

論文紹介

内部ダイナミクス4年

菖蒲迫 健介(しょうぶざこ けんすけ)

Partitioning of oxygen during core formation on the Earth and Mars

D.C.Rubie, C.K.Gessmann, D.J.Frost

(2004)

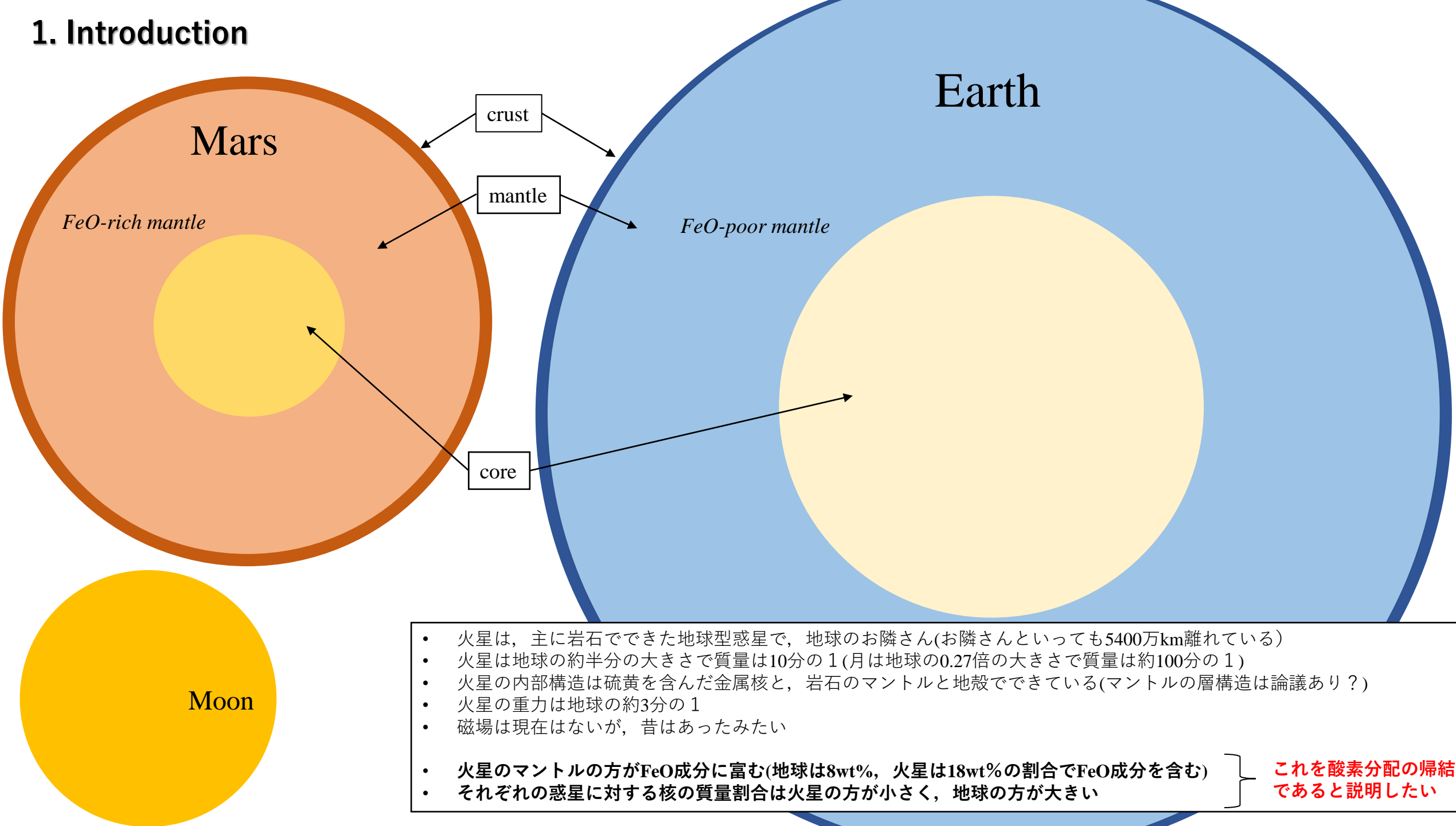
Letters to nature

地球と火星のコア形成時の酸素の分配について

Topic

1. 論文の目的(ゴール)と初期地球についての導入
2. 初期地球におけるmetal-silicate segregationについて
3. 論文のモデル紹介と再現結果について

1. Introduction

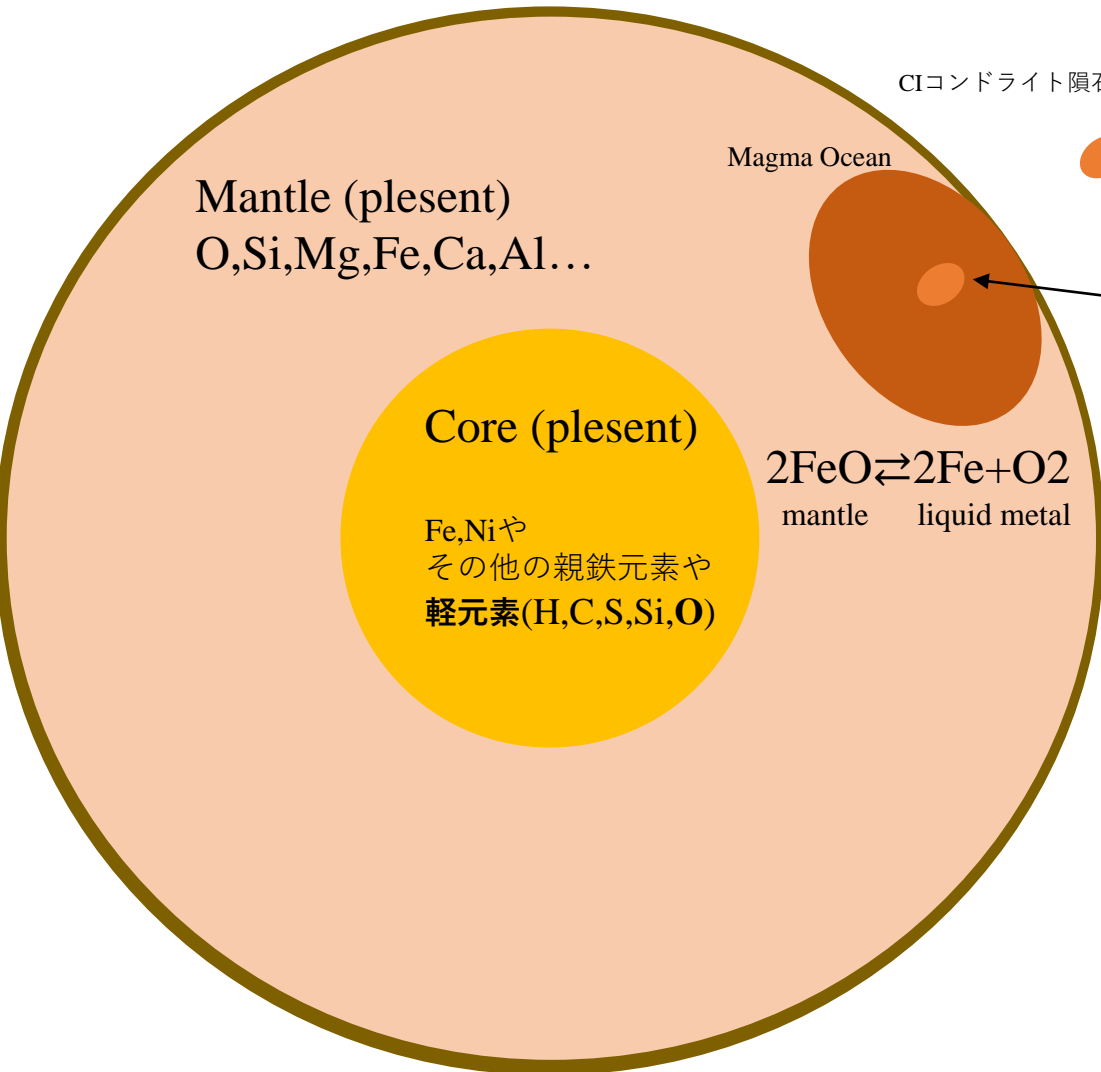


- 火星は、主に岩石でできた地球型惑星で、地球のお隣さん(お隣さんといっても5400万km離れている)
- 火星は地球の約半分の大きさと質量は10分の1 (月は地球の0.27倍の大きさと質量は約100分の1)
- 火星の内部構造は硫黄を含んだ金属核と、岩石のマントルと地殻でできている(マントルの層構造は論議あり?)
- 火星の重力は地球の約3分の1
- 磁場は現在はないが、昔はあったみたい

- 火星のマントルの方がFeO成分に富む(地球は8wt%, 火星は18wt%の割合でFeO成分を含む)
- それぞれの惑星に対する核の質量割合は火星の方が小さく、地球の方が大きい

