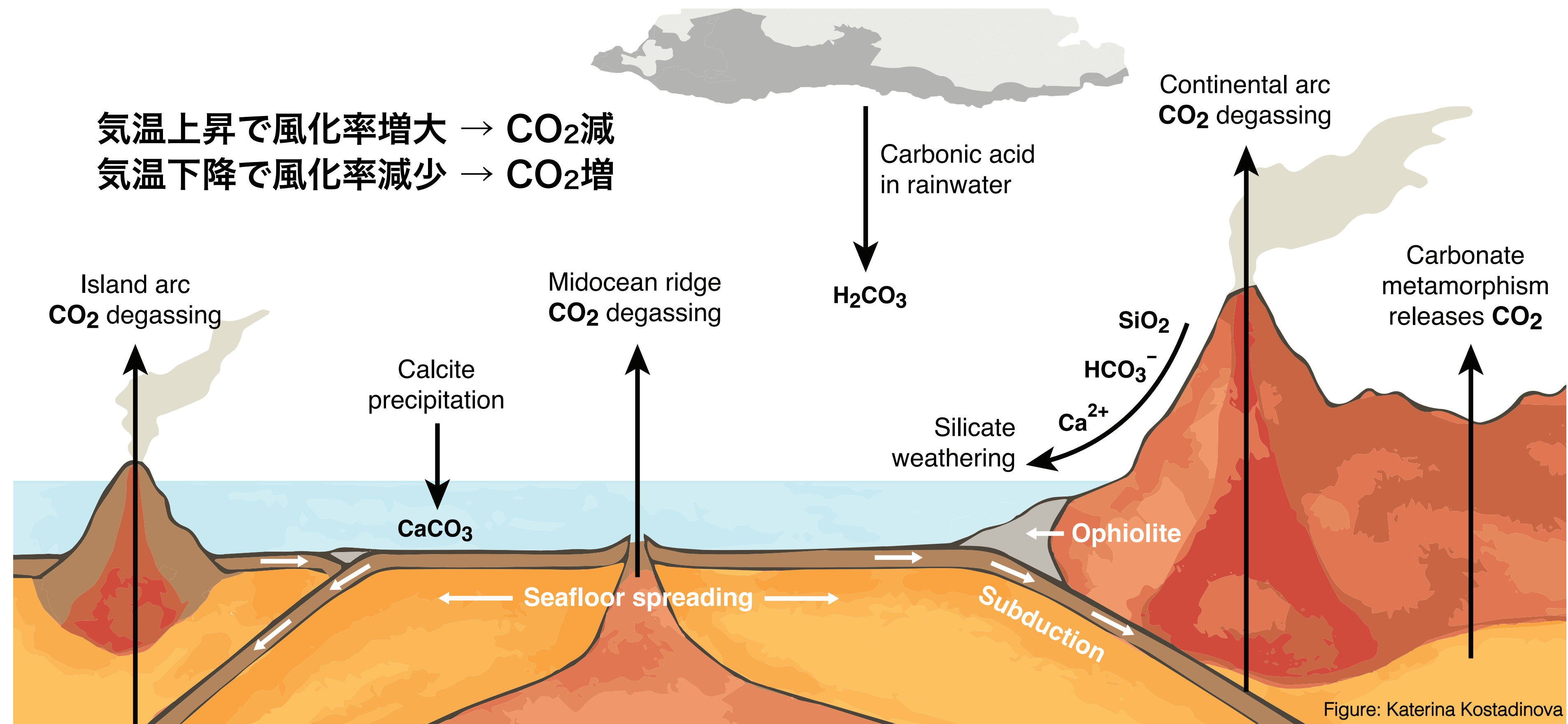


Domagal-Goldman et al. (2014) *Astrophys. J.*

暗い太陽のパラドックス解決策一覧

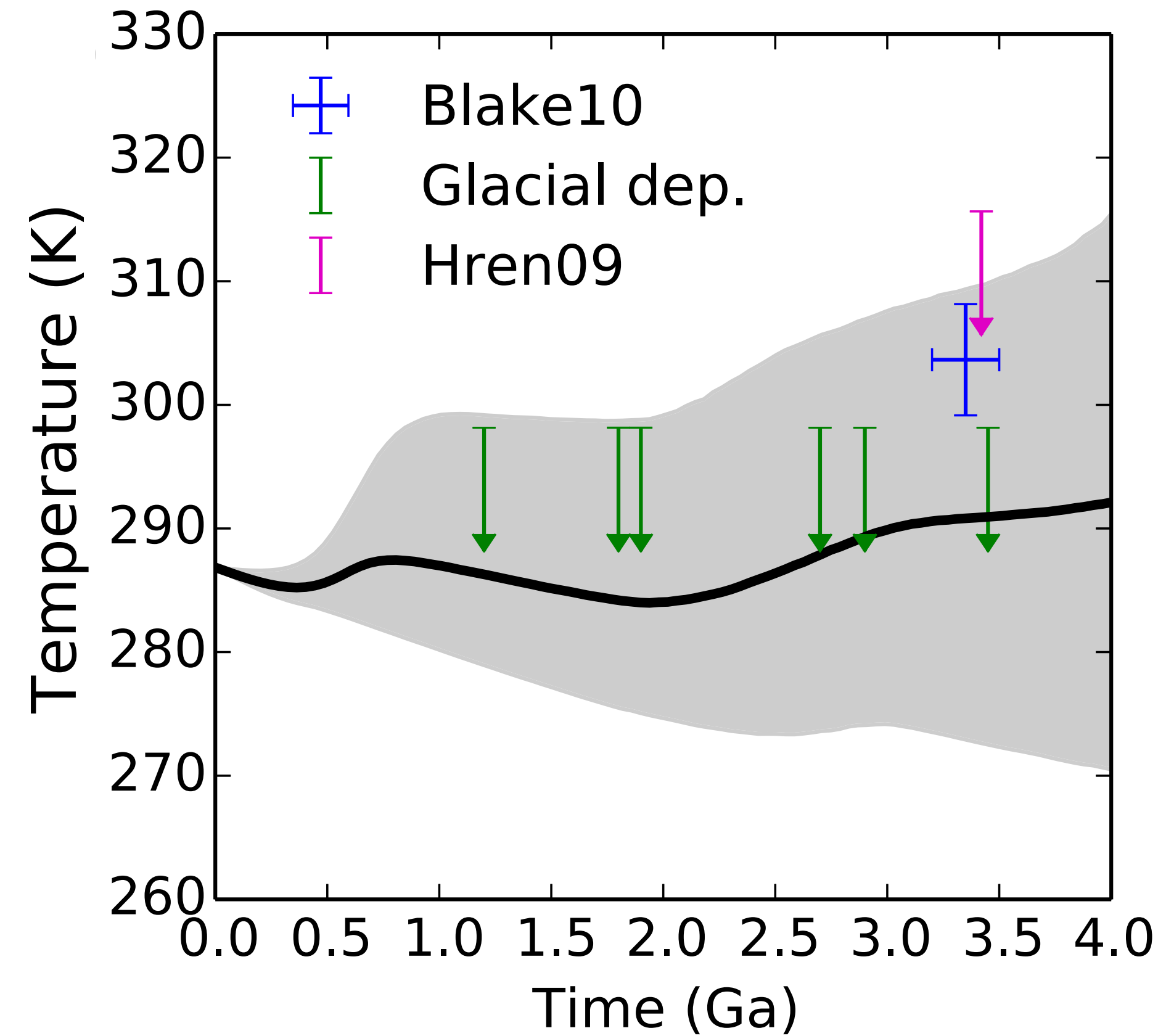
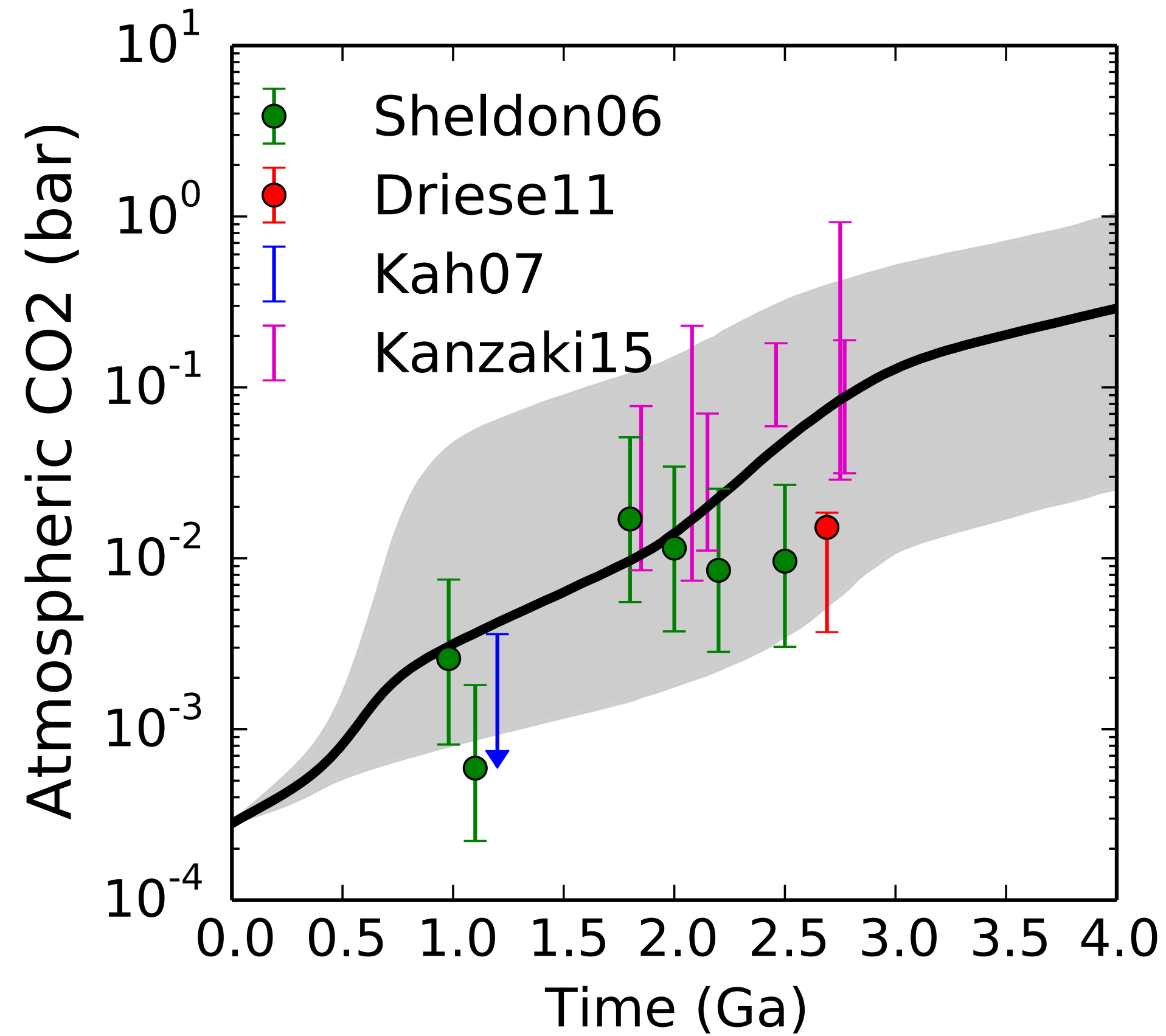
1. CO₂の温室効果 (次ページ)
2. CO₂-CH₄ 大気 (e.g., Pavlov et al. 2000)
3. 少ない大陸地殻と雲 → 低いアルベド (e.g., Rosing et al. 2010)
4. N₂-H₂の衝突励起吸収 (Wordsworth & Pierrehumbert 2013)
5. 厚い N₂ 大気の pressure broadening (Goldblatt et al. 2009)
6. OCSの温室効果 (Ueno et al. 2009)
7. CH₄-NH₃ 大気 (Sagan & Muller 1972)
8. 太陽は重たく明るかった (e.g., Whitmire et al. 1995)

