

2020 年度 卒業論文

コア-マントル分離における
微量元素の分配について

2021 年 2 月

指導教員 吉田茂生

九州大学
地球惑星科学科 地球内部ダイナミクス所属

1SC17242R 菖蒲迫 健介

要旨

現在の地球は、地震学的な知見から層構造をしていることが広く知られており、地球中心部からコア(金属)、マントル(シリケイト)、地殻(シリケイト)という部分に分けられる。その組成について、常温常圧の実験から推定される分配係数と比較して、コアに多く含まれるはずの親鉄元素(鉄と合金を作りやすい元素)が地球マントルには過剰に存在することが分かっている。このことを説明するのに、高温高压での金属とシリケイト間の親鉄元素の交換、つまり、マグマオーシャン内での元素の平衡分配が提案されている。

コア-マントルがまだ完全には分離していない初期地球では、隕石集積のエネルギーにより、シリケイトがドロドロに溶けたマグマの海(マグマオーシャン)が存在し、その内部では金属が「滴」の状態として存在していたと考えられている。密度差によって金属滴が地球中心部に沈降していく際に、周りの液体シリケイトと元素を交換し、マグマオーシャンの底まで落ちると、液体シリケイトから金属が分離する。すなわち、マントルから金属が分離し、コアが形成される。この金属滴の沈降の際の、液体シリケイトとの元素の交換を経て、現在のような組成を持った地球が誕生したと考えられている。

本研究の目的は、親鉄元素の平衡分配を用いて、コア形成モデルに制約条件を与えることである。今回考えたモデルは、対流の有無に着目したモデルで、モデル計算の結果、マグマオーシャンの深さについての制約条件として、約 950km から 1950km までの範囲が示唆された。

目次

第 1 章	はじめに	3
1.1	導入	3
1.2	重要なパラメーター	5
1.2.1	分配係数について	5
1.2.2	分配係数のパラメーターについて	7
1.2.3	最終分配係数 D_{final}	11
第 2 章	目的と手法	12
2.1	目的と手法	12
2.2	モデル計算の準備	13
2.2.1	初期条件について	13
2.2.2	マグマオーシャン内部の温度圧力の設定	19
2.3	モデルについて	21
2.3.1	モデル 1 活発な対流なし＋閉鎖系	21
2.3.2	モデル 2 活発な対流なし＋開放系	26
2.3.3	モデル 3 活発な対流あり＋開放系	29
第 3 章	結果と考察	33
3.1	モデル計算の結果	33
3.1.1	モデル 1 の計算結果	34
3.1.2	モデル 2 の計算結果	35
3.1.3	モデル 3 の計算結果	36
3.2	考察	37
3.2.1	モデル計算の結果の解釈について	37
3.2.2	モデルの性質についての考察	38
3.2.3	ΔIW の変化に対するマグマオーシャンの深さの変化について	39
3.2.4	モデル 1 の内部の分配の情報について	43
3.2.5	実効的な分配係数 D_{eff} の比較	45
第 4 章	結論と今後の展望	47
4.1	結論	47
4.2	今後の展望	47
付 録 A	分配係数の式の導出	49
A.1	分配係数の式	49
A.2	標準反応ギブズエネルギーの温度圧力応答	50

A.3	酸素フガシティー fO_2	52
付 録 B	モデル 3 の定式化について	54
B.1	モデル 3.0 について	54
B.2	モデル 3.1 について	56

第1章 はじめに

1.1 導入

現在の地球マントルの元素存在度は、始原始的な隕石である CI コンドライト隕石と比較して、次のような特徴がある (図 1.1). 第一に、揮発性元素 (図 1.1 中では左側の元素) に乏しいという特徴, 第二に、親鉄元素¹ (図 1.1 中の赤色で示す元素) に乏しいという特徴である. まず, 地球マントルに揮発性元素が乏しいという特徴は, 地球集積の過程において宇宙へ散逸した, もしくは, 揮発性元素に乏しい集積物質により地球が誕生したことが示唆される. 地球マントルに親鉄元素が乏しいという特徴は, 親鉄元素の多くがコアに含まれているということを示唆する

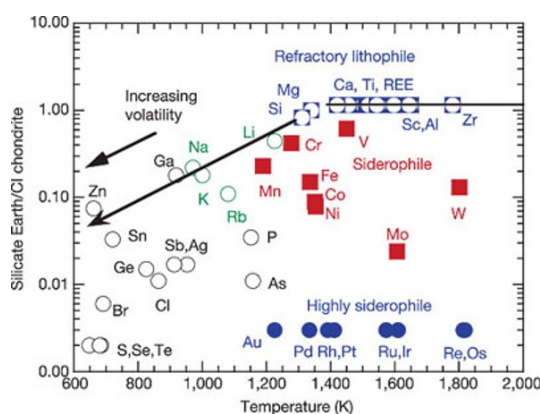


図 1.1: マントル中の元素存在度と凝縮温度の関係 [20]. ここで, マントル中の元素存在度とは, CI コンドライト中の Mg 存在度で規格化した値であり, 凝縮温度とは, ある元素の 50% がガスから凝縮する温度である. この図は 10^{-4} bar での凝縮温度を示す.

常温常圧環境下での鉄とシリケイト間の親鉄元素の分配の実験によると, 親鉄元素の多くは鉄の方へ分配され, シリケイトの方へはほとんど分配されないことが分かっている. しかし, 常温常圧の実験から推定される分配係数 (=鉄成分中のある親鉄元素の濃度/シリケイト成分中のある親鉄元素の濃度) の結果では, 現在の地球のコアとマントルの親鉄元素の存在度を説明することができず, 現在の地球マントルは親鉄元素が過剰に存在することになってしまう. この地球マントルに親鉄元素が過剰に存在することを説明するのに, 「高温高压での元素の分配」が提案されている. 高温高压環境下では, 常温常圧環境下と比べて, 一部の親鉄元素においてシリケイトの方に多く分配され

¹ 親鉄元素の分類は例えば, McDonough and Sun(1995)[19]などを参考されたい

るようになることが実験的に分かっているからである。

「高温高压下での元素の分配」とは、すなわち、初期地球における深部での元素の分配を示唆し、これは「マグマオーシャン内での元素の分配」を示唆する。初期地球の段階では、まだコアとマントルが分離していなく、惑星集積によるエネルギーと放射性同位体の壊変熱によって今の地球よりもずっと高温で、シリケート成分すらも溶けたマグマの海（マグマオーシャン “Magma ocean”）が存在したと考えられている [1][11][14]。このマグマオーシャン内で金属は、滴という形態を取って分散していたと考えられている [5][8]。この金属滴が密度差によってマグマオーシャン内を沈降していく際に、周りの液体シリケートと元素の平衡分配を行ったと考えられている。マグマオーシャンの底まで金属滴が沈降すると、マグマオーシャンから分離し、現在のような層構造を持った地球が誕生したと思われる。

親鉄元素分配の実験では²では、所謂，“Single-State equilibration model”を想定して、マグマオーシャンの底の圧力や温度がどれくらいであれば（すなわち、マグマオーシャンの底の深さがどれくらいであれば）、現在の地球の親鉄元素存在度から推定される分配係数を説明できるのかについての考察が多くなされている。この“Single-State equilibration model”とは、金属の滴がマグマオーシャンの底まで沈降すると、そこで金属層を形成し、その金属層と周りの液体シリケートの平衡分配を起こし、そのマグマオーシャンの底の平衡分配を「マグマオーシャン内の親鉄元素の平衡分配」とするような簡単なモデルである。しかし、Rubie et al.(2003)[5]によると、この金属層平衡モデルでは、平衡に達するまでの時間が非常に長く、先にマグマオーシャンの底が結晶化してしまい、平衡分配が達成されないと言う。この“Single-State equilibration model”は、簡単なモデルであるが、非現実的なモデルであるようだ。

そこで、この単純なコア-マントル分化モデル (“Single-State equilibration model”)ではなく、他のコア-マントル分化モデルを用いて初期地球における親鉄元素の分配を計算し、コア形成の制約条件を考えた。分化モデルは、Rubie et al.(2003)[5]で紹介されているモデルを参考にした。本研究では、マグマオーシャンの深さに対する制約条件について調べた。

²例えば、Righter et al.(1999)[7] や Righter(2011)[18]

1.2 重要なパラメーター

ここでは、元素の分配を議論するための準備として、分配係数についての説明を書く。

1.2.1 分配係数について

液体金属と液体シリケート間の分配係数 D (Partition Coefficient) は、次のように定義される無次元量である。

$$D = \frac{C_{\text{met}}^{[i]}}{C_{\text{sil}}^{[i]}} \quad (1.1)$$

ここで、 $C_{\text{met}}^{[i]}$ は液体金属中に含まれるある元素 $[i]$ の濃度であり、 $C_{\text{sil}}^{[i]}$ は液体シリケート中に含まれるある元素 $[i]$ の濃度である。今は、ある元素 $[i]$ として親鉄元素を選ぶ。

先行実験³から、この分配係数 D が、温度、圧力、酸素フガシティー、液体シリケート組成、液体金属組成に依存することが分かっている。そこで、これらのパラメーターを用いて分配係数 D は次のように書くことができる。

$$\ln D = a \ln fO_2 + \frac{b}{T} + c \frac{P}{T} + d \ln(1 - X_s) + e \ln(1 - X_c) + f(NBO/T) + g \quad (1.2)$$

ここで、 fO_2 は酸素フガシティー、 T は温度、 P は圧力、 X_s は液体金属中の硫黄のモル分率、 X_c は液体金属中の炭素のモル分率、 NBO/T は液体シリケートの組成を表すパラメーター (詳しくは次節を参照) であり、小文字の a から g までは、実験により決まる定数である⁴。

酸素フガシティー fO_2 は、純鉄 (Fe^0) と wüstite (FeO) の反応である、Iron-Wüstite Buffer Reaction (以下、IW と書く) の酸素フガシティー fO_2^{IW} で決まるとする⁵。

$$\ln fO_2 = \frac{l}{T} + m \frac{P}{T} + n + \ln 10 \Delta IW \quad (1.3)$$

ここで、 ΔIW は、考えている系の酸素フガシティー fO_2 と IW の酸素フガシティー fO_2^{IW} との差に対応し、例えば、 $\Delta IW = -2$ という場合は、考えている系の酸素フガシティーが、IW の酸素フガシティー fO_2^{IW} の 2 桁下 を意味する。また、小文字の l, m, n は実験によって決まる定数である。今、IW を基準にして酸素フガシティーを決めるとしているので、式 (1.2) 中の fO_2 の項は式 (1.3) の ΔIW を用いて、次のようになる。

³例えば、Righter et al.(1997)[13] や、Righter and Drake(1999)[7]、Righter(2011)[18] など

⁴式 (1.2) の導出は付録 A を参照されたい

⁵Iron-Wüstite buffer reaction の説明と式 (1.3) の導出は付録 A を参照されたい

$$\begin{aligned}
\ln D &= a \ln fO_2 + \frac{b}{T} + c \frac{P}{T} + d \ln(1 - X_s) + e \ln(1 - X_c) + f(NBO/T) + g \\
&= a \left(\frac{l}{T} + m \frac{P}{T} + n + \ln 10 \Delta IW \right) + \frac{b}{T} + c \frac{P}{T} + d \ln(1 - X_s) + e \ln(1 - X_c) + f(NBO/T) + g
\end{aligned}
\tag{1.4}$$

ここで，式 (1.4) 中の温度 T は絶対温度 [K] であり，圧力 P は $10^9[\text{Pa}] = 1[\text{GPa}]$ で規格化した圧力を用いる．

1.2.2 分配係数のパラメーターについて

1.2.1 節では分配係数のパラメーターを導入した。ここでは、液体シリケート組成と液体金属組成を表すパラメーターについて述べた後、各パラメーターの依存性について述べる。⁶

液体シリケート組成を表すパラメーター NBO/T

液体シリケート組成を表す方法として、 NBO/T (Non-Bridging Oxygen to Tetrahedrally coordinated cations) という概念をここで導入する。 NBO/T は、マグマの構造を表すパラメーターであり、次式で定義される無次元量である。

$$NBO/T = \frac{\text{非架橋酸素の数}}{4 \text{ 配位の位置に入る陽イオンの数}} \quad (1.5)$$

マグマは、図 1.2 に示すように SiO_4 四面体の網目構造を基本とする構造を取る。

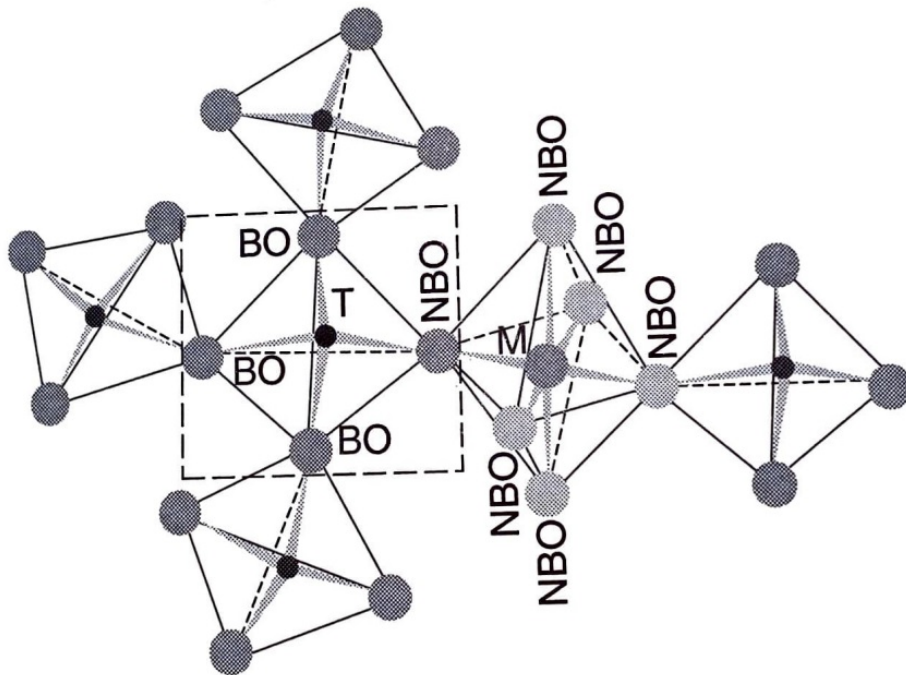


図 1.2: マグマの構造 [1]

マグマが SiO_4 四面体のみで構成される場合、完全な網目構造となり、 SiO_4 四面体どうしは酸素を介して繋がっている。この時のこの酸素のことを架橋酸素 (Bridging Oxygen) という。また、この

⁶Righter et al.(1997)[7] では、液体金属組成として硫黄のみ効果を考えていたが、Righter and Drake(1999)[13] と Righter(2011)[18] では、硫黄に加えて炭素の効果も考えている。本研究では、硫黄と炭素の効果を考えている。

完全なネットワークの中に、容易に陽イオンが入り込むことができる (図 1.2 中では、M で示す陽イオン)。ここで、この陽イオンが SiO_4 の代わりに入ることで、その周りに架橋酸素にはならない酸素が入ることになる (図 1.2 中で示す NBO のイオン)。この時、この酸素のことを非架橋酸素 (Non-Bridging Oxygen) という。この非架橋酸素がマグマの中に含まれている時、完全なネットワークではなくなる。ここで、特にこの陽イオンが 4 配位のイオンである場合についてのマグマの構造を記述するパラメーターとして NBO/T が用いられる。

完全なネットワークであれば非架橋酸素はないので NBO/T の値は 0 となり、非架橋酸素が増えるにしたがって、 NBO/T の値は大きくなり、定義から最大値 4 をとる。この NBO/T をマグマの構造を表すパラメーターとして用い、つまり、液体シリケイトの組成を表すパラメーターとして用いる。

液体金属組成を表すパラメーター X_s と X_c

分配係数は、液体金属内の組成にも依存すると先述した。ここで言う液体金属内の組成というのは、液体金属内の“軽元素”のモル分率のことであり、例えば、硫黄、炭素、酸素、ケイ素などの元素である⁷。しかし、実験的に制約があり、本研究では、硫黄と炭素の効果しか考えていない。そこで、本研究で用いた分配係数の式 (1.4) 中では、硫黄と炭素のモル分率 X_s と X_c を液体金属の組成を反映するパラメーターとして用いる。

分配係数のパラメーター依存性について

ここでは、式 (1.4) で表される分配係数の各パラメーター依存性について述べる。本研究では、親鉄元素として、Ni, Co, Cr, V の 4 つの元素を選んだ⁸。式 (1.4) 中の係数のうち、 a から g までは Righter(2011)[18] を参考にし、 l から n までは Righter et al.(1997)[13] を参考にした⁹。

表 1.1: $\ln D =$

$$a \left(\frac{l}{T} + m \frac{P}{T} + n + \ln 10 \Delta IW \right) + \frac{b}{T} + c \frac{P}{T} + d \ln (1 - X_s) + e \ln (1 - X_c) + f(NBO/T) + g$$