これを酸素分配の帰結
であると説明したい

コア内の軽元素の存在と酸素分配について

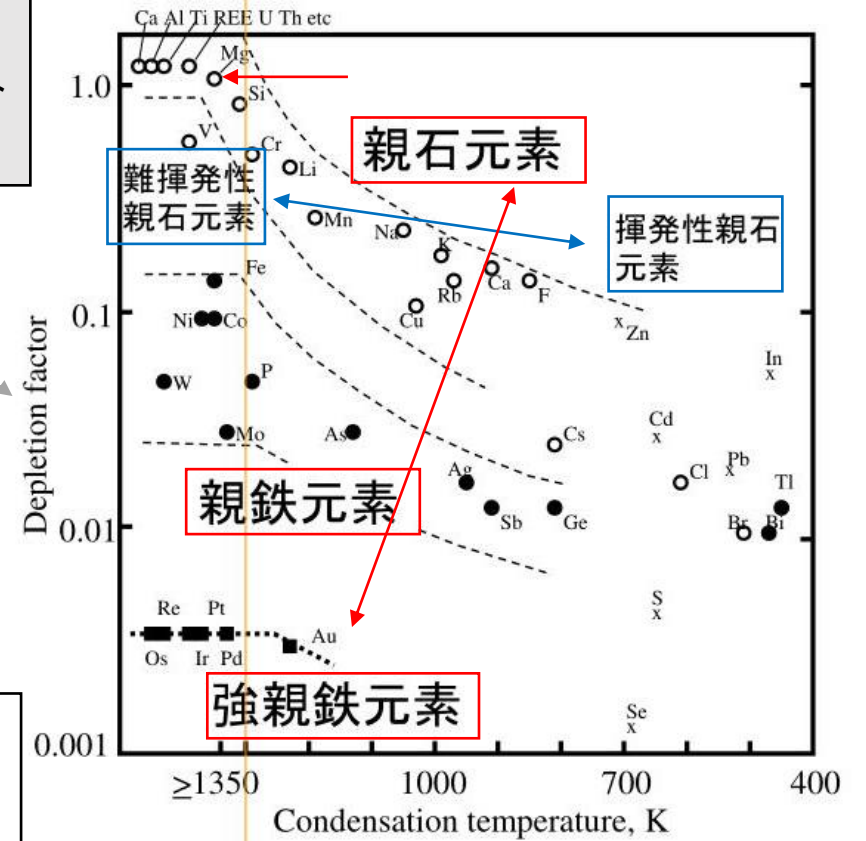


Depletion factor(枯渇度)

CIコンドライト中のMgと地球のマントル中のMgの量比を1とした時の、CIコンドライトのAという元素に対する、地球のマントルのAの量比を表したもの

高温のマグマオーシャン内でCIコンドライト中の酸化鉄と金属鉄が平衡状態になる(普通の温度圧力環境下では起こらない)

Partition coefficient (分配係数)

$$K_d' = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{met}} X_{\text{O}}^{\text{met}}}{X_{\text{FeO}}^{\text{sil}}}$$


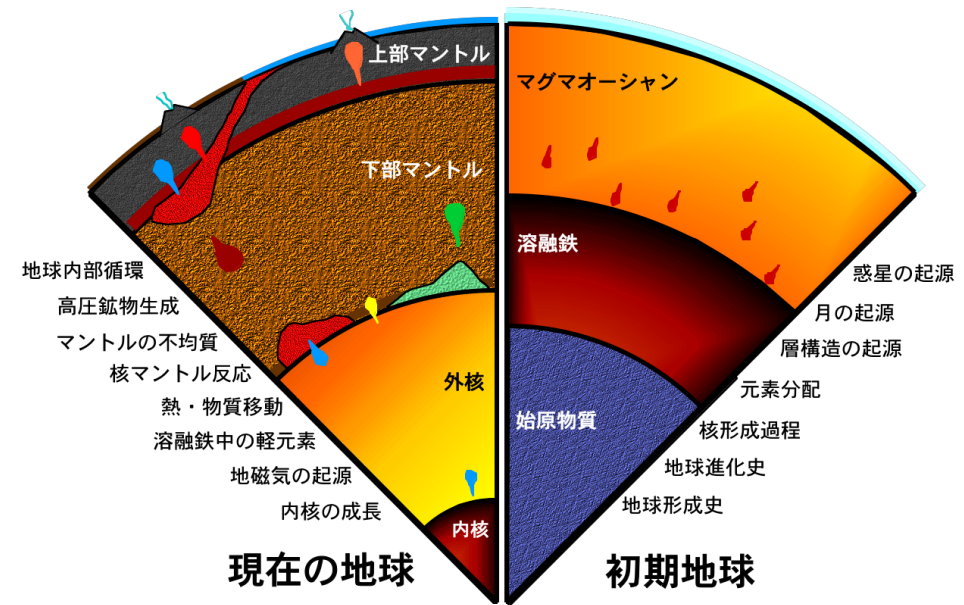
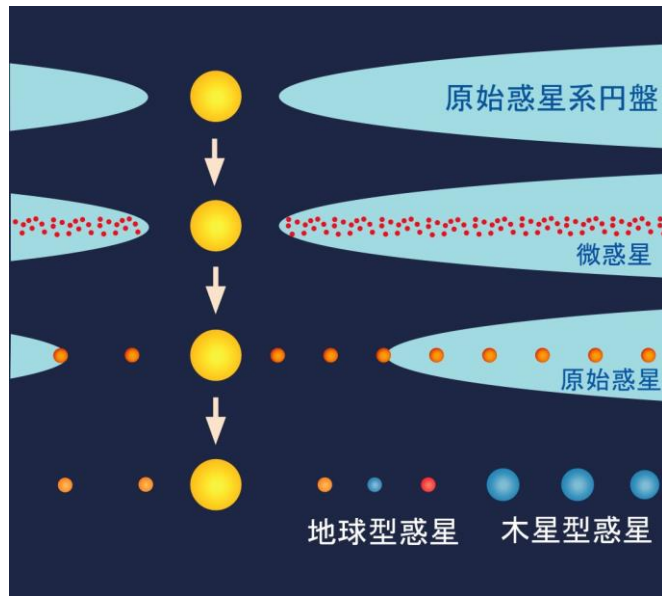
Condensation temperature(凝縮温度)

ある元素のガスが50%の量比で凝縮する温度

- 難揮発性の親鉄元素は枯渇度が大きいのでコアへ分配されたと思われるが、コア内の温度圧力条件で安定な六方最密構造のFe密度に比べて推定されるコアの密度は10%程軽い。これは軽元素がコアに含まれることを意味する[1].
- また、Fe-Ni合金の融点よりもouter coreの融点が400K程度低いことからかなり多めの鉄以外の元素の存在が示唆される[12].

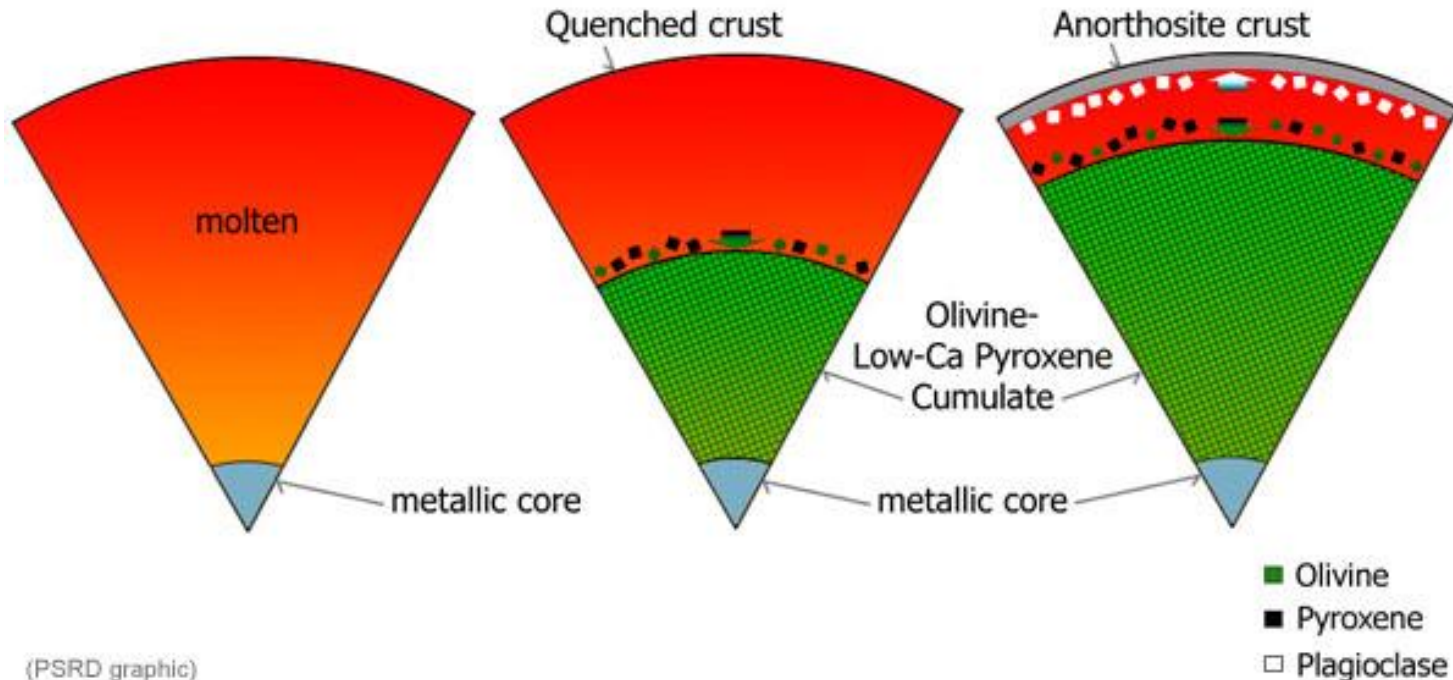
2. 初期地球における metal-silicate segregation について

- Formation of a planet is a consequence of meteorites accretion.
- Primitive Earth and Mars has a magma ocean.
- In a magma ocean, metal and silicate is molten.
- Then, they reached the chemical equilibration and segregate to form a Fe-rich metal core and a silicate mantle.