炭素循環 (carbonate-silicate cycle)



- CO_2 の脱ガスと炭酸塩岩への固定のサイクル (時定数 $\sim 10^{6-7}$ 年)
- 太陽光度変化($\sim 10^{8-9}$ 年)の影響を打ち消すように働く (Walker et al. 1981 *J. Geophys. Res.*)

炭素循環を考慮した気候進化モデル



- 高いCO₂分圧が暗い太陽光度を補い、初期地球を 273 K 以上に保つ (Krissansen-Totton et al. 2018, *PNAS*)
- 暗い太陽のパラドックスは解決？ (ただし、海洋底風化のモデル化などに結果が依存)
 - 他の温室効果ガスも共存してもいい (例：CH₄)

初期地球のメタン大気？



- 温室効果ガスとしてCH₄は着目されてきた (e.g., Pavlov et al. 2000)
- [CH₄]/[CO₂] \geq 0.1 で有機物ヘイズ (e.g., タイタン大気) が生成 (e.g., Trainer et al., 2006)
- CH₄による温暖化 or ヘイズによる寒冷化？
(e.g., Pavlov et al. 2001; Arney et al. 2016)

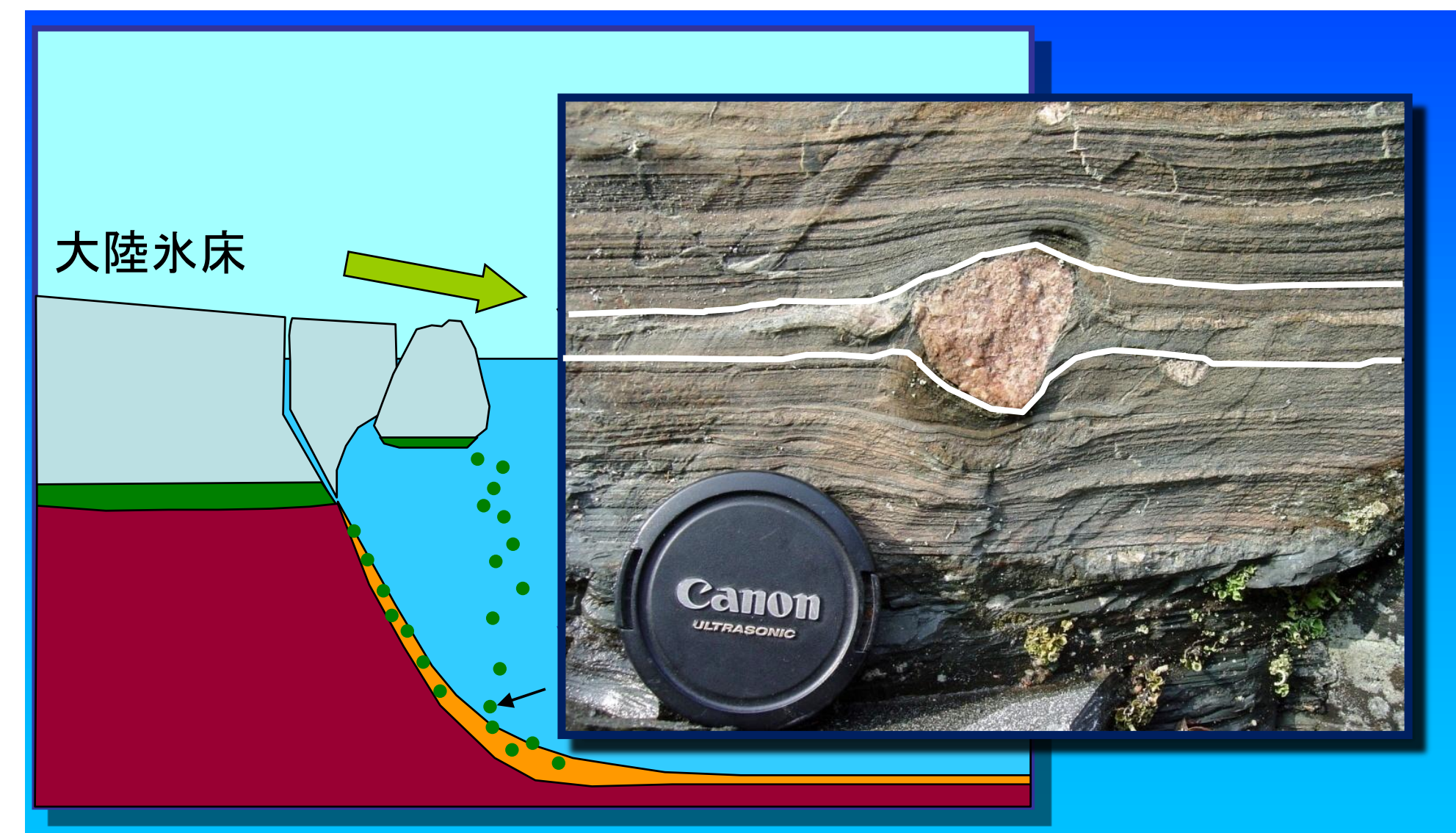
CH₄由来の有機物ヘイズに覆われた地球
'Pale Orange Dot' (Arney et al. 2016)