Element	a	b	c	d	e	f	g	l	m	n
Ni	-0.44	-19000	303	-1.98	-0.49	-0.31	8.58	-63083	1.1375×10^3	14.921
Co	-0.46	-25200	440	-1.32	-0.05	-0.20	8.86	-63083	1.1375×10^3	14.921
Cr	-0.50	-33490	652	-6.49	-2.94	-0.30	6.66	-63083	1.1375×10^3	14.921
V	-0.45	-35800	575	-5.63	-3.86	-0.41	8.08	-63083	1.1375×10^3	14.921

⁷現在のコアには軽元素が含まれていることが広く知られている [1][2][11]。鉄よりも軽い元素で太陽系存在度の大きい元素が候補として挙げられている [11]。

⁸この 4 つの元素は、Righter(2011)[18] にある親鉄元素のうち、実験の数の多さ、液体シリケイト組成を表すパラメーターとして NBO/T を用いている、という 2 つの観点から適当に選んだ。

⁹ただし、Righter et al.(1999)[7] にもあるように、1997 年の論文 [13] は $2\text{Fe} + \text{O}_2 = 2\text{FeO}$ の反応における数値であり、これを 1/2 倍する必要がある。本研究では、修正した値を用い、表 1 にも修正後の値を載せている。

この4つの微量元素について、温度、圧力、 ΔIW 、液体シリケイト組成 NBO/T 、液体金属組成 X_s, X_c のそれぞれの依存性を、図 1.2 に示した。図 1.2 中のそれぞれ縦軸は分配係数 (=金属中の親鉄元素濃度/シリケイト中の親鉄元素濃度) で、赤が Ni、青が Co、黄が Cr、緑が V を示す。

各元素の分配係数のパラメーター依存性の特徴は次の通りである。

1. Ni と Co の分配係数の各パラメーターに対する応答は大体同じようであり、温度圧力、 ΔIW 、 NBO/T の増加に対して、分配係数が小さくなるので、シリケイトの方に多く分配されることになる。その一方で、液体金属内の軽元素の増加に対して、分配係数が大きくなっているため、この場合は金属に多く分配される。
2. 1 について、Ni と Co は液体金属組成依存性が他のパラメーターに対して小さい。
3. Cr と V の分配係数の各パラメーターに対する応答は大体同じようであり、圧力、液体金属内の軽元素の増加に対して、分配係数が大きくなるので、金属の方に多く分配されることになる。その一方で、 ΔIW 、 NBO/T の増加に対しては、分配係数が小さくなっているため、この場合はシリケイトの方に多く分配される。
4. V の温度依存性は他のパラメーターよりも著しい。
5. Ni は圧力依存性が他のパラメーターに比べて大きい。
6. 全ての元素の分配係数は、温度圧力以外のパラメーターの応答の傾向が同じようである。

本研究では、分配係数のパラメーターのうち、温度圧力をパラメーターとして用い、その他のパラメーター (ΔIW , NBO/T , X_s , X_c) は [7][13][18] を参考にして、 $\Delta IW = -1.0$, $NBO/T = 2.8$, $X_s = 0.10$, $X_c = 0.11$ のように一定の値にした。

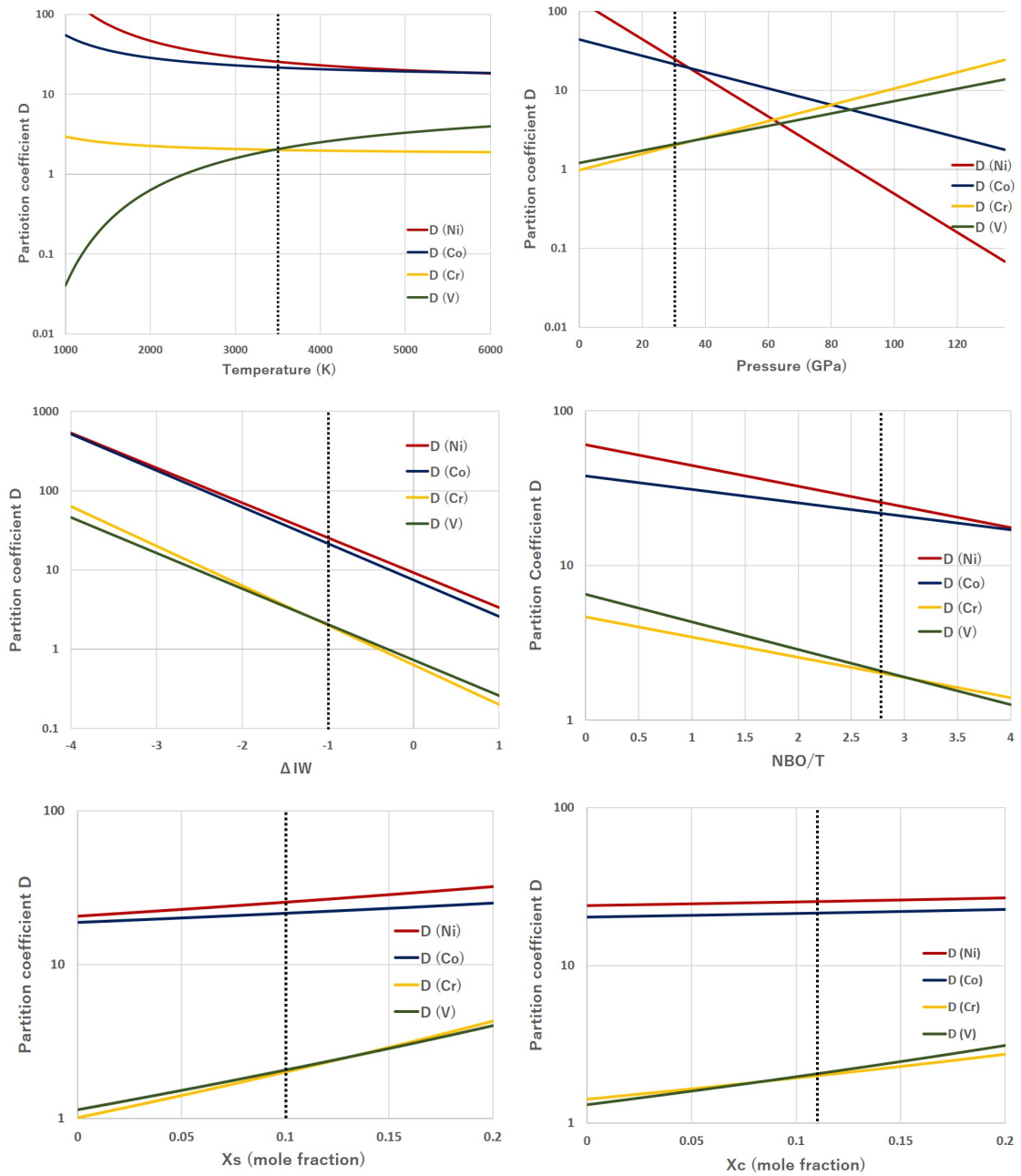


図 1.3: 分配係数のパラメーター応答. それぞれのパラメーターを動かす時は, その他のパラメーターを次の標準値にした [18].

$T = 3503\text{K}$, $P = 30\text{GPa}$, $\Delta IW = -1.0$, $NBO/T = 2.8$, $X_s = 0.10$, $X_c = 0.11$.

この値は, それぞれの図で黒色の点線で示している. また, 図中の赤色は Ni, 青色は Co, 黄色は Cr, 緑色は V をそれぞれ表す.

1.2.3 最終分配係数 D_{final}

分配係数は、考えている系¹⁰のある瞬間の温度、圧力、酸素フガシティー、液体シリケイト組成、液体金属組成に依存する。それに対し、コア-マントル分離が終了した際の(つまり全ての金属がマグマオーシャンから分離した際の)、金属内の親鉄元素濃度とシリケイト内の親鉄元素濃度を用いた最終的な分配係数 D_{final} を次のように定義する。

$$D_{final} = \frac{\text{最終的な金属内の親鉄元素濃度}}{\text{最終的なシリケイト内の親鉄元素濃度}} \quad (1.6)$$

この最終的な分配係数 D_{final} を最終分配係数と本論文では呼ぶ。

McDonough and Sun(1995)[19] 中の Table5 と Table6 を参考にすると、Ni, Co, Cr, V の4つの元素について、現在の地球のコア中とマントル中の元素存在度を見積もることができ、これを用いて推定される現在の分配係数を $D_{predicted}$ とする。この元素の推定存在度から計算された $D_{predicted}$ は、Wood et al.(2006)[20] でまとめられており、それを参考にすると表の通りになる。

表 1.2: 現在の地球の元素存在度 [19] と推定される分配係数 $D_{predicted}$ [20]

Element	Mantle abundance	Core abundance	$D_{predicted}$
Ni	1960 ppm	4.90 wt%	26.5
Co	105 ppm	0.24 wt%	23.8
Cr	2650 ppm	0.80 wt%	3.4
V	56 ppm	120 ppm	1.83

この推定される分配係数 $D_{predicted}$ と、本研究のモデル計算で得られた最終分配係数 D_{final} を比べることで、分化モデルの整合性やコア形成における制約条件を調べた。

¹⁰本研究内では、マグマオーシャン内の分配を考えるので、考えている系はマグマオーシャン内ということになる。

第2章 目的と手法

2.1 目的と手法

本研究の目的は、次の通りである。

4つの親鉄元素 (Ni,Co,Cr,V) を用いて、いくつかのコア形成モデルの計算を行い、コアマントル分離における制約条件を与えること

本研究の手法は、先述の通り、現在の地球の元素存在度から推定される分配係数 $D_{predicted}$ と、モデル計算から得られた最終分配係数 D_{final} とを比較するというものである。本研究では、Rubie et al.(2003)[5] を参考にし、次の3つのコア形成モデルを考えた。

1. マグマオーシャン内で活発な対流がなく、マグマオーシャンが閉鎖系
2. マグマオーシャン内で活発な対流がなく、マグマオーシャンが開放系
3. マグマオーシャン内で活発な対流があり、マグマオーシャンが開放系

これらのモデルの概要は、**2.2.1** から **2.2.3** にある。これらのモデルの違いを簡単に言うと、マグマオーシャン内部における活発な対流の有無についての違い (モデル1, 2は対流なし、モデル3は対流あり) と、平衡分配が生じている過程でマグマオーシャン内部の金属滴が、随時マグマオーシャンから離脱する (この点で、マグマオーシャンが開放系であると考える) か離脱しない (この点で、マグマオーシャンが閉鎖系であると考える) かの違いである。

2.2 モデル計算の準備

コア分化モデルの計算の準備として、想定する初期地球とマグマオーシャン内部の温度圧力についてここで述べる。

2.2.1 初期条件について

本研究で考えた初期地球は、地球集積が終了した状態の地球で、中心にプロトコアが存在し、それを囲むようにしてマグマオーシャンが存在するような初期地球である (図 2.1)。

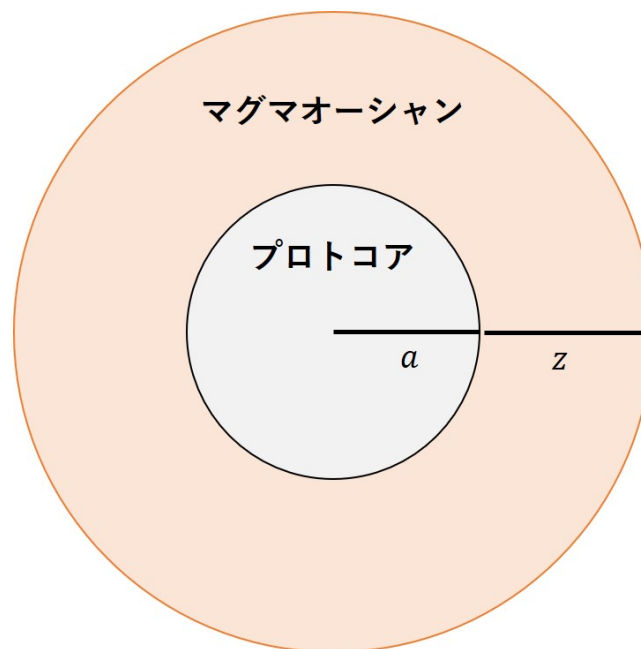


図 2.1: 想定する初期地球モデル

この初期地球モデルにいくつかの仮定をして、モデル計算を行う前のプロトコアとマグマオーシャンの最初のそれぞれの質量と組成を求める。

プロトコアの半径 a とマグマオーシャンの厚さ z に関する条件

現在の地球半径を R_E とし、プロトコア半径を a 、マグマオーシャンの厚さを z とする。今考えているのは、地球集積が完了した状態の初期地球であるので、地球半径に関する次の式が成立する。

$$z + a = R_E = 6371\text{km} \quad (2.1)$$

ここで、地球半径 R_E が 6371km であることを用いた [10].

地球全体のマスバランスについての条件

現在の地球質量を M_E とし、コアの質量を M_{met} 、マンツルの質量を M_{sil} とする。
この時、マスバランスから

$$M_{met} + M_{sil} = M_E = 5.972 \times 10^{24}\text{kg} \quad (2.2)$$

ここで、地球質量 M_E が $5.972 \times 10^{24}\text{kg}$ であることを用いた [21].
また、バルク地球中の金属とシリケート割合は既知で、

$$\left\{ \begin{array}{l} \alpha_{sil} = \frac{M_{sil}}{M_E} = 0.68 \\ \alpha_{met} = \frac{M_{met}}{M_E} = 0.32 \end{array} \right. \quad (2.3)$$

$$\quad (2.4)$$

のように求まっている [21].

プロトコアとマグマオーシャンに関する仮定

ここで、プロトコアとマグマオーシャンに関して、本研究で用いたいいくつかの仮定をまとめる。

仮定 1 地球とプロトコアは球であるとし、初期状態として、全ての元素が地球上に一様に分散しているとする。

仮定 2 プロトコアもマグマオーシャンも最初は同じ組成であるとする。

仮定 3 仮定 1 に加えて、最初のそれぞれの金属割合とシリケート割合は現在の割合と同じとする。

仮定 4 密度の深さ依存性は無視する¹。

¹ 本当は地球表層よりも深部の方が密度が大きいはずであるが、本研究では深さ依存性は無視した

仮定5 最初の親鉄元素の金属中の濃度とシリケイト中の濃度は、最初のマグマオーシャンの平均の温度圧力を用いた分配係数に従って決まるとする。

仮定6 プロトコアは、親鉄元素の平衡分配には関与せず、プロトコア中の金属はその組成を保ってコアに入り、プロトコア中のシリケイトはその組成を保ってマントルに入る、とする。

プロトコアとマグマオーシャンの質量と金属-シリケイト質量について

仮定1 と仮定4 を用いて、最初のプロトコアとマグマオーシャンの密度 ρ_{proto} と ρ_{MO} は等しく、次式でそれぞれ求まる。

$$\begin{aligned} \frac{4}{3}\pi R_E^3 \rho_{proto} &= M_E \\ \rho_{proto} &= \frac{M_E}{\frac{4}{3}\pi R_E^3} = \rho_{MO} = Const. \end{aligned} \quad (2.5)$$

式 (2.5) は式 (2.1)(2.2) を用いて求まる。

プロトコアの半径が a なので、プロトコアの質量 M_{proto} は、

$$M_{proto} = \frac{4}{3}\pi a^3 \rho_{MO} \quad (2.6)$$

また、厚さ z のマグマオーシャンの最初の質量 $M_{MO}^{(0)}$ は、式 (2.6) より

$$M_{MO}^{(0)} = M_E - M_{proto} = M_E - \frac{4}{3}\pi a^3 \rho_{MO} \quad (2.7)$$

仮定3を用いると、最初のプロトコアとマグマオーシャン中の金属、シリケイトの質量分率は α_{met} , α_{sil} に等しいので、

$$\begin{cases} M_{proto-met} = \alpha_{met} M_{proto} \\ M_{proto-sil} = \alpha_{sil} M_{proto} \end{cases} \quad (2.8)$$

$$(2.9)$$

$$\begin{cases} M_{MO-met}^{(0)} = \alpha_{met} M_{MO}^{(0)} \\ M_{MO-sil}^{(0)} = \alpha_{sil} M_{MO}^{(0)} \end{cases} \quad (2.10)$$

$$(2.11)$$

ここで、 $M_{proto-met}$ と $M_{proto-sil}$ はそれぞれプロトコア中の金属質量、シリケイト質量であり、 $M_{MO-met}^{(0)}$ と $M_{MO-sil}^{(0)}$ はそれぞれ最初のマグマオーシャン中の金属質量、シリケイト質量である。

微量元素の初期条件

地球集積が終了しているので、ある微量元素の現在のバルク地球存在量と、プロトコア内とマグマオーシャン内の存在量の和は等しい。そこで、まず現在のバルク地球上の微量元素について考える。簡単のため、ある微量元素を A とする。

