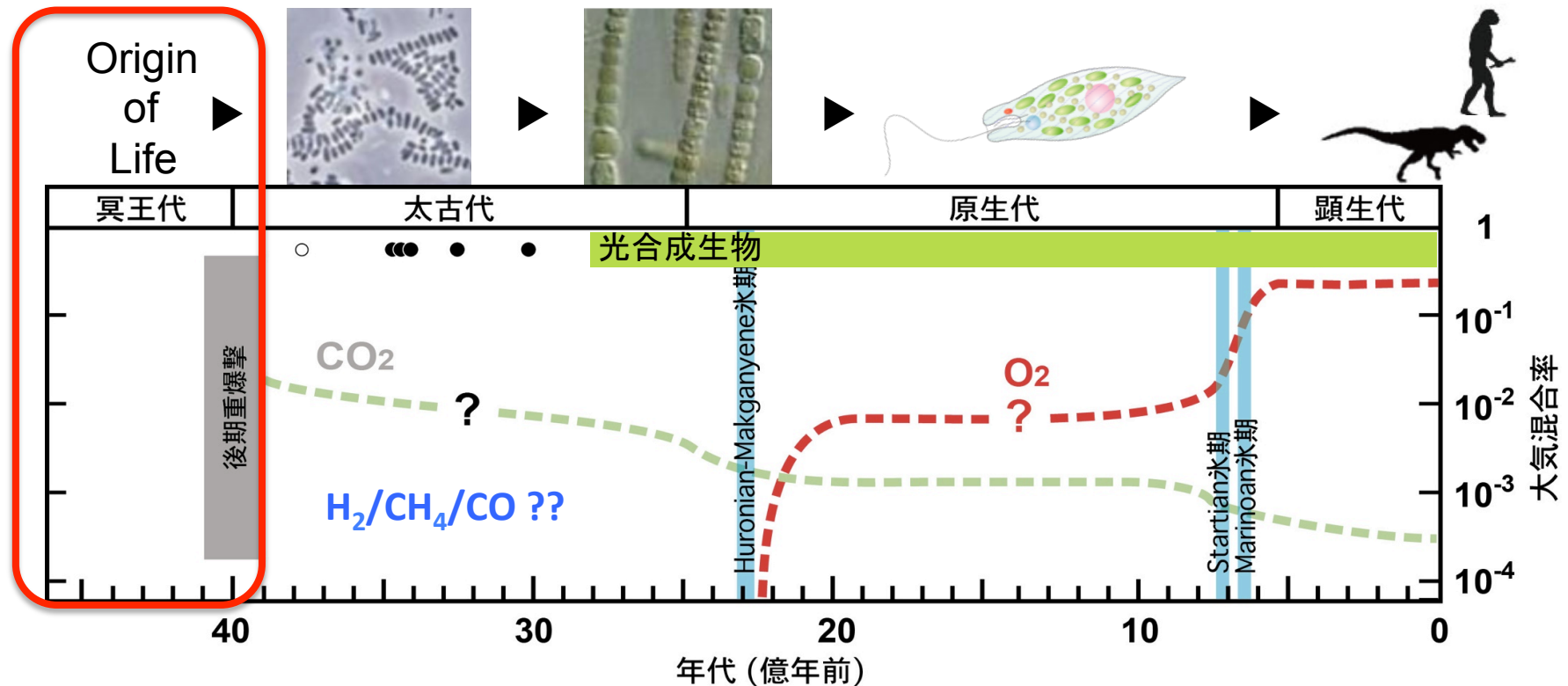


初期地球環境と生物進化

上野 雄一郎 (東工大・地惑専攻准教授 / 地球生命研究所API)

- 1日目午後 (1) 地球形成と初期大気 (冥王代)
- 2日目午前 (2) 地球生命の起源
- 2日目午後 (3) 光合成と酸素上昇 (太古代/原生代)
- 3日目午前 (4) カンブリア爆発 (原生代/顕生代)



惑星の比較：地球が生命の発生する惑星環境をもつ？

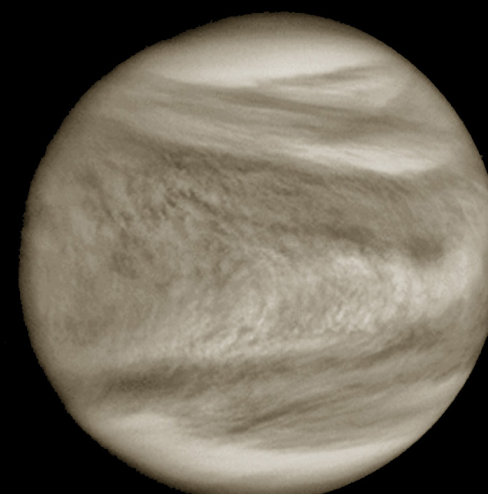
火星



地球



金星



太陽からの距離

1.524 AU

1 AU

0.723 AU

半径

3400 km

6400 km

6100 km

アルベド

0.3

0.3

0.65

表面温度

220°K (-53°C)

288°K (15°C)

737°K (464°C)

表面気圧

0.006 bar

1 bar

92 bar

大気組成

CO₂ : 95.3

N₂ : 78.0

CO₂ : 96.5

N₂ : 2.7

O₂ : 20.9

N₂ : 3.5

Ar : 1.6

Ar : 0.93

SO₂ : 0.015

O₂ : 0.13

H₂O_(v) : ~ 0.4

Ar : 0.007

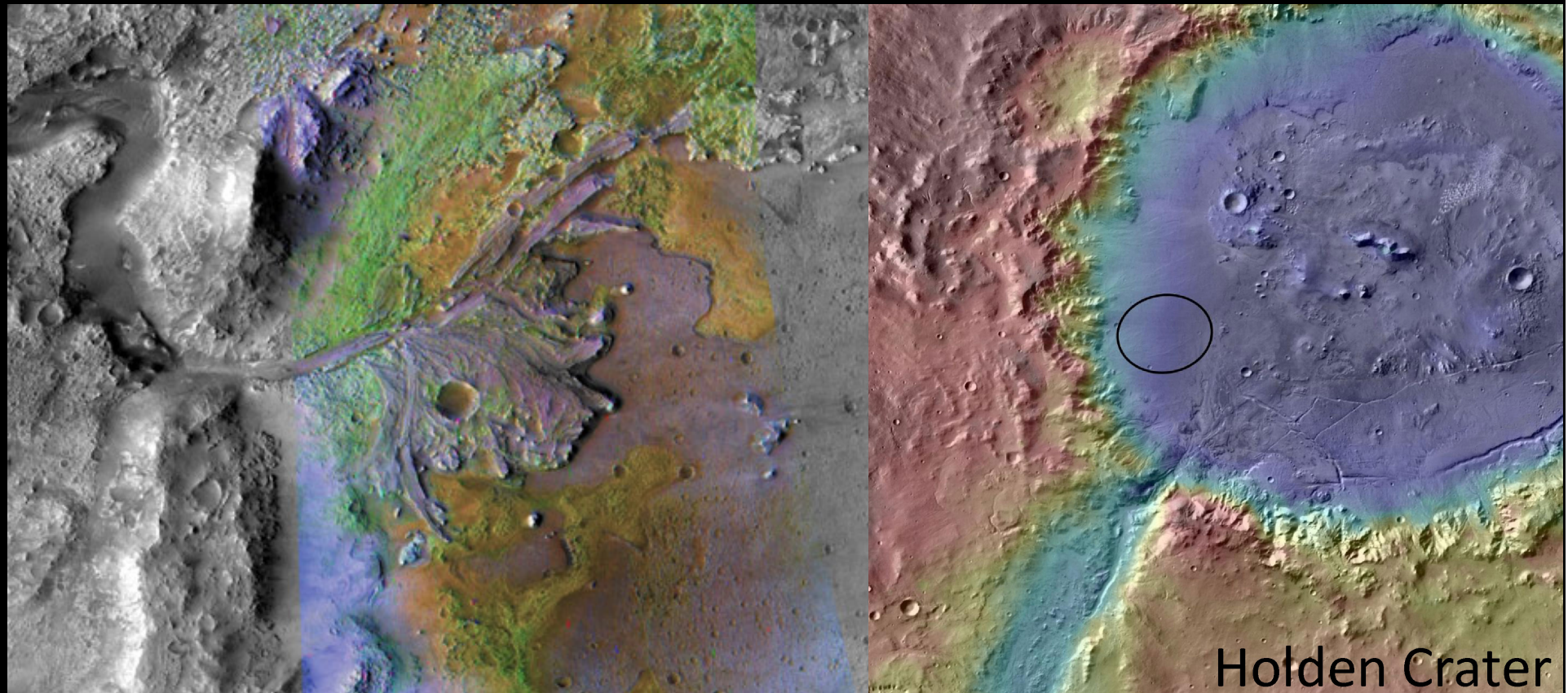
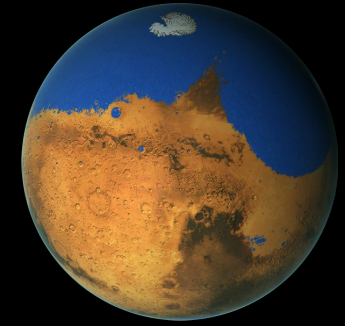
H₂O_(v) : 0.03

CO₂ : 0.038

H₂O_(v) : 0.002

H₂O

- 初期の火星にも液体の水があったらしい
- ノアキアン(46~38億年前)の流水地形・堆積物
- CO₂温室効果??



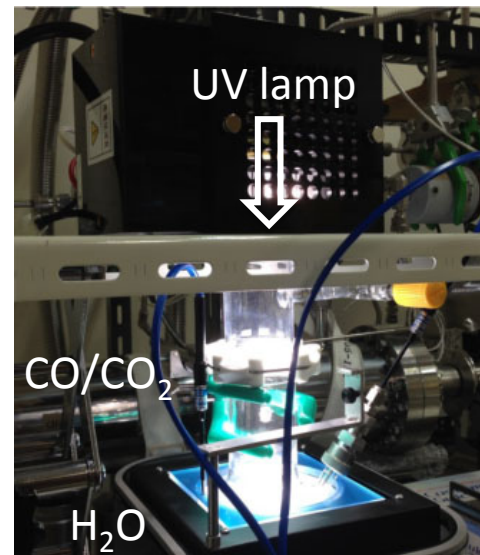
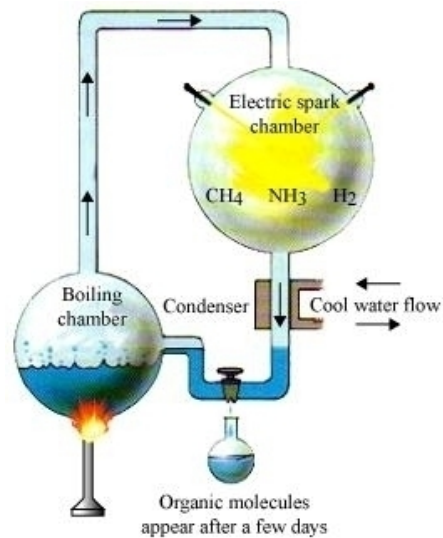
Holden Crater

CO₂ problem (redox)

Abiotic synthesis favor **reducing** condition

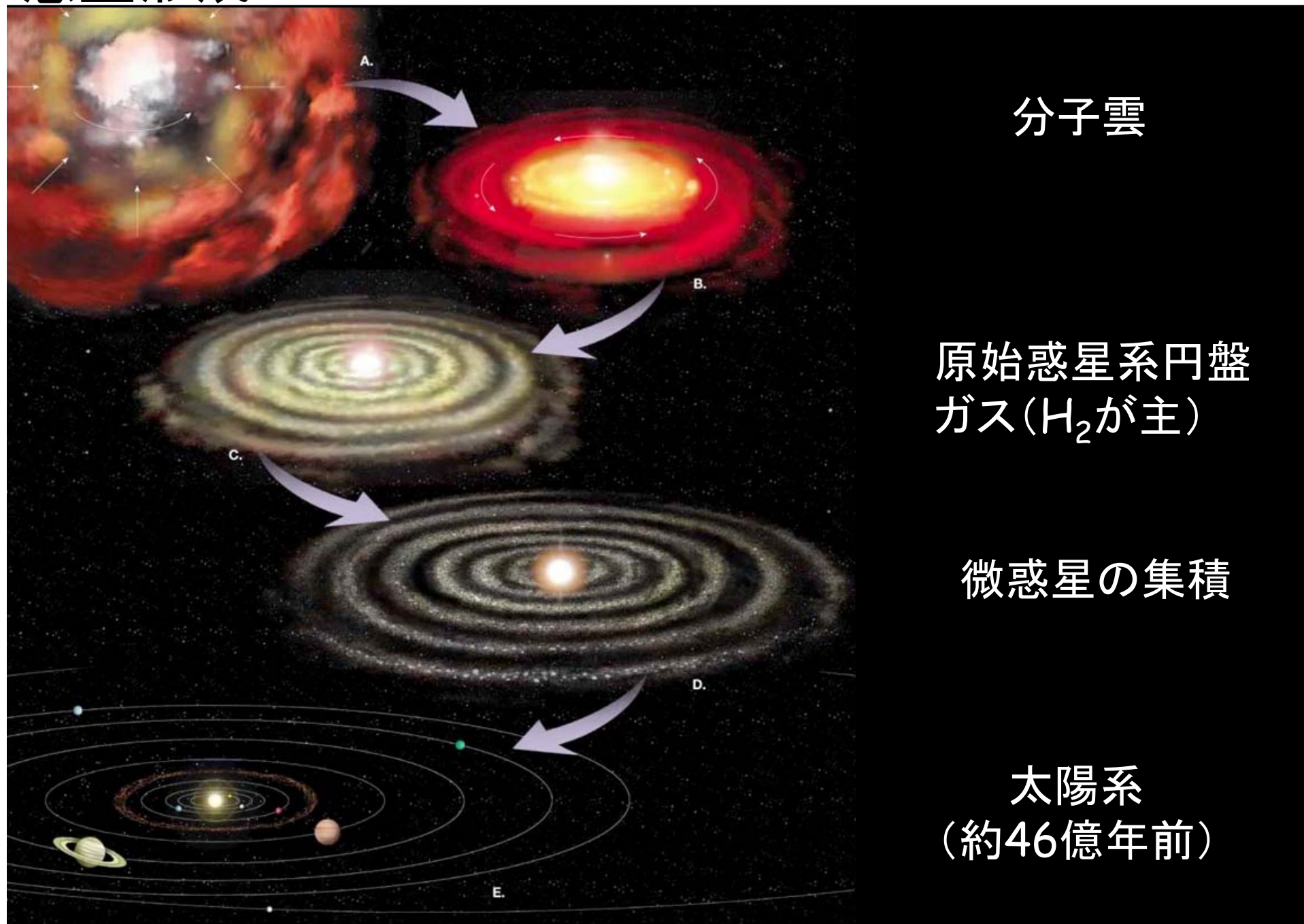
H₂/CO/CH₄/NH₃ → amino acid, base, sugar,,,
(Miller/Urey)

CO₂/N₂ → Too oxidizing for prebiotic
synthesis
(e.g. Kasting)



How much CO₂ ?? How reducing ??