太古代

- 海が凍らない程度には温暖だった (どの程度かは議論がある)
※ 氷河時代を除く (29-27.8億年前：ポンゴラ氷河時代)
- 酸素に乏しい大気
- 温室効果ガスに富んでいた(はず)：CO₂(炭素循環), CH₄(メタン菌)？
- 現在より小さな大陸
- ストロマトライト(藍藻類の化石)

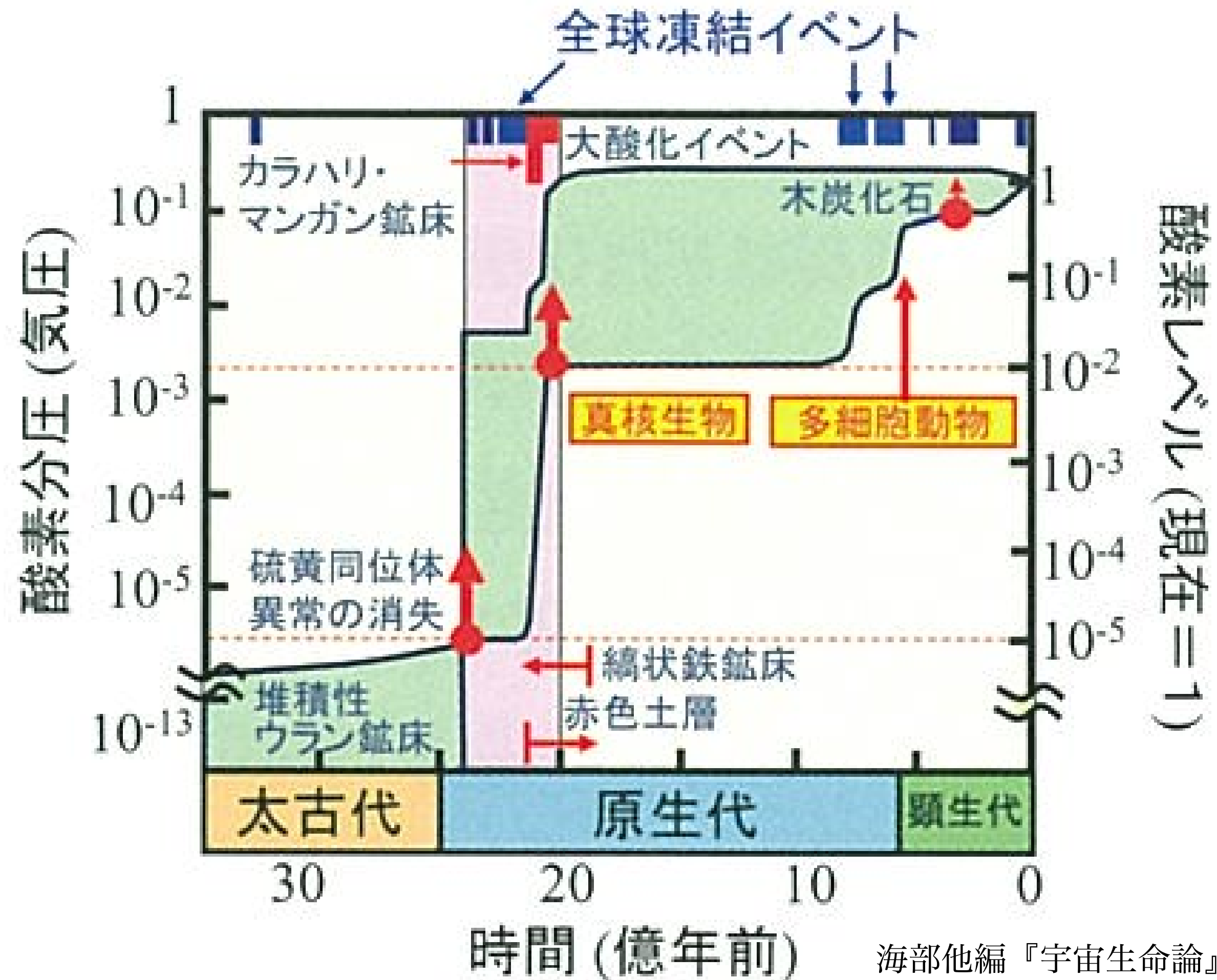


左：現代, 右：太古代のストロマトライト