Concept of a magma ocean

The Lunar Magma Ocean



- 月の高地の岩石を調べると、斜長岩(斜長石が体積割合で8,9割近くを占める)でほとんど構成されていることが分かった。
- 地球の地殻にも含まれるが、広い範囲で斜長岩が形成されるのは地球では非常にまれである(普通は様々な鉱物が含まれるため)。
- 斜長石はカンラン石や輝石に比べて軽いため、鉱物がドロドロに溶けた状態であれば説明できそう。
- そこで考えられたのが、大規模なマグマの融解の存在、つまりマグマオーシャンの存在である。
- 一般的なマグマオーシャンの熱源は次の通り
 1. 隕石の集積(meteorites accretion)によって、大きな重力エネルギーが熱エネルギーになる
 2. 放射性同位体の壊変による熱

○斜長石...AT₄O₈ (AにはCa,Na,K TにはSiとAl)という組成で地球地殻の64%を占める。ほとんどの火成岩に含まれる。

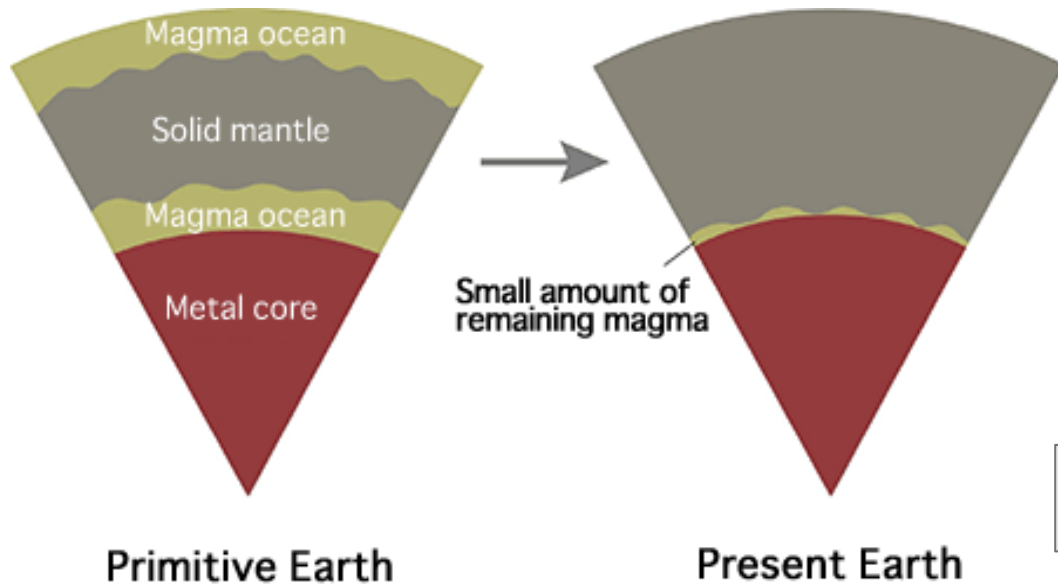
G.Jeffrey Taylor(2009)

Times to Solidify an Ocean of Magma, *planetary science research discoveries*

(<http://www.psrh.hawaii.edu/Mar09/magmaOceanSolidification.html>)

Metal-silicate segregation (金属シリケイト分化)

シリケイト	金属
SiO ₂	Fe
FeO	Ni
Al ₂ O ₃	Pt
CaO	Au...
MgO...	

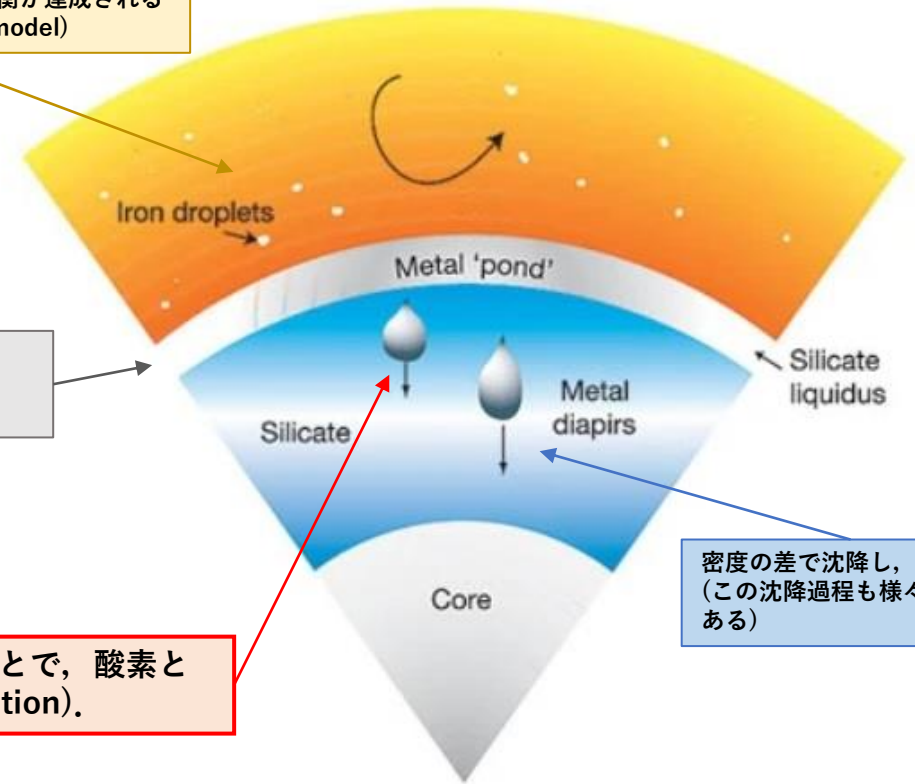
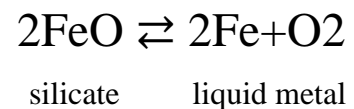


Marc Kaufman(2017) The Magma Ocean and Us, many worlds
(<https://manyworlds.space/2017/03/29/the-magma-ocean-and-us/>)

金属滴の沈降の最中に起きる平衡が達成される
(Metal droplet equilibration model)

マグマオーシャンの底で金属層(Fe層)
が生じて、ここで平衡が起きた
(metal layer equilibration model)

平衡作用により、液体金属内にシリケイト成分の酸化鉄が溶け込むことで、酸素と金属鉄が液体金属内に入り込むことができる(metal-silicate segregation).



密度の差で沈降し、コアへ
(この沈降過程も様々な説がある)

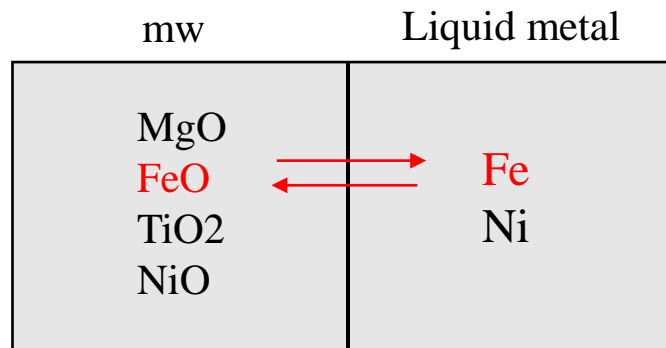
Bernard J.Wood, Michael J.Walter, Jonathan Wade (2006)
Accretion of the Earth and segregation on its core, *nature*

2.論文のモデル紹介

この論文で使用する式の紹介

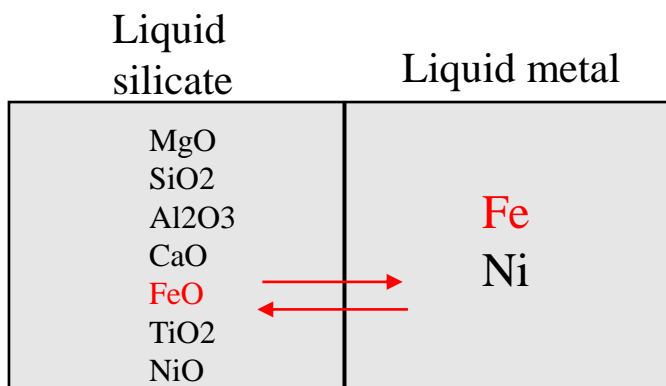
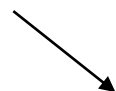
Liquid Fe-Ni alloy and Magnesio-wustiteの分配係数 K_d

$$K_d = \frac{X_O^{met} X_{Fe}^{met}}{X_{FeO}^{mw}}$$



Liquid Fe-Ni alloy and Silicate liquidの分配係数 K_d'

$$K_d' = \frac{X_O^{met} X_{Fe}^{met}}{X_{FeO}^{sil}}$$



熱化学の関係式

$$RT \ln K_d = -\Delta H + T\Delta S - P\Delta V$$

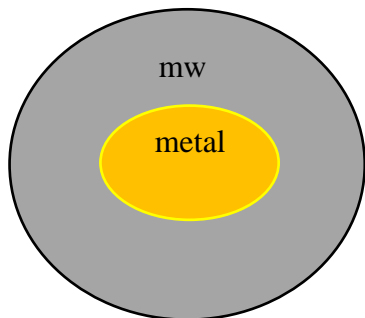
実験により経験的に分かっている関係式

$$X_{FeO}^{mw} = 1.148X_{FeO}^{sil} + 1.319(X_{FeO}^{sil})^2$$

• X_b^a : a中のb成分のモル分率

- R … 気体定数
- T … 温度
- H … エンタルピー
- S … エントロピー
- P … 圧力
- V … 体積

この論文のゴールの確認



$$K_d = \frac{X_O^{met} X_{Fe}^{met}}{X_{FeO}^{mw}}$$

様々な温度圧力、酸素フガシティー条件下での実験結果からKdの値が分かる。

$$RT \ln K_d = -\Delta H + T\Delta S - P\Delta V$$

$$X_{FeO}^{mw} = 1.148X_{FeO}^{sil} + 1.319(X_{FeO}^{sil})^2$$



$$K'_d = \frac{X_O^{met} X_{Fe}^{met}}{X_{FeO}^{sil}}$$

シリケイト中の酸化鉄濃度に置き換えるために、分配係数の別の表現(上式)と経験的に分かっている関係式(下式)を用いる。これらを用い、高温高压条件を外挿することで、マグマオーシャン内の酸素分配の効果を検証する。

X_B^A : A中のBのモル分率
R : 気体定数
T : 温度
P : 圧力

ΔH : エンタルピー変化
 ΔS : エントロピー変化
 ΔV : 体積変化

この論文で主に主張していること

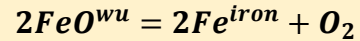
- 実験結果 1 …酸素フガシティー(酸素分圧)が大きいほど、液体金属により多くの酸素が溶ける
- 実験結果 2 …圧力を大きくすれば、液体金属の方に酸素が溶けにくくなる
- 実験結果 3 …温度を大きくすれば、液体金属の方に酸素が溶けやすくなる
- 外挿結果 1 …温度をさらに大きくした場合でも、実験結果2,3が正しそうである
- 外挿結果 2 …圧力をさらに大きくした場合でも、実験結果2,3が正しそうである
- **地球の場合のモデル結果**…高温高压条件での酸素分配の帰結として、現在のマントル内のFeO成分の割合が火星に比べて小さいことを説明できるかもしれない
- **火星の場合のモデル結果**…高温高压条件(地球に比べると圧力は小さいが)での酸素分配の帰結として、現在のマントル内のFeO成分の割合が地球に比べて大きいことを説明できるかもしれない