惑星形成




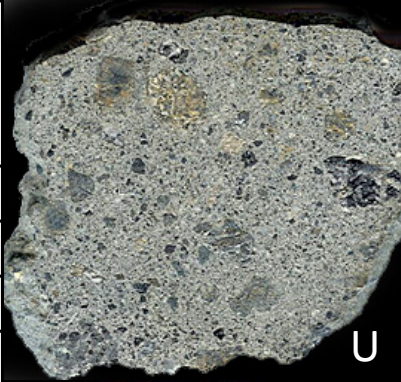
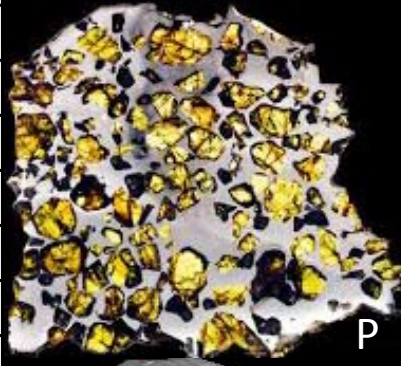


分子雲

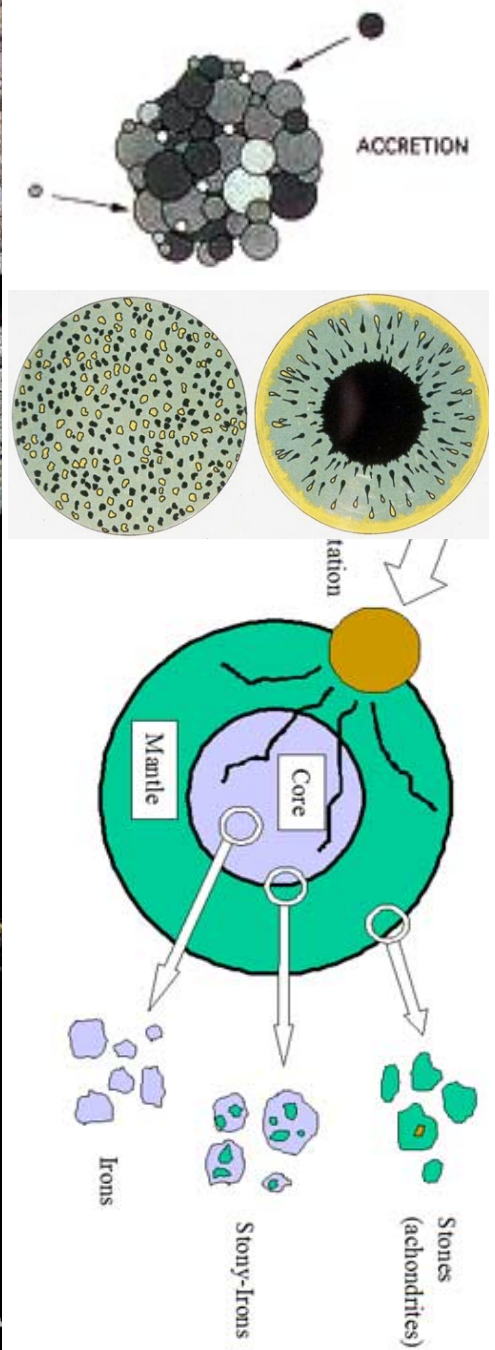
原始惑星系円盤
ガス(H₂が主)

微惑星の集積

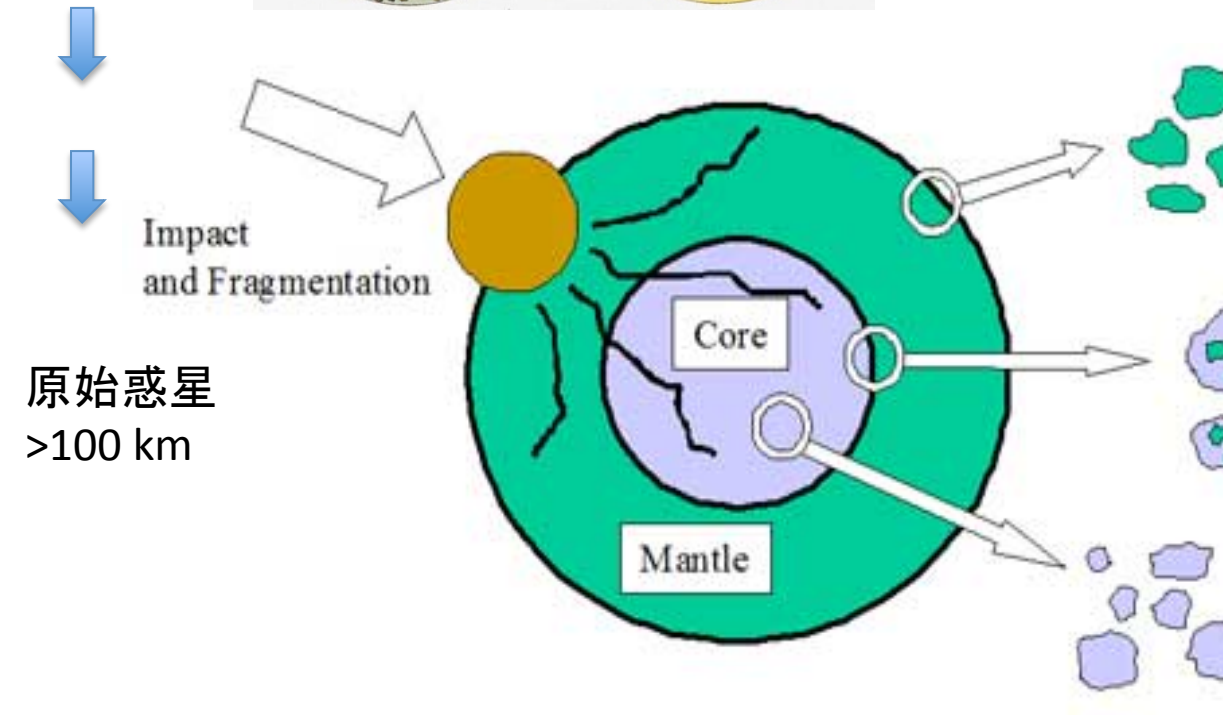
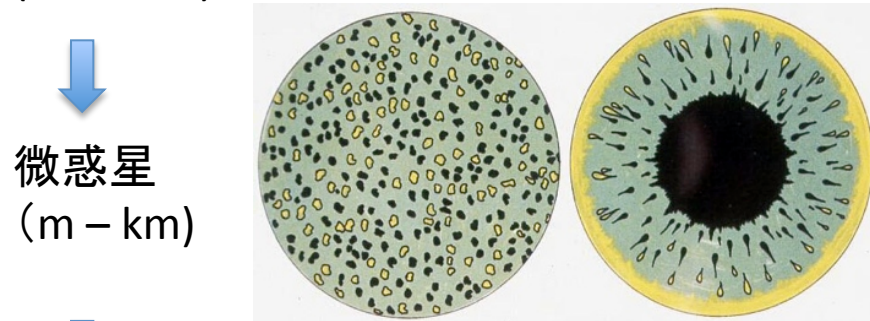
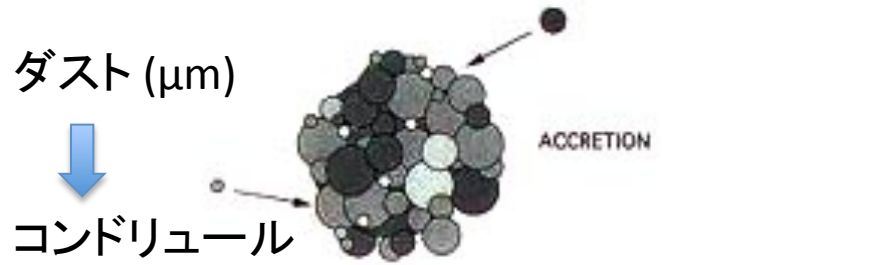
太陽系
(約46億年前)

隕石の分類 (集積・分化の過程を読み取る)

Stony meteorite 石質隕石	Chondrite 球粒隕石 (始原的)	C	Carbonaceous Chondrite 炭素質コンドライト		
		O	Ordinary Chondrite 普通コンドライト		
		E	Enstatite Chondrite エンスタタイトコンドライト		
	Achondrite 無球粒隕石 (分化型)	Acapulcoite Winonite Brachinite	始原的エイコンドライト		
			Angrite		
			Aubrite		
		Ureilite			
		HED 隕石	Howardite		
			Eucrite		
			Diogenite		
		月 隕石			
		SNC 隕石	Shergottite		
	Nakhlite				
Chassignite					
Stony-iron meteorite 石鉄隕石	Pallasite				
	Lodranite				
	Mesosiderite				
	Siderophyre				
Iron meteorite 鉄隕石					



集積と分化 (天体の層構造を作る要因)



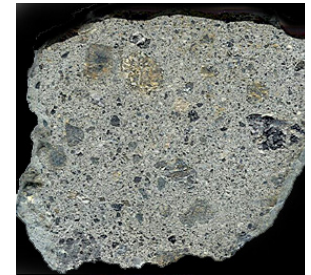
隕石分類との対応関係

コンドライト (未分化)



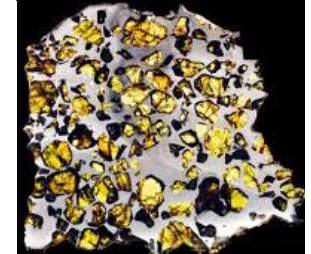
エイコンドライト

Stones (achondrites)