<https://ja.wikipedia.org/wiki/ストロマトライト>

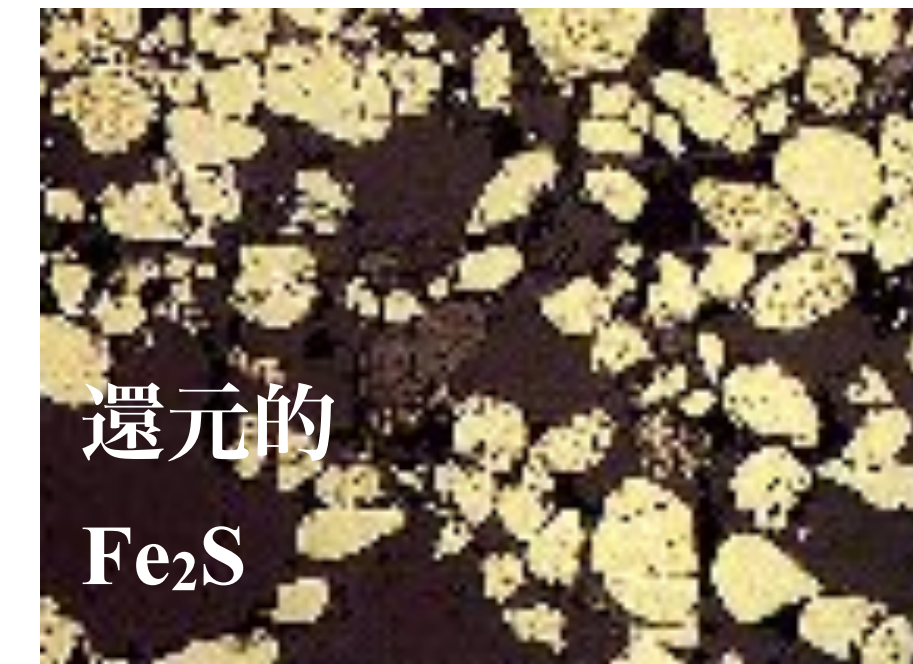


氷河堆積物
田近英一氏2011年フロンティアセミナー資料より

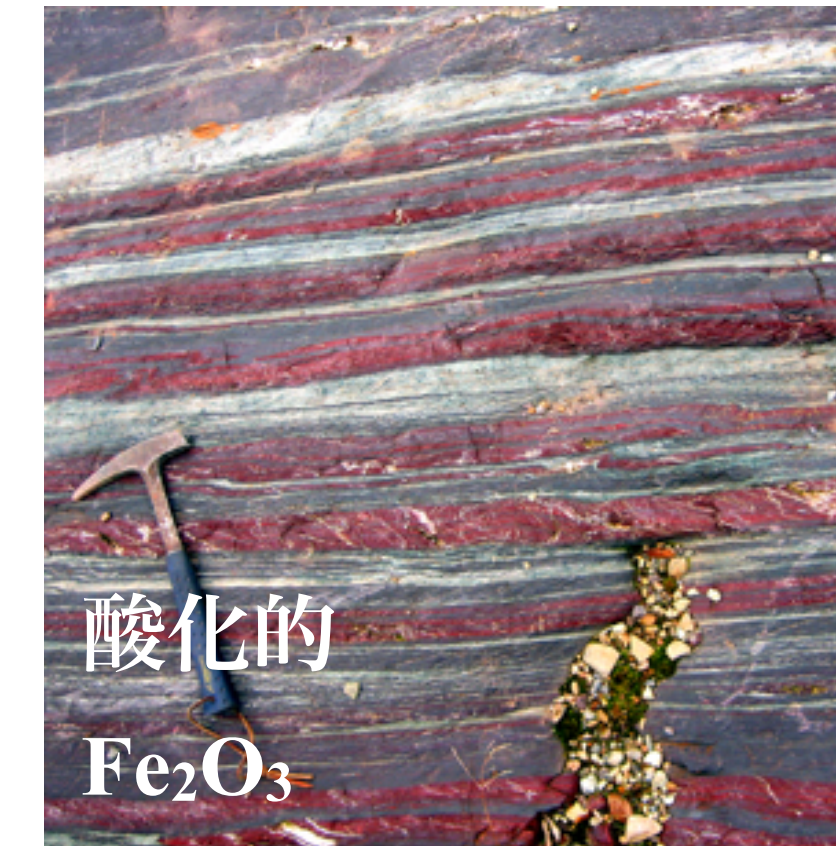
(弱)還元的な太古代大気と大酸化イベント



碎屑性黄鉄鉱(detrital pyrite)

