

メソシデライト母天体の形成・分化過程に関する
物質科学的研究

玉置 美奈子

博士（ 理学 ）

総 合 研 究 大 学 院 大 学
複 合 科 学 研 究 科
極 域 科 学 専 攻

平成 18 年度

（ 2006 ）

要旨

本論文では、メソシデライト母天体の起源を明らかにするために、玄武岩質クラストの岩石、鉱物学的研究、全岩化学組成、特に微量元素存在度の決定、鉱物ごとの微量元素存在度の決定を行い、メソシデライト母天体の形成過程の推定、特に金属相とケイ酸塩相の混合イベントの制約を行った。

メソシデライト玄武岩質クラストは、その岩石組織から、表層あるいは表層付近で急冷（0.1–100°C/hr）されたと考えられる。メソシデライト玄武岩質クラストが、長期間、高温（800–1000°C）で熱変成作用を経験している。メソシデライト玄武岩質クラストの鉱物ごとの微量元素存在度から、変成温度がソリダス温度（1050°C）を超えたため、クラスト内部で部分熔融を起こし、その結果鉱物内部あるいは鉱物相互で希土類元素の再分配が起こり、特徴的な組織や希土類元素存在度パターンをつくったと考えられる。メソシデライト玄武岩質クラストはニッケルで 270ppm から 3200ppm まで 10 倍以上の組成範囲をもつ。また、これらの親鉄元素存在度はすべてが強親鉄性元素に乏しい、分化したパターンを持つ。強親鉄性元素の欠乏の程度は、ニッケル含有量が少ないほど強くなる。これは、ケイ酸塩相が金属相と混合をした際に、金属相が液として混ざったのではなく、混合時に部分熔融液を生じ、それがケイ酸塩クラスト内に混入することによって形成したと考えられる。

これらのことをまとめると、本論で提唱するメソシデライト母天体の形成モデルは以下になる。

太陽系初期に固体物質の集積により、母天体が成長する。その後内部熱源による母天体の大規模分化を経験し、母天体表層における地殻を形成する。天体サイズが充分大きく成長し、また、内部熱源の存在により、母天体は大規模熔融により核マントルの分離を起こす。母天体表層では活発な火山活動が起こり、玄武岩質地殻の形成が起こる。玄武岩質地殻形成の年代は、メソシデライト玄武岩質クラスト中に含まれるジルコンから求められている年代と同時期、おそらく約 45.6 億年前であると考えられる。

地殻の形成後、母天体上における大規模な熱変成過程を経験する。母天体上において繰り返し起こる火山活動により、地下に埋められた玄武岩は母天体上で熱変成を受けたと考えられる。

その後、母天体表層へ金属相（固体）の衝突が起こった。母天体表層へ、固体の金属相が衝突し、ケイ酸塩相と金属相のレゴリスを形成したと考えられる。金属相（および一

部のケイ酸塩相)は衝突による熱により、部分溶融を起こす。このとき生じる液は硫黄に富み、強親鉄性元素に乏しい分化した液となる。部分溶融の程度によりこの分化の程度は異なる。生じた金属の液の一部はケイ酸塩クラスト中に注入される。それによりケイ酸塩クラストの親鉄元素存在度は高くなった。

金属相との混合以降も、母天体表層では衝突による角礫化が進行する。それにより Vaca Muerta 4677 のような角礫岩組織が形成する。また、度重なる衝突により母天体深部に埋められることにより、メソシデライトのもつ低温でのゆっくりとした冷却速度を獲得したと考えられる。

目次

要旨

1. 序論	1
1.1 初期太陽系進化史における分化隕石の位置づけ	1
1.2 分化隕石の種類	2
1.3 メソシデライトとその母天体の進化モデル	3
1.4 本研究の目的	14
2. 試料	16
2.1 Mount Padbury 玄武岩質岩片	16
2.2 Vaca Muerta 玄武岩質岩片	16
3. 実験方法	18
3.1 電子プローブ・マイクロアナライザによる主要元素分析	18
3.2 即発線分析 (PGA) および機器中性子放射化分析 (INAA) による全岩化学分析	18
3.3 誘導結合プラズマ質量分析計 (ICP-MS) を用いた全岩の希土類元素, トリウム, ウラン分析	19
3.4 Fire assay 法を用いた ICP-MS による白金族元素分析	22
3.5 二次イオン質量分析計 (SIMS) を用いた鉱物の微量元素分析	22
4. 結果	25
4.1 Mount Padbury メソシデライト玄武岩質岩片の岩石鉱物学	25
4.2 Mount Padbury メソシデライト玄武岩質岩片の全岩化学組成	32
4.3 Vaca Muerta メソシデライト玄武岩質岩片の岩石鉱物学	32
4.4 Vaca Muerta メソシデライト玄武岩質岩片の全岩化学組成	53
4.5 Mount Padbury 玄武岩質クラストの鉱物中の微量元素存在度	58
5. 議論	64
5.1 メソシデライト玄武岩質クラストの岩石成因	64
5.2 メソシデライト玄武岩質クラストの衝撃変成	68
5.3 メソシデライト玄武岩質クラストの熱変成過程	70
5.3.1 主要鉱物の組織および主要化学組成から推定される熱履歴	70
5.3.2 構成鉱物中の微量元素存在度から推定される熱履歴	73
5.4 メソシデライト玄武岩質クラストの親鉄元素の起源	79

5.5 メソシデライト玄武岩質クラストの進化史.....	84
6. 結論	87
付録	
謝辞	
引用文献	

1. 序論

本論文では、メソシデライトの玄武岩岩片について、岩石鉱物学、地球化学的手法を用い、その成因について考察し、さらに母天体形成モデルを構築する。この章では、本論文の研究内容について述べる前に、先行研究から提唱されているメソシデライトの起源、および本研究の意義について述べる。

1.1 初期太陽系進化史における分化隕石の位置づけ

太陽系の起源に関する研究は、観測・分析技術の進歩、理論的な解析手法の進展などにより、原始星に関する観測データ、隕石からのデータ、理論モデルを統合した太陽系形成モデルが提唱されている。