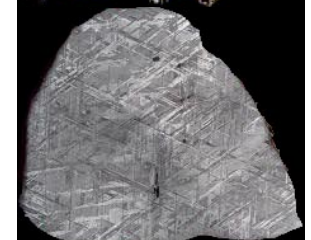


石鉄隕石

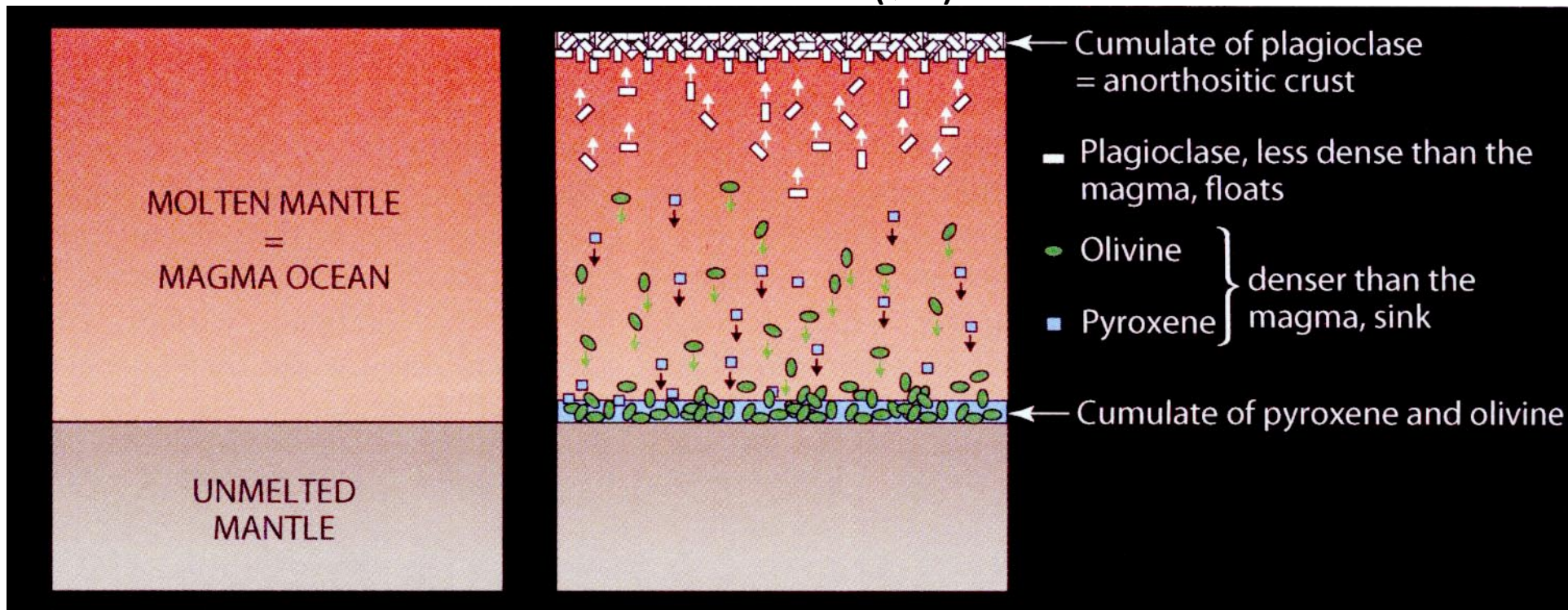
Stony-Irons



Irons 鉄隕石



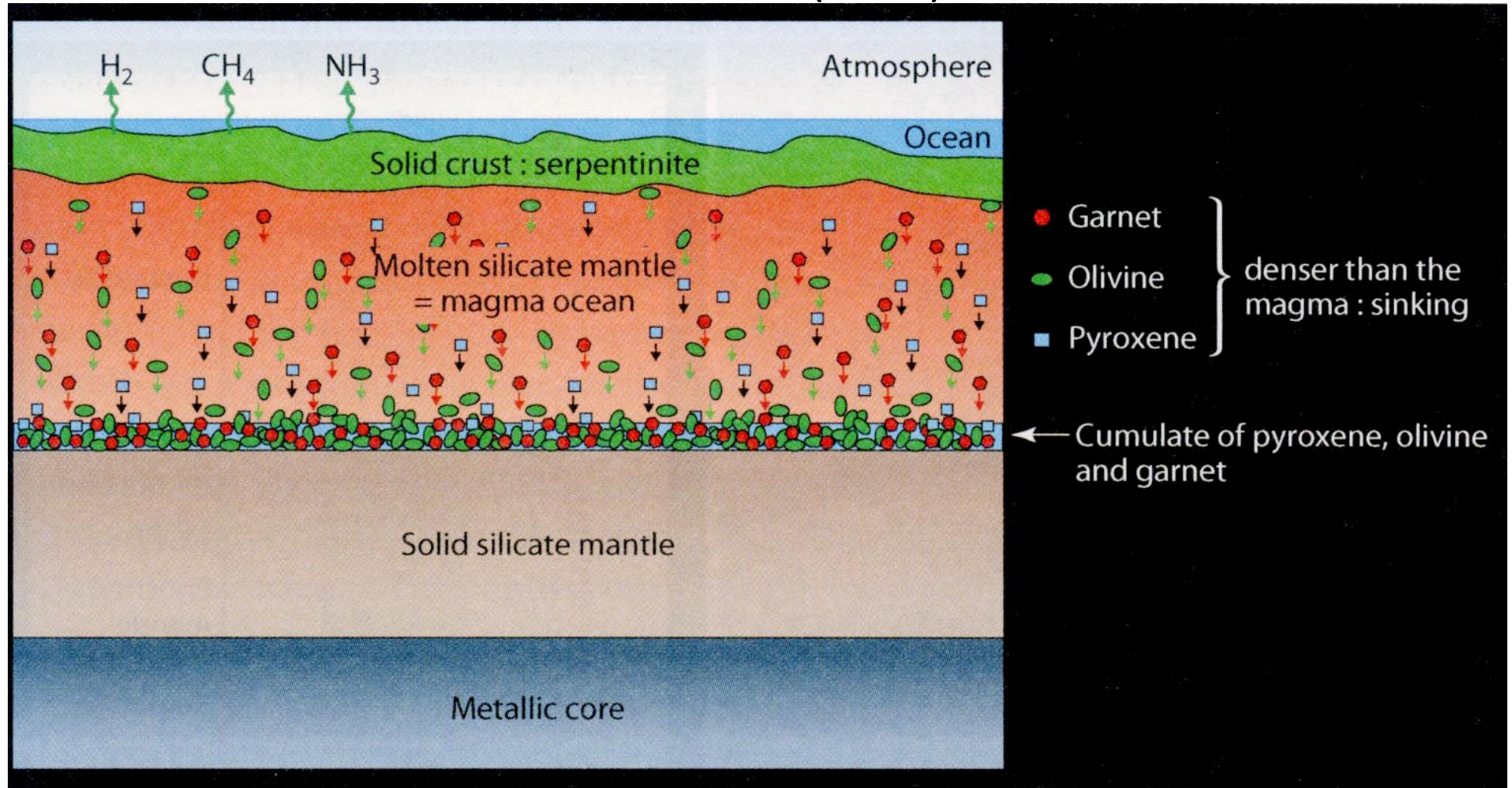
マグマオーシャン (月)



Mineral		Chemical formula	Density
Olivine	カンラン石	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$	3.32
Orthopyroxene	単斜輝石	$(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	3.55
Clinopyroxene	斜方輝石	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$	3.4
Garnet majorite		$\text{Mg}_3(\text{Fe}^{3+},\text{Al})_2(\text{SiO}_4)_3$	3.9
Plagioclase	斜長石	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	2.65
Talc		$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	2.7
Serpentine		$\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	2.54
Basic magma = basalt			2.85
Ultrabasic magma = komatiite			2.95



マグマオーシャン (地球)



地球の分化： コア・マントル・地殻・海洋・大気

原始地殻： カンラン岩？ 斜長岩(アノーソサイト)？
原始大気： CO_2+N_2 ？ / H_2+CH_4+CO ？

惑星形成： ダストからの集積

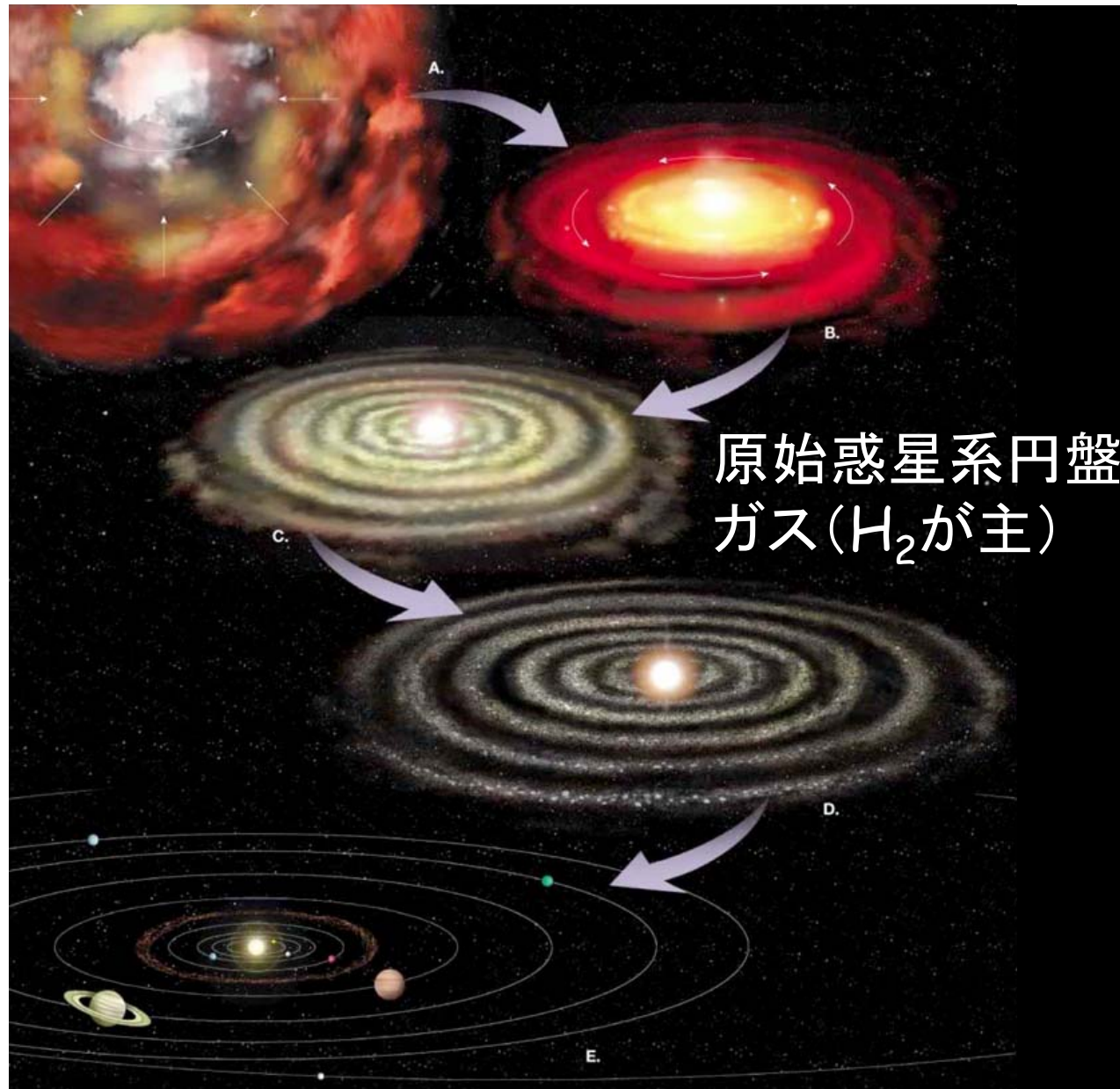
初期大気： 外から捕獲 vs 内から脱ガス

地球の原始大気

* **一次大気**：
捕獲した円盤ガス H_2
主とする還元大気



* **二次大気**：
マグマオーシャン
微惑星からの脱ガス



初期大気の組成

1. 大気組成を決める要因

1-1. 微惑星からの脱ガス

1-2. マグマオーシャン

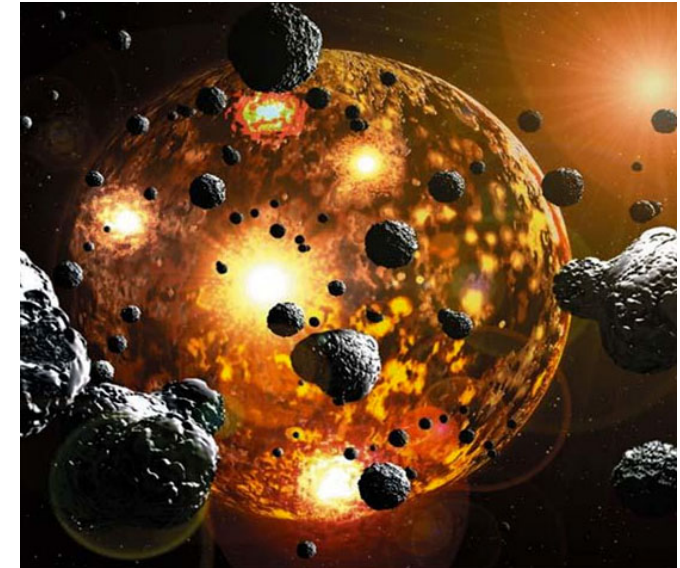
1-3. 原始海洋/地殻とのやりとり

1-4. 光化学(非平衡)

2. 地質記録からの制約

一次大気： 星雲H₂の捕獲

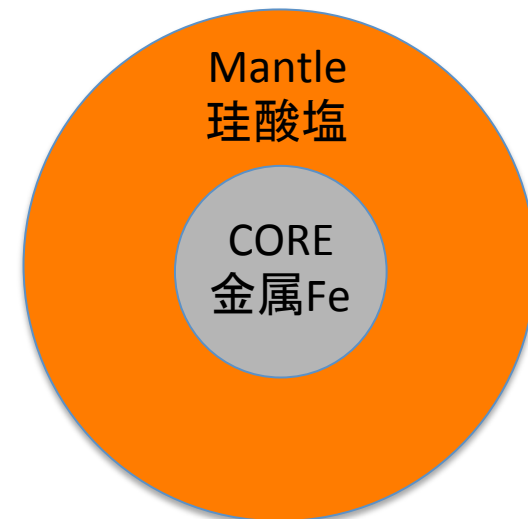
- ・ 46億～
集積・ジャイアントインパクト(月形成)
→マグマオーシャン
→コア・マンタルの分離



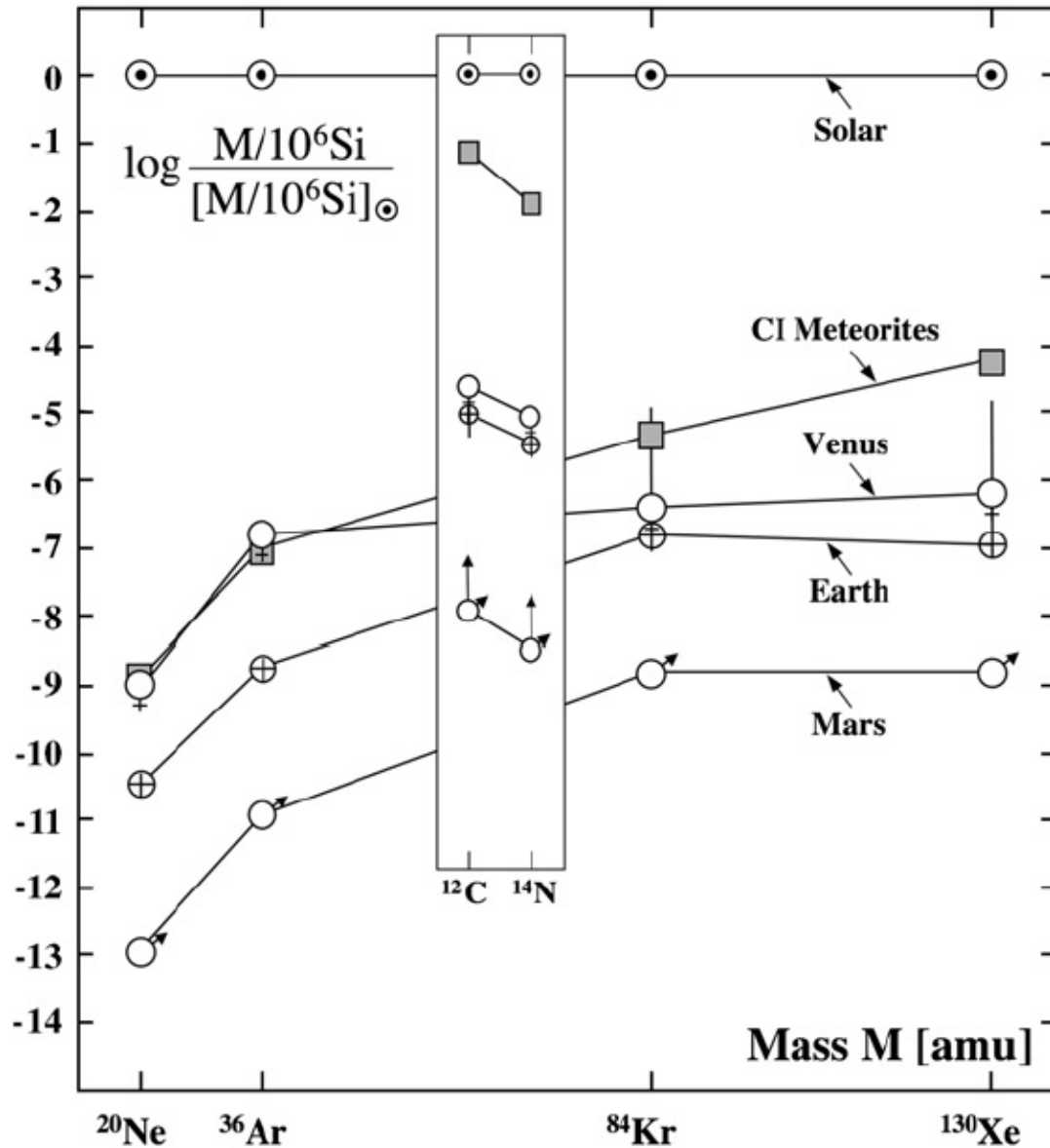
二次大気： 微惑星衝突脱ガス

- * マグマオーシャンとの平衡:
脱ガスしたH₂OとCO₂ (+N₂)
Matsui & Abe, 1986

このうちマグマオーシャンが終わると
H₂Oは水蒸気から水へ(海形成)
CO₂+N₂からなる初期大気



一次大気(=捕獲した星雲ガス H_2)は散逸したらしい



希ガス(揮発成分):
太陽組成と異なる
コンドライト中のガ
スにむしろ類似
(二次大気)