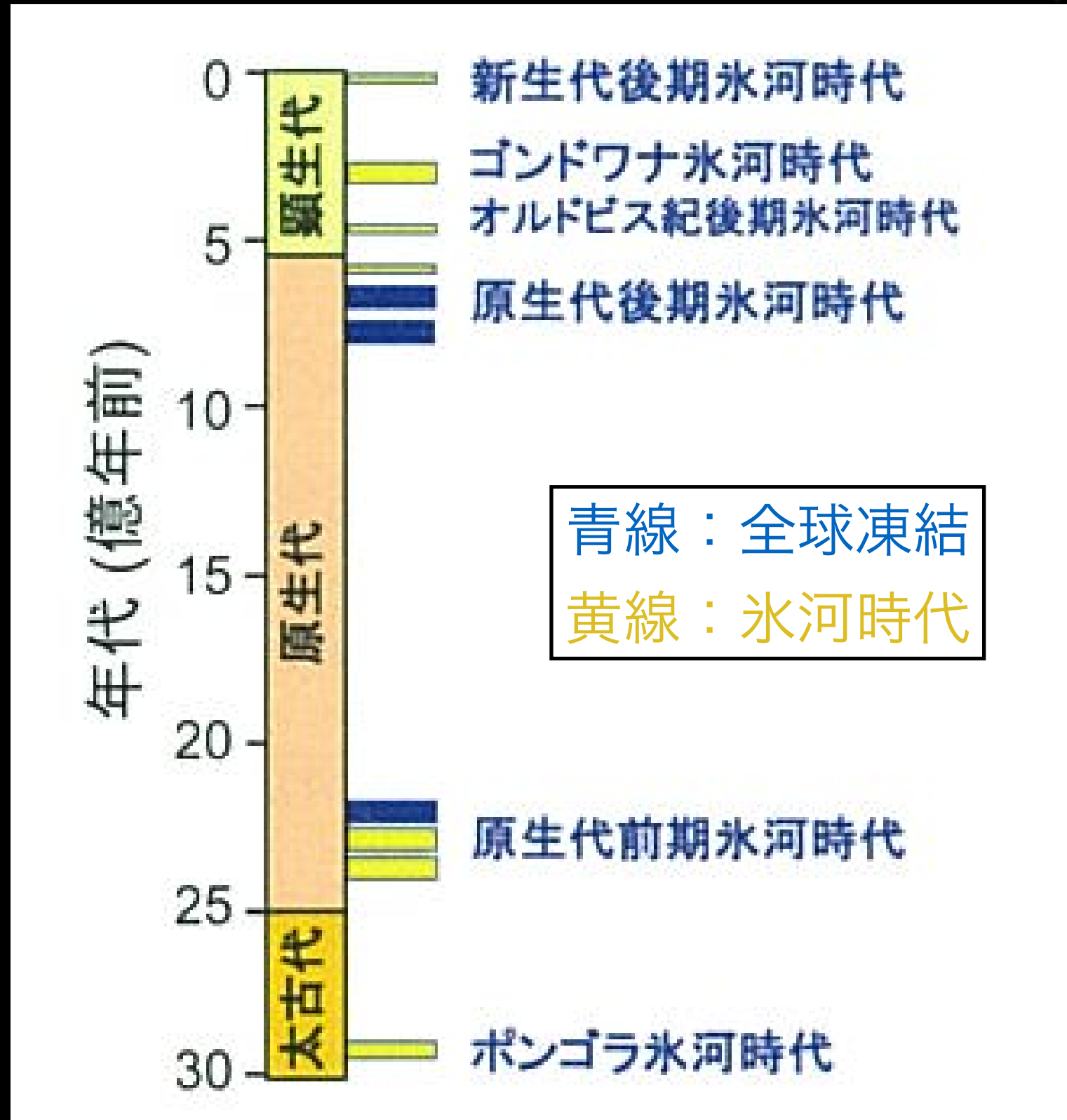


縞状鉄鉱層(BIF)



- 太古代大気は O_2 に乏しい
- 24億年前に O_2 濃度が2-3桁上昇する大酸化イベント (光合成 O_2 の蓄積)