バルク地球上に存在する A の総質量を $m_{bulk}^{(0)}$ とし、A のマントル中の質量とコア中の質量をそれぞれ $m_{sil}^{(0)}$, $m_{met}^{(0)}$ とすると、マスバランスから

$$m_{bulk}^{(0)} = m_{sil}^{(0)} + m_{met}^{(0)} \quad (2.12)$$

McDonough and Sun(1995)[19] から、現在の地球のマントルとコア中の元素存在度が分かる (表 1.2 を見よ) ので、A のマントル中の存在度とコア中の存在度をそれぞれ β_{sil} , β_{met} と置けば、

$$\begin{cases} m_{sil}^{(0)} = \beta_{sil} M_{sil} \\ m_{met}^{(0)} = \beta_{met} M_{met} \end{cases} \quad (2.13)$$

$$(2.14)$$

ここで、式 (2.13),(2.14) 中の右辺の値は式 (2.3),(2.4) により既知なので、式 (2.12) の値 (現在のバルク地球上の A の総量) も分かる。

仮定 1 と仮定 2 より、A がバルク地球上に一樣に存在し、プロトコア内とマグマオーシャン内の A の濃度が等しいので、A の最初のバルク濃度を $C_B^{(0)}$ とすると、

$$C_B^{(0)} = \frac{m_{bulk}^{(0)}}{M_E} \quad (2.15)$$

式 (2.6) で表されるプロトコアの質量を用いると、プロトコア中の微量元素の質量 m_{proto} は

$$m_{proto} = C_B^{(0)} M_{proto} \quad (2.16)$$

となる。

従って、最初のマグマオーシャン内の微量元素の質量 $m_{MO}^{(0)}$ は、

$$m_{MO}^{(0)} = m_{bulk}^{(0)} - m_{proto}^{(0)} \quad (2.17)$$

で求まることになる。

ここで、仮定2を用いると、金属中のAの濃度、シリケイト中のAの濃度は、プロトコアと最初のマグマオーシャンで同じになる。

まず、最初のマグマオーシャン内の金属中のAの濃度 $C_{MO-met}^{(0)}$ とシリケイト中のAの濃度 $C_{MO-sil}^{(0)}$ を求める。定義から、

$$C_{MO-met}^{(0)} = \frac{m_{MO-met}^{(0)}}{M_{MO-met}^{(0)}} \quad (2.18)$$

$$C_{MO-sil}^{(0)} = \frac{m_{MO-sil}^{(0)}}{M_{MO-sil}^{(0)}} \quad (2.19)$$

ここで、 $m_{MO-met}^{(0)}$ は最初のマグマオーシャンの金属中に含まれる微量元素Aの質量であり、 $m_{MO-sil}^{(0)}$ は最初のマグマオーシャンのシリケイト中に含まれる微量元素Aの質量である。

最初のマグマオーシャン内の平均の温度圧力を $T^{(0)}$ 、 $P^{(0)}$ とする。ここで、平均の温度圧力を用いた分配係数を D_{ave} とし、これを平均分配係数と呼ぶことにする。最初の平均の温度圧力を用いた分配係数を $D_{ave}^{(0)}$ とすると、分配係数の定義から、

$$D_{ave}^{(0)}(T^{(0)}, P^{(0)}) = \frac{C_{MO-met}^{(0)}}{C_{MO-sil}^{(0)}} \quad (2.20)$$

最初のマグマオーシャン内の微量元素Aのマスバランスから、

$$m_{MO}^{(0)} = m_{MO-met}^{(0)} + m_{MO-sil}^{(0)} \quad (2.21)$$

式(2.17)から式(2.21)を用いて整理すると、

$$m_{MO-met}^{(0)} = \frac{D_{ave}^{(0)}}{D_{ave}^{(0)} + \frac{M_{MO-sil}^{(0)}}{M_{MO-met}^{(0)}}} m_{MO}^{(0)} \quad (2.22)$$

$$m_{MO-sil}^{(0)} = \left(1 - \frac{D_{ave}^{(0)}}{D_{ave}^{(0)} + \frac{M_{MO-sil}^{(0)}}{M_{MO-met}^{(0)}}} \right) m_{MO}^{(0)} \quad (2.23)$$

仮定5を用いると、

$$\frac{m_{proto-met}}{M_{proto-met}} = \frac{m_{MO-met}^{(0)}}{M_{MO-met}^{(0)}} \quad (2.24)$$

$$\frac{m_{proto-sil}}{M_{proto-sil}} = \frac{m_{MO-sil}^{(0)}}{M_{MO-sil}^{(0)}} \quad (2.25)$$

ここで、 $m_{proto-met}$ と $m_{proto-sil}$ はそれぞれプロトコア内の金属中の微量元素 A の質量、シリケイト中の微量元素 A の質量である。つまり、プロトコアと最初のマグマオーシャン内の金属とシリケイト中の微量元素 A の濃度は、最初の平均分配係数に依存する。今、分配係数は温度圧力をパラメーターとすると考えているので、マグマオーシャン内の温度と圧力を決める必要がある。

2.2.2 マグマオーシャン内部の温度圧力の設定

マグマオーシャン内の圧力の決め方

マグマオーシャン内部は，静水圧平衡が成り立つとする．

深さ z の正の向きを，マグマオーシャン表面から深部に向かう向きとすると，静水圧の式より

$$\left(\frac{dP}{dz}\right) = \rho_{MO} g \quad (2.26)$$

ここで， P は圧力， g は重力加速度である．重力加速度 g は，本研究では 10ms^{-2} の一定値であるとした．

境界条件として，マグマオーシャン表面の圧力を 1 気圧 ($P_{\text{surface}} = 10^5\text{Pa}$) であるとする²，

$$P = \rho_{MO} g z + 10^5 \text{ (Pa)} \quad (2.27)$$

この式を用いて，マグマオーシャン内部の圧力 P は，マグマオーシャン表面からの深さ z の関数として書くことができる．今回考えているマグマオーシャン内部の深さと圧力の関係を図 2.2 に示す．

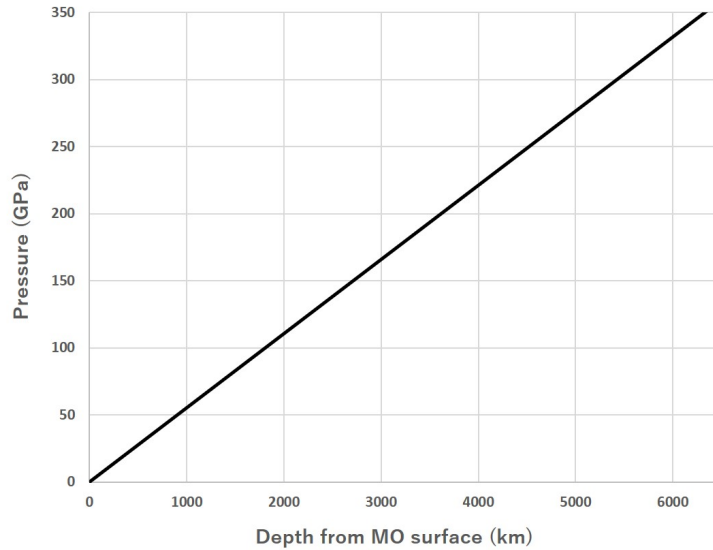


図 2.2: マグマオーシャン内部の深さと圧力の関係

²内部の圧力は大気圧より十分大きい (内部の圧力は 10^9Pa 程度のオーダーである) ので，初期地球の大気圧が現在の大気圧と同程度であるとしても，計算結果に大きな影響はない

マグマオーシャン内の温度の決め方

マグマオーシャン内部の温度は、断熱温度勾配で決まるとする。すなわち、

$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_{adi} = \frac{\alpha g T}{c_p} \quad (2.28)$$

ここで、 T は絶対温度、 α は熱膨張率、 c_p は比熱である。

マグマオーシャン内部の熱膨張率と比熱は、J.Monteux, D.Andrault, and H.Samuel (2016)[12] を参考にし、 $\alpha = 3 \times 10^{-5} \text{K}^{-1}$ 、 $c_p = 1.8 \times 10^3 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ とした。

境界条件として、マグマオーシャンの底の温度をカンラン岩のリキダス温度とする。リキダス温度 T_{liq} は、D.Herzberg, and J.Zhang(1996)[3], J.Monteux, D.Andrault, and H.Samuel (2016)[12] を参考にして、圧力の関数として書くことができる (サイモンの式)。

$$\begin{cases} T_{liq} = 1982.1 \left(\frac{P}{6.594 \times 10^9} + 1 \right)^{\frac{1}{5.374}} & (P < 20 \text{ GPa}) \\ T_{liq} = 2006.8 \left(\frac{P}{34.65 \times 10^9} + 1 \right)^{\frac{1}{1.844}} & (P > 20 \text{ GPa}) \end{cases} \quad (2.29)$$

式 (2.27) を用いて、圧力は深さに読み替えられるので、式 (2.28)(2.29) はマグマオーシャン表面からの深さ z の関数として書くことができる。すなわち、マグマオーシャン内部の温度は単にマグマオーシャンの深さの関数となる。

リキダス曲線とマグマオーシャンの深さが 1300km, 2300km, 3300km の場合の断熱線を図に示した。

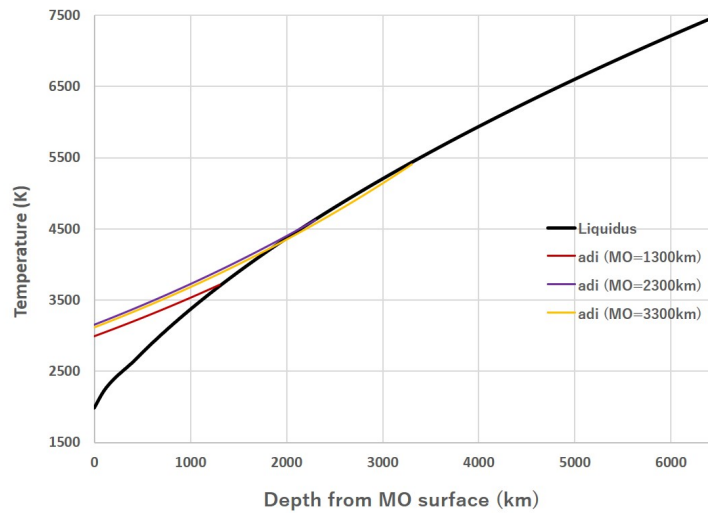


図 2.3: マグマオーシャン内部の温度とリキダス線

2.3 モデルについて

以下では、モデルの概要を書く。全ての計算で初期条件は、**2.2 モデル計算の準備**で決めた初期条件を用いた。また、以下のモデル計算 (**モデル1** から **モデル3** 全てのモデル計算) の変数は、最初に与えるマグマオーシャンの厚さ z であることに注意したい。つまり、モデル計算によって得られる制約条件はマグマオーシャンの最初の厚さ (深さ)である。

2.3.1 **モデル1** 活発な対流なし+閉鎖系

このモデルは、活発な対流がなくマグマオーシャン内部の金属滴と液体シリケイトが一様化されない、そして、親鉄元素の平衡分配が生じている過程においては金属滴がマグマオーシャンから分離しないという仮定に基づくモデルである。後者の仮定は、最後の平衡分配が終了してから金属がマグマオーシャンから分離するという仮定である。

モデルの概要

モデル1 の概要を書く。

最初、マグマオーシャンの厚さ z を決めることで **2.2 モデル計算の準備**より、プロトコアとマグマオーシャン内の液体シリケイト質量と組成、液体金属質量と組成が求まり、これを初期条件とする。

この状態のマグマオーシャンを適当な厚さ Δz で n 分割する。この時、マグマオーシャン表面から順に、第1層、第2層、 \dots 、第 n 層とする。親鉄元素の平衡分配は、第1層から順に起こるとし、第1層の平衡分配が生じている間は他の層は平衡分配が起きないとする。また、この間は、それぞれの層は他の層の影響を受けないとする。第1層の平衡分配が終了すると、第1層に存在する金属滴が全て第2層に入る。第2層では、第1層とは異なる温度圧力に対応する分配係数に応じて親鉄元素の平衡分配が生じる。第1層の時と同様に第2層の平衡分配が生じている間は、他の層では平衡分配は生じておらず、他の層とのやり取りもない(つまり、マグマオーシャンは一様化されない)。このステップを最下層である第 n 層まで行い、最後の平衡分配が終了すると、金属滴はその組成を保ってマグマオーシャンから分離する。つまり、マグマオーシャン内で平衡分配が生じている間は、最初マグマオーシャン内に存在した金属滴はマグマオーシャンからは分離されない。金属滴がマグマオーシャンから分離した時の、金属滴中の微量元素量と、残ったマグマオーシャン内の微量元素量から、最終分配係数 D_{final} を見積もる、というのがモデルの概要である。

モデルセット

まず、最初のマグマオーシャンの厚さ z を決めることで、式 (2.1) より、プロトコアと最初のマグマオーシャンの質量と組成が決まる。

マグマオーシャンを任意の厚さ Δz で分割し、その分割数を n とする。

$$n \equiv \frac{z}{\Delta z} \quad (2.30)$$

最初、第1層に含まれる質量を $M_{MO(1)}^{(0)}$ とすると、

$$M_{MO(1)}^{(0)} = \rho_{MO} \times \frac{4}{3}\pi \left(R_E^3 - (R_E - \Delta z)^3 \right) \quad (2.31)$$

最初、第2層に含まれる質量を $M_{MO(2)}^{(0)}$ とすると、

$$M_{MO(2)}^{(0)} = \left[\rho_{MO} \times \frac{4}{3}\pi \left(R_E^3 - (R_E - 2\Delta z)^3 \right) \right] - M_{MO(1)}^{(0)} \quad (2.32)$$

となるので、最初の第 k 層 ($k = 2, 3, 4, \dots, n$) の質量 $M_{MO(k)}^{(0)}$ は、

$$M_{MO(k)}^{(0)} = \left[\rho_{MO} \times \frac{4}{3}\pi \left(R_E^3 - (R_E - k\Delta z)^3 \right) \right] - \sum_{i=1}^{k-1} M_{MO(i)}^{(0)} \quad (2.33)$$

となる。仮定1, 2, 3より、最初のそれぞれの層の金属割合とシリケート割合は α_{met} , α_{sil} であるから、

$$\begin{cases} M_{MO-met(i)}^{(0)} = \alpha_{met} M_{MO(i)}^{(0)} \\ M_{MO-sil(i)}^{(0)} = \alpha_{sil} M_{MO(i)}^{(0)} \end{cases} \quad (2.34)$$

$$\quad (2.35)$$

ここで、 $M_{MO-met(i)}^{(0)}$ は第 i 層目 ($i = 1, 2, 3, \dots, n$) の最初の金属質量、 $M_{MO-sil(i)}^{(0)}$ は第 i 層目の最初のシリケート質量である。

仮定5より、第 i 層に含まれる最初の金属中の微量元素の質量 $m_{MO-met(i)}^{(0)}$ とシリケート中の微量元素の質量 $m_{MO-sil(i)}^{(0)}$ は、

$$\begin{cases} m_{MO-met(i)}^{(0)} = C_{met}^{(0)} M_{MO-met(i)}^{(0)} \\ m_{MO-sil(i)}^{(0)} = C_{sil}^{(0)} M_{MO-sil(i)}^{(0)} \end{cases} \quad (2.36)$$

$$\quad (2.37)$$

のようになる。

第1層目の平衡分配を考える。第1層目の平衡分配は、第1層目の底の温度圧力をその層の代表値と決め、その温度圧力に対応する分配係数 $D_{(1)}$ に従って平衡分配が起こるとする。以下の各層の分配係数 $D_{(i)}$ は、その層の底の温度圧力によって決まるとする。

この時、平衡分配後の微量元素 A の金属中の濃度を $C_{met(1)}$ 、シリケイト中の濃度を $C_{sil(1)}$ とすると、分配係数の定義から、

$$D_{(1)} = \frac{C_{met(1)}}{C_{sil(1)}} \quad (2.38)$$

第1層内のマスバランスから、

$$\begin{aligned} m_{MO(1)}^{(0)} &= C_{met(1)} M_{MO-met(1)}^{(0)} + C_{sil(1)} M_{MO-sil(1)}^{(0)} \\ &= C_{met(1)}^{(0)} M_{MO-met(1)}^{(0)} + C_{sil(1)}^{(0)} M_{MO-sil(1)}^{(0)} \end{aligned} \quad (2.39)$$

式 (2.38), (2.39) を整理して、

$$C_{met(1)} = \frac{C_B^{(0)}}{\alpha_{met} + \alpha_{sil}/D_{(1)}} \quad (2.40)$$

第1層の平衡分配後のシリケイト中の微量元素 A の濃度は、これを用いて式 (2.38) から求まる。

第1層の平衡分配が終了したので、第1層にあった金属滴を全て第2層に落とす。この時の第2層の質量 $M_{MO(2)}$ と、第2層に含まれる全微量元素の質量 $m_{MO(2)}$ は、

$$M_{MO(2)} = M_{MO(2)}^{(0)} + M_{MO-met(1)}^{(0)} \quad (2.41)$$

$$m_{MO(2)} = m_{MO(2)}^{(0)} + C_{met(1)} M_{MO-met(1)}^{(0)} \quad (2.42)$$

第2層の平衡分配が分配係数 $D_{(2)}$ に従って生じ、それによって金属中の微量元素 A の濃度が $C_{met(2)}$ 、シリケイト中の微量元素 A の濃度が $C_{sil(2)}$ になったとすると、分配係数の定義から、

$$D_{(2)} = \frac{C_{met(2)}}{C_{sil(2)}} \quad (2.43)$$

第2層内のマスバランスから,

$$\begin{aligned} m_{MO(2)} &= C_{met(2)} M_{MO-met(2)} + C_{sil(2)} M_{MO-sil(2)}^{(0)} \\ &= C_{met(2)} \left(M_{MO-met(2)}^{(0)} + M_{MO-met(1)}^{(0)} \right) + C_{sil(2)} M_{MO-sil(2)}^{(0)} \end{aligned} \quad (2.44)$$

二番目の等式は $M_{MO-met(2)} = \left(M_{MO-met(2)}^{(0)} + M_{MO-met(1)}^{(0)} \right)$ であることを用いた. また, モデルの仮定よりマグマオーシャンの内では液体シリケイトが一様化されないで, 各層のシリケイトの質量は不変である³.