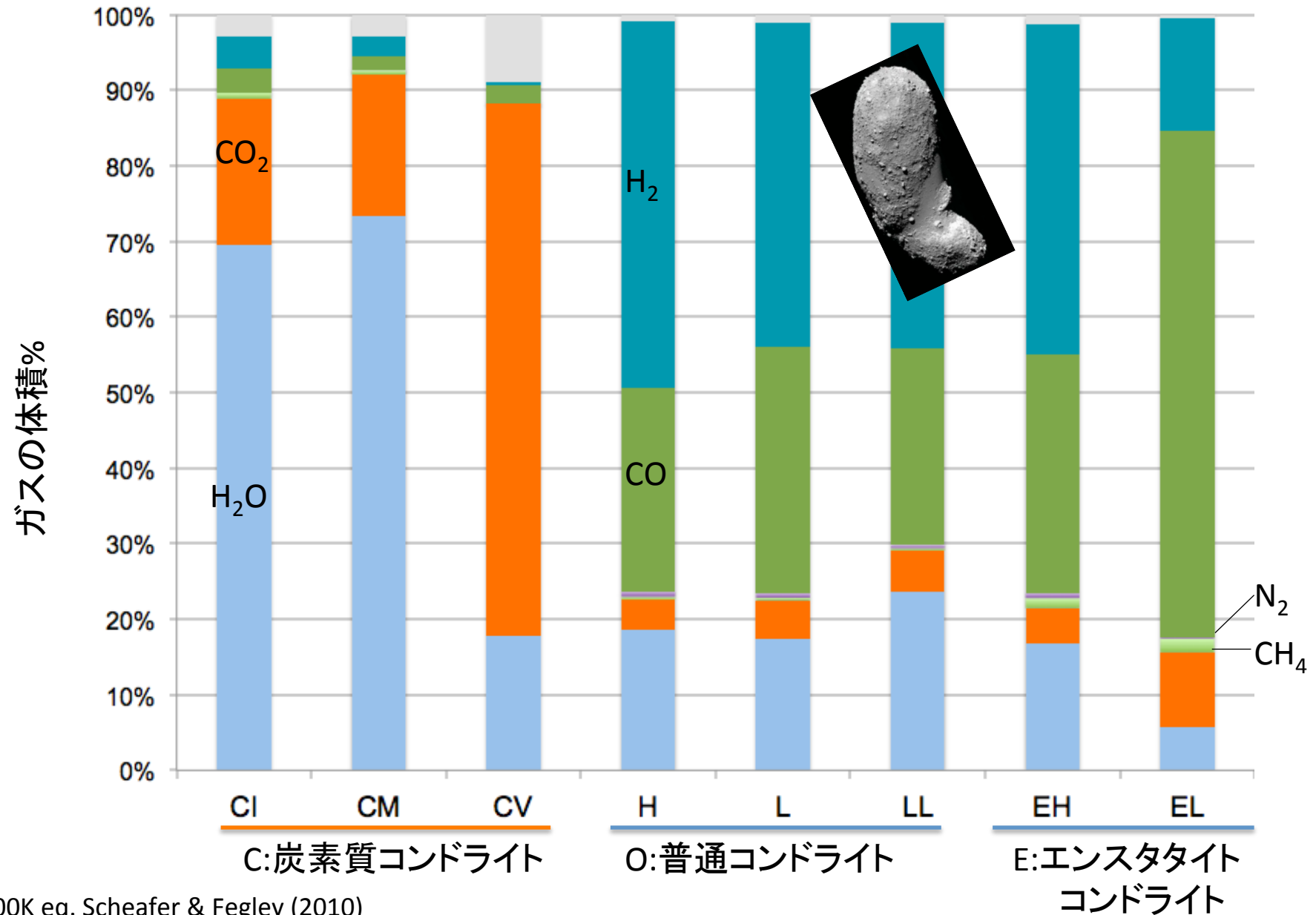
後から加わった?

“Late Veneer”

親鉄元素の過剰

Pepin (2006)

微惑星衝突で脱ガスする水蒸気(海)とガス(大気)の組成比率



1500K eq. Scheafer & Fegley (2010)

初期大気のコ₂分圧

1. 大気組成を決める要因

1-1. 微惑星からの脱ガス

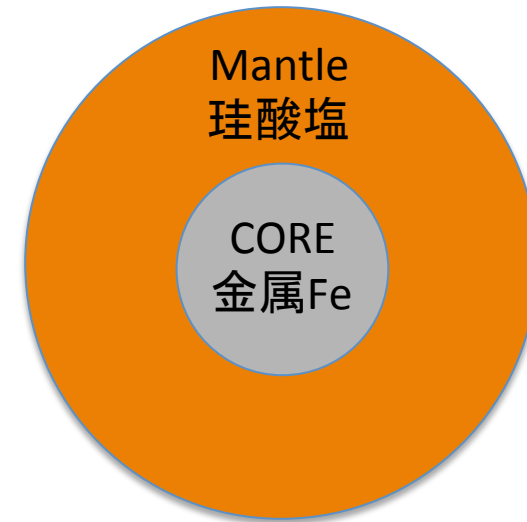
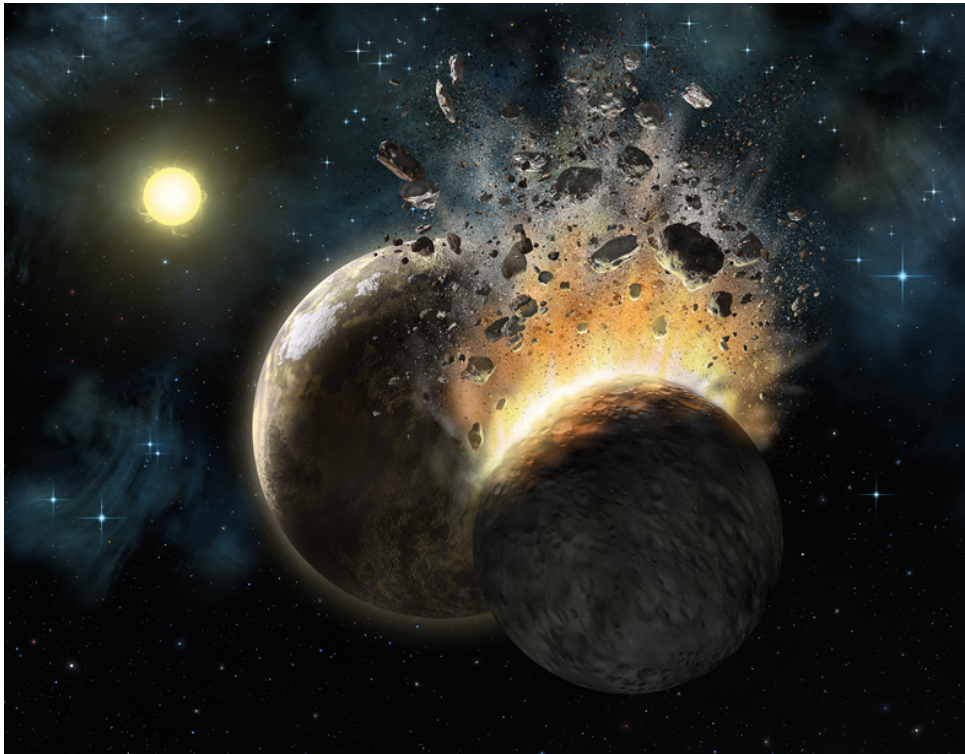
1-2. マグマオーシャン(火山ガス)

1-3. 原始海洋/地殻とのやりとり

1-4. 光化学(非平衡)

2. 地質記録からの制約(これまで)

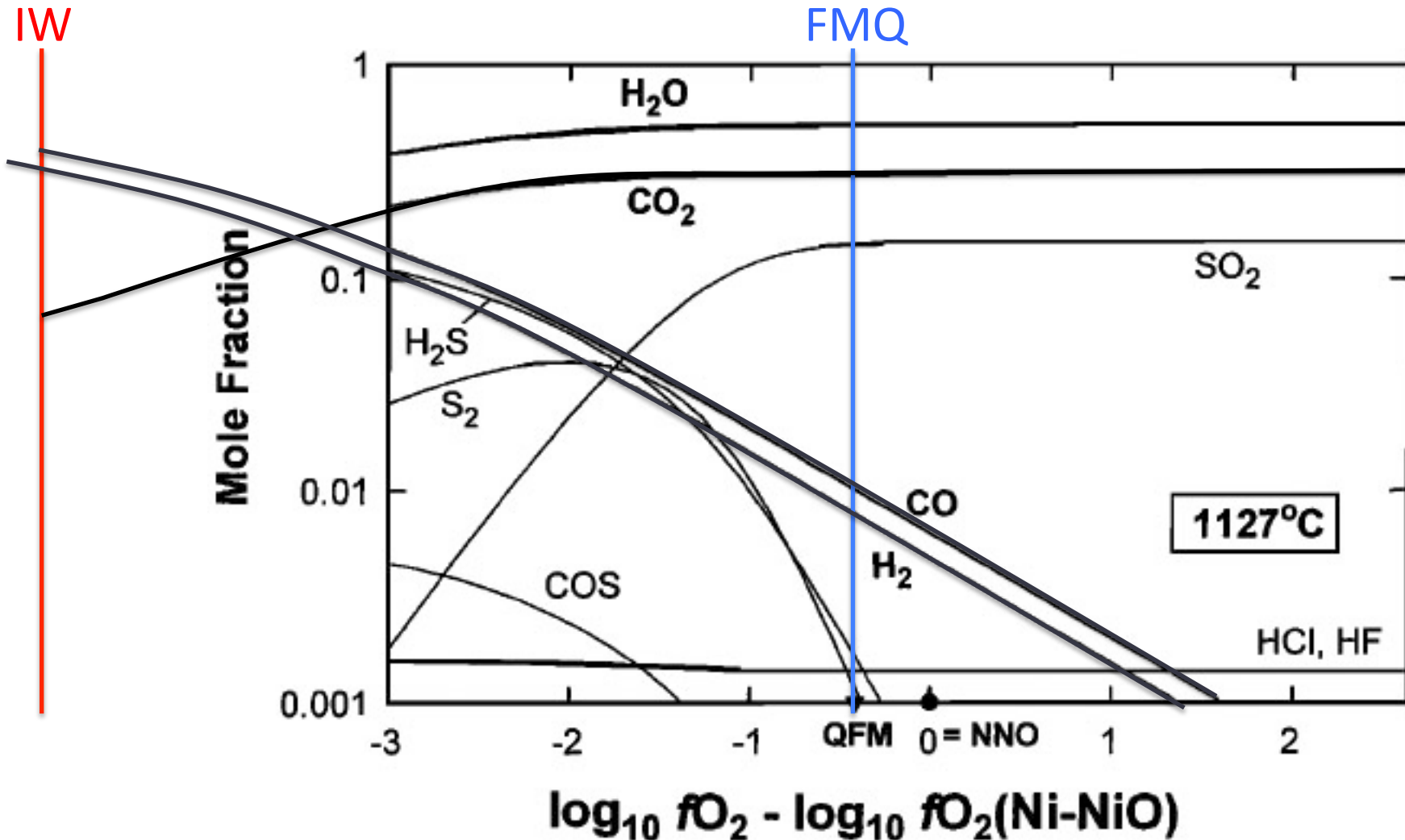
ジャイアントインパクト → マグマオーシャン 溶融・分化



* 大気海洋に関わる岩石圏の酸化還元状態はFMQへ

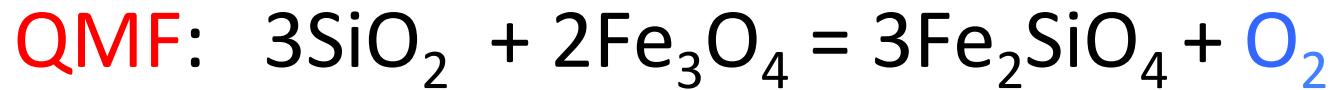
火山ガス組成を決めるのはマンツルの酸化還元状態

* マントルがFMQ(現在)なら火山ガスは $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (5:1)
より還元的であると、高CO・高 H_2



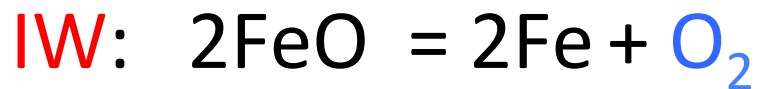
マントル(岩石)の酸化還元状態

* Redox buffer (緩衝)



Quartz Magnetite Fayalite

石英 磁鉄鉱 カンラン石



Mantle $f\text{-O}_2$

・MORBのCr濃度

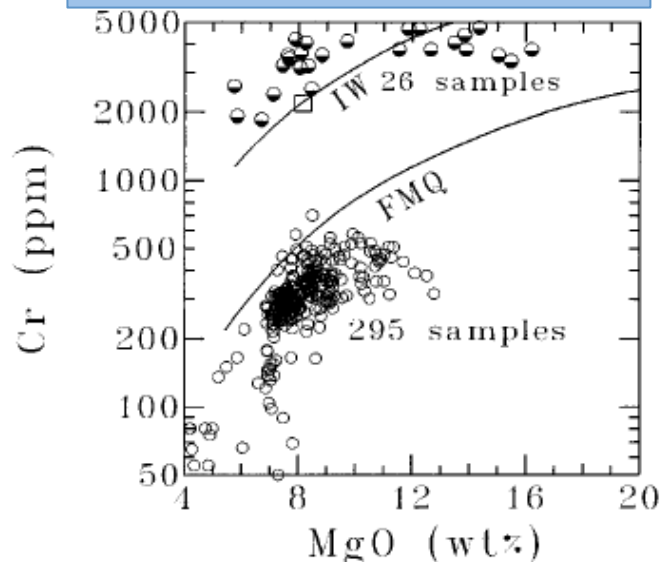
還元的(低 $f\text{-O}_2$):
メルトにCrが濃集

・V濃度

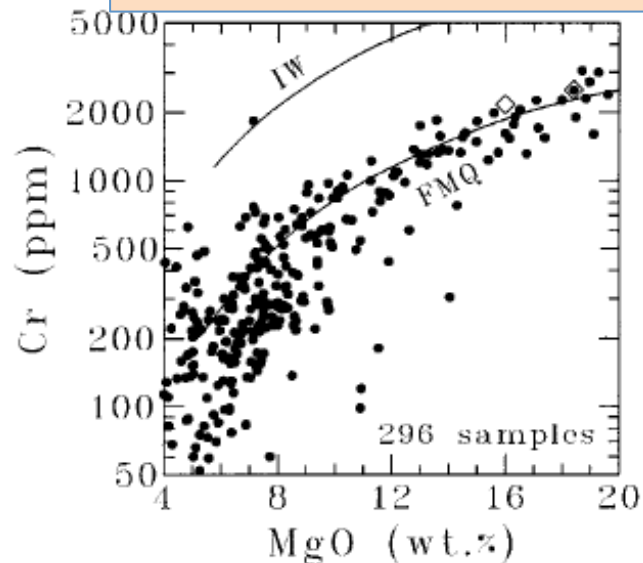
・Fe(III)/Fe(II)
in Cr-spinel

上部マントルは太古代
初期から現在と同じ
酸化還元状態(FMQ)
であったらしい。

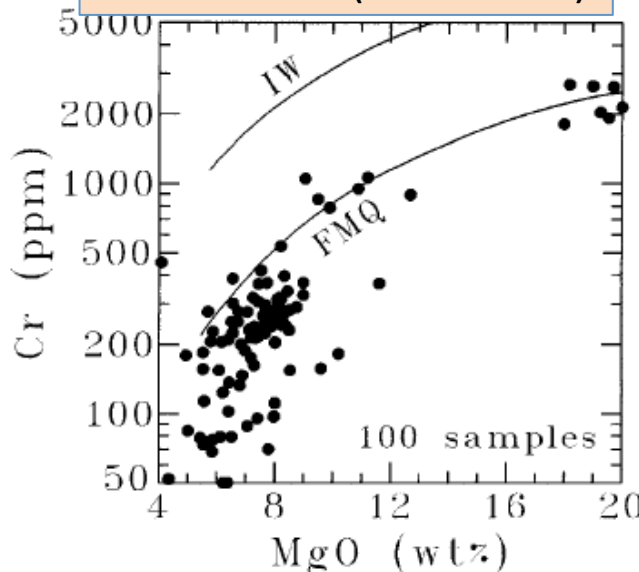
現在のMORBガラス(FMQ)
と月の玄武岩ガラス(IW)