表 1: Experimental conditions and results

Run number	Temperature(K)	Pressure(GPa)	$\log f_{O_2}$	Oxygen(wt%)	$\ln K_d$
1549	2173	9	-1.82	0.14	-3.218
1558	2273	9	-2.08	0.12	-3.077
1358	2273	9	-2.67	0.2	-1.903
1203	2473	9	-3.59	0.11	-1.525
1186	2473	9	-2.06	0.39	-1.945
1316	2473	9	-3.55	0.06	-2.189
1210	2473	9	-1.47	0.91	-1.776
1218	2473	9	-2.84	0.23	-1.574
1383	2473	9	-1.47	1.11	-1.585
1194	2473	9	-1.24	1.28	-1.704
1371	2473	9	-1.39	1.12	-1.7
1352	2473	9	-1.5	1.06	-1.62
1547	2573	9	-2.25	0.38	-1.721
1312	2673	9	-1.89	0.78	-1.435
1551	2673	9	-1.79	0.79	-1.549
1273	2473	18	-2.32	0.14	-2.621
1275	2473	18	-2.08	0.27	-2.314
1285	2473	18	-1.12	0.62	-2.545

実験結果1…酸素フガシティーと酸素溶解度の関係

Iron-wustite buffer反応について



となる。これを化学ポテンシャルで書くと、

$$2(\mu_{\text{FeO}}^* + RT \ln a_{\text{FeO}}^{wu}) \\ = 2(\mu_{\text{Fe}}^* + RT \ln a_{\text{Fe}}^{iron}) + (\mu_{\text{O}_2}^* + RT \ln f\text{O}_2)$$

となる。

*は純物質ということを示し、 μ は化学ポテンシャル、 a は活量、 $f\text{O}_2$ は酸素のフガシティーである。

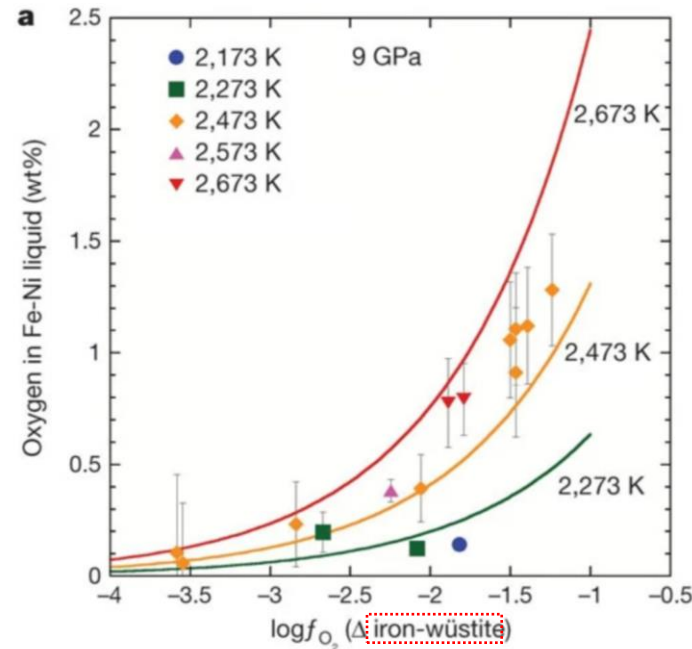
この系ではFeOとFeが純物質であるから $a=1$ なので、上式を整理すると

$$f\text{O}_2 = \exp \frac{2\mu_{\text{FeO}}^* - 2\mu_{\text{Fe}}^* - \mu_{\text{O}_2}^*}{RT} \equiv F(T, P)$$

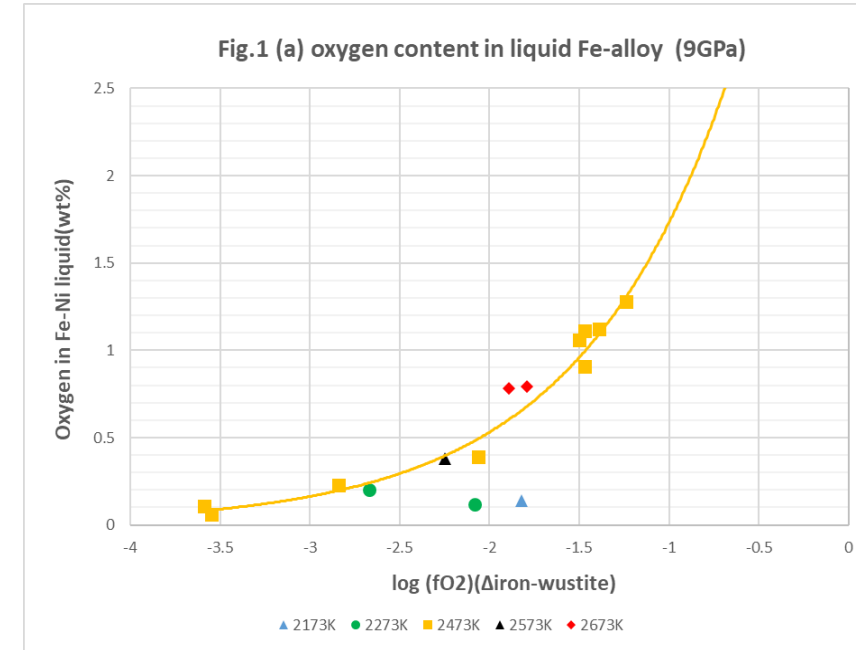
となる。これをiron-wustite buffer反応の酸素フガシティーという。

岩石学では、このような理想化された系の酸素分圧を変化させることで、酸素の量に対する様々な反応を見ることがある[5]。

論文結果



再現結果



- Experimental Tableのデータをプロットした図である。
- 酸素フガシティー(酸素の量)が高いほど、液体金属内に酸素が多く溶けることが分かる。
- 温度が高いほど、液体金属内に酸素が多く溶けることが分かる。
- 論文結果の曲線は、外挿結果1,2の導出過程から理解されるが、ここでは面倒なので書かなかった。

実験結果 2…圧力とln Kd の関係

分配係数と熱化学の関係式

$$RT \ln K_d = -\Delta H + T\Delta S - P\Delta V$$

を用いて圧力、温度を外挿する。これ以下の計算では、次のような値を一定値として計算を行う。

$$\Delta H [\text{J mol}^{-1}] = 153,000$$

$$\Delta S [\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}] = 50.9$$

$$\Delta V [\text{J GPa}^{-1}] = 1,448$$

この仮定が正しいかどうかの真意は分からないが、本文中の最後の方の段落とSupplementary Information 1中で言い訳が書いてある。

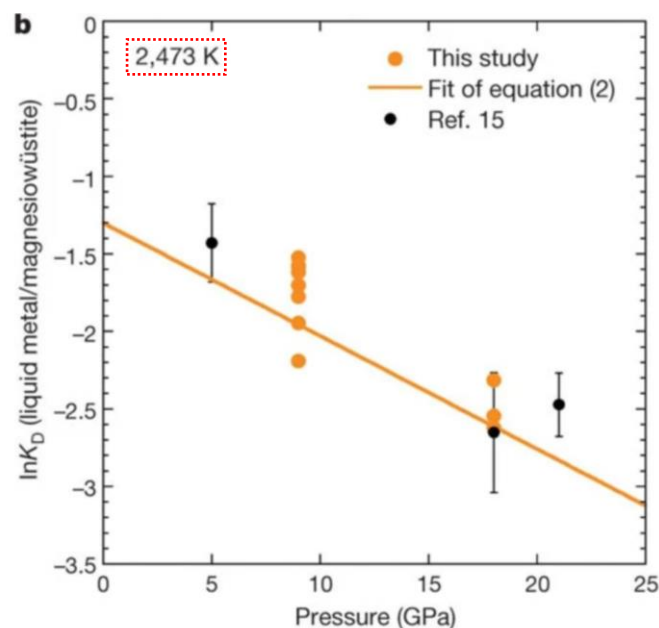
とりあえずは、これが正しいとして計算を行い、これらを代入すると

$$\ln K_d = \frac{1}{T}(-174.15P - 18401) + 6.1219$$

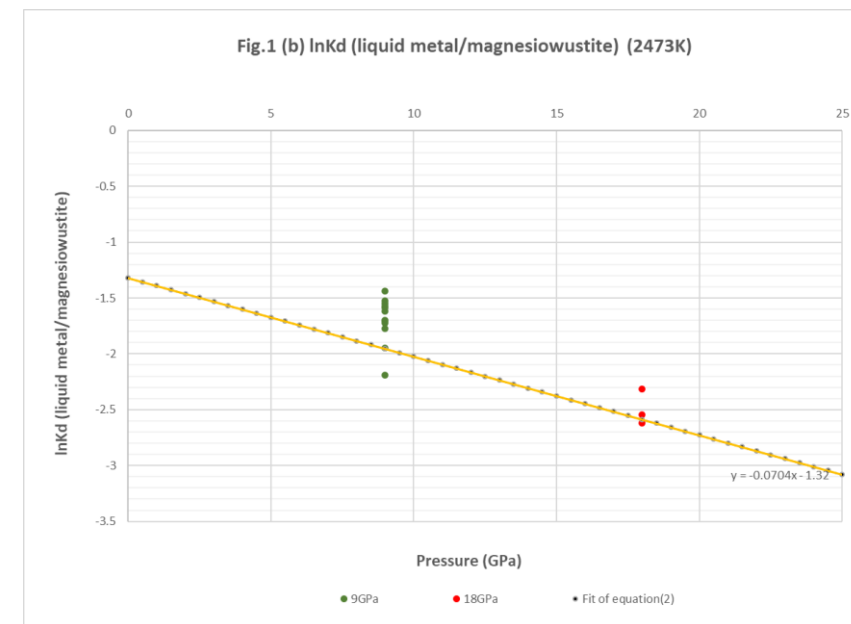
となる。

ここでは、2473Kのデータを使っているので $T=2473\text{K}$ とすれば、これは圧力 P のみについての関数となる。これが図中の直線になる。

論文結果



再現結果



- Experimental Tableのデータをプロットした図である。
- 圧力が大きいほど、 $\ln K_d$ が小さくなることが分かる。
- $K_d = \frac{X_{Fe}^{met} X_O^{met}}{X_{FeO}^{mw}}$ であったので、これが増圧により小さくなるということは、増圧すると、mw中の酸化鉄が液体金属内にあまり溶けなくなるということを意味する。
- 論文結果のRef.15は先行研究の結果。