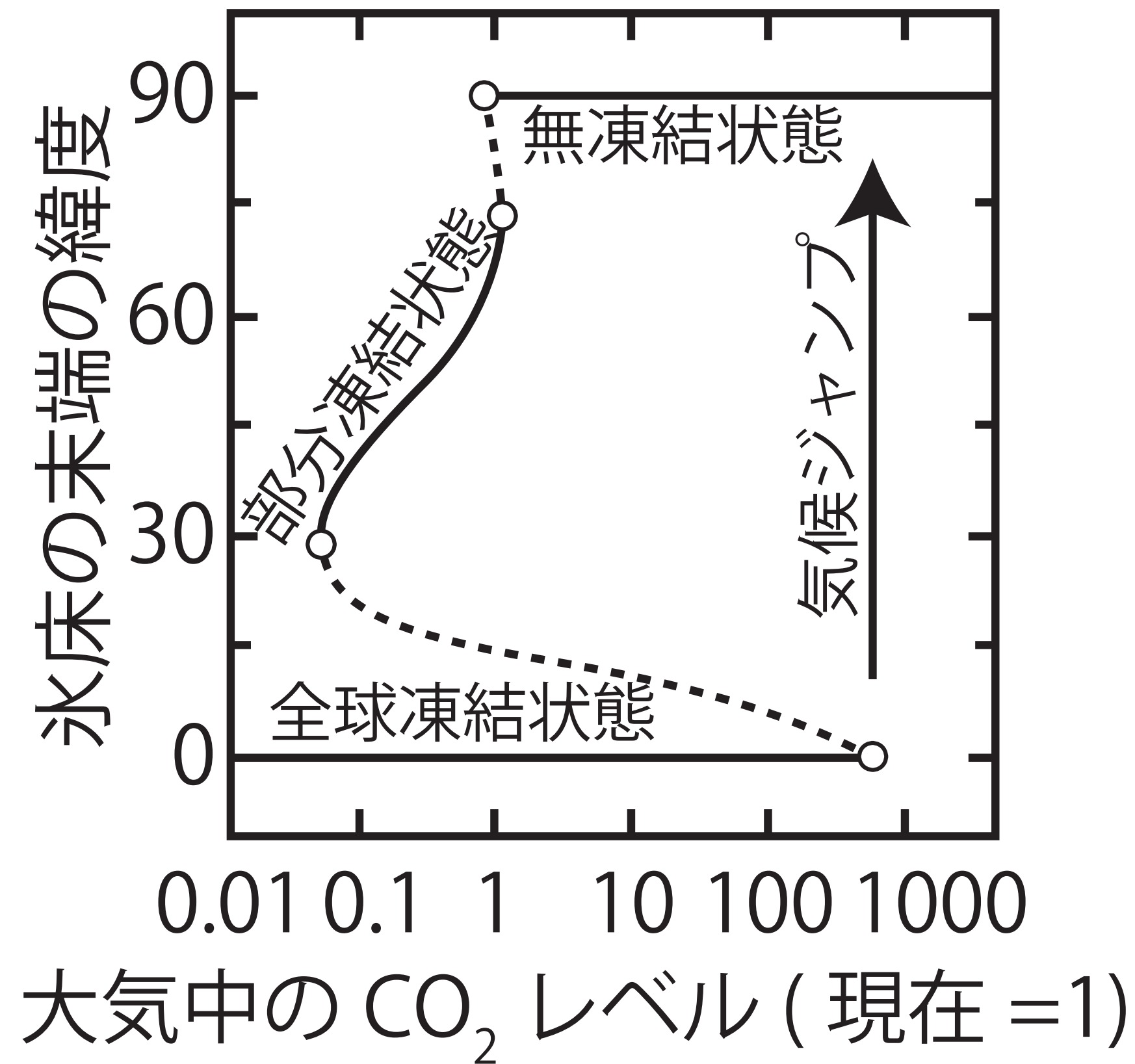
全球凍結(スノーボール・アース)



海部他編『宇宙生命論』

- 赤道域まで氷河に覆われる全球凍結を複数回経験
- 全球凍結から回復するためには、継続的な温室効果ガスの供給(CO₂脱ガス)が必要
- 全球凍結状態になる原因は未解明
- 24億年前の大酸化イベントと同時期に全球凍結
→ 還元的な温室効果ガスが酸化で失われた？