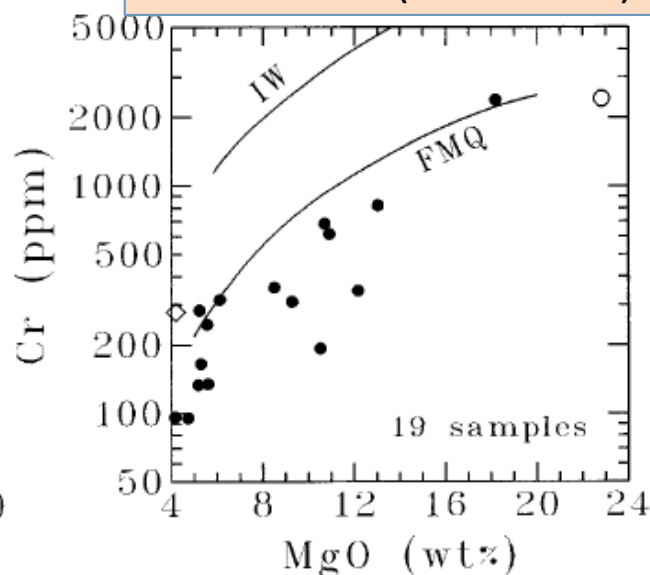
太古代後期 (2.4~2.9 Ga)
玄武岩全岩組成+ガラス



太古代中期 (2.9~3.6 Ga)



太古代前期 (3.6~3.9 Ga)



マグマオーシャン直後のCO₂: ~100 bar

深さ 500 ~ 2000 km まで溶けた場合

Elkins-Tanton (2008)

H₂O_(v): 100 ~ 2000 bar

CO₂: 20 ~ 400 bar

Variation due to

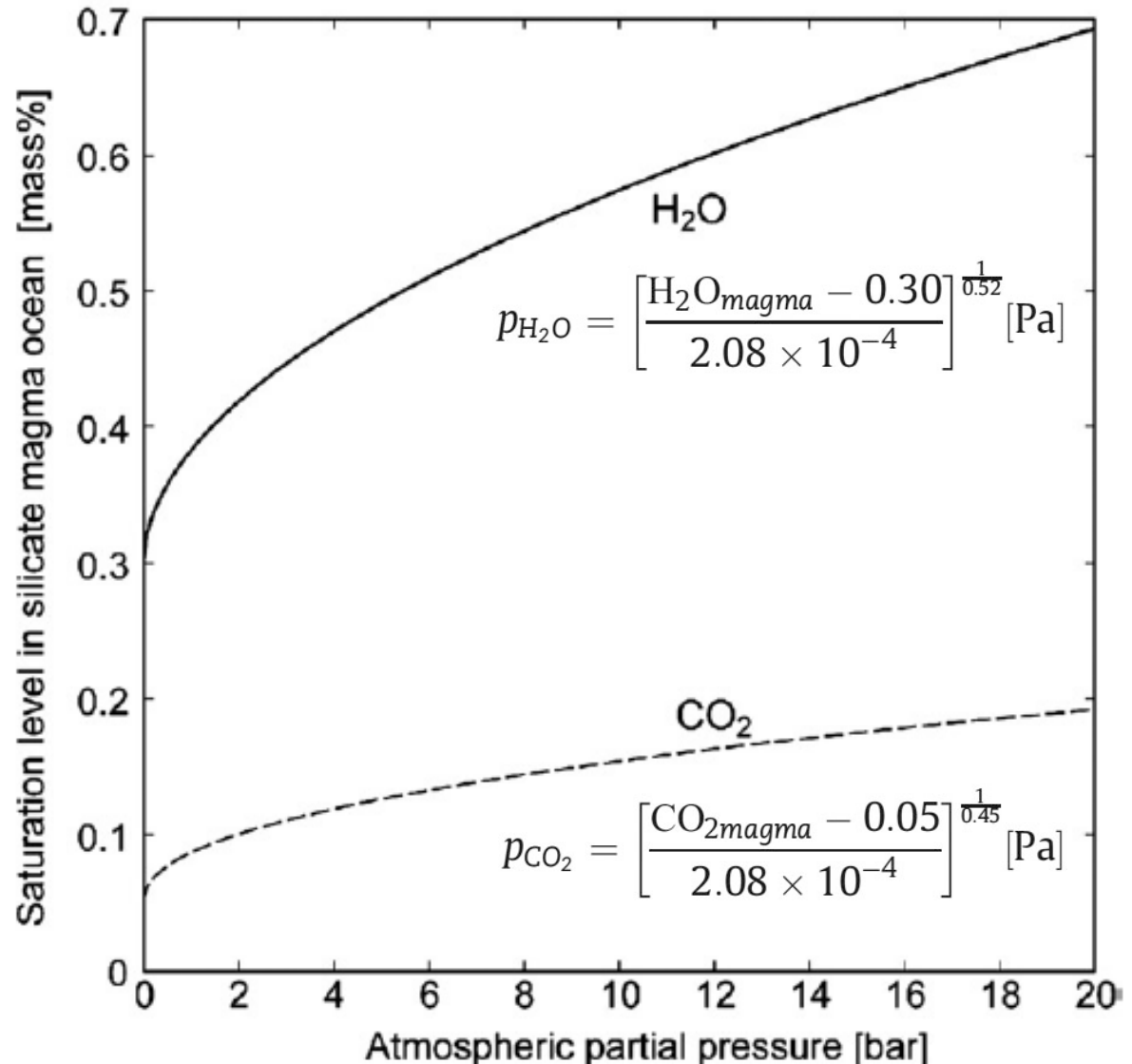
*initial H₂O-CO₂ content

*depth of magma ocean

Table 3

Atmospheric degassing, final atmospheric pressure

Initial volatile contents of magma ocean: H ₂ O, CO ₂	Earth		
	500 km	1000 km	2000 km
<i>Fraction of initial volatile content degassed into initial atmosphere: H₂O, CO₂</i>			
0.05, 0.01	0.79, 0.84	0.75, 0.81	0.70, 0.78
0.5, 0.1	0.93, 0.96	0.92, 0.95	0.91, 0.95
<i>Final atmospheric pressure (sum of CO₂ and H₂O partial pressures)(bar)</i>			
0.05, 0.01	90	150	240
0.5, 0.1	1030	1890	3150
<i>Volatile content of liquids remaining at 98% solidification: H₂O, CO₂ (mass %)</i>			
0.05, 0.01	1.1, 0.2	1.3, 0.2	1.5, 0.2
0.5, 0.1	3.1, 0.4	4.1, 0.6	5.3, 0.7



現在、炭素と水はどこにどれだけあるか？

* 表層のC

Present day C reservoir (e.g. Holland, 2009 GCA)

		GtC	mol 炭素		kg	mol 水
Atmosphere	CO2	600	5.0E+16	1	ocean H2O	1.4E+21
Ocean	CO2	39000	3.3E+18	65		7.0E+22
crust	carbonate	6.0E+07	5.0E+21	100000		現在の 海洋全量
	organic	1.8E+07	1.5E+21	30000		
upper mantle	carbon		2.0E+22	400000	地球質量 E+24 kg	

金星大気 CO2 1.4E+09 1.2E+23 2336316
=100気圧

マグマオーシャンとの平衡 最大見積もり (Elkins-Tanton, 2008)

		bar	mol		bar	mol
Atmosphere	CO2	400	7.2E+22	1440000	degassed H2O	2000
Upper mantle	CO2	0.0024	4.10E+21	81986	Upper mantle H2O	0.012
		wt%			wt%	mol Total
						2.0E+22

初期大気のコ₂分圧

1. 大気組成を決める要因

1-1. 微惑星からの脱ガス

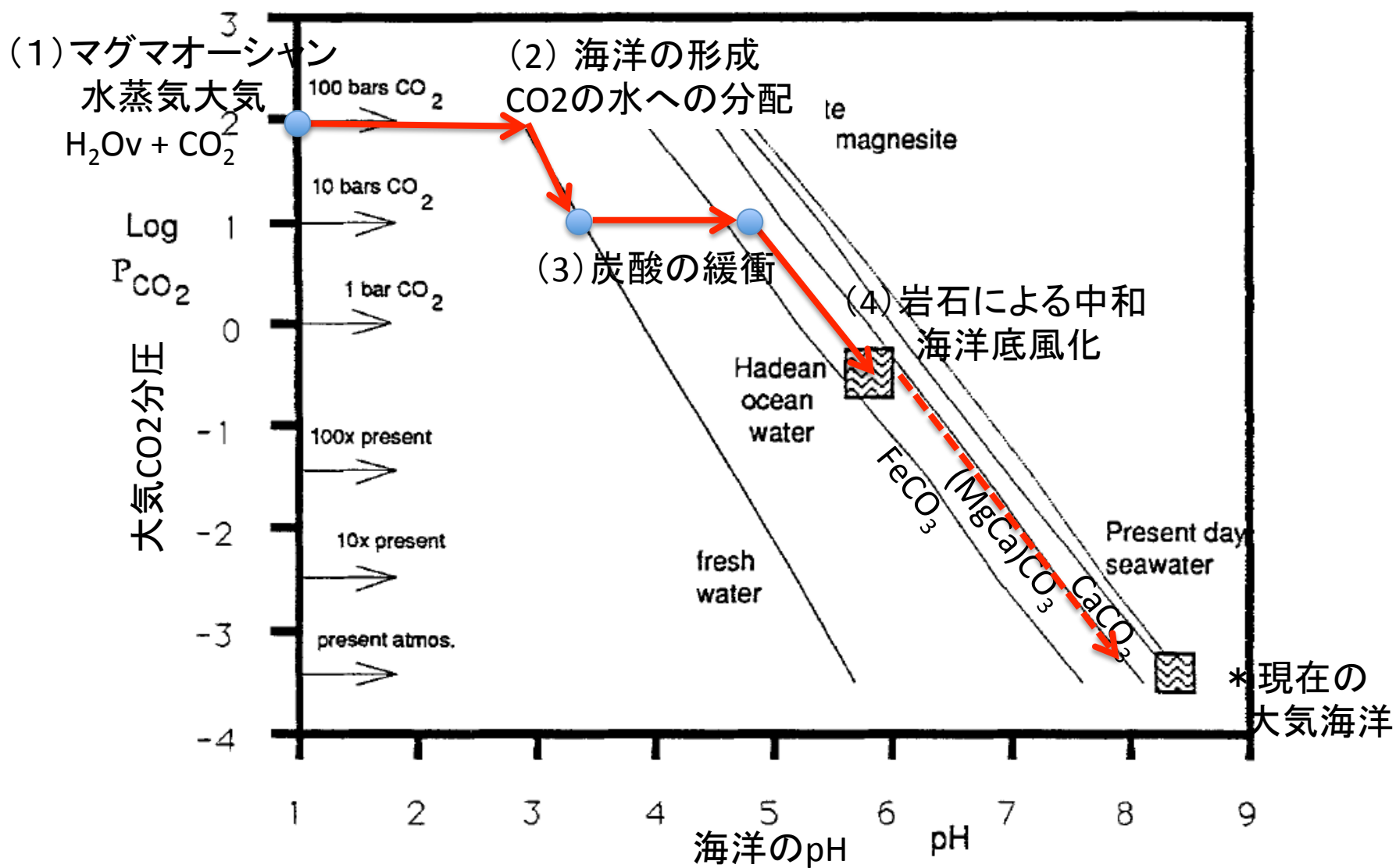
1-2. マグマオーシャン

1-3. 原始海洋/地殻とのやりとり

1-4. 光化学(非平衡)