実験結果 3…温度とln Kd' の関係

ここでは、lnKdではなく、lnKd'のことについて調べる。
Kdとは、液体金属とmwの間の分配係数であった。

しかし、実際に問題にしたいのは、液体金属と液体シリ
ケイト間の分配なので、これをKd'に変換する必要がある。

そこで、 $X_{FeO}^{mw} = 1.148X_{FeO}^{sil} + 1.319(X_{FeO}^{sil})^2$ という実
験から分かった経験的な関係式を用いて、KdとKd'を関
係づける。

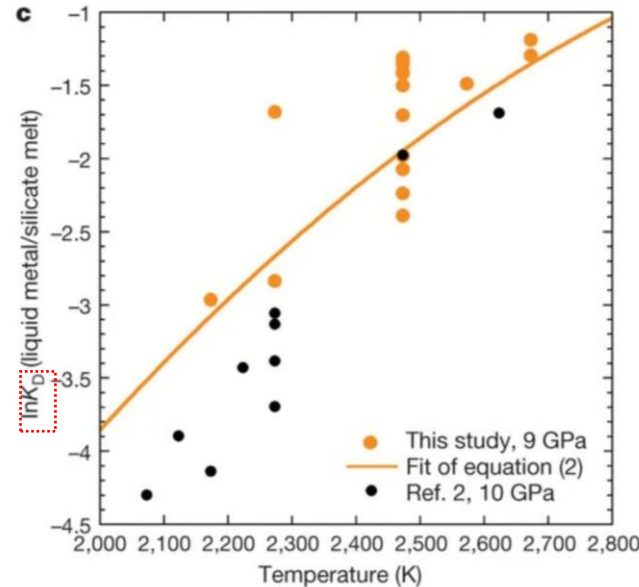
$$K_d' = \frac{X_O^{met} X_{Fe}^{met}}{X_{FeO}^{sil}}, \quad K_d = \frac{X_O^{met} X_{Fe}^{met}}{X_{FeO}^{mw}}$$

であったので、以上の式を用いて整理すると、

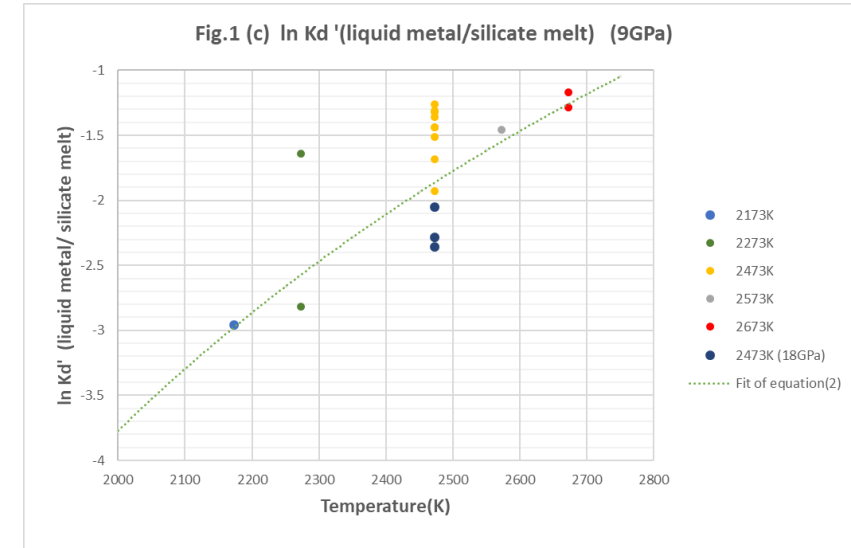
$$\begin{aligned} \ln K_d' &= \ln K_d + \ln X_{FeO}^{mw} \\ &= \ln K_d + \ln \frac{-0.87035 + \sqrt{0.75752 + 3.326 X_{FeO}^{mw}}}{2} \end{aligned}$$

となり、 X_{FeO}^{mw} に関係した形に書ける。ln Kdは温度圧力の
関数であったので、ln Kd'は、温度圧力と X_{FeO}^{mw} の関数と
して書ける。

論文結果



再現結果



- Experimental Tableの9 GPaでのlnKdを用いて、Kd'を導出して
- ただし、 X_{FeO}^{mw} の関数でもあるのでここでは、 $X_{FeO}^{mw} = 0.15$ とした。
- 本当ならば、Supplementary Information 2のデータを用いて各々のデータに対して、決めるべきだが、面倒なので省略した(しかし、再現結果は整合性がある)
- $K_d' = \frac{X_{Fe}^{met} X_O^{met}}{X_{FeO}^{sil}}$ であったので、これが温度により大きくなるということは、昇温により、silicate中の酸化鉄が液体金属内により溶けるということを意味する。
- 論文結果のRef.2は先行研究の結果。
- 図中の曲線は $\ln K_d = \frac{1}{T}(-174.15P - 18401) + 6.1219$

外挿結果1,2…高温高压下での酸素溶解度について

[目的]

初期地球のマグマオーシャン内での酸素分配を再現するために温度圧力を外挿して、その分配の振る舞いを見たい。

[導出]

Iron-wustite buffer反応の酸素フガシティーを思い出すと、

$$fO_2 = \exp \frac{2\mu_{FeO}^* - 2\mu_{Fe}^* - \mu_{O_2}^*}{RT} \equiv F(T, P)$$

今回の実験では、liquid metal-mwの平衡を扱っているので、



という化学平衡の式について考える。この平衡(A)を化学ポテンシャルを用いて書くと

$$2(\mu_{FeO}^* + RT \ln a_{FeO}^{mw}) = 2(\mu_{Fe}^* + RT \ln a_{Fe}^{met}) + (\mu_{O_2}^* + RT \ln fO_2^{mw})(B)$$

ここで、これが理想溶液(蒸気圧が溶液中のモル分率に比例するような溶液)であるならば、 $a(\text{活量})=X(\text{モル分率})$ であり、(B)を整理すると、

$$\frac{(X_{Fe}^{met})^2}{(X_{FeO}^{mw})^2} fO_2^{mw} = \exp \frac{2\mu_{FeO}^* - 2\mu_{Fe}^* - \mu_{O_2}^*}{RT} = F(T, P)(C)$$

よって、liquid metal-mwの酸素フガシティー fO_2^{mw} を、iron-wustite buffer反応の酸素フガシティー fO_2 を基準として、"C"桁下であると指定すると、

$$fO_2^{mw} = 10^{-c} fO_2 = 10^{-c} F(T, P)(D)$$

となる。このCを指定することで、式(C)は、次のように書ける。

$$\frac{(X_{Fe}^{met})^2}{(X_{FeO}^{mw})^2} 10^{-c} F(T, P) = F(T, P)$$

$$\frac{(X_{Fe}^{met})^2}{(X_{FeO}^{mw})^2} = 10^c(E)$$

この式(E)と

$$K_d = \frac{X_{O}^{met} X_{Fe}^{met}}{X_{FeO}^{mw}}$$

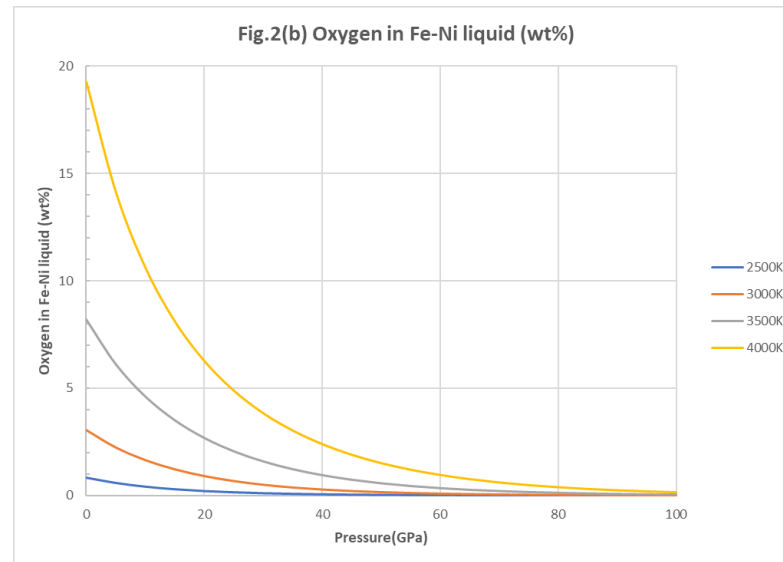
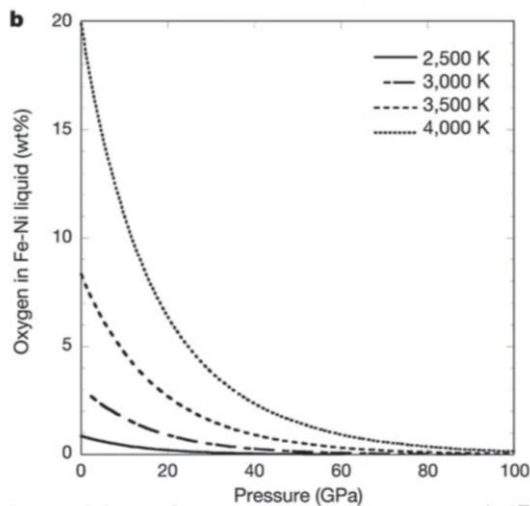
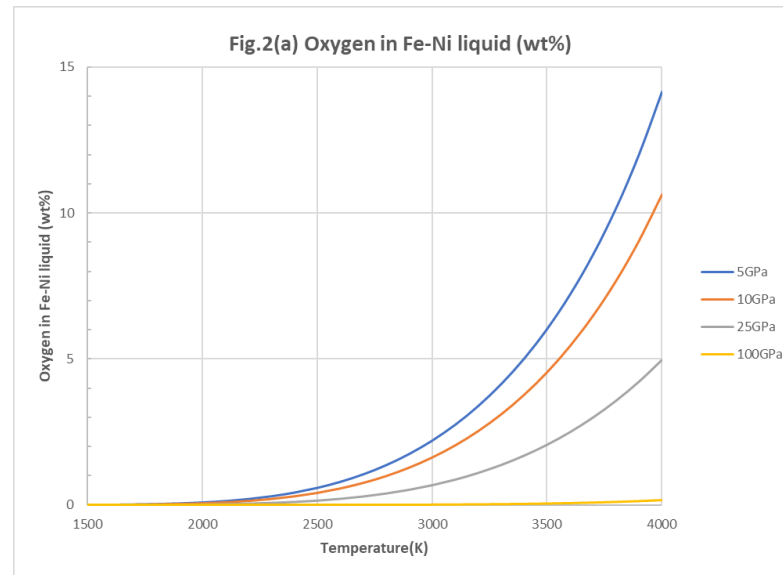
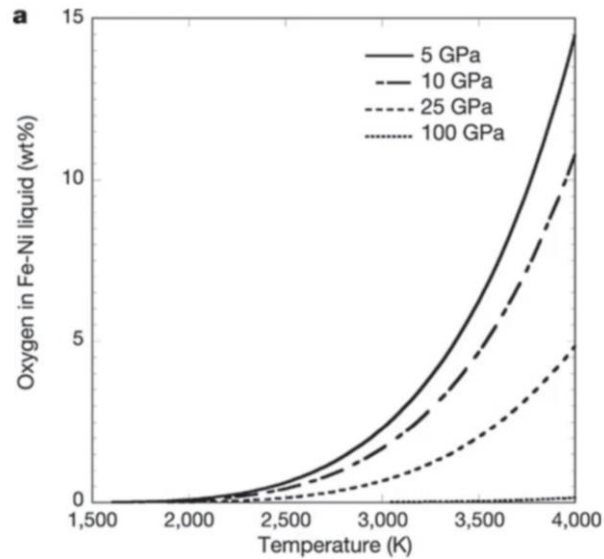
$$\ln K_d = \frac{1}{T} (-174.15P - 18401) + 6.1219$$