地球気候の多重平衡解

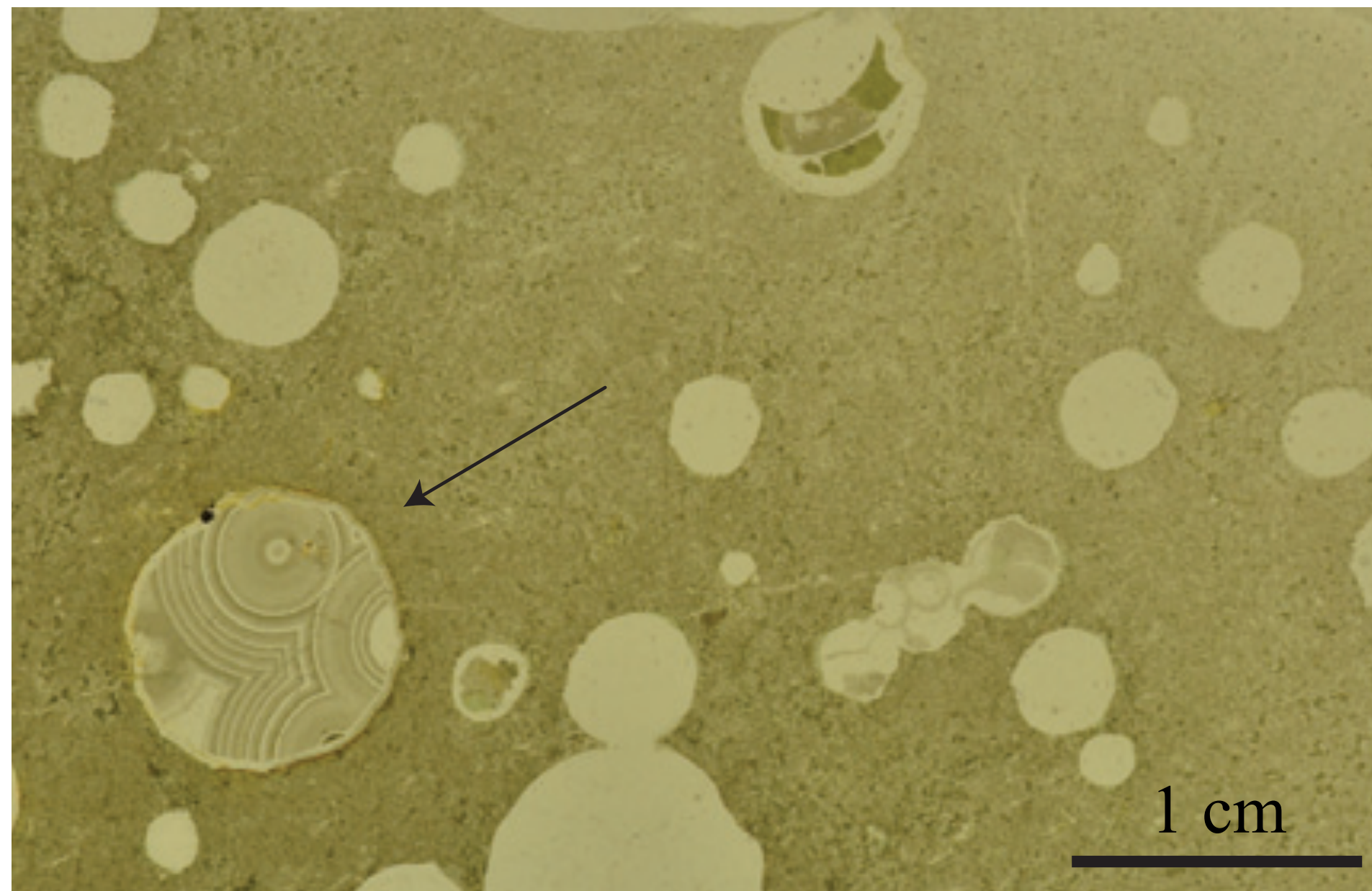


門屋他 (2012) 日本惑星科学会誌, Vol. 21, No. 3.

- アルベド(反射率)が高く寒冷な全球凍結状態は安定解
- 何らかの要因によって温室効果が低下すると全球凍結
- 再び温室効果ガスが蓄積すると温暖な解に移る

太古代の大気は現在よりも薄かった？

上：27億年前の溶岩流, 下：気泡の透過光写真



**27億年前の溶岩流(@海拔0m)の中の
気泡サイズから当時の大気圧 0.23 ± 0.23 bar**

Som et al. (2016)

他の推定方法でも現在と同程度か低い大気圧

- 雨痕 (Sam et al. 2012)
- 流体包有物中の大気ガス $N/^{36}Ar$ (Marty et al. 2013)

まとめ

分化と初期進化

- 集積エネルギーによる温度上昇 >> 岩石のソリダス温度 → 惑星は溶融状態で形成
- コアの分化：マグマオーシャン中をメタル液滴が沈降。メタルポンドを経てコアへ
- 一次大気(円盤ガス)と二次大気(集積物質由来)
- 後期集積：コア形成完了後に地球質量の 1% 程度の集積があった
- ハビタブル・ゾーン：天体表面に液体の水を保持できる軌道範囲。CO₂大気の惑星を仮定。
 - 内側境界：射出限界の存在による暴走温室状態
 - 外側境界：CO₂温室効果の限界 (CO₂の凝結)

地球史

- 海の形成と炭酸塩固定
- 生命の誕生 (約40億年前)
- 暗い太陽のパラドックス → 炭素循環がCO₂温室効果を調整。還元的なガス(CH₄, H₂)の寄与？

レポート課題 (7/8 17時締切)

1. 小惑星帯における最大の天体であるセレス(9.1×10^{20} kg)が地球に衝突した場合、開放される重力ポテンシャルエネルギーを求めよ(有効数字1桁).
2. 地球の海水(1.4×10^{21} kg)をすべて蒸発させるために必要な熱エネルギーを求めよ(有効数字1桁). 海水は 0°C とする. 水の潜熱は 2.5×10^6 J kg⁻¹, 比熱は 4.2×10^3 J kg⁻¹ K⁻¹である.
3. 1, 2をもとに, セレス質量の天体衝突で地球の海が完全に蒸発するかを議論せよ.