2. 地質記録からの制約

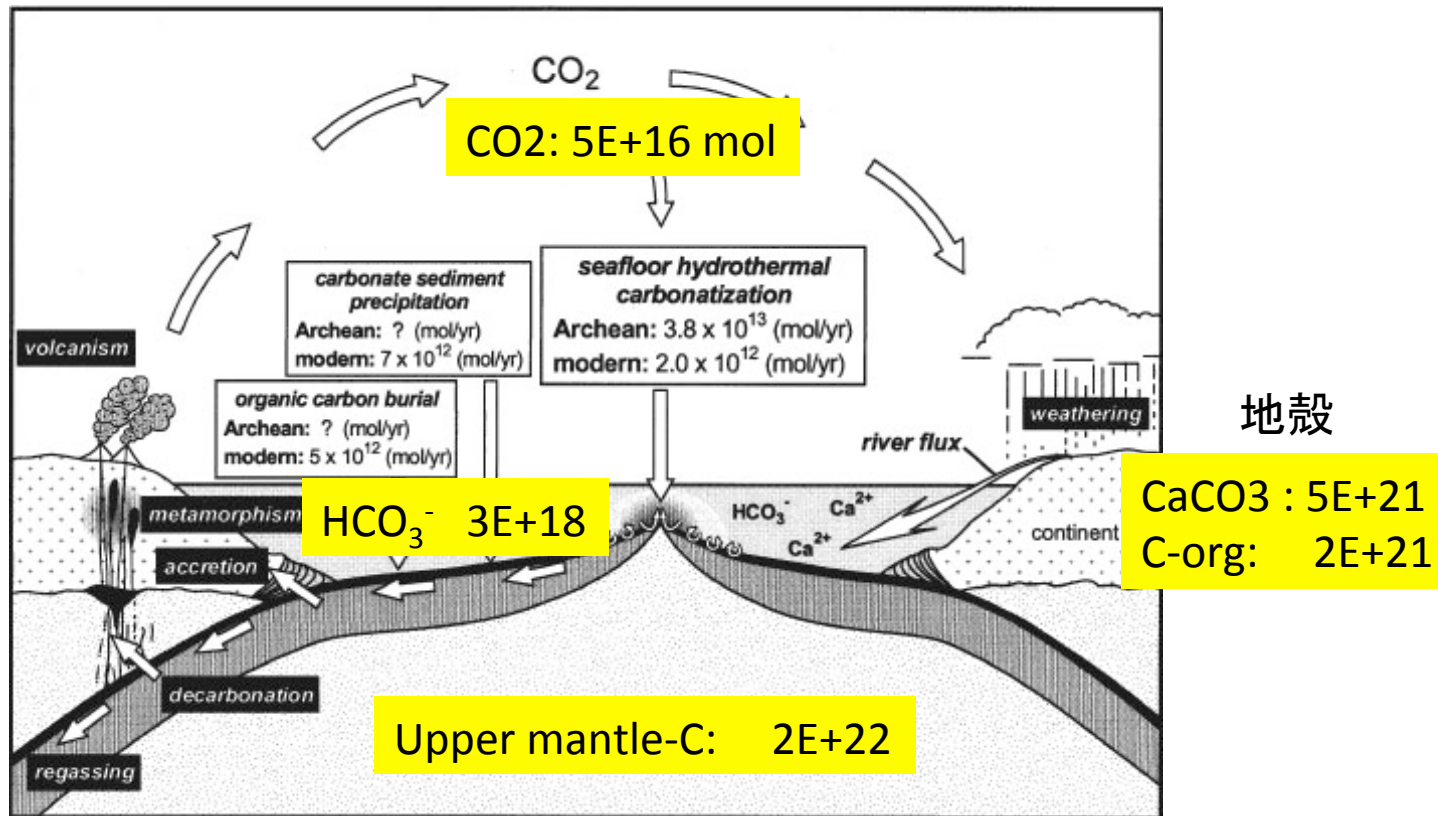
冥王代海水pHと大気CO₂分圧(平衡論)



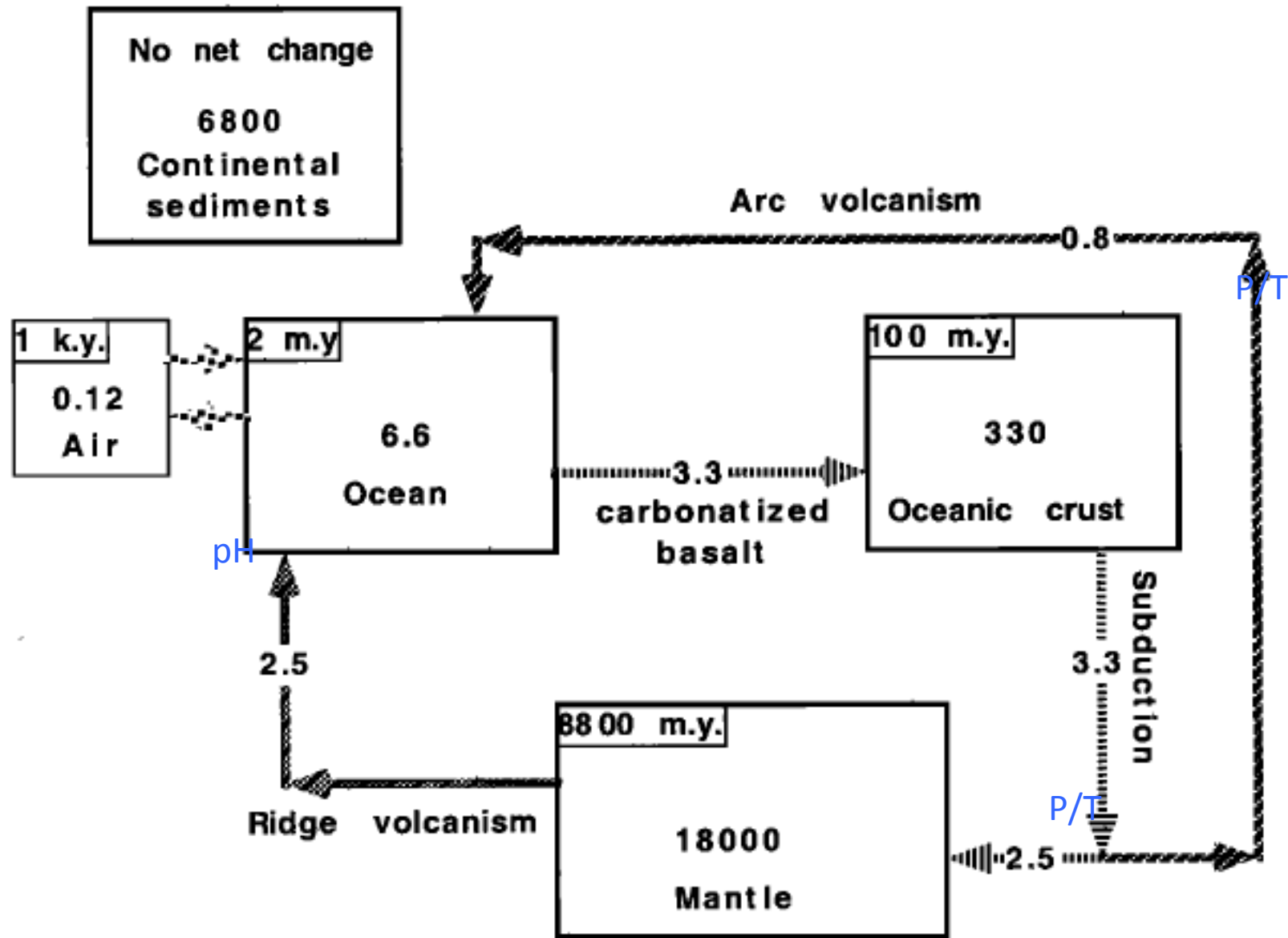
炭酸塩化学種の化学平衡計算 (Garrels & Christ, 1965; Macleod et al., 1994)

海洋誕生後のCO₂: 炭素循環(出入りのバランス)で決まる

Input: 火山ガス

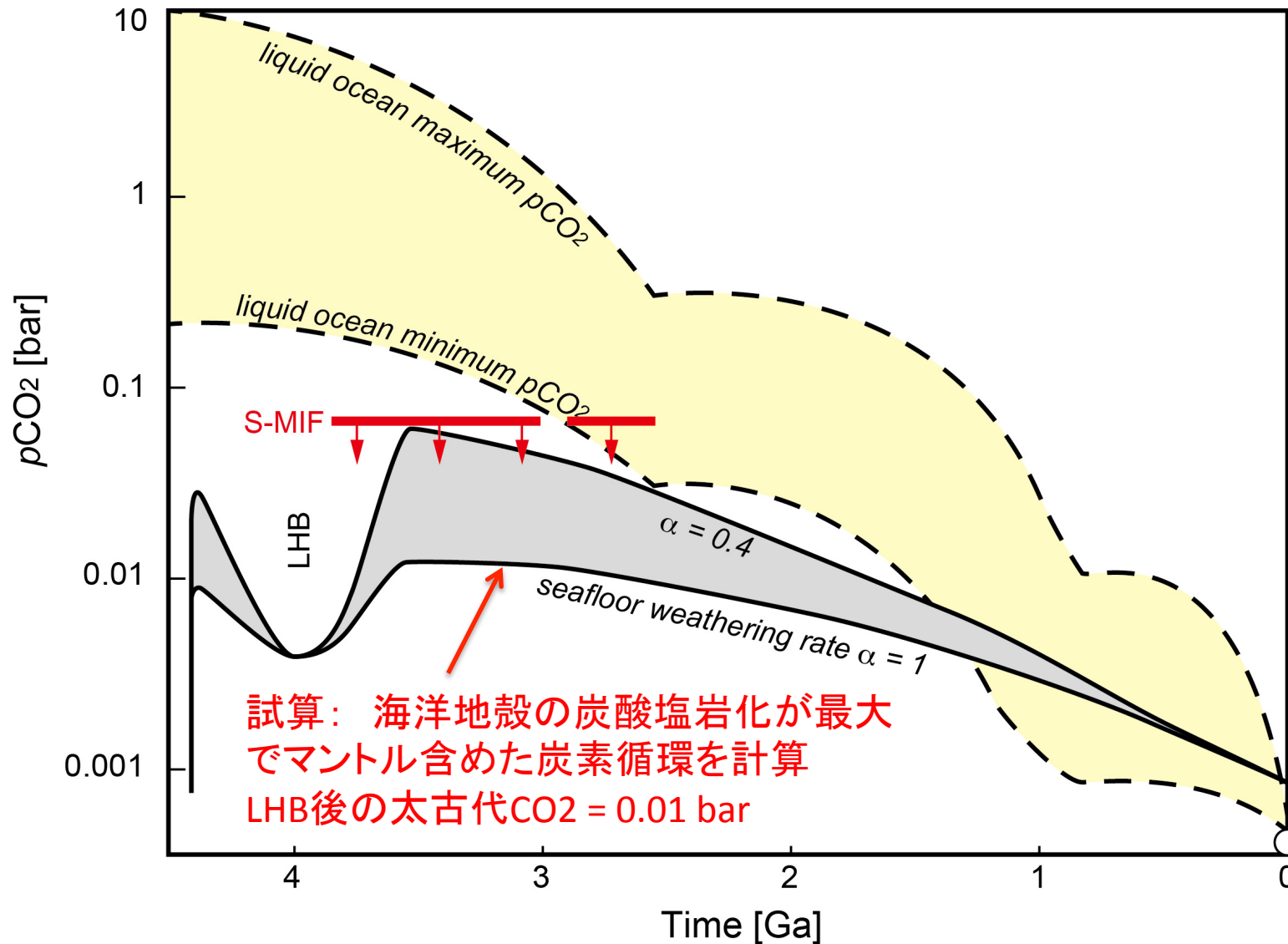


Output: 大気: 光化学(CO/CH₄へ)
 海洋: 生物過程(CH₄/CH₂Oへ) 炭酸塩沈殿
 岩石圏: 風化、海洋底の変質、沈み込み



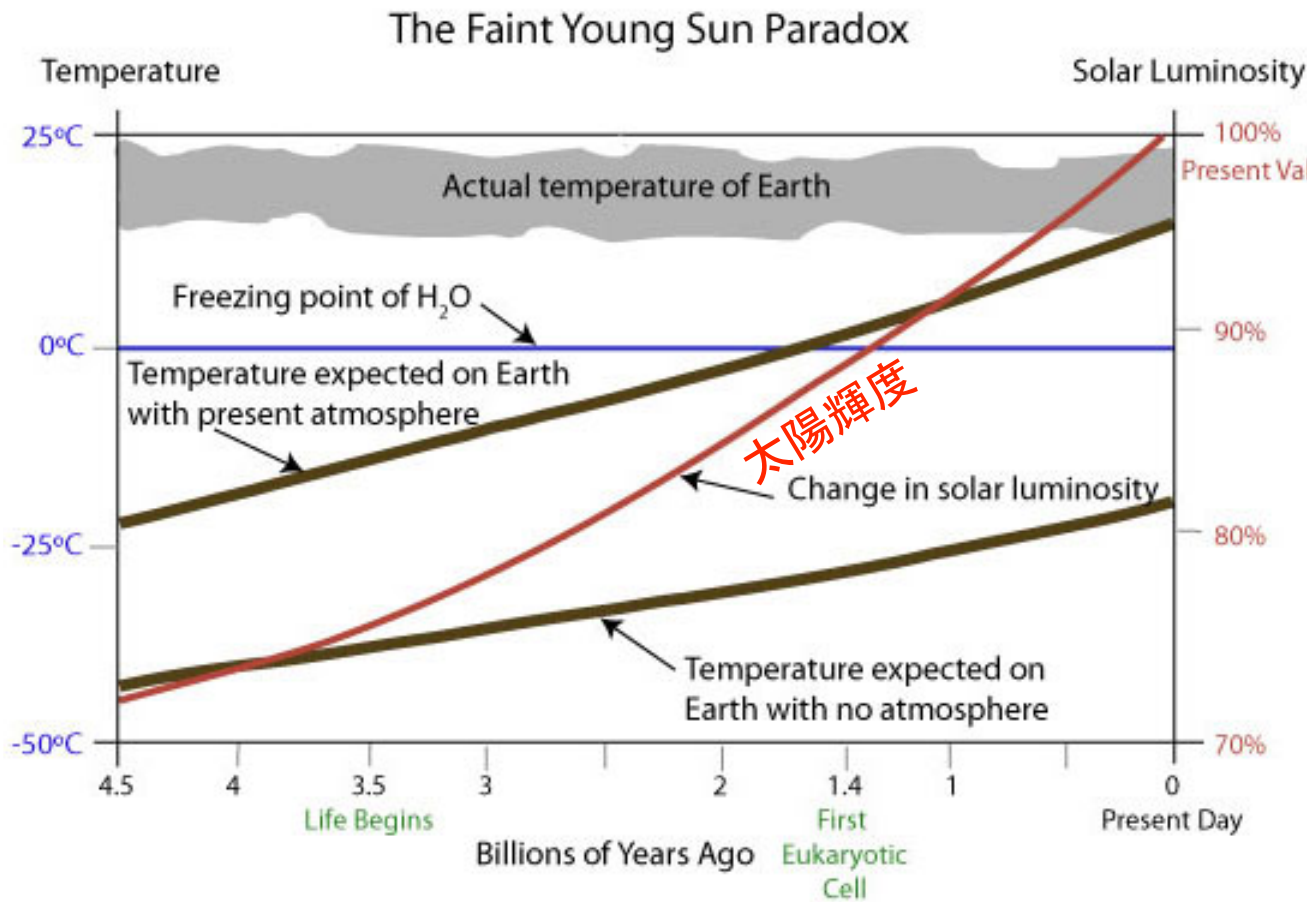
炭素循環モデル : Sleep & Zahnle (2001) JGR

海洋を通して地殻との反応を考慮すると 大気CO₂分圧は<0.01 bar以下 (Sleepの試算)