式 (2.41) から (2.44) を整理すると,

$$C_{met(2)} = \frac{C_B^{(0)} + C_{met(1)} \frac{M_{MO-met(1)}^{(0)}}{M_{MO(2)}^{(0)}}}{\left(\alpha_{met} + \frac{M_{MO-met(1)}^{(0)}}{M_{MO(2)}^{(0)}} \right) + \alpha_{sil}/D_{(2)}} \quad (2.45)$$

これを用いて, 式 (2.43) からシリケイト中の微量元素 A の濃度も分かる.

以上を踏まえて, 第 k 層での平衡分配を考える. 第 $(k-1)$ 層の平衡分配後, 第 $(k-1)$ 層にあった金属が全て第 k 層に落ちてくるので, この時の第 k 層の金属の質量 $M_{MO-met(k)}$ は,

$$M_{MO-met(k)} = M_{MO(k)}^{(0)} + \sum M_{MO-met(k-1)}^{(0)} = \sum M_{MO-met(k)}^{(0)} \quad (2.46)$$

ここで, $\sum M_{MO-met(k-1)}^{(0)}$ は第 $(k-1)$ 層にあった全金属量であり, それはモデルの仮定より, 第 $(k-1)$ 層より上の層にあった金属全ての質量である.

この時, 第 k 層に含まれる微量元素 A の質量 $m_{MO(k)}$ は,

$$m_{MO(k)} = m_{MO(k)}^{(0)} + C_{met(k-1)} \sum M_{MO-met(k-1)}^{(0)} \quad (2.47)$$

ここで, $C_{met(k-1)}$ は第 $(k-1)$ 層の分配係数で決まった平衡後の金属中の微量元素 A の濃度である. 第 k 層での平衡分配は, 分配係数 $D_{(k)}$ によって生じ, 平衡後の金属中の微量元素 A の濃度を $C_{met(k)}$, シリケイト中の微量元素 A の濃度を $C_{sil(k)}$ とすると, 分配係数の定義から,

³親鉄元素の平衡分配に応じてシリケイトの質量は変化するが, シリケイト中では微量成分のため, その変化量は十分小さい

$$D_{(k)} = \frac{C_{met(k)}}{C_{sil(k)}} \quad (2.48)$$

第 k 層内のマスバランスから,

$$\begin{aligned} m_{MO(k)} &= C_{met(k)} M_{MO-met(k)} + C_{sil(k)} M_{MO-sil(k)} \\ &= C_{met(k)} \sum M_{MO-met(k)}^{(0)} + C_{sil(k)} M_{MO-sil(k)}^{(0)} \end{aligned} \quad (2.49)$$

2 つ目の等号には, 式 (2.46) を用いた. (2.46) から (2.49) を整理して,

$$C_{met(k)} = \frac{C_B^{(0)} + C_{met(k-1)} \frac{\sum M_{MO-met(k-1)}^{(0)}}{M_{MO(k)}^{(0)}}}{\left(\frac{\sum M_{MO-met(k)}^{(0)}}{M_{MO(k)}^{(0)}} \right) + \alpha_{sil}/D_{(k)}} \quad (2.50)$$

分配後のシリケイト中の濃度は式 (2.48) を用いて分かる.

以上より, モデル 1 の最終分配係数 D_{final} を決める. 厚さ z のマグマオーシャン内で平衡分配が終了して金属が全て分離する際の, 金属の質量は $\sum M_{MO-met(k)}^{(0)}$ で与えられ, その中の微量元素の質量は $C_{met(k)} \sum M_{MO-met(k)}^{(0)}$ で与えられる. また, 残ったマグマオーシャン内はシリケイトが主成分として存在し, その質量は $\sum M_{MO-sil(k)}^{(0)}$, その中の微量元素量は $\sum (C_{sil(k)} M_{MO-sil(k)}^{(0)})$ で与えられる. 仮定 6 を用いると, 最終分配係数は次のようになる.

$$D_{final} = \frac{\left[\frac{C_{met(k)} \sum M_{MO-met(k)}^{(0)} + m_{proto-met}}{\sum M_{MO-met(k)}^{(0)} + M_{proto-met}} \right]}{\left[\frac{\sum (C_{sil(k)} M_{MO-sil(k)}^{(0)}) + m_{proto-sil}}{\sum M_{MO-sil(k)}^{(0)} + M_{proto-sil}} \right]} \quad (2.51)$$

単に分化モデルの違いによる最終的な分配係数を見る場合は, 式 (2.51) 中のプロトコアを表す項を除いた次式が, 実効的な分配係数を表し, それを D_{eff} とすると,

$$D_{eff} = \frac{\left[\frac{C_{met(k)} \sum M_{MO-met(k)}^{(0)}}{\sum M_{MO-met(k)}^{(0)}} \right]}{\left[\frac{\sum (C_{sil(k)} M_{MO-sil(k)}^{(0)})}{\sum M_{MO-sil(k)}^{(0)}} \right]} \quad (2.52)$$

2.3.2 モデル2 活発な対流なし+開放系

このモデルは、モデル1と同じく、マグマオーシャン内部で活発な対流がなく、マグマオーシャン内の金属滴と液体シリケイトが一様化されないという仮定に基づくモデルである。ただし、モデル1と異なり、親鉄元素の平衡分配が生じる過程において、金属滴が常にマグマオーシャンから分離するモデルである。

モデルの概要

モデル1は、マグマオーシャンを任意の幅 Δz で n 分割し、マグマオーシャン表面に近い層から順に平衡分配が生じ、平衡分配が終了すると、一つ下の層に金属が移動し、その層の温度圧力で決まる分配係数によって、平衡分配が改めて起こるというモデルであった。なお、活発な対流がないためマグマオーシャンは一様化されず、金属滴は常に初期条件で決まった組成を持つシリケイトと平衡分配を起こす。そして、最下層にあたる、第 n 層での平衡分配が終了するまでは、金属滴はマグマオーシャンから全く分離しないというモデルであった。

このモデル2では、モデル1と異なり、平衡分配が生じている間、常に最下層である第 n 層から金属滴が分離するというモデルである。すなわち、第 n 層から任意の金属をマグマオーシャンから分離させ、それに応じて分離させた金属と等量の金属を各層から落とす、というモデルである。モデル計算で用いる変数は、最初のマグマオーシャンの厚さ z であり、その中に含まれる金属が全てマグマオーシャンから分離することが終了条件である。

モデルセット

初期設定はモデル1とほとんど同じで、式 (2.30) から式 (2.37) と同じで与えられる。

ただし、今の初期状態は各層の微量元素の金属中の濃度とシリケイト中の濃度は、最初の平均分配係数 $D_{ave}^{(0)}$ によって決まっている。これをまず、各層の温度圧力に対応した分配係数で再度分配させる。

第 i 層 ($i = 1, 2, 3, \dots, n$) の温度圧力に対応する分配係数を $D_{(i)}$ とし、平衡分配後の親鉄元素 A の金属中の濃度を $C_{met(i)}^{(0)}$ 、シリケイト中の濃度を $C_{sil(i)}^{(0)}$ とすると、分配係数の定義から、

$$D_{(i)} = \frac{C_{met(i)}^{(0)}}{C_{sil(i)}^{(0)}} \quad (2.53)$$

各層の微量元素 A のマスバランスから、

$$m_{MO(i)}^{(0)} = C_{met(i)}^{(0)} M_{MO-met(i)}^{(0)} + C_{sil(i)}^{(0)} M_{MO-sil(i)}^{(0)} \quad (2.54)$$

式 (2.53)(2.54) を整理して、

$$C_{met(i)}^{(0)} = \frac{m_{MO(i)}^{(0)}}{M_{MO-met(i)}^{(0)} + M_{MO-sil(i)}^{(0)}/D_{(i)}} \quad (2.55)$$

式 (2.53) とこれを用いて、最初の各層のシリケイト中の親鉄元素 A の濃度も決まる。

最下層 (第 n 層) から、金属が ΔM_{met} だけ分離するとする。この時、各層も ΔM_{met} だけ一つ下の層に金属を落とすとする。この時、各層から失われる微量元素の質量 Δm_{met} は、

$$\Delta m_{met} = C_{met(i)}^{(0)} \Delta M_{met} \quad (2.56)$$

である。第 1 層を除いて、一つ下の層に ΔM_{met} だけ金属を落とすと同時に、一つ上の層から ΔM_{met} だけ金属が入ってくるので、

$$M_{MO-met(i)}^{(1)} = M_{MO-met(i)}^{(0)} - \Delta M_{met} + \Delta M_{met} = M_{MO-met(i)}^{(0)} \quad (2.57)$$

となる。この時第 i 層は、一つ上の第 $(i-1)$ 層から $\Delta m_{met(i-1)}$ だけ微量元素が入ってきて、一つ下の第 $(i+1)$ 層に $\Delta m_{met(i)}$ だけ微量元素を落とすので、第 i 層に含まれる微量元素 $m_{MO-met(i)}^{(1)}$ は

$$\begin{aligned} m_{MO-met(i)}^{(1)} &= m_{MO-met(i)}^{(0)} + \Delta m_{met(i-1)} - \Delta m_{met(i)} \\ &= m_{MO-met(i)}^{(0)} + C_{met(i-1)}^{(0)} \Delta M_{met} - C_{met(i)}^{(0)} \Delta M_{met} \\ &= m_{MO-met(i)}^{(0)} + \left(C_{met(i-1)}^{(0)} - C_{met(i)}^{(0)} \right) \Delta M_{met} \end{aligned} \quad (2.58)$$

ただし、第 1 層は一つ上の層がないので

$$\begin{cases} M_{MO-met(1)}^{(1)} = M_{MO-met(1)}^{(0)} - \Delta M_{met} \\ m_{MO-met(1)}^{(1)} = m_{MO-met(1)}^{(0)} - C_{met(1)}^{(0)} \Delta M_{met} \end{cases} \quad (2.59)$$

$$(2.60)$$

以上のステップをマグマオーシャン内部の金属が全て分離するまで行う。

第 n 番目の層から分離した金属量は、厚さ z のマグマオーシャンに最初含まれていた全金属量なので $M_{MO-met}^{(0)}$ であり、マグマオーシャンから分離した微量元素 A の質量を Δm_{total} とすると、

$$\Delta m_{total} = \sum C_{met(n)} \Delta M_{met} \quad (2.61)$$

残ったマグマオーシャン内の微量元素 A の質量を $m_{MO-sil(total)}^{(end)}$ とすると,

$$m_{MO-sil(total)}^{(end)} = \sum_i m_{MO-sil(i)}^{(end)} \quad (2.62)$$

ここで, $m_{MO-sil(i)}^{(end)}$ は残ったマグマオーシャン内の第 i 層内に含まれる微量元素の質量である.

仮定 6 を用いると, モデル 2 の最終分配係数 D_{final} は次式のようになる.

$$D_{final} = \frac{\left[\frac{\Delta m_{total} + m_{proto-met}}{M_{MO-met}^{(0)} + M_{proto-met}} \right]}{\left[\frac{m_{MO-sil(total)}^{(end)} + m_{proto-sil}}{\sum M_{MO-sil(k)}^{(0)} + M_{proto-sil}} \right]} \quad (2.63)$$

また, プロトコアの項を除いた実効的な分配係数 D_{eff} は次式である.

$$D_{eff} = \frac{\left[\frac{\Delta m_{total}}{M_{MO-met}^{(0)}} \right]}{\left[\frac{m_{MO-sil(total)}^{(end)}}{\sum M_{MO-sil(k)}^{(0)}} \right]} \quad (2.64)$$

2.3.3 モデル3 活発な対流あり+開放系

このモデルはモデル1, モデル2と異なり, マグマオーシャン内で活発な対流が起こっているという仮定のもと, マグマオーシャン内部の金属とシリケイトは常に一様化されるとするモデルである. また, 平衡分配が生じている間, 金属滴はマグマオーシャンから常に分離しているとするモデルである.

モデルの概要

モデル3は, 活発な対流のために内部の金属とシリケイトは常に一様化され, 内部の平均的な温度圧力によって決まる平均分配係数 D_{ave} によって, 親鉄元素Aの金属中の濃度とシリケイト中の濃度が決まるというモデルである. ただし, マグマオーシャンの底では, マグマオーシャンの底の境界層付近の温度圧力に対応した分配係数 D' によって決まる濃度で金属が分離するとする. モデル計算で用いる変数は, 最初のマグマオーシャンの厚さ z であり, その中に含まれる金属が全てマグマオーシャンから分離することが終了条件である.

モデルセット

最初, 厚さ z のマグマオーシャンを与えることで, 2.2.1 初期条件についてによって初期状態が決まる. ここで, モデル3内で用いるパラメーターを次のように設定する.

表 2.1: モデル3で用いるパラメーター

parameter	definition
M_{met}	マグマオーシャン内の金属質量
M_{sil}	マグマオーシャン内のシリケイト質量
m_{met}	マグマオーシャン内の金属に含まれる微量元素Aの質量
m_{sil}	マグマオーシャン内のシリケイトに含まれる微量元素Aの質量
M_{core}	マグマオーシャンから分離した金属の質量
m_{core}	マグマオーシャンから分離した微量元素の質量

ここで, 下付き添え字 *core* はマグマオーシャンから分離した, という意味であることに注意したい.

まず、マスバランスについて書く。マグマオーシャン内のシリケイト量は常に一定なので⁴

$$\Delta M_{sil} = 0 \quad (2.65)$$

ここで、 ΔM_{sil} はマグマオーシャン内のシリケイトの質量変化を表し、以下の Δ は全て質量変化を示す。金属についてのマスバランスから、

$$\Delta M_{met} + \Delta M_{core} = 0 \quad (2.66)$$

微量元素のマスバランスから、

$$\Delta m_{sil} + \Delta m_{met} + \Delta m_{core} = 0 \quad (2.67)$$

マグマオーシャン内部の平衡分配は、内部の平均の温度圧力を用いた平均分配係数 D_{ave} によって決まるので、

$$D_{ave} = \frac{C_{met}}{C_{sil}} = \frac{\left(\frac{m_{met}}{M_{met}}\right)}{\left(\frac{m_{sil}}{M_{sil}}\right)} \quad (2.68)$$

ここで、 C_{met} はマグマオーシャン内部の金属中の微量元素 A の濃度、 C_{sil} は内部のシリケイト中の微量元素 A の濃度である。

マグマオーシャン底の境界層付近では、分配係数 D' によって分配されると考え、境界層付近では微量元素 A が δ だけシリケイトから金属に移動すると考える⁵。マグマオーシャンの厚さを H とし、境界層の厚さを h とすると、境界層付近の微量元素のマスバランスから、

$$\begin{cases} m'_{met} = \frac{h}{H} m_{met} + \delta \\ m'_{sil} = \frac{h}{H} m_{sil} - \delta \end{cases} \quad (2.69)$$

$$(2.70)$$

ここで、 m'_{met} は境界層付近の金属に含まれる微量元素 A の質量、 m'_{sil} は境界層付近のシリケイトに含まれる微量元素 A の質量である。これを用いて、境界層付近の分配係数 D' は次式のようにになる。

⁴先述の通り、シリケイト中では親鉄元素は微量成分なので平衡分配によるシリケイトの質量変化は無視する

⁵このように考えて定式化した理由については付録 B を参照されたい

$$D' = \frac{\left(\frac{m'_{met}}{\frac{h}{H} M_{met}} \right)}{\left(\frac{m'_{sil}}{\frac{h}{H} M_{sil}} \right)} \quad (2.71)$$

式 (2.69) から (2.71) を δ について解くと,

$$\delta = \frac{D' M_{met} m_{sil} - M_{sil} m_{met}}{D' M_{met} + M_{sil}} \quad (2.72)$$

マグマオーシャンから金属が分離し、コアに落ちていく時の濃度 C'_{met} は $\frac{\Delta m_{core}}{\Delta M_{core}}$ である。今、金属が分離する際の濃度 C'_{met} と内部の濃度 C_{met} が比例関係にあるとし、比例係数を α とおくと,

$$C'_{met} = \frac{\Delta m_{core}}{\Delta M_{core}} \equiv \alpha C_{met} \quad (2.73)$$