星の誕生は分子雲コアの重力収縮により始まる。重力収縮により太陽の数倍程度の半径を持つ原始星が形成され、原始星は集積するガスの重力エネルギーにより可視光・紫外線・X線・高エネルギー粒子を大量に放出している。しかし、大部分の光や粒子は、分子雲コアの外側に残るガスと塵に吸収され、最終的に赤外線のみが星間空間に放出される。そのために、原始星は明るい赤外線天体として観測される。また、原始星には星の自転軸の双方向に噴出す分子ガス流が観測される。このような原始星の段階は数十万年続くと考えられている。その後中心星へのガスの収縮がさらに進み、分子雲コア外側のガス密度が小さくなると、中心星の光が直接観測されるようになる。そして、その周りには惑星系を形成するもととなる原始惑星系円盤も観測される。この段階の星は古典的 T タウリ期 (CTTS) とよばれ、数百年間続くと考えられている。原始惑星系円盤にはガスと塵が降着し、中心星へと落下していく。中心星近傍では、中心星の双極方向に超音速で流れる双極流が発生している。太陽系形成の場合においても、同様の初期進化を経たと考えられており、おそらく原始惑星系円盤にみられるような、活動的な場で CAI やコンドリュールが形成されたと考えられている (Hood and Horanyi, 1991, 1993; Cassen 1996; Hood 1998; Weidenschilling et al., 1998)。

その後原始星は弱輝線 T タウリ期 (WTTS) と呼ばれる段階へと進化する。この頃になると中心星からの双極流は衰え、原始惑星系円盤への降着もほとんど停止する。したがって中心星近傍から原始惑星系円盤への物質循環がなくなり、原始惑星系円盤内の乱流がおさま

る．ダストは円盤の赤道面に沈殿し、やがて塵の層の自己重力不安定によって「微惑星」とよばれる数キロから 10 キロのサイズの微惑星が形成される．無数の微惑星が、中心星のまわりを回りはじめる．原始太陽系円盤が誕生してから、数十万年から数百万年のできごとである．

微惑星は中心星のまわりを回りながら、互いの重力によって軌道を乱しあい、衝突合体をくりかえす．こうしてできた直径百キロ程度になった天体がコンドライト母天体であると考えられている．さらに衝突合体を繰り返すと、さらに大きな天体に成長する．熱源となる²⁶Alが十分に存在するタイミングで、十分に大きな天体へ成長すると、部分溶融、マグマオーシャン、核 - マントル - 地殻といった層構造の形成を経て天体は進化する．最近の研究から、太陽系形成からおよそ 200 から 400 万年以内にはすでに層構造を持つような大きな天体が形成していたと考えられている（例えば、Lugmair and Shukolyukov 1998; Srinivasan et al. 1999, 2000; Yin et al. 2002）．層構造をした天体を起源にもつ隕石を分化隕石と呼び、エコンドライト、鉄隕石、石鉄隕石がそれにあたる．このような隕石を起源とする天体（母天体）は、地球や火星といった地球型惑星以外にも、層構造をもつ天体は、火星と木星の軌道の間に散らばる小惑星として現在も存在している．核 - マントル - 地殻という層構造の形成という大規模な分化過程は地球型惑星では共通して見られる現象である．地球は、大規模分化を繰り返し経験しているため、地球や火星ほどの大きな固体惑星への進化の過程を解明するために必要な初期進化過程の記録をとどめていない．そこで複雑に分化した惑星の初期進化の解明において、分化隕石は重要な試料となる．

1.2 分化隕石の種類

微惑星の分化の記録をとどめている物質は大きく 2 種類にわけられる．ひとつは始原的エコンドライトと呼ばれるグループで、これらは火成岩組織を示すが、全岩化学組成はコンドライトに類似しており、微惑星の最も初期の溶融過程において形成したと考えられる．このグループに分類される隕石には、アカプルコアイト、ロドラナイト、ウィノナイトが挙げられる．もうひとつは、より分化の進んだグループで、全岩化学組成はコンドライトと大きく異なる．これらを分化隕石と呼び、構成物の違いによりさらに以下の 3 つのグループに分けられる．(1) エコンドライト：分化した隕石のケイ酸塩で、ユークライト、

ダイオジェナイト, ホワルダイト(これらをまとめて HED 隕石とも言う), アングライト, オーブライト, ユレイライトが挙げられる。火星や月起源の隕石も存在する。(2) 石鉄隕石: 核とマントル境界で形成したと考えられるパラサイトと, 分化した小惑星の衝突によってできたと考えられるメソシデライトがある。(3) 鉄隕石: コンドライト的な先駆物質からの金属の分離過程でできたと考えられるもの(IAB, IIE, IIICD)と, 大規模に分化した小惑星の核を構成していたもの(IC, IIAB, IIC, IID, IIF, IIIAB, IIIE, IIIF, IVA, IVB)がある。

これらの分化隕石は, 月や火星のように母天体が特定されているものもあるが, その多くが母天体の特定はなされておらず, ひとつの隕石グループがひとつの母天体に対応するとは限らず, 太陽系形成初期にどのような天体がどれくらい存在したかは分からない。

1.3 メソシデライトと母天体の進化モデル

メソシデライト: 概要

メソシデライトは石鉄隕石の2つの主要なグループのひとつで, ケイ酸塩鉱物と鉄-ニッケル合金が重量パーセントにしてほぼ半分ずつからなる隕石グループである。2006 年現在, メソシデライトに分類される隕石は 85 個存在し, そのうち同一落下の隕石を差し引くと 60 個程度と, 非常に小さな隕石グループである。メソシデライトという名前は, ギリシア語で半分という意味の“mesos”と鉄を意味する“sideros”に由来する。石鉄隕石のもうひとつのグループであるパラサイトが, IIIAB 隕鉄に類似した金属鉄とカンラン石からなり, 分化した小惑星の核-マントル境界に由来すると考えられているのに対し, メソシデライトは IIIAB 隕鉄に類似した金属鉄と, 主に玄武岩, 斑レイ岩, 輝岩などのケイ酸塩相からなる(Powell, 1971; Floran, 1978; Mittlefehldt, 1979; Wasson et al., 1974; Hassanzadeh et al., 1990)。それゆえ, メソシデライトは一度溶融分化して層構造をしていたような天体の地殻と核の物質の混合によりできたと考えられる。この混合を説明するために多くの研究者たちが形成モデルを提唱してきたが(Hewins, 1983; Wasson and Rubin, 1985; Hassanzadeh et al., 1990; Scott et al., 2001), その進化史はいまだ不明な点が多い。

現在考えられているメソシデライト形成史について述べる前に, メソシデライトの全岩組織の特徴や構成要素について述べる。メソシデライトのケイ酸塩相は火成岩の角礫岩の混合物からなり, 単一の鉱物片や岩片と, 金属相と複雑に混ざり合った細粒の碎屑性マ

トリックスが含まれる (Powell, 1971; Floran, 1978). 大きな岩片は主に玄武岩, 斑レイ岩, 輝岩からなり, ダナイトも少量ではあるが存在する. 斜長岩もごくまれではあるが存在する. 岩片は, 大規模分化を経験し, 層構造をしていたような天体の地殻を構成する物質からできていると言える. 鉱物片はほとんどの場合粗粒の斜方輝石からなるもので, 粗粒のカンラン石からなる鉱物片も少量ではあるが存在する (McCall 1966).