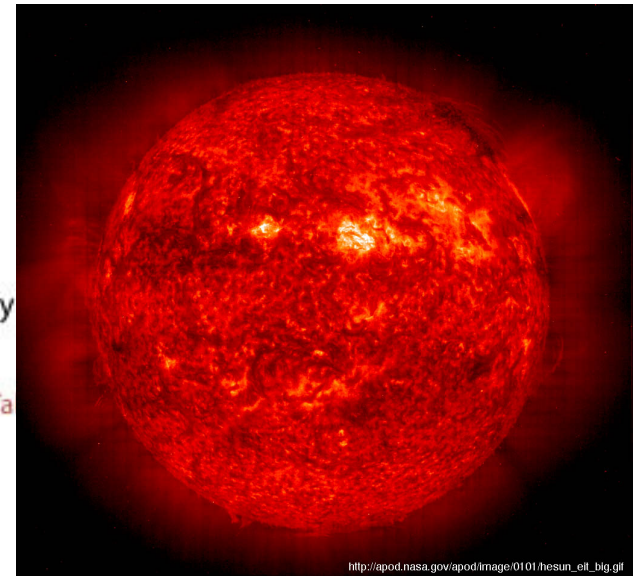


“暗い太陽のパラドックス” (Sagan & Mullen, 1972)

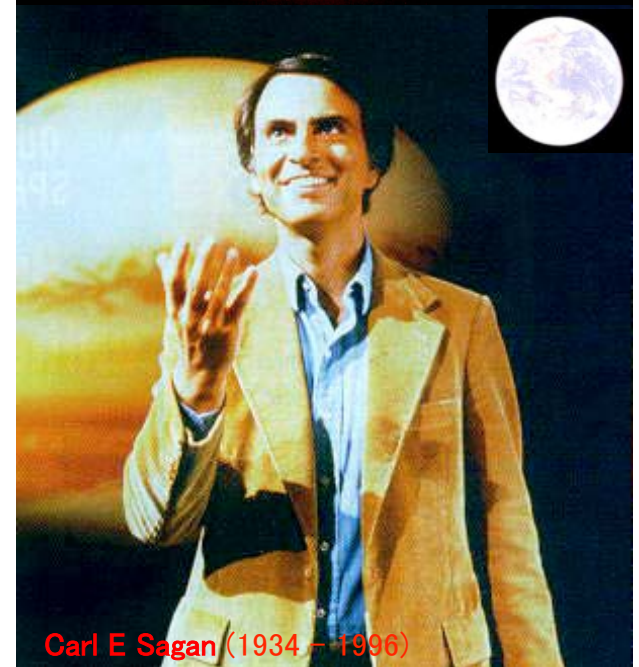
25~40億年前の太陽は現在より20~30%暗い
しかし、当時の地球は凍結していない地質証拠がある
(液体の水: fluvial sediments, pillow lava, etc.)
古大気は現在より多くの温室効果ガスを含んだはず



Even though the Sun was about 30% dimmer than it is now, the temperature on Earth has been more or less stable.



http://apod.nasa.gov/apod/image/0101/hesun_eit_big.gif



Carl E Sagan (1934 - 1996)

初期大気のコ₂分圧

1. 大気組成を決める要因

1-1. 微惑星からの脱ガス

1-2. マグマオーシャン

1-3. 原始海洋/地殻とのやりとり

1-4. 光化学(非平衡)

2. 地質記録からの制約

Thermodynamics?

or

Kinetics?

Everett Shock

Yuk Young



CO₂ stability problem (Young & DeMore, 1982)

惑星大気CO₂は太陽の紫外線に対して安定ではない
(なのに現在の火星・金星では主成分となっている)

UV photolysis



CO₂ : 95.3 %

N₂ : 2.7

Ar : 1.6

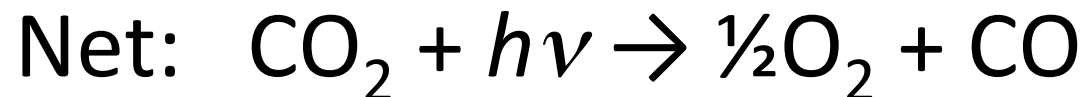
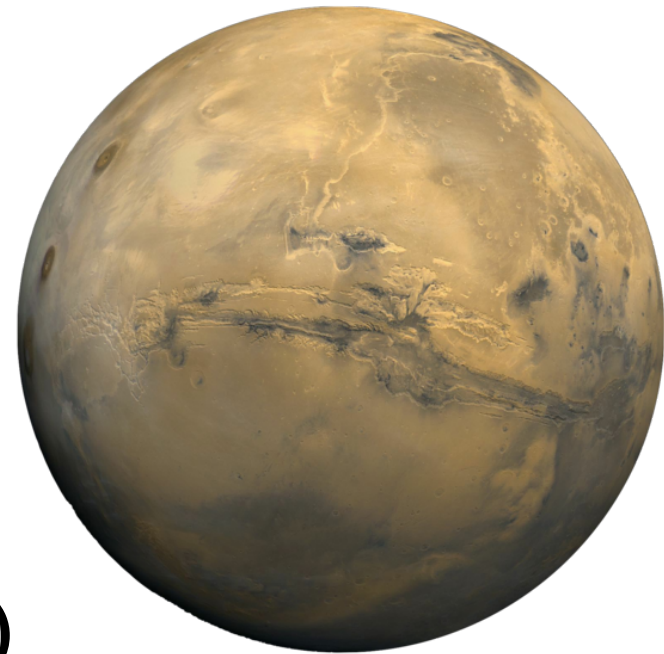
O₂ : 0.13

CO : 0.08

H₂O_(v) : 0.03

(CH₄ : 0.000001)

Mars



Q)

火星の大気主成分は CO_2 である(95%)。
その他の成分のうち不活性な N_2, Ar を除くと、
二番めに多い分子は O_2 (0.13%)、
三番目は CO (0.07%)である。



純 CO_2 ガスに紫外線が照射されることにより O_2 と CO が形成されると仮定した場合、それぞれどれだけの量ができるか体積混合率を計算せよ。

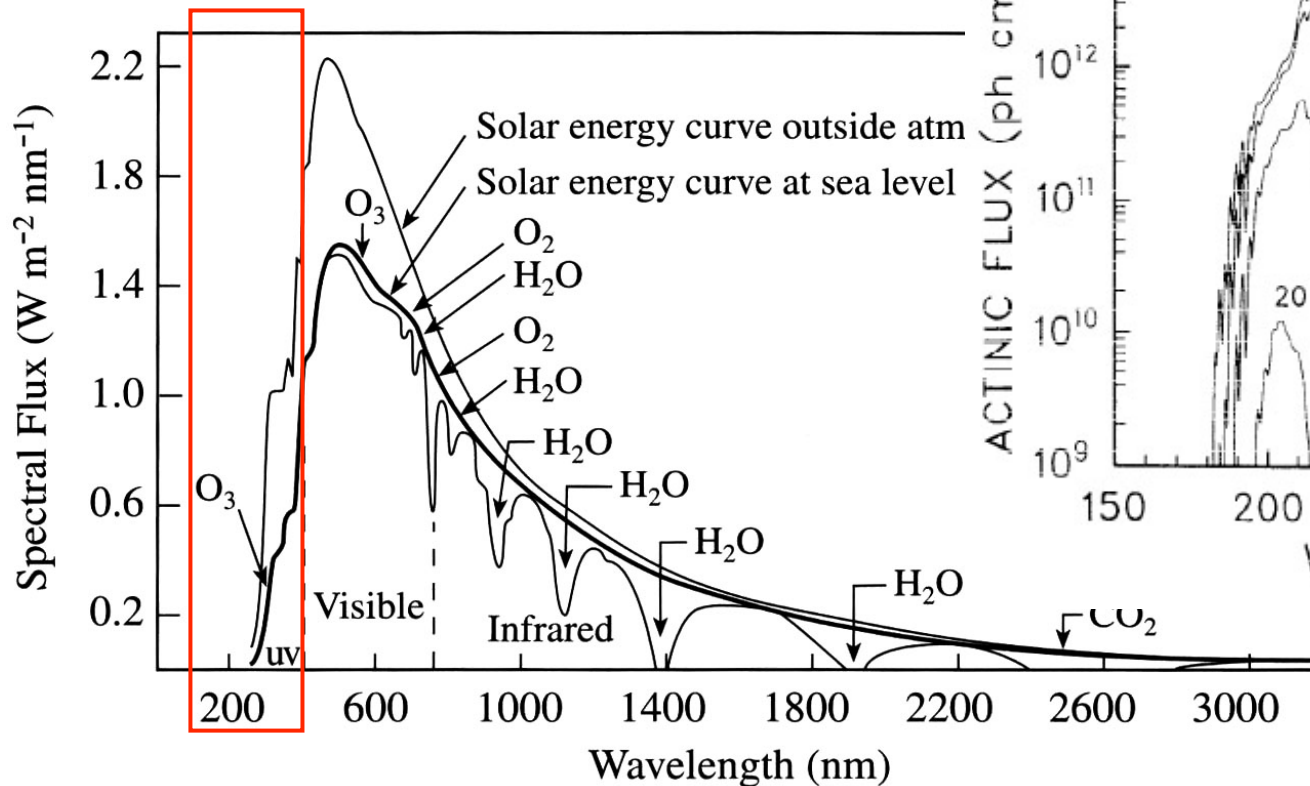
また、それらを現実の火星大気濃度と比較し、計算結果との違いの原因を考察せよ。

オゾンの生成と成層圏の加熱

チャップマン機構:

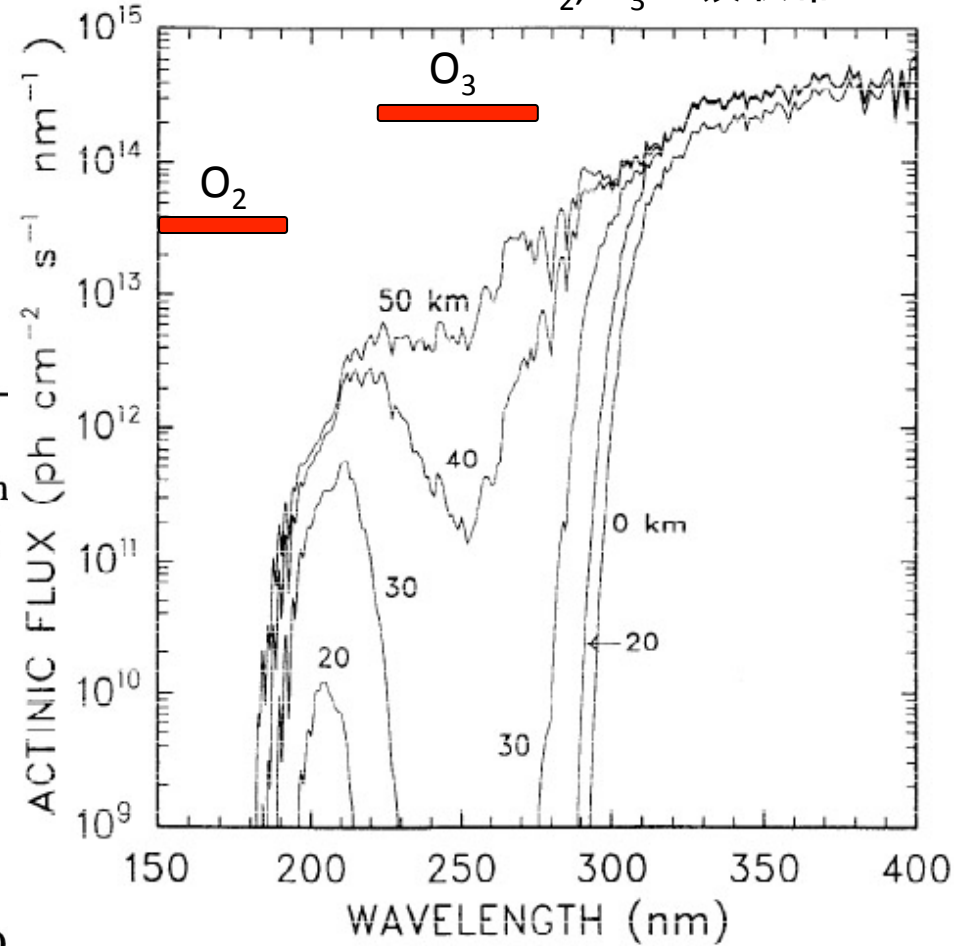
- 1) $O_2 + h\nu \rightarrow O + O$ 定数: J_1
- 2) $O_2 + O + M \rightarrow O_3 + M$ 定数: k_2
- 3) $O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O$ 定数: J_3
- 4) $O_3 + O \rightarrow O_2 + O_2$ 定数: k_4