α をこの定義式から求めると,

$$\alpha \equiv \frac{C'_{met}}{C_{met}} = \frac{D' D M_{met} + M_{sil}}{D D' M_{met} + M_{sil}} \quad (2.74)$$

式 (2.68) の微分をとり、マスバランスについての式 (2.65) から (2.67) を用いると、次式のように ΔM_{core} に関係した式を導くことができる。

$$\begin{cases} \Delta M_{met} = -\Delta M_{core} \end{cases} \quad (2.75)$$

$$\begin{cases} \Delta m_{core} = \left(\alpha \frac{m_{met}}{M_{met}} \right) \Delta M_{core} \end{cases} \quad (2.76)$$

$$\begin{cases} \Delta m_{met} = \left(-\frac{\alpha m_{met} + m_{sil}}{m_{met} + m_{sil}} \frac{m_{met}}{M_{met}} \right) \Delta M_{core} \end{cases} \quad (2.77)$$

$$\begin{cases} \Delta m_{sil} = \left(\frac{m_{sil} - \alpha m_{sil}}{m_{met} + m_{sil}} \frac{m_{met}}{M_{met}} \right) \Delta M_{core} \end{cases} \quad (2.78)$$

式 (2.75) から (2.78) 中の ΔM_{core} はマグマオーシャンから分離する金属の質量であり、ここではその大きさを任意に取ることができる。従って、適当な ΔM_{core} によって、金属をマグマオーシャンから分離させる。その際に、分離した金属はマグマオーシャンの底で金属層を形成するとする。こ

の金属層の厚さの分だけ、マグマオーシャンの厚さは小さくなる。マグマオーシャンの厚さの減少によって、内部の温度圧力は式 (2.26) から (2.29) に従い変化し、それに応じて D_{ave} と D' も変化する。マグマオーシャンから全ての金属が分離するまでこれを繰り返し、最後の金属がマグマオーシャンから分離した際の、分離した金属内 (金属層内) の微量元素 A の濃度と、残ったマグマオーシャン内の微量元素 A から最終分配係数を決める。従って、

$$D_{final} = \frac{\left[\frac{\sum C'_{met} \Delta M_{met} + m_{proto-met}}{M_{core} + M_{proto-met}} \right]}{\left[\frac{m_{sil} + m_{proto-sil}}{M_{sil} + M_{proto-sil}} \right]} \quad (2.79)$$

また、プロトコアの項を除いた実効的な分配係数 D_{eff} は、

$$D_{final} = \frac{\left[\frac{\sum C'_{met} \Delta M_{met}}{M_{core}} \right]}{\left[\frac{m_{sil}}{M_{sil}} \right]} \quad (2.80)$$

第3章 結果と考察

3.1 モデル計算の結果

モデル計算の結果を以下で示す．各モデルで任意に決める値は次のようにした．

表 3.1: 各モデルで用いた値

モデル	用いた値
モデル 1	分割幅 $\Delta z = 1\text{km}$
モデル 2	分割幅 $\Delta z = 1\text{km}$
モデル 3	コアの質量増分 $\Delta M_{core} = \text{金属層 } 10\text{m}$ の増加分に等しい質量

現在の地球の元素存在度から推定される分配係数 $D_{predicted}$ と，それぞれのモデル計算から得られた最終分配係数 D_{final} を比較して，それぞれのモデルから示唆されるマグマオーシャンの深さは次の表のようになった（それぞれの詳しい結果は次節以降でまとめた）．

表 3.2: モデル計算から示唆されるマグマオーシャンの深さ $h\text{km}$ について

Element	モデル 1	モデル 2	モデル 3
Ni	1000	1000	1100
Co	1000	950	1000
Cr	1950	1750	1750
V	1050	1000	1000

3.1.1 モデル1の計算結果

モデル1の計算結果は次の通りである。図中横軸は、最初に与えるマグマオーシャンの厚さ(深さ)で、縦軸は最終分配係数である。また、 $D_{predicted}$ は現在の元素存在度から推定される分配係数である。

以下の結果から、現在の元素存在度を満足するために必要なマグマオーシャンの深さは、Ni で 1000km, Co で 1000km, Cr で 1950km, V で 1050km であることが示唆される。

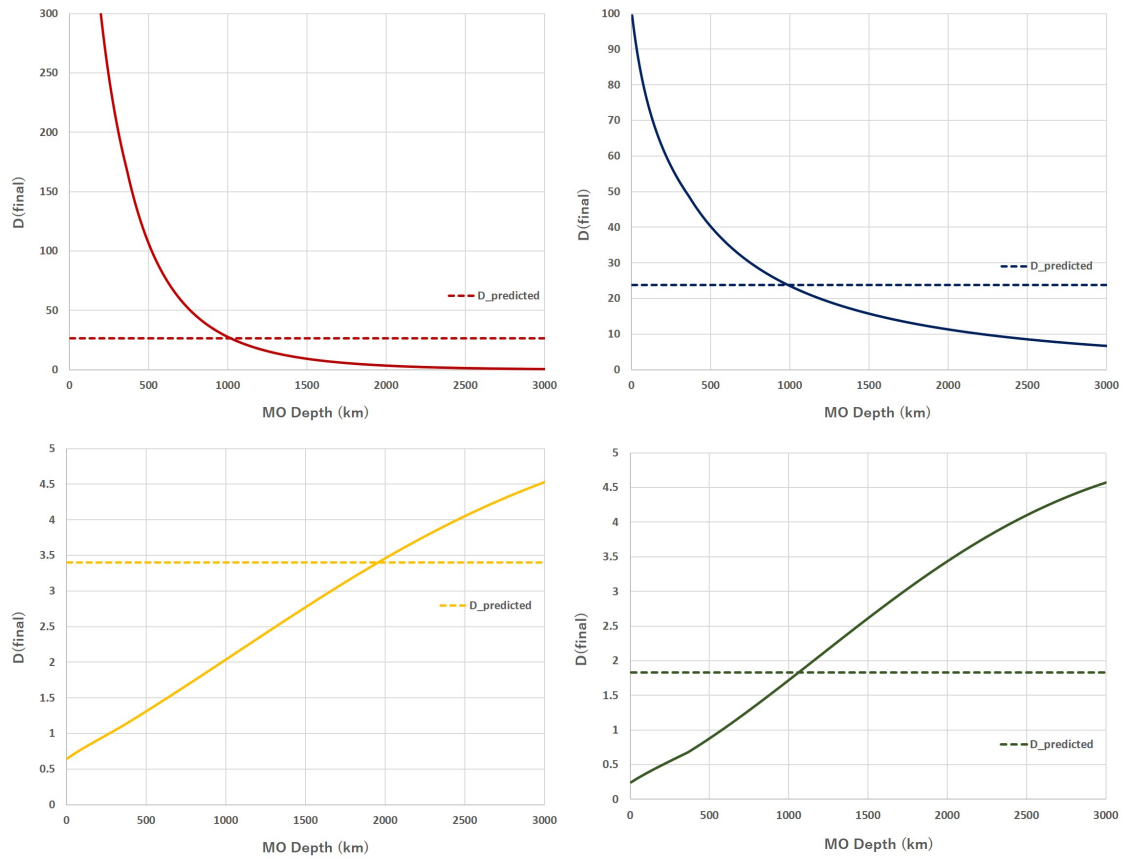


図 3.1: モデル1の結果。赤はNi, 青はCo, 黄はCr, 緑はVの結果をそれぞれ表す。

3.1.2 モデル2 の計算結果

モデル2 の計算結果は次の通りである。図中横軸は、最初に与えるマグマオーシャンの厚さ (深さ) で、縦軸は最終分配係数である。また、 $D_{predicted}$ は現在の元素存在度から推定される分配係数である。

以下の結果から、現在の元素存在度を満足するために必要なマグマオーシャンの深さは、Ni で 1000km, Co で 950km, Cr で 1750km, V で 1000km であることが示唆される。

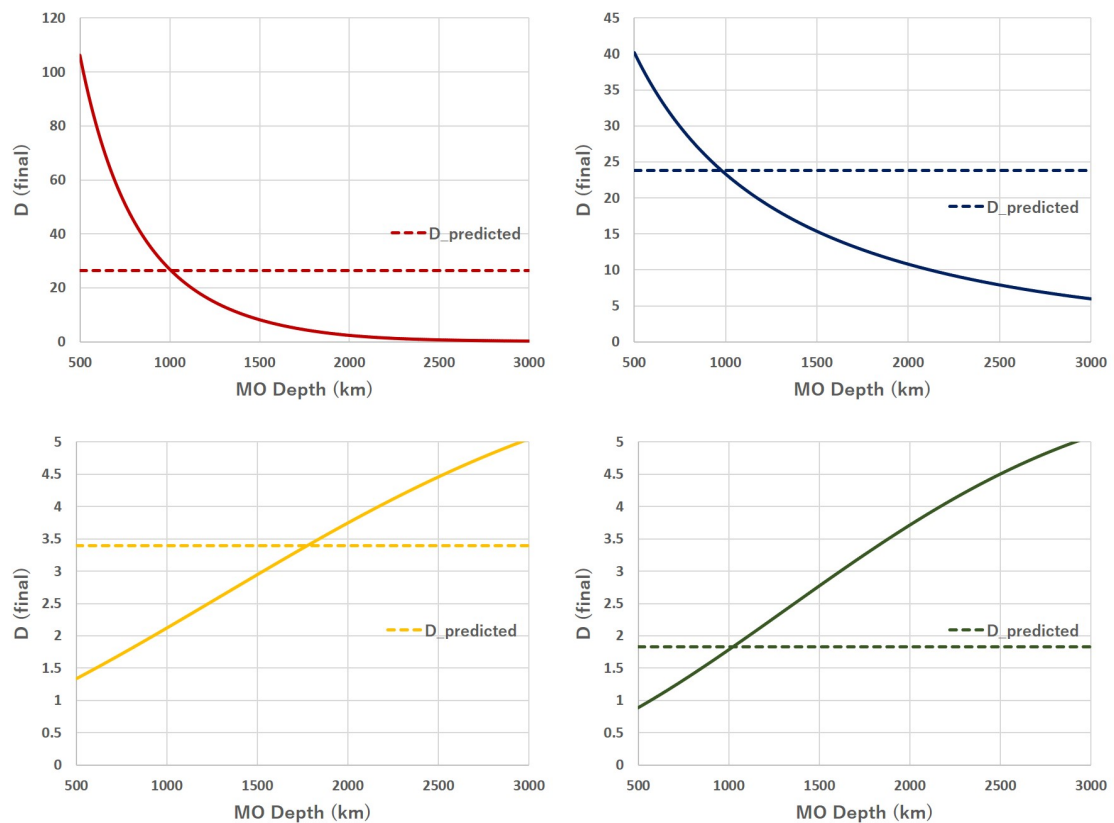


図 3.2: モデル2 の結果. 赤は Ni, 青は Co, 黄は Cr, 緑は V の結果をそれぞれ表す.

3.1.3 モデル3 の計算結果

モデル3 の計算結果は次の通りである。図中横軸は、最初に与えるマグマオーシャンの厚さ (深さ) で、縦軸は最終分配係数である。また、 $D_{predicted}$ は現在の元素存在度から推定される分配係数である。

以下の結果から、現在の元素存在度を満足するために必要なマグマオーシャンの深さは、Ni で 1100km, Co で 1000km, Cr で 1750km, V で 1000km であることが示唆される。

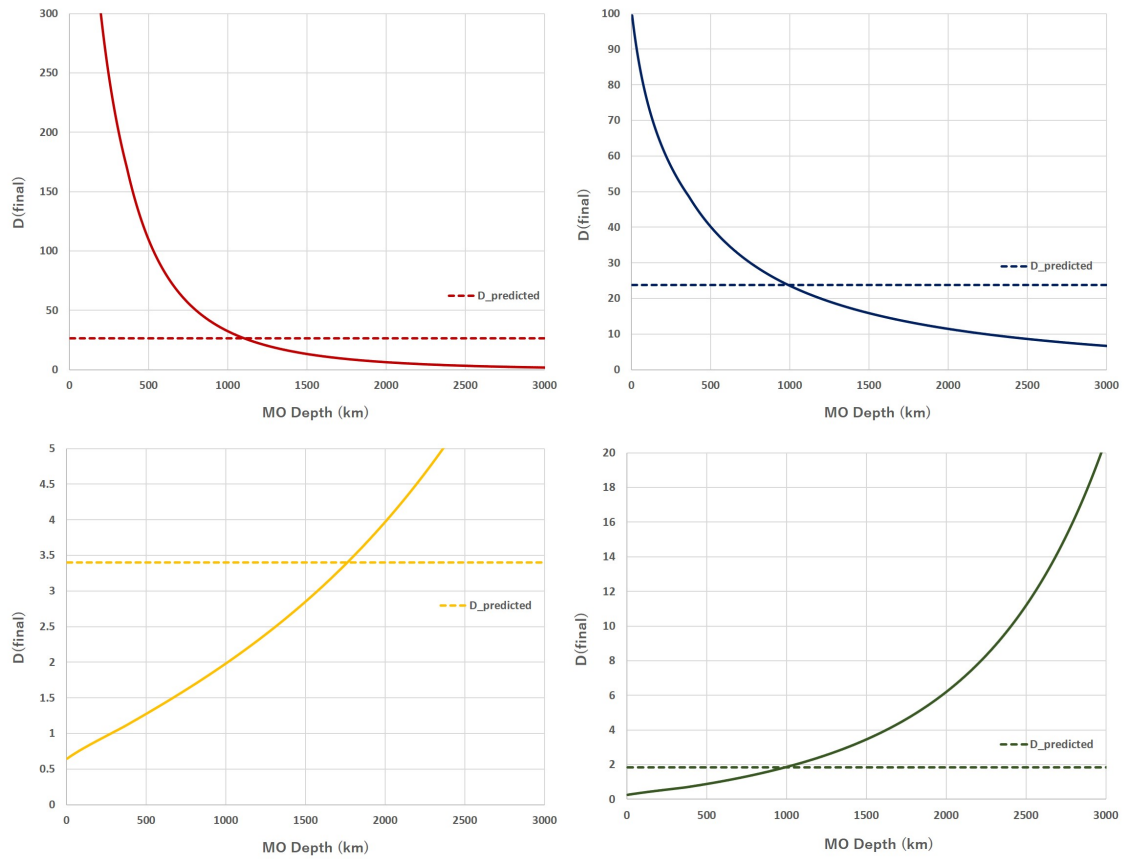


図 3.3: モデル3 の結果。赤は Ni, 青は Co, 黄は Cr, 緑は V の結果をそれぞれ表す。

3.2 考察

3.2.1 モデル計算の結果の解釈について

まず、モデル計算の結果から分かった特徴についてまとめる。

1. Ni と Co の最終分配係数は、浅いマグマオーシャンでは非常に大きく、マグマオーシャンが深くなるにつれて指数関数的に小さくなる。
2. Cr と V の最終分配係数は、浅いマグマオーシャンでは非常に小さく、マグマオーシャンが深くなるにつれて大きくなる。
3. Ni と Co と V はモデルに関係なく、約 1000km のマグマオーシャンを示唆する。
4. Cr だけ、他の 3 元素と異なり、深いマグマオーシャンを示唆する。

上で示したそれぞれの特徴についての解釈は次の通りである。

図 1.3 に、温度圧力に対する分配係数の応答を示しているが、これを参考にすると、浅いマグマオーシャンでは Ni と Co は大きな分配係数を示し、Cr と V は小さい分配係数を示す。また、マグマオーシャンが深くなるにつれて、式 (2.27), (2.28) より、温度圧力は増加する。温度圧力の増加に対して、Ni と Co の分配係数は減少傾向であり、その一方で V は増加傾向にある。すなわち、Ni と Co はマグマオーシャンが深くなるにつれて、シリケイトへの親鉄元素分配の傾向が強くなり、その効果により最終分配係数が減少することが予想される。V は、その逆で、マグマオーシャンが深くなるにつれて、金属への親鉄元素分配の傾向が強くなり、その効果によって最終分配係数が増加することが予想される。

Cr は、V と同じく圧力増加に対して分配係数は増加するが、温度増加に対しては分配係数が減少する傾向にある。浅いマグマオーシャンにおいては Cr の最終分配係数は小さく、現在の存在度から推定される分配係数を満たすためには、最終分配係数が大きくなる必要がある。Cr の分配係数が大きくなるためには、圧力増加、温度減少を達成する必要がある。圧力増加は、深いマグマオーシャンを考えることを意味するが、これは同時に温度増加を考えている。しかし、Cr の分配係数は、相対的に、温度よりも圧力の影響を大きく感じやすい(図 1.3)。したがって、温度増加に対する分配係数の減少の効果を打ち消すほどに、圧力増加に対する分配係数の増加が効けば(つまり、温度効果よりも圧力効果の方が効くような深いマグマオーシャンであれば)、現在の存在度から推定される分配係数を満足することが示唆される。したがって、他の 3 つの元素よりも深いマグマオーシャンが示唆されると考えられる。