メソシデライトはコンドライトと同様に, 岩石組織および熱変成度という 2 種類の分類方法の組み合わせによって分類される. 鉱物学的分類とは, 斜長石と低カルシウム輝石の存在度に基づくもので, タイプ A からタイプ C の 3 つに分類される (Hewins, 1984, 1988). 斜長石が 25 vol% 以上, 低カルシウム輝石が 65 vol% 以下のものをタイプ A, 斜長石が 10–25 vol%, 低カルシウム輝石が 65–85 vol% のものをタイプ B とする. 低カルシウム輝石が 85 vol% を超え, 斜長石は 10 vol% 以下のメソシデライトをタイプ C とする. タイプ C に分類されるのはこれまで Reckling Peak (RKP) A79015 のみであったが, 最近, 砂漠隕石の中でタイプ C に分類されるものが 8 個 (North West Africa (NWA) 1827, 1879, 1882, 1912, 1951, 1982, 2019, 3055) 発見された (Russell et al., 2004). これらはすべてペアであると考えられている. 分類のもうひとつの指標である熱変成度は, マトリックスのケイ酸塩の組織に基づくもので, タイプ 1 から 4 の 4 つに分けられる (Powell, 1971; Floran et al., 1978). 最も熱変成度が低いのがタイプ 1 で, 再結晶化していない碎屑性の角礫岩からなる. マトリックスは角張った粒子からなり, 粒径は一般的に 10 μ m 以下である. タイプ 2, 3 と徐々に熱変成度が高くなり, マトリックスを構成する鉱物は再結晶化して粒径が大きくなる. タイプ 4 は最も熱変成度の高いタイプで, マトリックスに熔融脈を含むものである. 上記の基準に基づき分類されたメソシデライトの一覧を表 1.1 に示す.

マトリックス

メソシデライトのケイ酸塩は大きな岩片から細粒のマトリックスまで粒径が連続的に変化している. そのためマトリックスのケイ酸塩と岩片を明確に区別することは困難である. 熱変成度の低いタイプ 1 では, 細粒のマトリックスから岩片まで, すべてのサイズにおいて破碎組織を示し, マトリックスのケイ酸塩-ケイ酸塩境界において機械的双晶は見られない. 光学顕微鏡スケールにおいても, 組織の不均質が見られる. タイプ 2 ではまだ破

表 1.1 これまで分類されているメソシデライト

Mineralogical class	Textural type				
	1 unmetamorphosed, matrix fine grained fragmental	2 moderately recrystallized matrix	3 highly recrystallized matrix	3 / 4	4 Melt matrix breccia
A					
plagioclase > 25 vol%	Barea	Clover Springs	Emery*	Estherville	Hainholz
Ca-poor px < 65 vol%	Crab Orchard	NWA 1242	Lowicz		
	Dyarri Island		Morristown		Pinnaroo
	Mount Padbury				Simondium
	Patwar				
	Vaca Muerta				
B					
plag 10–25 volp	ALHA 77219 [§]	ALHA 81208	Donnybrook		Bondoc
Ca-poor px 65-85 vol%	Chinguetti	NWA 1979 [¶]	Lamont		Budulan
		Veramin			Mincy
C					
plagioclase <10 vol%		RKPA 79015 [‡]			
Ca-poor px >85 vol%					

Only unambiguously assigned meteorites are included.

*Contains some metal (Floran, 1978; Delaney et al., 1981; Hewins, 1984)

[§] Paired with ALHA 81059 and ALHA 81098 (Hewins, 1984)

[¶] Paired with NWA 1817, NWA1878 and NWA 2042 (Russell et al., 2004, 2005)

[‡] Paired with RKPA 80229, RKPA 80246, RKPA 80258 and RKPA 80263 (Hewins, 1982)

碎組織は残されており，大きな岩片では角張った形をとどめているが，マトリックスのケイ酸塩は再結晶により粗粒化し，粒径が $10\mu\text{m}$ 以上になる．光学顕微鏡スケールにおける組織の不均質は残されている．タイプ3のマトリックスはタイプ2のものよりさらに粗粒化したもので，ポイキロブラスティックな輝石や斜長石を含むのが特徴的である．タイプ4のマトリックスは溶融を経験し，火成岩組織を示す．そのため岩片とマトリックスの区別が非常に不明瞭である．

ケイ酸塩

メソシデライトの鉱物片や岩片は，マトリックスに比べて，メソシデライトのケイ酸塩が鉄 - ニッケル合金と混合する以前の母天体上での分化過程をよく保持していると考えられているため，これまでに数多くの研究がなされてきた．メソシデライトの鉱物片や岩片は広義にはホワルダイト中の火成岩岩片や，ユークライト，ダイオジェナイトに岩石学的，地球化学的に類似している．メソシデライト中に含まれる鉱物片や岩片の種類とそれぞれの存在度は以下の通りである．

カンラン石岩片（4 vol.%）

カンラン石岩片の多くは数cm程度の，丸みを帯びた大きな単結晶の鉱物片で，多結晶の岩片も存在する（MaCall, 1966）．カンラン石の組成はパラサイトとは異なり，その組成は Fo_{58} から Fo_{92} まで幅広い組成を示す（Agosto et al., 1980; Delaney et al., 1980; Nehru et al., 1980; Mittlefehldt et al., 1998）．

低カルシウム輝石岩片（9 vol.%）

低カルシウム輝石岩片は，ダイオジェナイトに岩石学的，地球化学的に類似した粗粒の低カルシウム輝石からなる．多くは単結晶の鉱物片からなる．岩片は10cm程度の大きさまで存在する．低カルシウム輝石の化学組成に関して系統的な分析はなされていないが，Powell (1971)が報告したLowicz, Mincy, Morristownの低カルシウム輝石岩片の組成範囲は Fs_{20} から Fs_{40} である．

玄武岩質および斑レイ岩質岩片（90 vol.%）

メソシデライトの玄武岩質岩片および斑レイ岩質岩片は、主にピジョン輝石と斜長石からなり、岩石組織は細粒のサブオフィティックなものから粗粒のグラニュリティックなものまで様々である。玄武岩質岩片および斑レイ岩質岩片は、ユークライトやホワルダイト中に見られるユークライト的な岩片に岩石学的、地球化学的に類似している（MaCall, 1966; Mittlefehldt, 1979; Rubin and Jerde, 1988, 1989; Ikeda et al., 1990; Kimura et al., 1991; Rubin and Mittlefehldt, 1992）。主な相違点は、メソシデライトの岩片の多くがシリカやリン酸塩鉱物に富み、また、複雑な還元組織を示すことである。また、メソシデライトの斑レイ岩質岩片では、ユークライトには見られないような非常に希土類元素に乏しい全岩化学組成を持つものが存在する。