Net: $h\nu + M \rightarrow M(\text{加熱})$



太陽スペクトルと大気での吸収

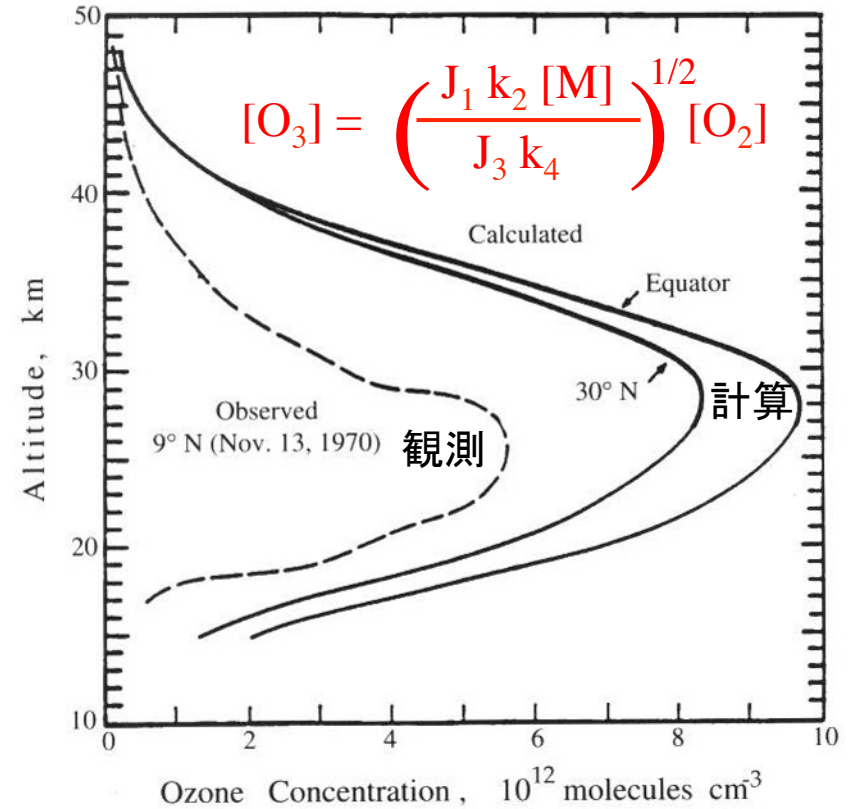
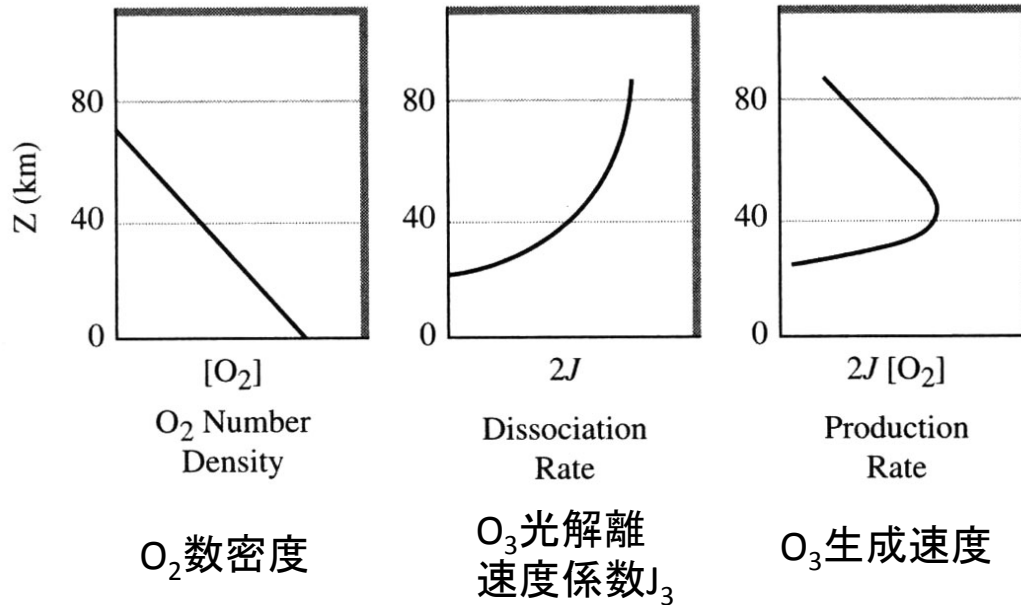
O_2, O_3 の吸収帯



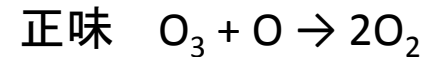
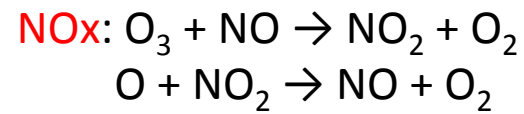
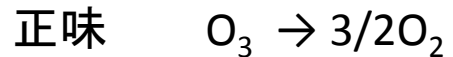
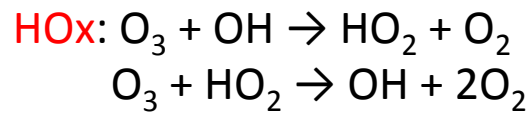
チャップマン定常

$$[O_3] = \left(\frac{J_1 k_2 [M]}{J_3 k_4} \right)^{1/2} [O_2]$$

成層圏オゾン

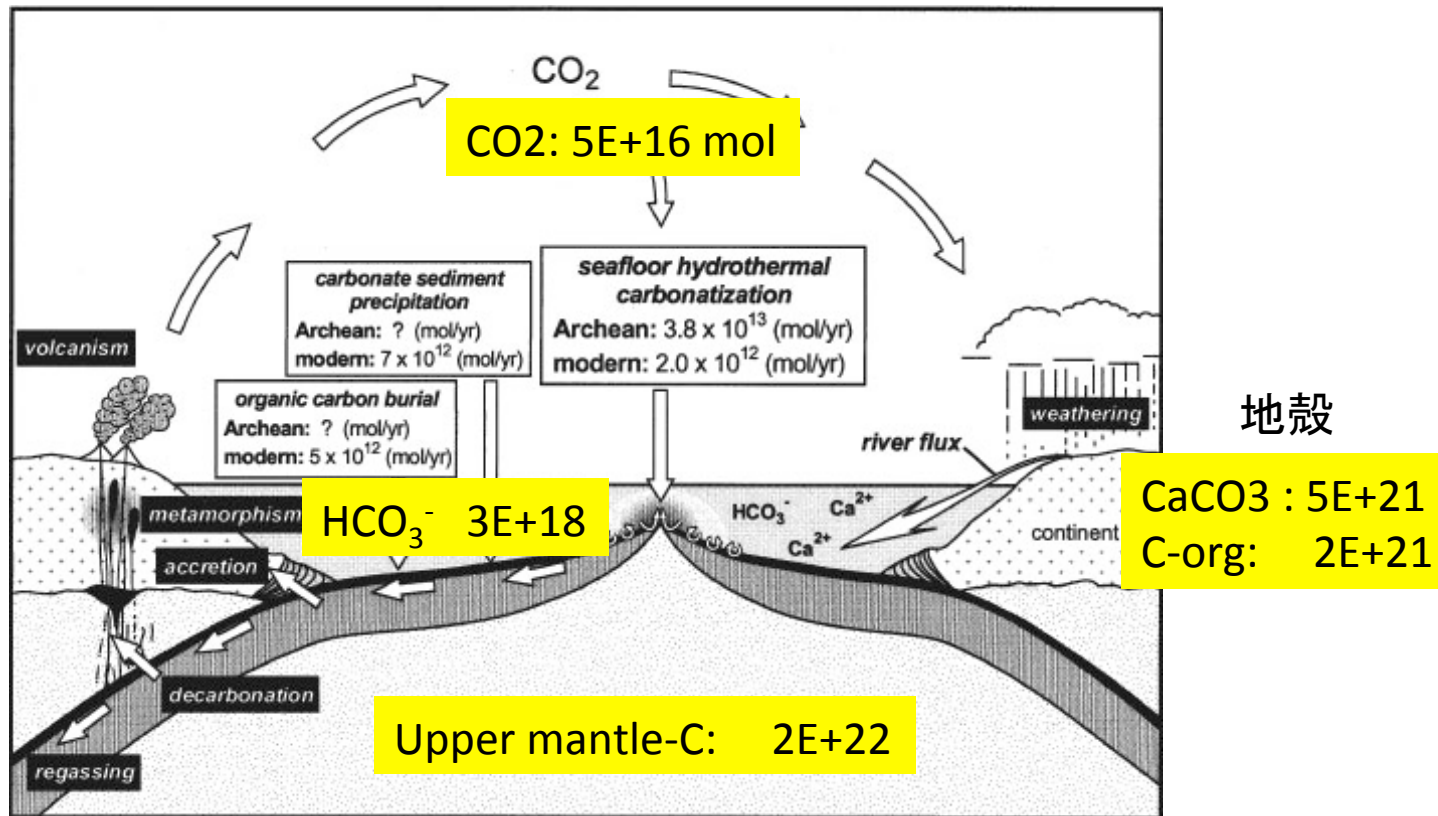


オゾン破壊(触媒)



海洋誕生後：火山CO₂のゆくへ

Input: 火山ガス



Output: 大気：光化学(CO/CH₄へ)
 海洋：生物過程(CH₄/CH₂Oへ) 炭酸塩沈殿
 岩石圏：風化、海洋底の変質、沈み込み

CO₂ is unstable against UV

(e.g., Young & DeMore, 1982)

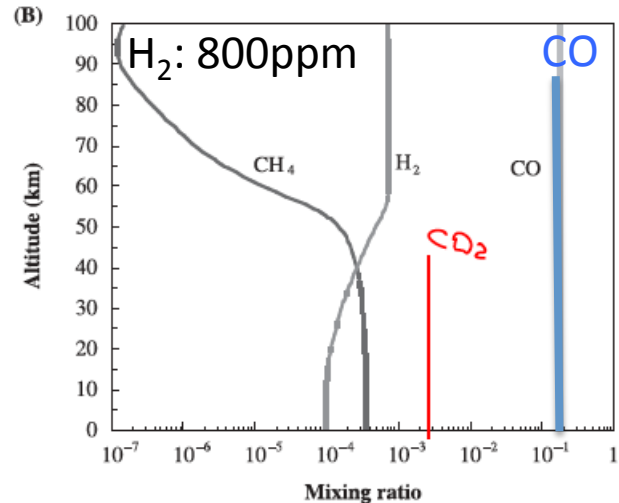
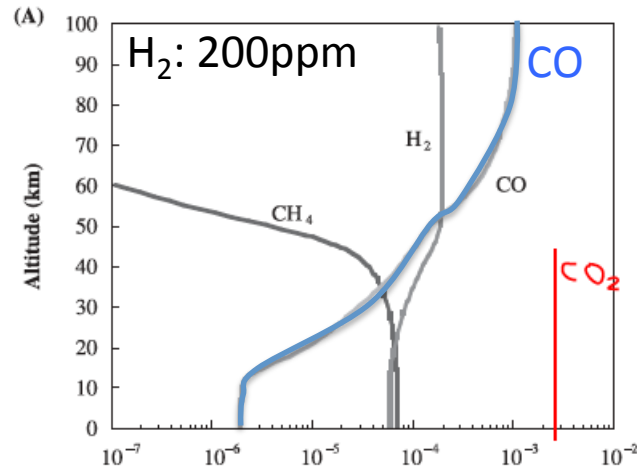
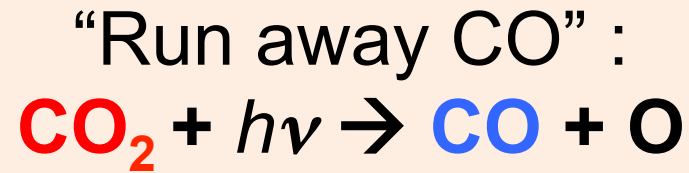


Fig. 5 Vertical mixing ratio profiles of H₂, CH₄, and CO in our Case 1 ecosystem for $f_{tot}(H_2) =$ (a) 200 ppmv and (b) 800 ppmv. The CO₂ mixing ratio was fixed at 2500 ppmv for both cases. In the absence of a biotic sink, CO can quickly accumulate to very high levels in a methanogenic ecosystem.



CO-loss (mainly $CO + OH \rightarrow CO_2 + H$) is slow.

CO is accumulated in the atmosphere under reducing condition (e.g., high-H₂, Fe(II) in the ocean)

Prebiotic UV chemistry
Role of CO

1D model (Kharecha et al., 2005)

初期大気のCO₂分圧

1. CO₂分圧を決める要因

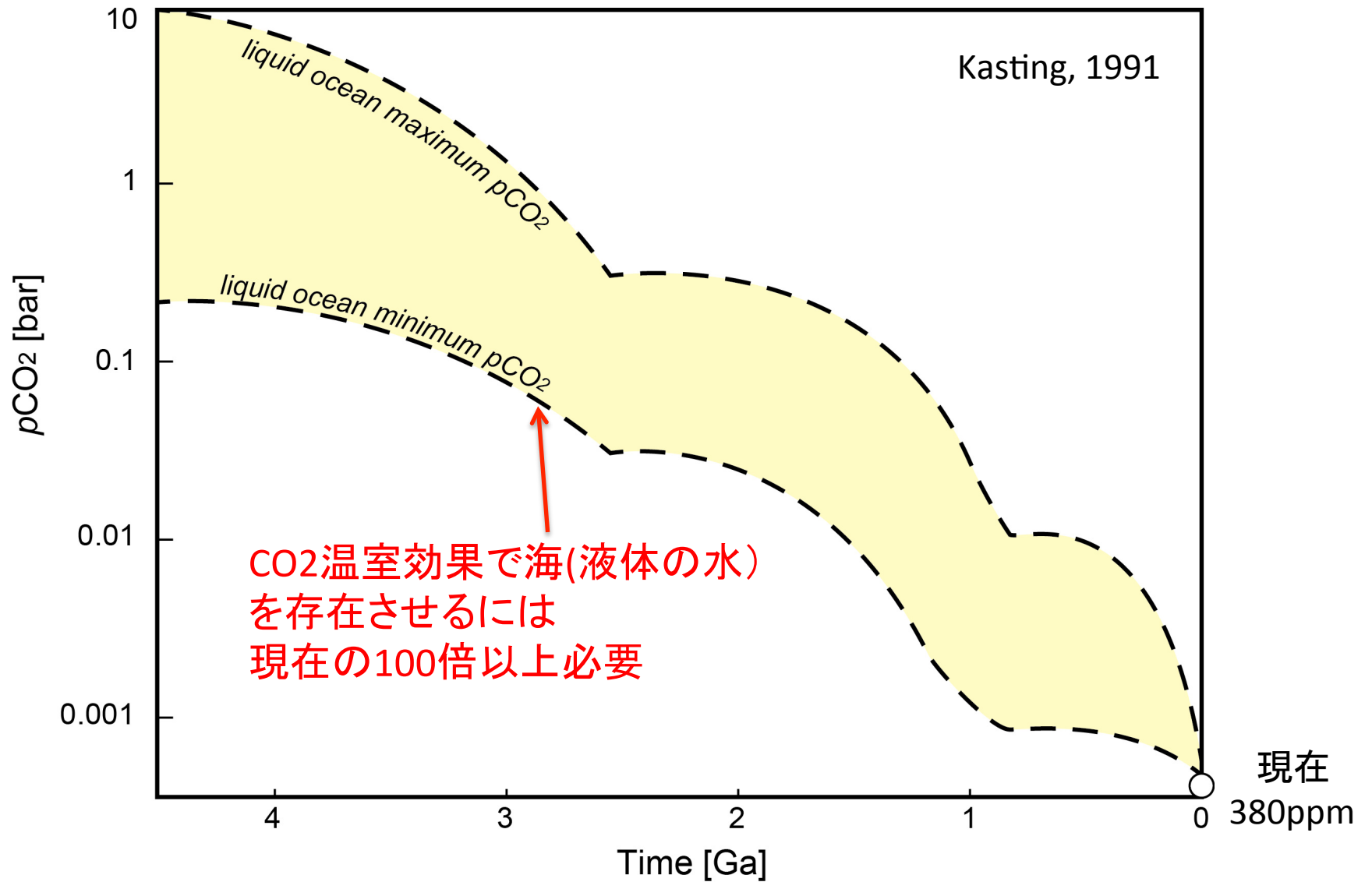
1-1. 微惑星からの脱ガス

1-2. マグマオーシャン

1-3. 原始海洋/地殻とのやりとり

2. 地質記録からの制約

大気CO₂と暗い太陽のパラドクス



暗い太陽の問題を解決するほどのCO₂は無かった。