を合わせることで、 X_{O}^{met} を $K_d(T, P)$ の関数と書くことができるようになる。最初はliquid metal 内に酸素が存在しないので、この X_{O}^{met} が、酸素の溶解度を表すことになる。

[モデルの仮定と目的の確認]

Iron-wustite buffer反応の2桁下(C=2)であるとした時、温度圧力を外挿することで酸素溶解度がどのようなになるのか？

外挿結果1,2…温度圧力と酸素フガシティーの関係



論文結果(左)と再現結果(右)

- 温度が大きくなれば、酸素は液体金属に多く溶ける
- しかし、圧力があまりに大きすぎると、ほとんど酸素は液体金属に溶けなくなる
- なので、この外挿を用いて、初期地球の再現を試みようという考え

論文のゴール 酸素分配の帰結による現在の地球と火星のマントル内の酸化鉄割合の違いについて

[導入を思い出すと]

現在の地球のマントル内のFeO成分は、質量割合約 8 wt%で、火星の18wt%という値に比べて小さい。

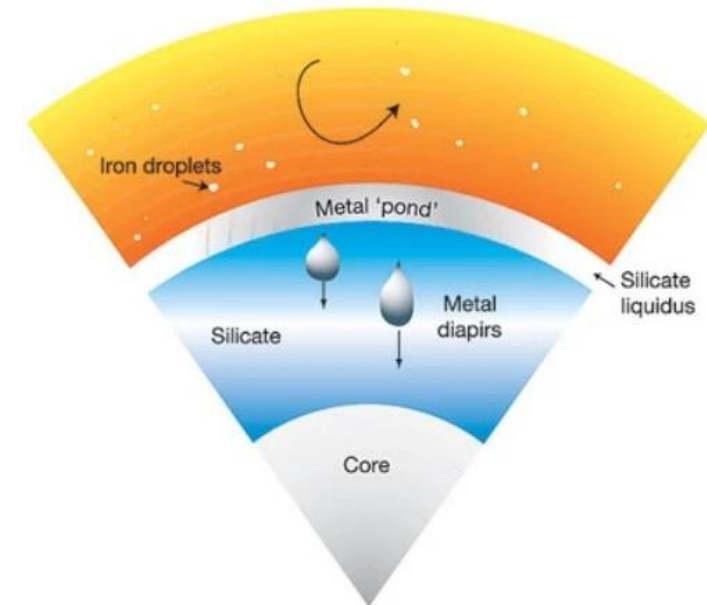
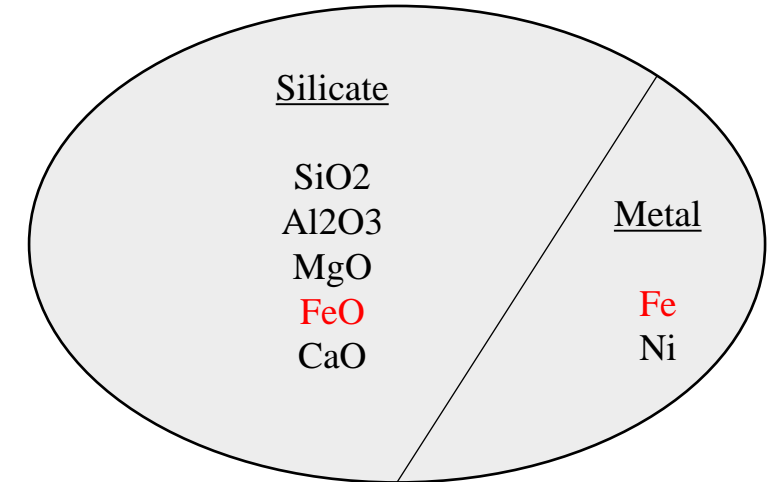
また、地球の金属核は火星の核に比べて、惑星に対する質量割合が大きい。

このことを高温状態のマグマオーシャン内での酸素の分配の帰結であると結論付けたい。

[論文のモデルについて]

1. 地球の場合も火星の場合も、同じ組成比を持つCIコンドライト隕石のみによる集積を考える。
2. 1のCIコンドライト中の全Fe成分のうち、還元的な金属鉄(Fe⁰)が質量割合で50wt%~80wt%存在するとし、残りのFe成分はシリケート中のFeO成分として存在するとする。
3. 1のCIコンドライト中のシリケート成分(岩石)には、もちろん、いろいろな元素が含まれるが、そのうち今回は主要な成分として、SiO₂, Al₂O₃, MgO, FeO, CaOのみを考える。
4. 酸化鉄平衡は、polybaric metal-silicate fractionation model [6](Rubie et.al, 2003)で起こるとする。
5. マグマオーシャンの断熱線(深さと温度の関係)は、Mechanisms of metal-silicate equilibration in the terrestrial magma ocean[6]を参照。
6. マグマオーシャンの底の深さは、橄欖岩のリキダスによって決まるとする。
7. 4-6をもとに、これまでの式を用いて温度圧力をマグマオーシャンの深さの関数として求め、この深さとシリケート中のFeO成分の割合(X_{FeO}^{sil})について考える。

CIコンドライト



モデルの再現について

[論文のモデルについて]

1. 地球の場合も火星の場合も、同じ組成比を持つCIコンドライト隕石のみによる集積を考える。
2. 1のCIコンドライト中の全Fe成分のうち、還元的な金属鉄(Fe0)が質量割合で50wt%~80wt%存在するとし、残りのFe成分はシリケイト中のFeO成分として存在するとする。
3. 1のCIコンドライト中のシリケイト成分には、もちろん、いろいろな元素が含まれるが、そのうち今回は主要な成分として、SiO₂, Al₂O₃, MgO, FeO, CaOのみを考える。
4. 酸化鉄平衡は、polybaric metal-silicate fractionation model [6](Rubie et.al, 2003)で起こるとする。
5. マグマオーシャンの断熱線(深さと温度の関係)は、Mechanisms of metal-silicate equilibration in the terrestrial magma ocean[6]を参照。
6. マグマオーシャンの底の深さは、橄欖岩のリキダスによって決まるとする。
7. 4-6をもとに、これまでの式を用いて温度圧力をマグマオーシャンの深さの関数として求め、この深さとシリケイト中のFeO成分の割合(X_{FeO}^{sil})について考える。

[実際に再現する際に考えた仮定]

1. 地球の場合も火星の場合も、同じ組成比を持つCIコンドライト隕石のみによる集積を考える。
2. 1のCIコンドライト中の全Fe成分のうち、還元的な金属鉄(Fe0)が質量割合で10-80wt%存在するとし、残りのFe成分はシリケイト中のFeO成分として存在する。
3. 1のCIコンドライト中のシリケイト成分(岩石)には、もちろん、いろいろな元素が含まれるが、そのうち今回は主要な成分として、SiO₂, Al₂O₃, MgO, FeO, CaOのみを考える。
4. 還元的な金属は、FeとNi以外存在しないとする(つまり、その他の金属元素はすべてシリケイト中に含まれるとする)。
5. マグマオーシャンの底で酸化鉄平衡が起こるとする。
6. マグマオーシャンの底の温度は橄欖岩のリキダスで決まるとする[7][8]。
7. マグマオーシャン内は静水圧平衡が成り立つとする。
8. マグマオーシャンの底の深さは、それぞれ次のようにして求める。
 - ・ [地球の場合] PREM[9]のTable2の密度と深さの関係をj用い、静水圧の式より圧力と深さの関係を求める
 - ・ [火星の場合] 火星のマグマオーシャンの密度を3.6g/cm³ [10]の一定値(リキダス相はオリビン)、重力加速度を3.72076m/s²(Wikipedia)とし、静水圧の式より、圧力と深さの関係を求める
9. 5-8より、酸化鉄平衡の生じる圧力温度の関係をマグマオーシャンの深さの関数として置き換える。
10. 圧力温度条件からKd, Kd'が求まるので、これを用いて、マグマオーシャンの深さとシリケイト中のFeO成分の割合(X_{FeO}^{sil})について考える。