3.2.2 モデルの性質についての考察

今、分配係数のパラメーターとして温度と圧力のみを選んでいますが、本当は、酸素フガシティー、液体金属、シリケート組成もパラメーターとして含むべきである。しかし、図 1.3 を見ると、分配係数のパラメーターのうち、温度圧力の影響が最も大きく、次いで酸素フガシティーの影響が大きいことが分かり、その他のパラメーターの影響は相対的に小さい。そこで、酸素フガシティーの変化によるモデル計算への影響を調べた。本研究では、 $\Delta IW = -1$ と一定値にして計算を行ったので、これを変化させた時の最終分配係数を、**3.2.3 ΔIW の変化に対するマグマオーシャンの深さの変化について**でまとめる。

モデル 1 は、マグマオーシャン内の金属は最下層での分配が終了するまでの間、マグマオーシャンからは分離されないというモデルであった。最後の平衡分配は、最下層に集まった金属と最下層に存在するシリケートとの間で生じ、それは最下層の温度圧力に対応する分配係数に依って生じる。すなわち、マグマオーシャンから分離する時の金属中の親鉄元素濃度は、最下層の分配係数に従って決まるので、最終分配係数は途中の分配の影響を受けず、最下層の分配係数のみで決まってしまう可能性がある。そこで、**モデル 1** について内部の分配を無視して、底の分配のみを考慮した時の最終分配係数 D_{base} を求め、**モデル 1** の結果と比較した。詳細は **3.2.4 モデル 1 の内部の分配の情報について**でまとめる。

モデル計算の結果からマグマオーシャンの深さは最大でも 2000km であることが予想される。そうである場合、プロトコアの半径が約 4000km 程度になり、プロトコアに最初に含まれていた微量元素が最終分配係数に大きな寄与を与えることが予想される (仮定 6 を用いて最終分配係数を決めているため)。モデルの違いに依らずプロトコアの組成は決まっているので、最終分配係数はモデルの違いに関係なく大体同じ結果(約 1000km という結果)になっている可能性がある。そこで、モデルの違いによる最終分配係数を比較するために、プロトコアの寄与を無視した実効的な分配係数である D_{eff} を考えたい。この結果は、**3.2.5 実効的な分配係数 D_{eff} の比較**で示す。

3.2.3 ΔIW の変化に対するマグマオーシャンの深さの変化について

分配係数は、温度・圧力・酸素フガシティー・液体シリケート組成・液体金属組成に依存するが、本研究では温度圧力のみをパラメーターとした。酸素フガシティーの変化に対する、各モデルの最終分配係数の応答は次の図に示す通りである。

なお、酸素フガシティーは純鉄 (iron) と酸化鉄 (wüstite) の理想的な反応である Iron-Wüstite buffer reaction (IW) を基準にして計るとし、この IW の酸素フガシティーとの差である ΔIW を変数とする¹。

ΔIW の変化に対する **モデル 1** の最終分配係数の変化

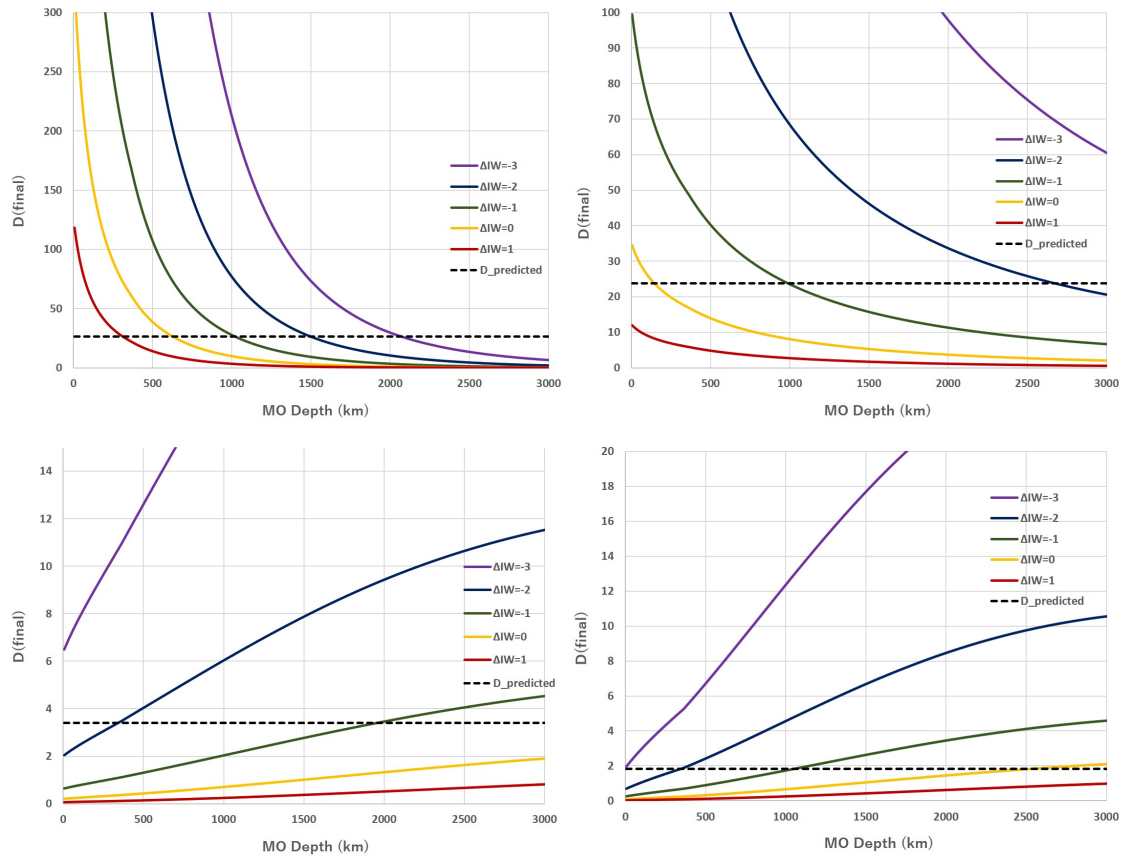


図 3.4: **モデル 1** で ΔIW の値を変化させた時の最終分配係数。左上は Ni，右上は Co，左下は Cr，右下は V の結果をそれぞれ示す。また、図中の紫は $\Delta IW = -3$ ，青は $\Delta IW = -2$ ，緑は $\Delta IW = -1$ ，黄は $\Delta IW = 0$ ，赤は $\Delta IW = 1$ を示す。本研究は、 $\Delta IW = -1$ として計算した。

¹詳しくは付録Aを参照されたい

ΔIW の変化に対する **モデル 2** の最終分配係数の変化

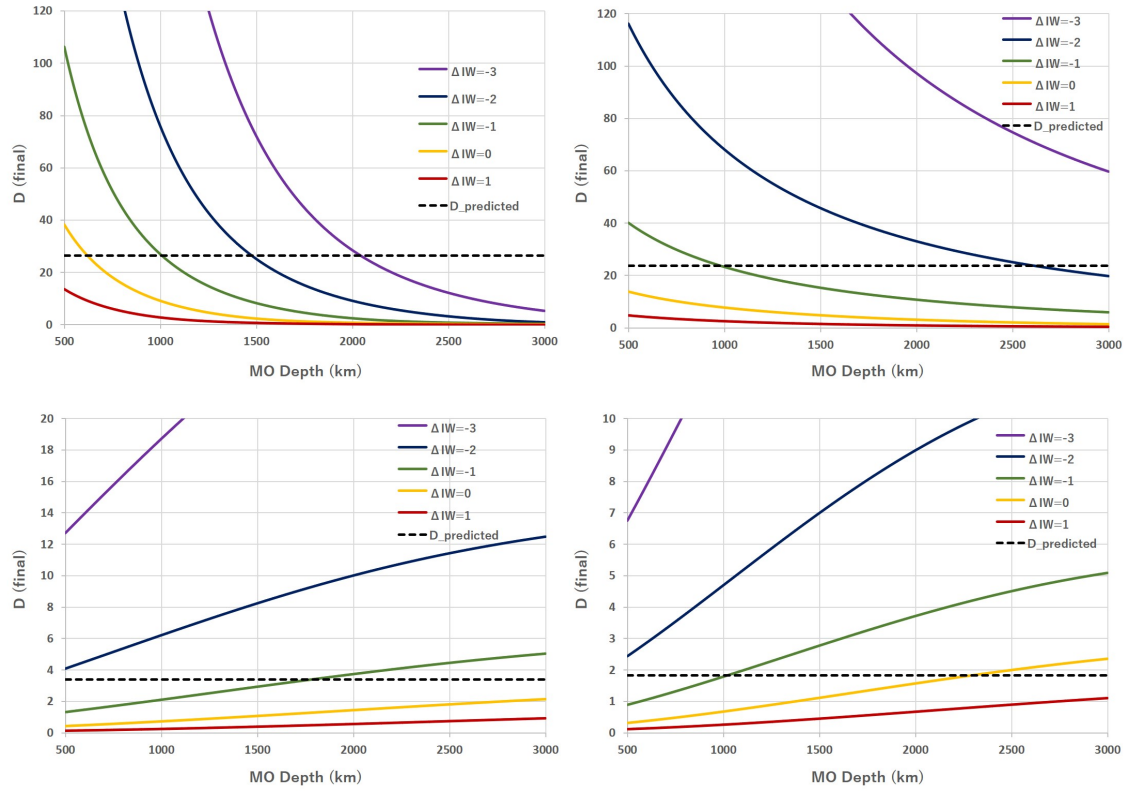


図 3.5: **モデル 2** で ΔIW の値を変化させた時の最終分配係数. 左上は Ni, 右上は Co, 左下は Cr, 右下は V の結果をそれぞれ示す. また, 図中の紫は $\Delta IW = -3$, 青は $\Delta IW = -2$, 緑は $\Delta IW = -1$, 黄は $\Delta IW = 0$, 赤は $\Delta IW = 1$ を示す. 本研究は, $\Delta IW = -1$ として計算した.

ΔIW の変化に対する **モデル3** の最終分配係数の変化

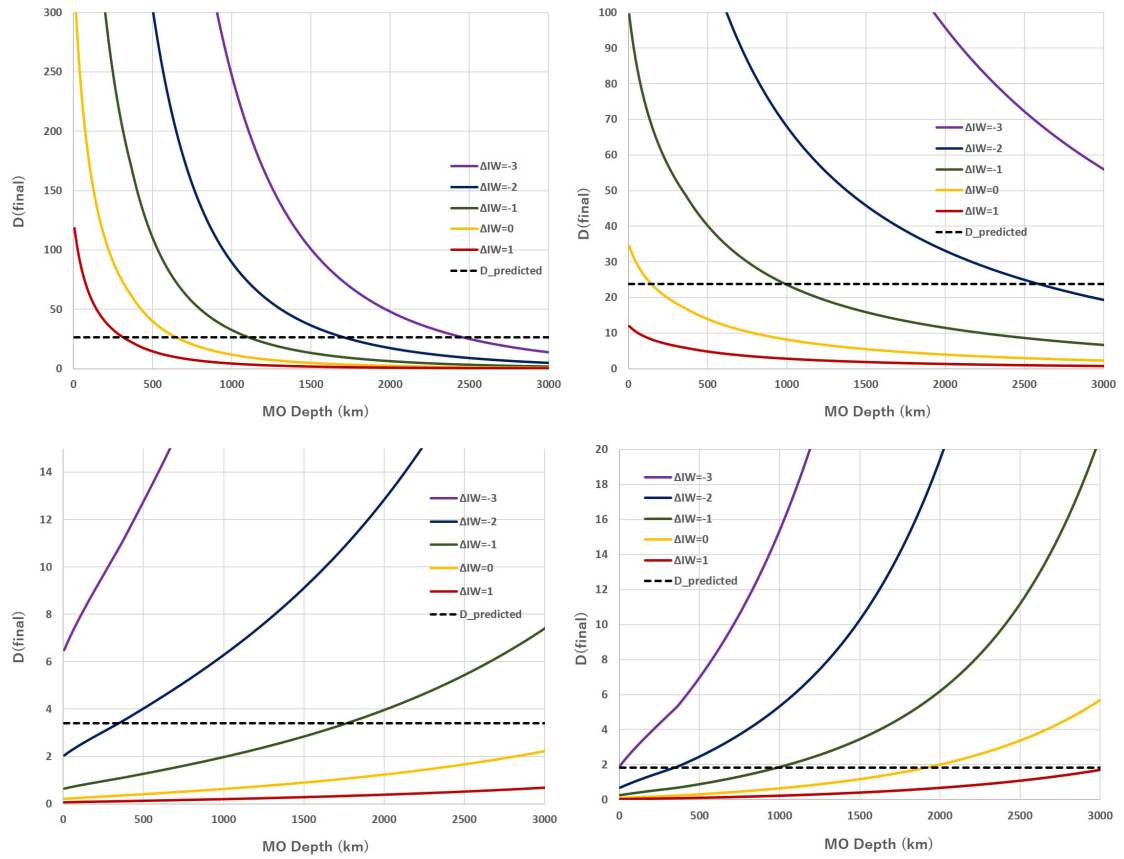


図 3.6: **モデル3** で ΔIW の値を変化させた時の最終分配係数. 左上は Ni, 右上は Co, 左下は Cr, 右下は V の結果をそれぞれ示す. また, 図中の紫は $\Delta IW = -3$, 青は $\Delta IW = -2$, 緑は $\Delta IW = -1$, 黄は $\Delta IW = 0$, 赤は $\Delta IW = 1$ を示す. 本研究は, $\Delta IW = -1$ として計算した.

以上の結果の特徴は次の通りである。

1. Ni と Co は ΔIW の増加に対して、マグマオーシャンが浅くなる傾向がある。
2. Cr と V は ΔIW の増加に対して、マグマオーシャンが深くなる傾向がある。
3. 全モデルを通して、 $\Delta IW = -1$ が全ての元素でマグマオーシャンの深さの差が最小になる。つまり、これらのモデルによると、 $\Delta IW = -1$ 程度が最も確からしい酸素フガシティーの値であることが予想される。

1 と 2 については、図 1.3 で示した分配係数の各パラメーターに対する応答によって理解される。

3.2.1 モデル計算の結果の解釈についてで述べた通り、Ni と Co は浅いマグマオーシャンでは分配係数が大きく、一方で Cr と V の分配係数は小さい。現在の存在度から推定される分配係数 $D_{predicted}$ を満足するためには、この浅い時の分配係数と比べて、Ni と Co は分配係数が小さくなり、Cr と V は大きくなる必要がある。図 1.3 から、酸素フガシティーの増加に対して全ての元素で分配係数が減少する傾向がある。すなわち、Ni と Co は温度圧力増加に対して分配係数を小さくするが、酸素フガシティーの増加の効果がこれに加わると、さらに分配係数は小さくなる。従って、酸素フガシティーの増加の効果によって浅いマグマオーシャンでも現在の濃度を説明することができるようになる。これに対して、Cr と V は酸素フガシティーが大きいと分配係数が小さくなる傾向があり、現在の濃度を説明するためには、より大きな圧力が必要になる。従って、酸素フガシティーの増加はより深いマグマオーシャンを示唆する。

結果を見ると、全てのモデルで $\Delta IW = -1$ 程度の酸素フガシティーが最も確からしい酸素フガシティーであることが予想される。親鉄元素の各パラメーターに対する依存性は異なり、その効果により、それぞれの元素で同じモデルにおけるマグマオーシャンの深さが異なる。しかし、 $\Delta IW = -2$ の結果を例に取ると、それぞれのモデルの元素の結果からマグマオーシャンの深さが約 500km から約 2500km であることが示唆されるが、その差は 2000km にも及ぶ。最もこの差が小さくなるのは $\Delta IW = -1$ の時であり、従って酸素フガシティーの値として最も確からしいのは $\Delta IW = -1$ 付近であることが言える。

3.2.4 モデル1の内部の分配の情報について

モデル1はマグマオーシャンに含まれる金属が、平衡分配の生じている間はマグマオーシャンからは全く分離されないというモデルであった。そこで、最終分配係数がマグマオーシャンの底付近の分配の影響のみで決まる(つまり、内部の分配の情報に関係なく、マグマオーシャンの底付近の温度圧力に対応する分配係数のみで最終分配係数が決まる)可能性もある²。ここでは、内部の分配の情報が、最終分配係数にどのような影響を与えるかについて述べる。ここで、このモデル1の底の分配のみを考えるモデルをモデル1'とする。モデル1と、底の分配のみを考えたモデル1'の計算結果を図3.7で示した。