鉄 - ニッケル合金

鉄 - ニッケル合金は、金属塊やケイ酸塩を貫く脈、およびマトリックスとして存在している。その化学組成は、分化した小惑星の核に起源をもつとされている鉄隕石の 1 グループ（IIIAB グループ）に類似している（Powell, 1969; Wasson et al., 1974; Hassanzadeh et al., 1990）。

メソシデライトの年代学

隕石の放射年代は、親 - 娘核種の組み合わせや半減期の違いによって、初期の熔融過程からケイ酸塩と金属の分離、その後の熱や衝突変成過程といった、微惑星の分化過程の年代決定を可能にする。これまでに長寿命および消滅核種を用いた年代測定が数多く行われてきた。メソシデライトの年代決定についても、様々な手法を用いて行われてきた。表 1.2 にメソシデライトについて報告された長寿命核種による絶対年代値の一覧を示す。Ar-Ar 年代については、Bogard (1990) および Bogard and Garrison (1998) によって報告されているが、段階加熱により得られた年代の範囲および平均値のみの記述であったため、絶対年代値の一覧から省いた。長寿命核種については、Ar-Ar 年代を除けば Estherville, Morristown, Vaca Muerta, Mount Padbury について報告例があるのみである（Murty et al., 1977; Brouxel and Tatsumoto, 1990, 1991; Ireland and Wlotzka, 1992; Steward et al., 1994; Prinzhofer et al., 1992）。最

表 1.2 メソシデライトのPb-Pb, ^{147}Sm - ^{143}Nd , and ^{87}Rb - ^{86}Sr 年代 (Ga)

Meteorite	Pb-Pb	Sm-Nd	Rb-Sr	Reference ^a
Estherville			4.35 ± 0.10	(a)
	4.556 ± 0.035			(b)
	4.506 ± 0.075			(b)
	4.422 ± 0.050			(b)
	4.555 ± 0.035	4.533 ± 0.094	4.542 ± 0.203	(c)
Vaca Muerta zircon	4.563 ± 0.015			(d)
Pebble12		4.48 ± 0.19		(e)
Pebble16		4.48 ± 0.09		(e)
Pebble5		4.42 ± 0.02		(e)
Mt. Padbury		4.52 ± 0.04		(e)
Morristown		4.47 ± 0.02		(f)

^aReferences: (a) Murty et al. (1977); (b) Brouxel and Tatsumoto (1990); (c) Brouxel and Tatsumoto (1991); (d) Ireland and Wlotzka (1992); (e) Steward et al. (1994); (f) Prinzhofer et al. (1992)

も古い年代を示した Vaca Muerta 玄武岩質岩片中のジルコンの鉛 - 鉛年代 ($4.563 \pm 0.015\text{Ga}$) (Ireland and Wlotzka, 1992) から ,Estherville のケイ酸塩の Rb-Sr 年代 ($4.35 \pm 0.10\text{Ga}$) (Murty et al., 1977) まで , その年代値はばらつくが , それらの多くが角礫岩で , 十分に鉱物学的研究がなされていないため , それぞれの年代がどのような出来事に対応しているかを定めることが困難であることが多い . Ar-Ar 年代については Bogard (1990) および Bogard and Garrison (1998) によって 15 個のメソシデライトについて年代が報告されており , 平均値が $3.94 \pm 0.10\text{Ga}$ と他の放射年代に比べ若い年代値を示す . 多くのメソシデライトが異なる加熱温度において段階的にアルゴン放出をする . これは低温でのゆっくりとした冷却を反映しており , 閉鎖温度が $100\text{-}350^{\circ}\text{C}$ 程度と低い Ar-Ar 年代系が他の年代系に比べて閉鎖温度に達するまで時間がかかるため , 若い年代値を示すと解釈されている . アルゴンの拡散データから見積もったメソシデライトの冷却速度は $\sim 0.2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ であり , これは鉄 - ニッケル合金が示す , $0.1\text{-}1^{\circ}\text{C}/\text{Myr}$ という非常にゆっくりとした冷却速度 (Powell 1969; Saikumar and Goldstein 1988; Haack et al., 1996; Hopfe and Goldstein 2001) と調和的である .

短寿命消滅核種 (半減期 1 億年以下) を用いた年代測定法では , ある指標となるべきごとに対応する年代からの相対的年代が得られるが , 太陽系形成時 , 約 45.6 億年前の出来事を , 100 万年以下という高い時間分解能で年代測定を行うことができる . 表 1.3 に代表的な短寿命核種を挙げる . メソシデライトの相対年代測定はこれまでに $^{26}\text{Al}\text{-}^{26}\text{Mg}$ 系 , $^{53}\text{Mn}\text{-}^{53}\text{Cr}$ 系 , $^{107}\text{Pd}\text{-}^{107}\text{Ag}$ 系について行われている . $^{26}\text{Al}\text{-}^{26}\text{Mg}$ 系については Bizzarro et al. (2005) が Vaca Muerta 玄武岩質岩片 ^{26}Mg の過剰を報告しており , これらのデータは , Vaca Muerta 玄武岩質岩片が CAI 形成から 3Ma 以内に形成したことを示している . $^{53}\text{Mn}\text{-}^{53}\text{Cr}$ 系については Wadhwa et al. (2003) が Vaca Muerta の玄武岩質岩片と輝岩岩片について全岩 $^{53}\text{Mn}\text{-}^{53}\text{Cr}$ アイソクロン ($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn} = (3.3 \pm 0.6) \times 10^{-6}$ および $\varepsilon(53) = +0.41 \pm 0.08$) を報告した . この年代は HED 隕石について得られている全岩アイソクロン ($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn} = (4.7 \pm 0.5) \times 10^{-6}$ および $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr} \sim 0.25\varepsilon$ (Lugmair and Shukolyukov, 1998)) と比べると , $\sim 2\text{My}$ 若いといえる .