モデルセッティング1 (metal Fe=50wt%)

CIコンドライト中の元素存在度

Element	abundance(wt%)
Si	10.40
Al	0.84
Mg	9.60
Ca	1.01
Ni	1.03
Fe	18.67
S	5.92
H	2.08
Ca	3.61
O	45.61
	98.77

シリケイトの主要成分を限定

CIコンドライト中のシリケイト成分と金属鉄成分の重量と物質質量

component	weight(g)	amount of substance(mol)
<i>SiO₂</i>	22.24	0.37037
<i>Al₂O₃</i>	1.586	0.015559
<i>MgO</i>	15.91	0.39488
<i>CaO</i>	5.050	0.090082
<i>FeO</i>	11.98	0.16678
<i>Fe</i>	9.335	0.16717
<i>Ni</i>	1.030	0.017549

silicate

metal

平衡作用によって、シリケイト中のFeOのうちY(g)が、liquid metalに溶けたとすると、マスバランスより、平衡後のシリケイト成分中のFeOとliquid metal中のFe,Oの重量と物質質量は下表のようになる。

Component	Weight(g)	Amount of substance(mol)
FeO	11.98-Y	(11.98-Y)/71.83
Fe	9.335+0.77739Y	(9.335+0.77739Y)/55.84
O	0.22260Y	0.22260Y/15.99

よって、シリケイト成分中の酸化鉄成分の質量割合は、

$$FeO(wt\%) \text{ in silicate} = \frac{11.98 - Y}{22.24 + 1.586 + 15.91 + 5.050 + (11.98 - Y)}$$

となる。よって、このYを求める。

モデルセッティング 2 (metal Fe=50wt%)

前スライドの質量割合を用いれば、次のようにモル分率Xを書くことができる。

$$X_{Fe}^{met} = \frac{0.16717 + 0.013921Y}{0.18472 + 0.027842Y}$$

$$X_O^{met} = \frac{0.013921Y}{0.18472 + 0.027842Y}$$

$$X_{FeO}^{sil} = \frac{0.16678 - 0.013921}{1.03767 - 0.013921Y}$$

ここで、次の式を用いて温度圧力を外挿したい。

$$RT \ln K_d = -\Delta H + T\Delta S - P\Delta V$$

ただし、これはliquid metal-mw間の分配係数なので、

$$X_{FeO}^{mw} = 1.148X_{FeO}^{sil} + 1.319(X_{FeO}^{sil})^2$$

を使って、 X_{FeO}^{mw} と X_{FeO}^{sil} を置き換える。つまり、全て代入すると、

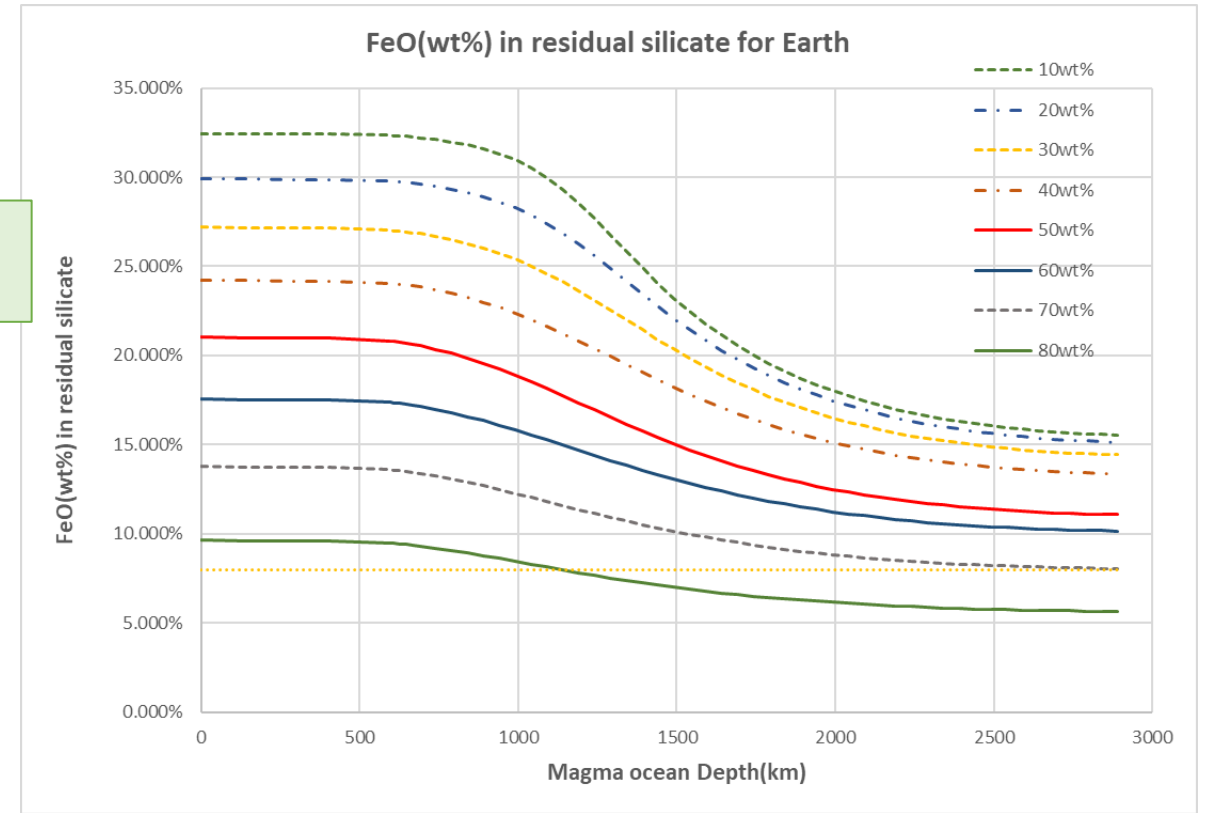
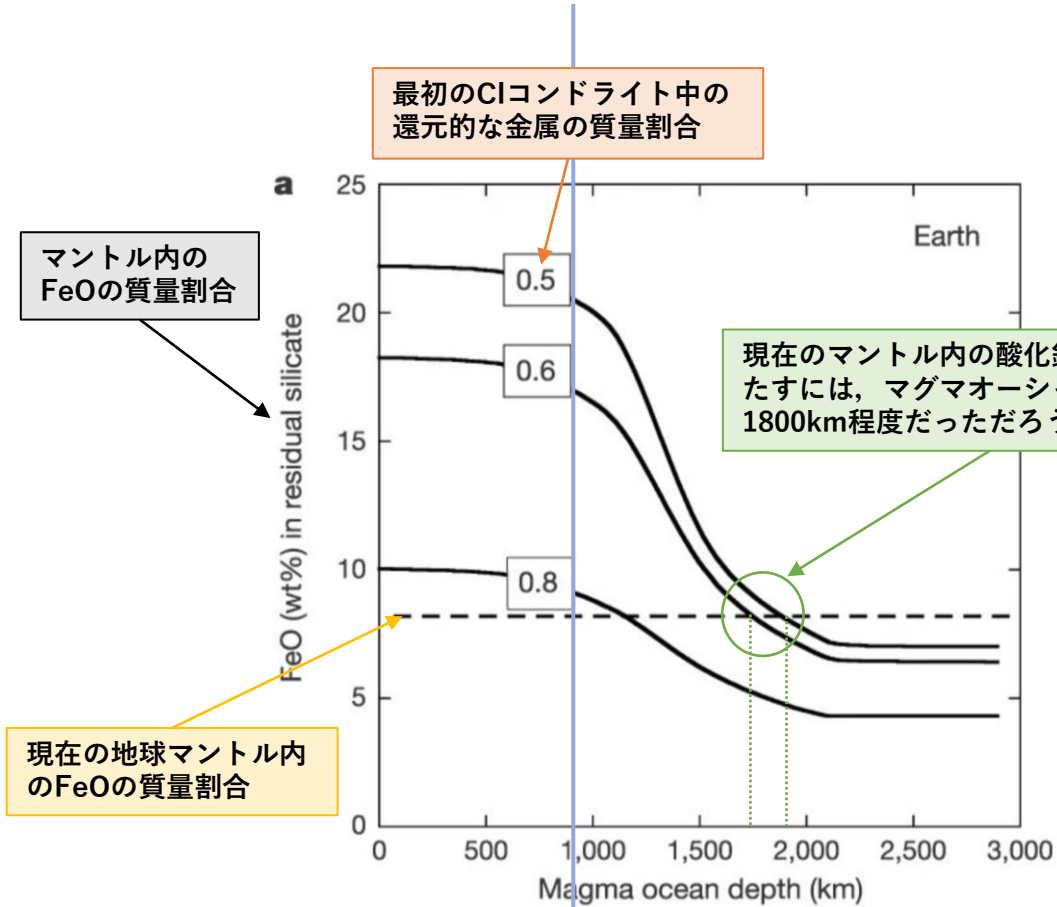
$$RT \ln \frac{\left(\frac{0.16717 + 0.013921Y}{0.18472 + 0.027842Y} \right) \left(\frac{0.013921Y}{0.18472 + 0.027842Y} \right)}{1.148 \left(\frac{0.16678 - 0.013921}{1.03767 - 0.013921Y} \right) + 1.319 \left(\frac{0.16678 - 0.013921}{1.03767 - 0.013921Y} \right)^2} = \frac{1}{T}(-174.15P - 18401) + 6.1219$$

となり、これでYが温度圧力の関数として求まった(ちなみに展開するとYについての4次関数となる)。

圧力はモデルの仮定から深さとして読み替える。また、マグマオーシャンの底で、この平衡が起こると仮定しており、そのマグマオーシャンの底の温度は橄欖岩のリキダスから求まる(橄欖岩のリキダスは、論文のreferencesを参照した[7][8])。橄欖岩のリキダスは、ある圧力(ここでは深さとなるが)に対して温度を決定する。