この結果から、底のみの分配の結果は、モデル1から推定されるマグマオーシャンの深さよりも浅いマグマオーシャンが示唆されることが分かる。モデル1は、マグマオーシャン表面の上の層から順に平衡分配が終了するというモデルであり、平衡が終了した金属が沈降すると、次の層では最初の組成を持ったシリケイトといつも平衡分配が起きる³というモデルであった。モデル1の最終分配係数を表す式(2.51)の分子の項は金属中の微量元素濃度を示し、分母の項はシリケイト中の微量元素濃度を示す。モデル1'との違いは、この内シリケイト濃度を表す部分(つまり、分母の項)である。どちらのモデルも、マグマオーシャンから金属が分離する際の金属中の微量元素濃度は、底の分配係数 D_{base} によって決まるであろう。その一方で、各層の温度圧力が異なるため、平衡分配が終了したシリケイト濃度は各層で異なる。そのため、底の分配係数で決まったシリケイト濃度のみを用いた最終分配係数(モデル1')は、内部のそれぞれの層の温度圧力に対応した分配係数で決まったシリケイト濃度を用いて計算した最終分配係数(モデル1)とは異なることが予想される。

モデル1'のマグマオーシャンが浅くなった理由を、分配係数のパラメーターの応答から考える(図1.3)。3.2.1 モデル計算の結果の解釈についてで述べたように、推定される現在の分配係数を満たすのにNiとCoはその分配係数を小さくする必要があり、CrとVはその逆で分配係数を大きくする必要があった。NiとCo、CrとVの分配係数の温度圧力依存性から理解されるように、これらの問題は深いマグマオーシャンを想定することで解決される(詳しくは3.2.1 モデル計算の結果の解釈についてを見よ。)。底の分配のみで最終分配係数が決まるとしているモデル1'は、系全体の分配を底の分配で近似していることになる。従って、このモデルは内部の分配が深い部分での分配に置き換えられており、最初に与えるマグマオーシャンの深さがモデル1に比べて浅くなると考えられる。

²この場合、冒頭で述べたような"Single-State equilibration model"とほとんど同じになってしまう。

³活発な対流がないためにマグマオーシャンは一様化されず、マグマオーシャン内の平衡がまだ起きていない層は最初の平均的な分配係数で決まる組成を保つ、という仮定をしている

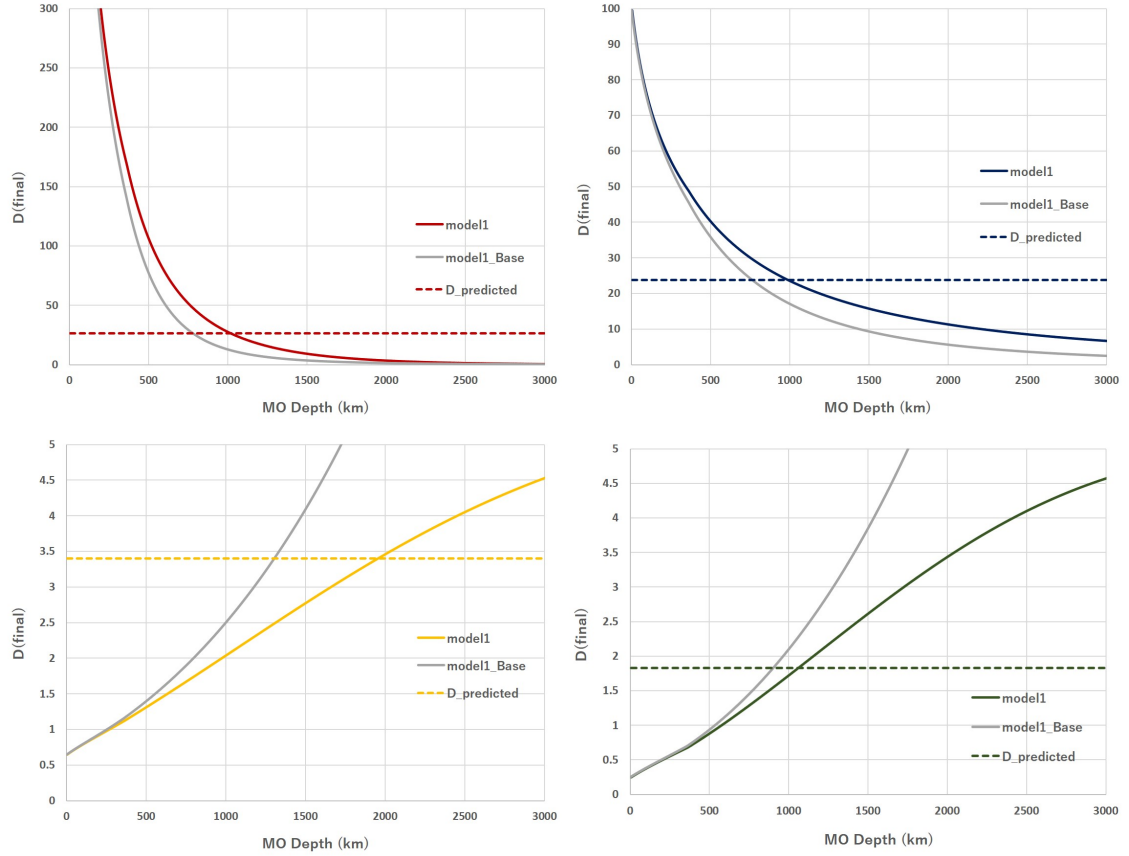


図 3.7: モデル 1 とモデル 1' の計算結果の比較. 横軸は最初に与えるマグマオーシャンの厚さ (深さ) で, 縦軸は最終分配係数である. 赤は Ni, 青は Co, 黄は Cr, 緑は V の計算結果であり, それぞれの D_{base} で決まる最終分配係数は灰色で示している. ここで, $D_{predicted}$ は推定される現在の分配係数である. 底の分配のみで系全体の分配を近似した場合は, マグマオーシャンの深さが全ての元素で浅くなる.

3.2.5 実効的な分配係数 D_{eff} の比較

全てのモデルの計算結果からマグマオーシャンの深さは最大でも 2000km 程度であったことが予想される。その場合、プロトコアは約 4300km 程度となる。仮定 6⁴を用いて終分配係数を決めているので、最終分配係数への寄与として分化モデルの結果に加え、プロトコアの寄与がかなり大きいことが予想される。そこで、分化モデルによる分配係数の違いを見るために、プロトコアの寄与を考えない実効的な分配係数 D_{eff} を考えた。この結果を図 3.8 で示す。

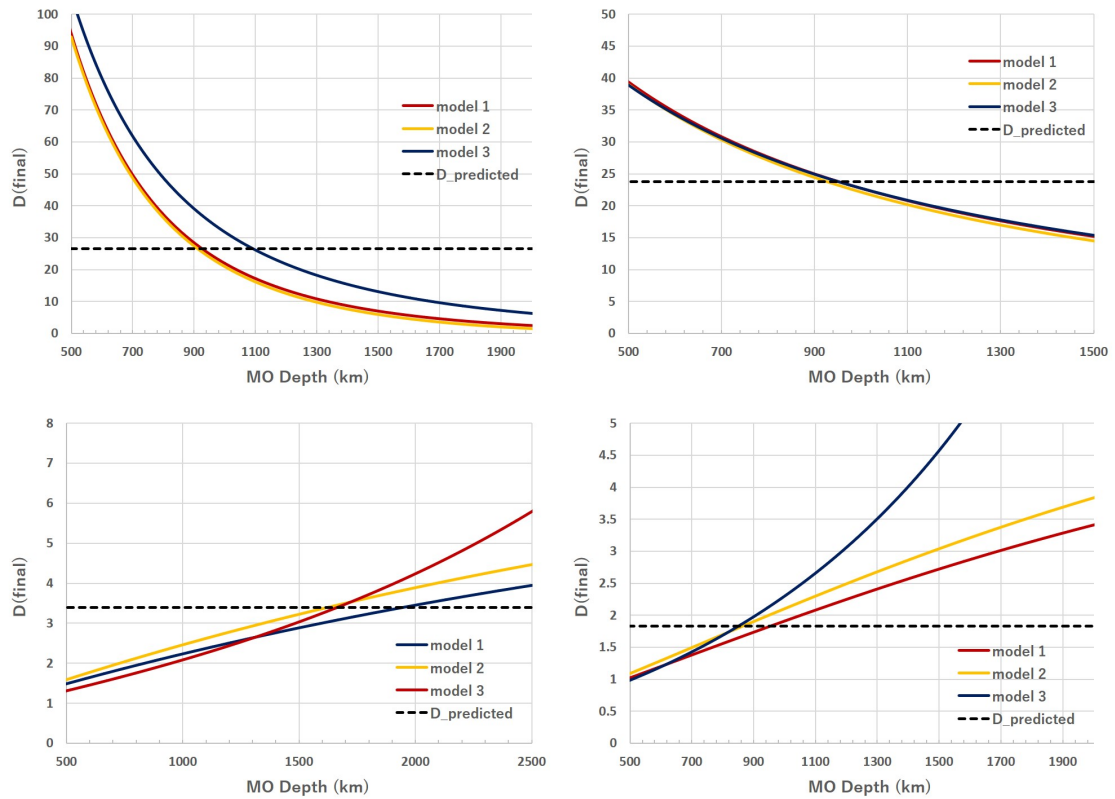


図 3.8: 実効的な分配係数 D_{eff} を用いたモデル計算結果。赤は モデル 1，黄は モデル 2，青は モデル 3 である。ここで、 $D_{predicted}$ は推定される現在の分配係数である。左上は Ni，右上は Co，左下は Cr，右下は V の結果である。

⁴プロトコア内の金属は最初の組成のままコアに入り，プロトコア内のシリケートは最初の組成のままマントルに入る，という仮定。ここで，最初の組成はマグマオーシャンの深さ平均に対応する分配係数で決まるとした。

図 3.8 から、現在の推定される分配係数を説明するために必要なマグマオーシャンの深さは次の表のようになった。ここで、表中の D_{final} はプロトコアの寄与も含めた最終分配係数を示し、 D_{eff} はプロトコアの寄与を考えない実効的な分配係数を示す。

表 3.3: D_{final} と D_{eff} から示唆されるマグマオーシャンの深さ l km について

Element		モデル 1	モデル 2	モデル 3
Ni	D_{final}	1000	1000	1100
	D_{eff}	1000	900	1100
Co	D_{final}	1000	950	1000
	D_{eff}	1000	1000	1000
Cr	D_{final}	1950	1750	1750
	D_{eff}	1700	1600	1950
V	D_{final}	1050	1000	1000
	D_{eff}	950	850	850

この結果から、実効的な分配係数 D_{eff} とプロトコアの影響を加味した最終分配係数 D_{final} との差は最大で 200km 程度になることが分かる。また、Ni と Co は分化モデルの違いにあまり関係なく、マグマオーシャンの深さが大体 1000km 程度になることが示唆される。以上の結果から、コア形成時における分化モデルを考えるにあたっては、マグマオーシャンと独立したプロトコア組成（つまり、液体シリケートと金属の平衡分配が生じない部分の組成）もパラメーターの一つとして考慮されるべきであるかもしれないが、プロトコア組成によるマグマオーシャン深さ変化は最大で 200km であり、プロトコア組成の影響は小さいと言える。

先行研究として、Rubie et al.(2003)[5] 内で実効的な分配係数 D_{eff} の違いによるマグマオーシャンの深さ変化について述べている。彼らのモデル計算の結果によると、分化モデルの違いにより、最大で約 800km のマグマオーシャンの深さ違いが生じている。今回考えた分化モデルでは最大でも 200km の深さ違いに留まっている。彼らの結果と異なる理由について、考えている分化モデルが違うこと、分配係数の式 (1.4) が異なる⁵などが挙げられる。

⁵彼らは、Righter and Drake(1999)[7] を用いており、本研究ではその後更新された値をまとめた Righter(2011)[18] を用いた

第4章 結論と今後の展望

4.1 結論

本研究では、4つの親鉄元素 (Ni, Co, Cr, V) の分配係数を用いて、3つの単純なコア形成モデルの計算を行った。それぞれのモデル計算によると、マグマオーシャンの深さは Ni, Co, V の計算結果からは約 1000km, Cr の計算結果からは約 1800km という深さが示唆されることが分かった。また、モデルの違いにより、マグマオーシャンの深さは最大で 200km 程度異なることが分かった。

4.2 今後の展望

本研究では、**2.2.1 初期条件について**に示したような仮定を用いたコア形成モデルの計算を行った。従って、これらの仮定の妥当性を考えることが必要である。例えば、プロトコアに含まれていた金属部分とシリケイト部分は、それぞれコア、マントルにその組成を保って入るとしたが、これらがマグマオーシャンから分離した金属と'第2世代の平衡分配'を起こす可能性もある。また、本研究では惑星集積が完全に終了した後の、コア-マントル分離を考えているが、惑星集積途中の状態の地球内でも金属-シリケイト分離は進んでいた可能性もあり [8]、プロトコア組成、マグマオーシャン組成は随時変化していただろう。これらを踏まえて、当時の環境をより再現性の高いものにしようとする場合、惑星集積過程もモデルに組み込む必要があると考えられる。また、本研究では簡単な3つのモデルを考えたが、それらの複合モデルの可能性も考えられる [5]。すなわち、活発な対流があるかないかという単純化をせず、その時々に対流の程度によるマグマオーシャン内部の様子の記事も今後は考えていく必要がある。

本研究では親鉄元素の分配係数を表す式として、式 (1.4) を用いた。この式中の金属組成を表すパラメーターは、金属中に含まれる「炭素」と「硫黄」のモル分率のみであった。しかし、現実的には「酸素」や「ケイ素」などの軽元素の効果も考慮する必要がある [18]。モデル計算によると、Cr のみがより深いマグマオーシャンを示唆するという結果になったが、これらの軽元素の効果を検討すると結果が変わる可能性もある。今後の実験の結果を期待したい。

謝辞

本研究を進めるにあたって、本学の吉田茂生准教授には基礎的な知識に関するご指導をはじめ、数多くの助言を賜りました。また、国立研究開発法人海洋研究開発機構、海洋機能利用部門(海底資源センター)に所属されています、川田佳史さんには、貴重な研究の時間を割いて頂き、特にモデル計算に関する様々な意見を頂戴致しました。最後に、本学理学研究院 情報基盤室 学術研究員でいらっしゃる中島涼輔さんには、本研究に関する有用な意見を賜りました。この場をお借りして感謝申し上げます。

付 録 A 分配係数の式の導出

ここでは、分配係数の式 (1.4) の導出を行う。物理化学の教科書の一部を参考にした [9]。

A.1 分配係数の式

例えば、親鉄元素に Ni を選ぶと平衡分配は次のような反応として表現できる。



ここで、 n は Ni の価数であり、反応式中の "Ni" は還元的な金属 (金属内に含まれる Ni), "NiO" はシリケート成分中の Ni を表している。この反応の平衡を考えて、

$$\begin{aligned} \ln \frac{a_{NiO_{n/2}}}{a_{Ni}} \frac{1}{(fO_2)^{n/4}} &= -\frac{\Delta_r G^o}{RT} \\ \ln \frac{a_{Ni}}{a_{NiO_{n/2}}} &= -\frac{n}{4} \ln fO_2 + \frac{\Delta_r G^o}{RT} \end{aligned} \quad (A.2)$$

ここで、 a_i はある元素 i の活量、 fO_2 は酸素のフガシティー (以降, "酸素フガシティー" と呼ぶ), $\Delta_r G^o$ は標準反応ギブズエネルギー、 R は気体定数、 T は絶対温度である。活量 a は、活量係数 γ と、濃度 $C[\text{wt}\%]$ を用いて、 $a = \gamma C$ と書けるので、

$$\begin{aligned} \ln \frac{a_{Ni}}{a_{NiO_{n/2}}} &= \ln \frac{\gamma_{Ni} C_{Ni}}{\gamma_{NiO_{n/2}} C_{NiO_{n/2}}} \\ &= \ln \frac{C_{Ni}}{C_{NiO_{n/2}}} + \ln \frac{\gamma_{Ni}}{\gamma_{NiO_{n/2}}} \\ &= \ln D + \ln \frac{\gamma_{Ni}}{\gamma_{NiO_{n/2}}} \end{aligned} \quad (A.3)$$

最後の式には、分配係数の定義を用いた¹。従って、分配係数は次の式のように表現される。

¹式 (A.2) を見ると、この式はギブズエネルギーと関係しているので、最後の変形について、モル濃度でないといけない (ここでは C は質量パーセント濃度) が、今考えているのはマントル内での微量元素であるので、微量成分という近似により、質量パーセントでもこれが成り立つ。

$$\ln D = -\frac{n}{4} \ln fO_2 + \frac{\Delta_r G^o}{RT} - \ln \frac{\gamma_{Ni}}{\gamma_{NiO_{n/2}}} \quad (A.4)$$

つまり，分配係数 D は，酸素フガシティーと標準反応ギブズエネルギー (温度圧力の関数)，そして活量係数に関係した形で書くことができる．ただし，この反応は "1bar での平衡分配" のことを指すので，これを任意の温度，圧力での平衡分配の式と関係させたい．そこで，この標準反応ギブズエネルギー $\Delta_r G^o(T = 298K, P = 1bar)$ を任意の温度 T ，圧力 P における "新たな" 標準反応ギブズエネルギー $\Delta_r G^o(T, P)$ と結ぶ．