表 1.3 微惑星分化のタイムスケールの制約に有用な消滅核種の

Radioisotope (R*)	Daughter Isotope	Half-life (Myr)	Reference Isotope (R)	Solar System Initial Ratio (R*/R) ₀	Time Anchor
²⁶ Al	²⁶ Mg	0.73	²⁷ Al	$\sim 5 \times 10^{-5}$	CAIs 5×10^{-5} at 4.567 Ga
⁶⁰ Fe	⁶⁰ Ni	1.49	⁵⁶ Fe	$\sim 3 \cdot 10 \times 10^{-7}$	
⁵³ Mn	⁵³ Cr	3.7	⁵⁵ Mn	$\sim 10^{-5}$	LEW 86010 Angrite $1.25\text{-}1.44 \times 10^{-6}$ at 4.558Ga
¹⁰⁷ Pd	¹⁰⁷ Ag	6.5	¹⁰⁸ Pd	$\sim 5 \times 10^{-5}$	Gibeon (IVA) Iron 2.4×10^{-5} at ~ 4.56 Ga
¹⁸² Hf	¹⁸² W	9	¹⁸⁰ Hf	$1.0\text{-}1.6 \times 10^{-4}$	Chondrites 1×10^{-4} at ~ 4.56 Ga
¹⁴⁶ Sm	¹⁴² Nd	103	¹⁴⁴ Sm	$\sim 7 \times 10^{-3}$	Angrites 7×10^{-3} at 4.558Ga

²⁶Al: Lee et al. (1976), Amelin et al. (2002); ⁶⁰Fe: Tachibana and Huss (2003), Mostefaoui et al. (2004);
⁵³Mn: Lugmair and Galer (1992), Nyquist et al. (1994), Lugmair and Shukolyukov (1998); ¹⁰⁷Pd: Chen and
Wasserburg (1996); ¹⁸²Hf: Kleine et al. (2002), Yin et al. (2002), Quitte and Birck (2004); ¹⁴⁶Sm: Lugmair
and Galer (1992).

メソシデライト母天体進化モデル

メソシデライトの年代値，岩石鉱物学的・地球化学的特徴から現在提唱されているメソシデライト進化モデルはおおよそ以下のようなものになる．

メソシデライト母天体の最初のイベントは母天体の集積である．この年代は直接求めることはできないが，難揮発性包有物の $4.567 \pm 0.006\text{Ga}$ という Pb-Pb 絶対年代 (Amerin et al., 2002) と，恒星の初期進化モデルから，メソシデライト母天体の集積も，おそらく 45.6 億年前，太陽系形成初期の最初の数百万年以内に起こったと推測される．集積した場所についての情報は，同位体組成から推測することができる．酸素同位体は隕石グループによって異なる値を示す．これは太陽系形成初期において酸素同位体の不均一が存在し，そのため集積した材料物質によって異なる同位対比を示すからである．メソシデライトの酸素同位体組成は HED 隕石グループおよび IIIAB 隕鉄と区別することができない (図 1.1) (Clayton and Mayeda, 1996)．最近の精度良い酸素同位体測定結果においても，メソシデライトの酸素同位体組成は HED 隕石グループと区別することができない (図 1.2) (Greenwood et al., 2006)．これらの隕石グループの酸素同位体組成の一致は，HED 隕石，IIIAB 隕鉄およびメソシデライトが同じ酸素リザーバー，おそらく太陽系内の同一領域内において形成したことを示唆している．酸素以外にも太陽系内で場所による不均一を示す同位体は存在する．たとえば ^{54}Cr では，炭素質コンドライトのグループごとに異なる値を示す．メソシデライトとユークライト，ダイオジェナイトの $^{54}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ 比は，炭素質コンドライトおよび地球の試料とは明らかに異なる値を示す．これは，太陽系内での ^{54}Cr の不均一性を示していると考えられており，酸素同位体と同様に，ユークライトとメソシデライトでは，同位対比を区別することができず ($^{54}\text{Cr}/^{52}\text{Cr} = -0.73 \pm 0.02\text{‰}$)，共通したリザーバーから形成したことを示している (Trinquier et al., 2005)．

母天体の集積後，衝突合体を繰り返し大きく成長したメソシデライト母天体は，集積エネルギーや ^{26}Al の崩壊熱などにより大規模な溶融過程を経験し，地殻を形成する．Stewart et al. (1994) は Vaca Muerta メソシデライトの一次的に形成したと考えられている玄武岩質岩片の Sm-Nd 年代分析を行い， $4.48 \pm 0.09\text{Ga}$ という年代を得た．また，Ireland and Wlotzka (1992) は玄武岩質岩片の中に含まれるジルコンの Pb-Pb 年代を分析し， $4563 \pm 15\text{Ma}$ という年代を得た．これらの年代がユークライトやアングライトとほぼ同じ年代を示すことから，

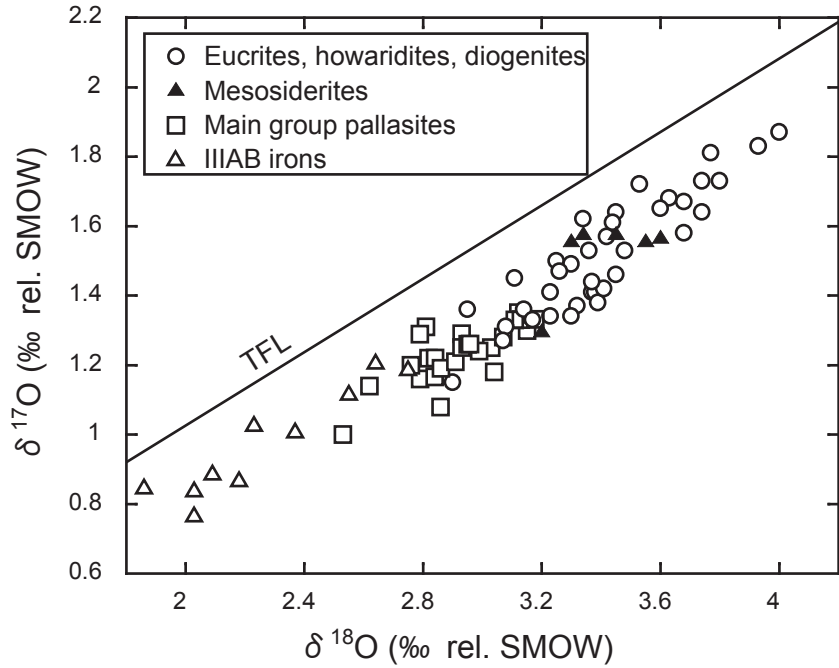


図1.1 HED隕石，メソシデライト，パラサイト，IIIAB隕鉄の酸素同位体比 (Clayton and Mayeda, 1996)