以上から、マグマオーシャンの深さとYについての関係が求まる。

(a) 地球の場合のモデルの結果(左)と再現結果(右)



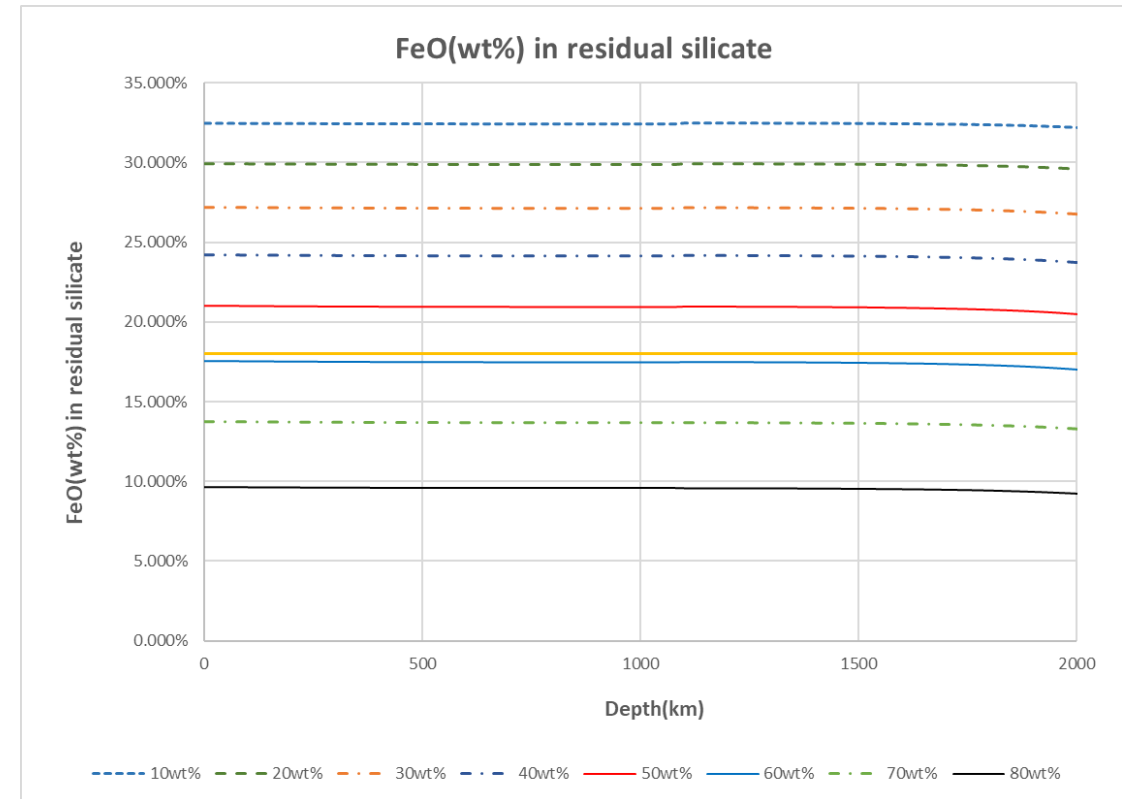
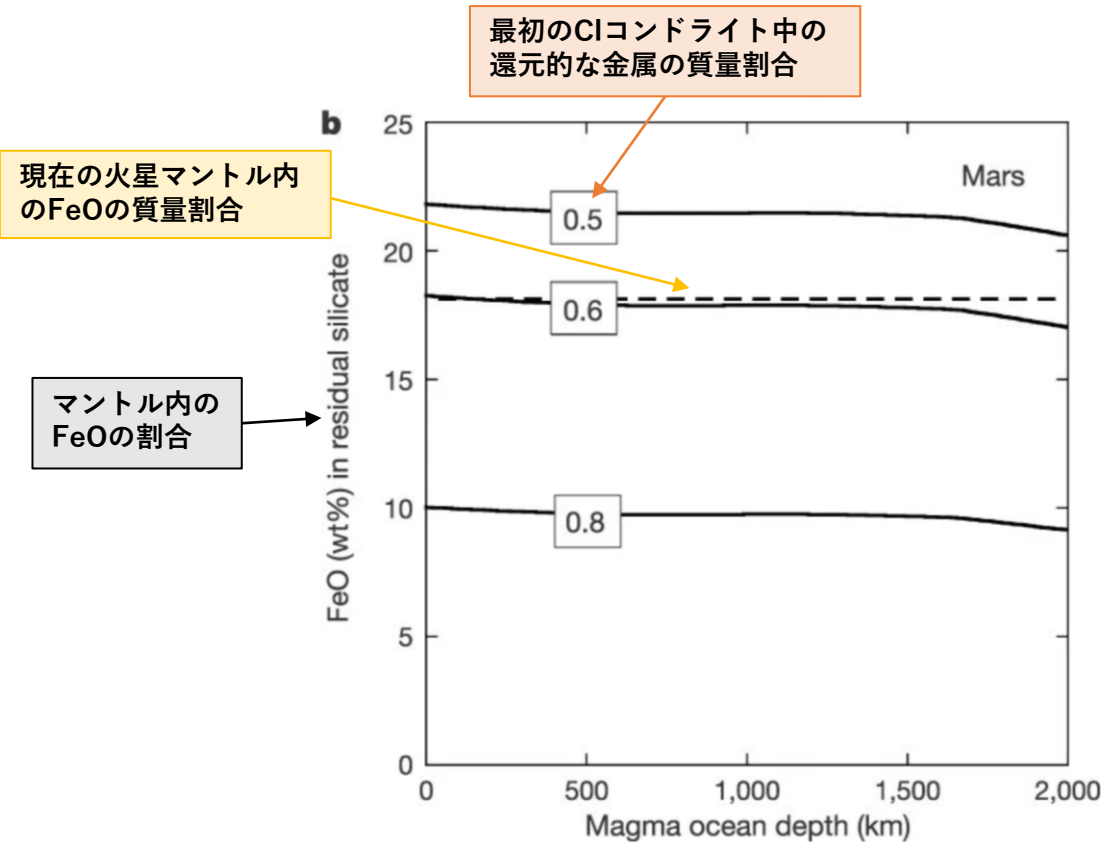
マントル内のFeO成分が変わらない
= FeとOが核へあまり分配されない

マントル内のFeO成分が少ない
= FeとOが多く核へ分配された

再現結果について

- 全体的に論文結果に対して、曲線が平らでそこまで落ちていない
- これはpolybaric metal-silicate fractionation model を考慮していないことが考えられる。
- マグマオーシャンが十分深ければ(≈ 1800 km), 酸素分配の帰結として、核へ多くFeOが分配されたことが想定される。

(b) 火星の場合のモデルの結果(左)と再現結果(右)



再現結果について

- 地球の場合に比べてかなり整合性がある。
- 火星では、内部圧力が地球に比べて低いため[11]酸素分配があまり起こらず、集積物質中のFeOがそのままマントルに残った可能性が高い。
- 現在のマントル内のFeO含有量を考慮すると、集積物質の還元的な金属鉄割合が60wt%程度であればよいことになる。
- ただし、火星のマントル内で相転移が起こっているとすると、オリビンをリキダス相として用いた仮定が違うことになり、結果は当然変わってくるだろう。

まとめ

- マグマオーシャン内でのmetal-silicate segregationについて、主に酸化鉄の平衡、つまり、酸素の分配に焦点を当てて考えてきた。
- 地球の場合は、酸素分配がより多く起こり、マントル内の酸化鉄割合が火星に比べて相対的に少ない。言い換えれば、FeOは液体金属内に多く溶けたことを意味しているので、核の質量割合は大きくなる。
- 酸素分配の帰結として、現在のマントル内のFeO割合を説明できるとすれば、マグマオーシャンの深さは地球の場合1800km程度になると予想される。

今後の自身の研究活動について

- 自分は初期地球に興味があり、今回の再現を通して、さらに興味が湧いた。
- コア内には軽元素が含まれていると言われているが、どのような比で何が入っているのかは未だ謎のままで、定説がない。
- コア内の軽元素について分かると、どのような環境下で地球が進化していったのか分かると言われており、軽元素分配についての制約条件などが分かれば面白そうである。

参考文献

- [1] 大谷栄治(2018)『地球内部の物質科学-現代地球化学入門シリーズ13』共立出版
- [2] 佐々木昌など(2019)『太陽・惑星系と地球-現代地球化学入門シリーズ1』共立出版
- [3] 榎並正樹(2013)『岩石学-現代地球化学入門シリーズ16』共立出版
- [4] C.B.Agee.(1996) Melting temperature of the Allende meteorite : Implications for a Hadean magma ocean, *physics of the Earth and Planetary Interiors* 100 **41-47**
- [5] B.Ronald Frost: Introduction to Oxygen Fugacity and its petrologic importance (accessdate2020/7/18)
- [6] D.C.Rubie, H.J.Melosh, J.E.Reid, C.Liebske, and K.Righter (2003) Mechanisms of metal-silicate equilibration in the terrestrial magma ocean, *Earth and Planetary Science Letters* 205 **239-255**
- [7] Claude Herzberg, and Jianzhong Zhang (1996) Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone, *journal of geophysical research* 101 **8271-8295**
- [8] Eiji Ohtani (1983) Melting temperature distribution and fractionation in the lower mantle, *physics of the Earth and Planetary Interiors* 33 **12-25**
- [9] Dziewonski,A.M. and Anderson,D.L. (1981) Preliminary reference and Earth model, *physics of the Earth and Planetary Interiors*,25 **297-356**
- [10] T.R.McGETCHIN, and J.S.SMITH (1978) The mantle of Mars: Some possible Geological Implications of Its High Density, *ICARUS*34 **512-536**
- [11] R.Kevin,H.L.Richard, and K.A.David (1998) Accretion and core formation on Mars : Molybdenum contents of melt inclusion glasses in three SNC meteorites, *Geochimica et Cosmochimica Acta* **2167-2177**
- [12] 廣瀬敬 (2015)『できたての地球-生命誕生の条件』岩波科学ライブラリー

ご清聴ありがとうございました