A.2 標準反応ギブズエネルギーの温度圧力応答

温度圧力が (T_0, P_0) での標準反応ギブズエネルギー $\Delta_r G^o(T_0, P_0)$ と，任意の温度圧力 (T, P) における標準反応ギブズエネルギー $\Delta_r G^o(T, P)$ との関係を考える．まず，ギブズエネルギーの微小変化は熱力学の定義から次のように書ける．

$$dG = VdP - SdT \quad (A.5)$$

ここで， V は体積， S はエントロピーである．この式は，化学反応における全ての化学種に適用されるので，(生成物)-(反応物) $= \Delta_r$ と決めれば，次式を得る．

$$d\Delta_r G(P, T) = \Delta_r V dP - \Delta_r S dT \quad (A.6)$$

ここで， $\Delta_r G$ は反応ギブズエネルギー， $\Delta_r V$ は反応における生成物と反応物の体積差， $\Delta_r S$ は反応エントロピーである．エンタルピーを H とすると，ギブズエネルギーの定義より $G = H - TS$ であるから，状態 (P_0, T_0) での反応ギブズエネルギーは

$$\Delta_r G(P_0, T_0) = \Delta_r H - T_0 \Delta_r S \quad (A.7)$$

となる．式 (A.6) より，任意の温度圧力 (P, T) での反応ギブズエネルギーは，式 (A.7) を用いて

$$\begin{aligned} \Delta_r G(P, T) &= \Delta_r G(P_0, T_0) + \Delta_r V (P - P_0) - \Delta_r S (T - T_0) \\ &= (\Delta_r H - T_0 \Delta_r S) + \Delta_r V (P - P_0) - \Delta_r S (T - T_0) \\ &= \Delta_r H + \Delta_r V (P - P_0) - T \Delta_r S \end{aligned} \quad (A.8)$$

ここで，地球内部の話をするときは， $P \gg 1bar$ で， P_0 を 1bar とすれば， $(P - 1) = P$ と近似し，

$$\Delta_r G(P, T) = \Delta_r H + P \Delta_r V - T \Delta_r S \quad (\text{A.9})$$

を最終的に得る．ここで、 $\Delta_r H$ 、 $\Delta_r V$ 、 $\Delta_r S$ は $P = P_0 = 1\text{bar}$ で $T = T_0$ における値であり、これは実験により既知である．

この式 (A.9) を用いて、式 (A.4) を変形すると、

$$\begin{aligned} \ln D &= -\frac{n}{4} \ln f_{O_2} + \frac{\Delta_r G^o}{RT} - \ln \frac{\gamma_{Ni}}{\gamma_{NiO_{n/2}}} \\ &= -\frac{n}{4} \ln f_{O_2} + \frac{1}{RT} \left(\Delta_r H + \Delta_r V P - T \Delta_r S \right) - \ln \frac{\gamma_{Ni}}{\gamma_{NiO_{n/2}}} \\ &= -\frac{n}{4} \ln f_{O_2} + \left(\frac{\Delta_r H}{R} \right) \frac{1}{T} - \left(\frac{\Delta_r V}{R} \right) \frac{P}{T} - \frac{\Delta_r S}{R} - \ln \frac{\gamma_{Ni}}{\gamma_{NiO_{n/2}}} \end{aligned} \quad (\text{A.10})$$

のようになる．ここで、

$$a = -\frac{n}{4}, \quad b = \frac{\Delta_r H}{R}, \quad c = -\frac{\Delta_r V}{R}, \quad d = -\frac{\Delta_r S}{R} \quad (\text{A.11})$$

のように置くと、

$$\ln D = a \ln f_{O_2} + b \frac{1}{T} + c \frac{P}{T} + d - \ln \frac{\gamma_{Ni}}{\gamma_{NiO_{n/2}}} \quad (\text{A.12})$$

ここで、 a から d の係数はそれぞれ、親鉄元素の価数、標準反応エンタルピー、反応による体積差、標準反応エントロピーに関係し、これらは実験により求まる定数である．

従って、分配係数は酸素フガシティー、温度、圧力を変数として、式 (A.12) で与えられることが分かる．では、酸素フガシティーをどのように決めるのかを次でまとめる．

A.3 酸素フガシティー fO_2

シリケイトと金属の分配を議論する際には、次の反応の酸素フガシティーがたびたび用いられる。



Fe は還元的な金属鉄を表し、FeO はシリケイトメルトを表す。この反応の平衡を考えると、

$$\begin{aligned} \ln \frac{(a_{FeO})}{(a_{Fe})(fO_2)^{1/2}} &= -\frac{\Delta_r G^o}{RT} \\ \ln fO_2 &= -2 \left[\left(-\frac{\Delta_r G^o}{RT} \right) - \ln a_{FeO} + \ln a_{Fe} \right] \\ \ln fO_2 &= 2 \left(-\frac{\Delta_r G^o}{RT} \right) + 2 \ln \frac{a_{FeO}}{a_{Fe}} \end{aligned} \quad (A.14)$$

式 (A.9) より標準反応ギブズエネルギーは温度圧力の関数として表現されるので、式 (A.14) について、酸素フガシティー fO_2 が温度圧力、そして活量 a_{FeO} , a_{Fe} の関数として表現されることが分かる。

ここで、 $a_{FeO} = 1, a_{Fe} = 1$ とした場合の酸素フガシティーを考える。この時、式 (A.14) は、

$$\ln fO_2^{IW} = 2 \left(-\frac{\Delta_r G^o}{RT} \right) = \frac{A}{T} + \frac{BP}{T} + C \quad (A.15)$$

ここで、 A, B, C は実験によって求まる定数で、Righter et al.(1997)[13] を参考にすると²、式 (A.15) は

$$\ln fO_2^{IW} = \frac{-63083}{T} + \frac{1.1375 \times 10^3 P}{T} + 14.921 \quad (A.16)$$

と書ける。ただし、 T は絶対温度 [K]、 P は [GPa] 単位の圧力である。

この、活量を 1 にした場合の特別な反応を "Iron-Wüstite Buffer Reaction" と呼ぶ (以下の "IW" は、この反応を表す)。

さらに、式 (A.14) 中の最後の項について、次式を定義する。

$$2 \log_{10} \frac{a_{FeO}}{a_{Fe}} = \Delta IW \quad (A.17)$$

²Righter et al.(1999) の注意にもある通り、1997 年の論文中的値は $2Fe + O_2 = 2FeO$ の反応における数値で、これを 1/2 倍する必要がある。ここでの数値はこれを訂正した値である。

この定義により，式 (A.14) は

$$\ln f_{O_2} = \frac{-63083}{T} + \frac{1.1375 \times 10^3 P}{T} + 14.921 + \ln 10 \Delta IW \quad (\text{A.18})$$

のように表現される．つまり，酸素フガシティーは，温度，圧力，さらに， ΔIW の関数として書ける．岩石学では酸素フガシティーを決めるにあたって，" IW の 2 桁下の酸素フガシティー"などと表現し，これは $\Delta IW = -2$ ということを意味する．

ここで，分配係数を表す式 (A.4) 中の酸素フガシティーが式 (A.18) のように表現されることが分かったので，分配係数を $P, T, \Delta IW$ の関数として書くことができるようになった．

しかし，実験によって分配係数は，平衡分配を考えているシリケイトメルトの組成，液体金属の組成にも依存することが実験により分かっており，これらを新たなパラメーターとして入れたい．これは，式 (A.4) 中の最後の項の活量係数の項に関係する．

この項は，本論文中でも述べたようにシリケイトメルト構造を表す NBO/T の値と金属中の硫黄，炭素のモル分率を変数として表現することになると，式 (1.4) のような形に書くことができる．

付 録 B モデル 3 の定式化について

モデル 3 は、内部で活発な対流が起きているという仮定のもと、内部の平衡分配は平均の深さに対応する温度圧力で決まり、マグマオーシャンの底の境界層付近の平衡分配は底の温度圧力で決まるというモデルであった。

ここで、このモデルの定式化をするにあたって、境界層付近では内部の分配によって決まったそれぞれの組成に対して、金属からシリケイトへ δ だけ微量元素が移動するとした。このように考えた理由について、次で示すようなモデル遷移から述べる。

B.1 モデル 3.0 について

まず、最も簡単なモデルとして内部の分配係数によって決まった濃度でマグマオーシャンから金属が分離するというモデルを考えた。これを モデル 3.0 とする。

以下で用いる変数は、本論文中的変数と同じく次の表の通りである。

表 B.1: モデル 3.0 で用いるパラメーター

parameter	definition
M_{met}	マグマオーシャン内の金属質量
M_{sil}	マグマオーシャン内のシリケイト質量
m_{met}	マグマオーシャン内の金属に含まれる微量元素 A の質量
m_{sil}	マグマオーシャン内のシリケイトに含まれる微量元素 A の質量
M_{core}	マグマオーシャンから分離した金属の質量
m_{core}	マグマオーシャンから分離した微量元素の質量

また、マスバランスから質量の変化量を Δ で表すと、

$$\begin{cases} \Delta M_{sil} = 0 \end{cases} \quad (\text{B.1})$$

$$\begin{cases} \Delta M_{met} + \Delta M_{core} = 0 \end{cases} \quad (\text{B.2})$$

$$\begin{cases} \Delta m_{met} + \Delta m_{sil} + \Delta m_{core} = 0 \end{cases} \quad (\text{B.3})$$

マグマオーシャン内の平均の温度圧力に対応する分配係数を D_{ave} とすると、分配係数の定義から

$$D_{ave} = \frac{C_{met}}{C_{sil}} \quad (\text{B.4})$$

ここで、この濃度 C は考えている元素が微量であるという近似から、

$$\begin{cases} C_{met} \equiv \frac{m_{met}}{M_{met}} \end{cases} \quad (\text{B.5})$$

$$\begin{cases} C_{sil} \equiv \frac{m_{sil}}{M_{sil}} \end{cases} \quad (\text{B.6})$$

(B.4) の微分を取ることで次式を得る.

$$\frac{\Delta m_{sil}}{m_{sil}} = \frac{\Delta m_{met}}{m_{met}} - \frac{\Delta M_{met}}{M_{met}} \quad (\text{B.7})$$

このモデルは、マグマオーシャン内の平均の温度圧力に対応する分配係数によって金属とシリケイト中の微量元素濃度が決まり、金属はその濃度でマグマオーシャンから分離し、コアに落ちると考えるモデルであった。従って、式 (B.4) によって決まる濃度でマグマオーシャンから金属が分離する。

(B.1) から (B.7) を整理して、 ΔM_{core} に関係する形にまとめると、

$$\begin{cases} \Delta m_{sil} = 0 \end{cases} \quad (\text{B.8})$$

$$\begin{cases} \Delta m_{met} = -\frac{m_{met}}{M_{met}} \Delta M_{core} \end{cases} \quad (\text{B.9})$$

$$\begin{cases} \Delta m_{core} = \frac{m_{met}}{M_{met}} \Delta M_{core} \end{cases} \quad (\text{B.10})$$

$$\begin{cases} \Delta M_{met} = -\Delta M_{core} \end{cases} \quad (\text{B.11})$$

式 (B.1) と (B.8) から、このモデルの場合はシリケイト中の微量元素の濃度が変化しないことになる。これでは、単に平衡共存している金属とシリケイトを組成の変化なしで分離しているだけにな

る。

そこで、次はマグマオーシャンの底の境界層付近では内部とは異なる分配係数になるという仮定を考えた。

B.2 モデル 3.1 について

先ほどの最も簡単なモデルではシリケイト濃度が一定のままであったので、次に、境界層付近では、深さ平均に対応する分配係数で決まった内部の濃度と異なる濃度になると仮定する。このモデルを「モデル 3.1」とする。式 (B.1) から (B.7) までは「モデル 3.0」と変わらないが、境界層付近では、 D_{ave} で分配されず、底の温度圧力に対応する D' で分配が生じるとする。この時、マグマオーシャンから分離する際の金属内の微量元素 A の濃度は、

$$\frac{\Delta m_{core}}{\Delta M_{core}} = \frac{D'}{D} C_{met} = \alpha C_{met} \quad (B.12)$$

のようになる。ここで、 $\alpha \equiv \frac{D'}{D}$ とした。これらを ΔM_{core} に関係した形に整理すると、

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta m_{sil} = \left[-(\alpha - 1) \frac{m_{sil}}{m_{met} + m_{sil}} \frac{m_{met}}{M_{met}} \right] \Delta M_{core} \end{array} \right. \quad (B.13)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta m_{met} = \left[-\alpha \frac{m_{met}}{M_{met}} + (\alpha - 1) \frac{m_{sil}}{m_{met} + m_{sil}} \frac{m_{met}}{M_{met}} \right] \Delta M_{core} \end{array} \right. \quad (B.14)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta m_{core} = \alpha \frac{m_{met}}{M_{met}} \Delta M_{core} \end{array} \right. \quad (B.15)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta M_{met} = -\Delta M_{core} \end{array} \right. \quad (B.16)$$

ここで、境界層付近の金属中の微量元素濃度を C'_{met} 、シリケイト中の微量元素濃度を C'_{sil} とすると、式 (B.12) より

$$C'_{met} = \frac{D'}{D} C_{met} \quad (B.17)$$

となる。 C'_{sil} は分配係数の定義から、

$$C'_{sil} = \frac{C'_{met}}{D'} = \frac{\frac{D'}{D} C_{met}}{D'} = \frac{C_{met}}{D} = C_{sil} \quad (B.18)$$

となる。つまり、境界層付近の金属中の濃度は $\frac{D'}{D}$ に関係して変化するが、一方でシリケイト中の

濃度は変化しないということになる。これは、シリケイトが境界層付近でもマグマオーシャン内部でも常に濃度一定ということを示すので、境界層付近では異なる濃度でマグマオーシャンから分離する、という仮定に矛盾が生じる。

以上を踏まえて、モデル 3 のように境界層付近では金属からシリケイトに δ だけ微量元素の移動が生じるとして定式化した。

参考文献

- [1] 大谷栄治 (2018) 『現代地球化学入門シリーズ 13 地球内部の物質科学』 共立出版株式会社
- [2] D.C.Rubie, C.K.Gessmann, and D.J.Frost (2004) Partitioning of oxygen during core formation on the Earth and Mars, *Nature*, **429**, 58-61
- [3] D.Herzberg, and J.Zhang (1996) Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Composition of magmas in the upper mantle and transition zone, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 8271-8295
- [4] Eiji Ohtani (1983) Melting temperature distribution and fractionation in the lower mantle, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **33**, 12-25
- [5] 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
- [6] J.Myers, and H.P.Eugster (1983) The System Fe-Si-O: Oxygen Buffer Calibrations to 1500K, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75-90
- [7] Kelvin Righter, and Micheal J Drake (1999) Effect of water on metal-silicate partitioning of siderophile elements: a high pressure and temperature terrestrial magma ocean and core formation, *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 383-399
- [8] D.C.Rubie, and S.A.Jacobson (2016) Mechanisms and Geochemical Models of Core Formation, *Deep Earth First Edition*, 181-190
- [9] Peter Atkins, and Julio de Paula 著, 中野元裕ら訳 (2017) 『アトキンス 物理化学 (上) 第 10 版』, 東京化学同人
- [10] A.M.Dziewonski, and D.L.Anderson (1978) Preliminary reference and Earth model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**, 297-356
- [11] S.D.Frank, and P.M.Davis 著, 本多了ら訳, 『地球の物理学 事典』, 朝倉書店
- [12] J.Monteux, D.Andrault, and H.Samuel (2016) On the cooling of a deep magma ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, **448**, 140-149
- [13] K.Righter, M.J.Drake, and G.Yaxley (1997) Prediction of siderophile element metal-silicate partition coefficients to 20GPa and 2800K: the effects of pressure, temperature, oxygen fugacity, and silicate and metallic melt compositions, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **100**, 115-134
- [14] P.H.Warren (1985) The magma ocean concept and lunar evolution, *Earth Planet Science*, **13**, 201-240

-
- [15] E.Takahashi (1986) Melting of a Dry Peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the Origin of Peridotite Upper Mantle, *Journal of Geophysical Reserach*, **91**, 9367-9382
- [16] V.J.Hillgren, M.J.Drake, and D.C.Rubie (1994) High-Pressure and High-Temperature Experiments on Core-Mantle Segregation in the Accreting Earth, *Science*, **264**, 1442-1445
- [17] Ringwood (1975) "Composition and Petrology of the Earth's Mantle", *international series in the earth & planetary sciences*, 176-193
- [18] K.Righter (2011) Prediction of metal-silicate partition coefficients for siderophile elements: An update und assessment of PT conditions for metal-silicate equilibrium during accretion of the Earth, *Earth and Planetary Science Letters*, **304**, 158-167
- [19] W.F.McDonough, and S-s. Sun (1995) The composition of the Earth, *chemical Geology*, **120**, 223-253
- [20] B.J.Wood, M.J.Walter, and J.Wade (2006) Accretion of the Earth and segregation of its core, *Nature*, **441**, 825-833
- [21] 力武常次ら 著 (1994) 『固体地球科学入門-地球とその物理-第2版』, 共立出版