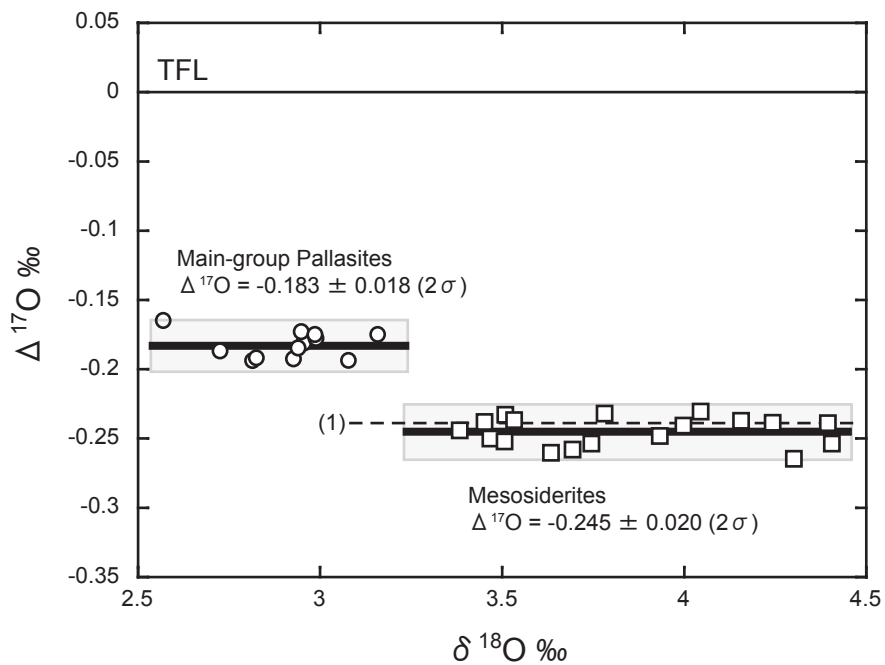


図1.2 メソシデライトとメイングループパラサイトの酸素同位体比

白丸はメイングループパラサイトの分析値，四角はメソシデライトの分析値をそれぞれ表す。破線(1)はGreenwood et al., 2005で求められたユークライトの分別直線，(Greenwood et al., 2006)

メソシデライトのケイ酸塩を作った天体上での地殻の進化が、集積から数百万年後、約 4.56Ga に起こったということを示している。

メソシデライト母天体は、地殻の形成後、地殻の再溶融を経験する (Rubin and Mittlefehldt, 1992)。Rubin and Mittlefehldt (1992) は、メソシデライトのケイ酸塩岩片が、一次的にできた玄武岩や斑レイ岩が再溶融して二次的にできたものが大半を占めると主張しており、これら二次的にできたケイ酸塩は、ケイ酸塩相と金属相との混合時に地殻上で大規模な溶融過程を経てできたと解釈した。また、二次的にできたと考えられるケイ酸塩岩片の最も若い年代が 4.47Ga であることから、地殻の再溶融、つまりケイ酸塩相と金属相との混合イベントは 4.47Ga 以前に起こったと解釈している。

Ar-Ar 年代の示す 40 億年という年代および金属相から見積もられた $0.1\text{--}1^\circ\text{C/Myr}$ という非常に遅い冷却速度を満足させるためには、ケイ酸塩と金属相の混合時もしくはそれ以降に、メソシデライトは地下深くに埋められ、そこで非常にゆっくり冷えてできたと考えられている (Bogard and Garrison, 1998)。

母天体が破壊されてから地上に落下するまでの年代を示す宇宙線照射年代は、Begemann et al. (1976) によっていくつかの試料について求められており、9–162Ma という年代を示す。この年代に、衝突によって天体上からの掘り起こしをうけたメソシデライト隕石は、宇宙空間を漂ったのち地球上に落下してきたものと考えられる (Begeman et al., 1976)。

本研究の目的

メソシデライトの形成史を解明するためには、メソシデライトのケイ酸塩相の起源、および金属相の起源を明らかにすること、ケイ酸塩相と金属相の混合メカニズムを解明することが重要な課題である。特にケイ酸塩相については HED 隕石と岩石学的あるいは地球化学的に類似していることから、メソシデライトのケイ酸塩相と HED 隕石の関連性について議論がなされてきた。しかしメソシデライトのケイ酸塩相は複雑な熱・衝撃変成過程を経験しているためにその解読が困難である。

本研究では、金属相との混合の影響が最も少ない、熱変成度の低い試料を選定し、組織と鉱物組成および全岩化学組成、鉱物ごとの微量元素存在度をもとに、メソシデライトの玄武岩質岩片を形成した母天体の地殻の進化史を明らかにすること、また、玄武岩質岩片中の微量親鉄元素存在度の精密定量を行い、ケイ酸塩と金属相の混合のメカニズムを明らかにすること目的とした。

用語について

本論文で用いるメソシデライトマトリックスという用語は、メソシデライトの中で、mm 単位でケイ酸塩と金属が複雑に混ざり合っている領域を指す。

図表中、本文中では、必要に応じて以下の略号を用いた。

px, pyroxene: 輝石

Fs, Ferrosilite: 鉄珪石

En, Enstatite: 頑火輝石

aug, augite: 普通輝石

sp, spinel: スピネル

chr, chromite: クロム鉄鉱

ilm, ilmenite: イルメナイト

tr, troilite: トロイライト

plg, plagioclase: 斜長石

An, Anorthite: アノーサイト

Ab, Albite: アルバイト

Or, orthoclase: カリ長石

Metal, FeNi-metal: 鉄 - ニッケル合金

Phos, Ca-phosphate: リン酸塩鉱物

2. 試料

2.1. Mount Padbury 玄武岩質岩片

Mount Padbury は、1964 年、西オーストラリアの Mount Padbury にある牧羊場で発見された「発見隕石」である。Mount Padbury は多くの破片からなり、総計は 272kg である。細粒のケイ酸塩と網目状につながった金属からなるマトリックス、および HED 隕石によく似た石質岩片、カンラン石岩片、大きな金属の塊からなる。メソシデライトの分類では 1A に分類される。

本研究に用いた Mount Padbury 玄武岩質岩片の試料 ($45 \times 18 \times 2$ mm) (図 2.1) は、西オーストラリア博物館より提供された。厚板の片側は茶色の付着物が切断面を覆っており、鉄の酸化物であると思われる (図 2.1 矢印)。したがってこの面はメソシデライト金属相と接していたと考えられる。試料は場所による不均一性を確認するため、鉄の酸化物の付着している場所 (#1) と、反対側 (#2) を切断し、それぞれについて薄片用試料 (#1 PTS, #2 PTS)、全岩化学組成分析用試料 (#1 bulk, #2 bulk) を用意した。

2.2. Vaca Muerta 玄武岩質岩片

Vaca Muerta は、1861 年チリのアタカマ砂漠で発見された「発見隕石」である。約 3828kg の破片が回収されている。メソシデライトの分類では、Mount Padbury と同様に 1A に分類される。

本研究に用いた Vaca Muerta の玄武岩質岩片は、Vaca Muerta 4671, 4677, 1679, 4695 の 4 試料である。アメリカ自然史博物館から提供された研磨薄片 (Vaca Muerta 4671-1, 4677-1, 1679-1, 4695-1) および小片 (各 500mg 程度) を使用した。

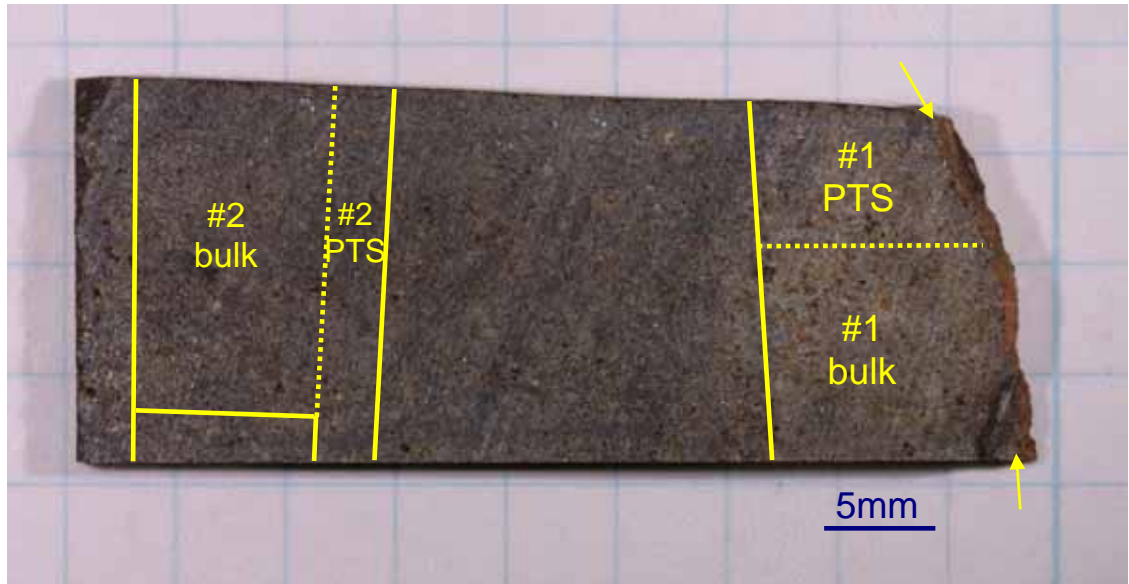


図 2.1 Mount Padbury 玄武岩質クラストの厚片写真

矢印はサビが付着した場所を示す．試料は数個に切り分けた．試料内の不均一や風化の影響を考慮するため，異なる 2 箇所について分析を行った．サビが付着した側の試料“#1”と，反対側の“#2”を分析の用いた．bulk = 全岩化学組成分析用に粉末試料を作製，PTS = 薄片作製に使用．

3. 実験方法

3.1 電子プローブ・マイクロアナライザによる主要元素分析

構成鉱物の化学組成分析は、光学顕微鏡とエネルギー分散型X線解析装置(Oxford LINK ISIS)を備えた走査型電子顕微鏡(JEOL JSM-5900)による組織観察の後、電子プローブ・マイクロアナライザ(JEOL JXA-8800Mと 8200)を用いた。電子プローブ・マイクロアナライザの分析は、輝石については加速電圧 20kV、プローブ電流 40nAで行った。このとき輝石の分析で重要なFe/Mn比の計測誤差(1 σ)は $\pm 0.70\%$ であった。斜長石、シリカ鉱物およびリン酸塩鉱物については加速電圧 15kV、プローブ電流 12nA、金属相、トロイライト、イルメナイト、スピネルについては加速電圧 15kV、プローブ電流 30nAで行った。分析データはZAFプログラムを用いて原子番号、吸収、蛍光の補正を行った。鉱物のモードは、主要な元素についてX線マッピングを行い、 K_{α} 線の強度を計算して求めた。

3.2. 即発 γ 線分析(PGA)および機器中性子放射化分析(INAA)による全岩化学分析

全岩化学組成分析用に約 1gの塊をメノウ乳鉢で砕き、均質な細粒の粉末試料を作製した。即発 γ 線分析用に、約 150mgの粉末試料を秤量し、洗浄した四フッ化エチレン六フッ化プロピレン共重合樹脂(FEP)フィルムに二重に封入した。試料濃度は、産業技術総合研究所が配布している岩石標準試料JB-1 および試薬(NH_4Cl , Na_2SO_4 , Mg, Ni, B, Co, Cr)を標準試料として用い、相対法によって求めた。スミソニアン博物館から提供されたアエンデ隕石の粉末試料を比較標準試料として用いた。FEP樹脂に封入した試料は、日本原子力研究所の研究用原子炉3号炉(JRR-3)からの冷中性子ガイドビームを使用した即発 γ 線分析装置で約2時間の照射を行った。試料位置における中性子束は $1.4 \times 10^8 \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である。本装置において試料は、Heガスを充填した、四フッ化エチレン樹脂製試料箱に入れ、冷中性子ガイドビームに対して垂直に設置した。即発 γ 線は、多重波高分析器を備えたゲルマニウム検出器を用いて測定した。元素の絶対濃度計算において、中性子束変動の誤差は考慮していない(中性子束の日変動は 1%以内)。PGAの分析手法については、Oura et al. (2003)に基づいている。

中性子放射化分析 (INAA) 用には, 約 30mg の粉末試料を使用した。試料は洗浄したポリエチレンフィルムに二重に封入した。JB-1 およびスミソニアン博物館のアエンデ粉末試料を比較標準試料とした。INAA は生成核種の半減期にあわせて 2 種類の照射を行った。試料の照射は, 日本原子力研究所の研究用原子炉 JRR-3 において, 中性子束 $5 \times 10^{13} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 10 秒の照射を行った。照射後直ちに Ge 半導体検出器を備えた γ 線測定装置で Mg, Al, Ca, Ti, V, Mn の測定を行った。その後試料を再び照射した。照射は JRR-4 で行い, 照射時間は 20 分, 中性子束は $3 \times 10^{13} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である。照射後, 試料は適当な冷却時間をおいたあと, 首都大学東京の RI 研究施設において, 冷却時間の異なる, 複数回の γ 線測定を行った。分析手法は Shrai and Ebihara (2004) に基づいている。

3.3. 誘導結合プラズマ質量分析計 (ICP-MS) を用いた全岩のイットリウム, バリウム, 希土類元素, トリウム, ウラン分析

希土類元素分析は, ICP-MS を用いた検量線法および同位体希釈分析法を用いた。本研究で用いた分析の手順を図 3.1 に示す。約 20mg の粉末試料はテフロンバイアル中に入れ, サマリウムスパイクおよび HF-HClO₄-HNO₃ の混合液を加えて, 電子レンジで加熱分解した。分解後, PTFE 製の蒸発チェンバー中で試料を蒸発乾固した。蒸発残渣は 14M-HNO₃ で溶解し, その後純水を加えて約 12g の水溶液にした。溶液 1g をさらに 15 倍希釈したものを希土類元素, トリウム, ウランの濃度分析に使用した。イットリウム分析用には, 溶液 1g を 30 倍希釈したものをを用いる。混合内標準溶液 (インジウム, タリウム, ビスマス) 0.15g をそれぞれの溶液に加えた。

同位体比測定は, 首都大学東京の誘導結合プラズマ質量分析計 (VG Plasma Quad3) を用いた。サマリウムは同位体希釈法および検量線法を用いて濃度決定を行った。他の希土類元素については, 検量線法を用いて求め, サマリウムの濃度決定で求めた収率の補正を行った。同位体希釈法に用いたサマリウム濃縮同位体の同位体組成を表 3.1 に示す。バリウム, イットリウム, ランタン, セリウム, プラセオジウム, ネオジウム, ユーロピウム, ガドリニウム, テルビウム, ジスプロシウム, ホルミウム, エルビウム, ツリウム, イッテルビウム, ルテチウム, ウラン, トリウムはすべて標準溶液による検量線法によって定量分析を行った。各質量数の走査はイットリウムが 30 秒, その他の元素はすべて 120 秒行った。

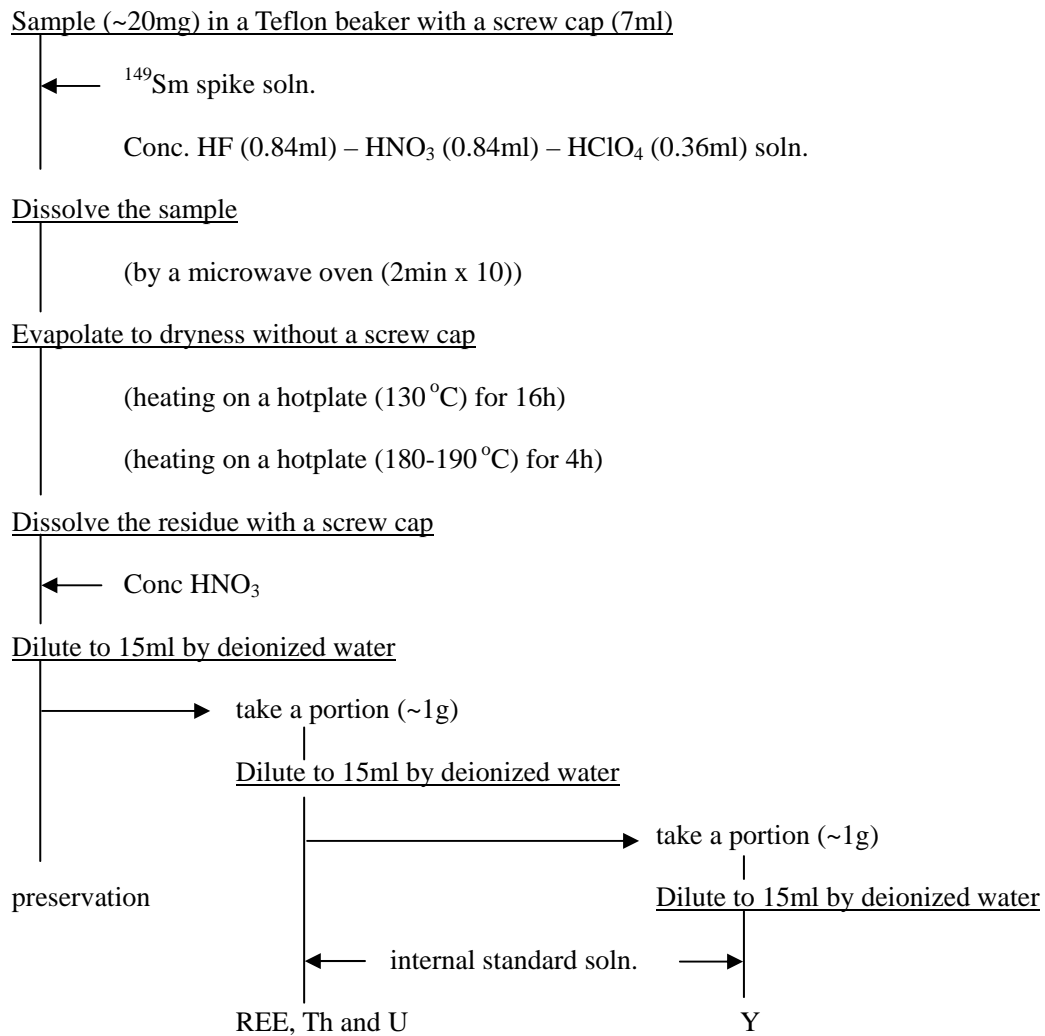


図 3.1 岩石試料中の希土類元素，トリウム，ウラン分析の概念図

表 3.1 同位体希釈法に用いたスパイクの同位体組成 (%)

Ru		Pd		Re		Os	
Mass	Abundance%	Mass	Abundance%	Mass	Abundance%	Mass	Abundance%
96	0.12	102	0.1	185	96.74	184	<0.1
98	0.12	104	0.4	187	3.26	186	<0.1
99	97.67	105	97.3			187	0.1
100	0.74	106	1.8			188	0.8
101	0.48	108	0.4			189	94.8
102	0.58	110	0.1			190	3.2
104	0.27					192	1.0

Ir		Pt		Sm	
Mass	Abundance%	Mass	Abundance%	Mass	Abundance%
191	97.9	190	0.1	147	0.37
193	2.1	192	0.1	149	97.72
		194	1.5		
		195	3.6		
		196	94.5		
		198	0.4		

表 3.2 検量線法において用いた標準溶液の濃度 (ppb)

Y	Ba	La	Ca	Pr	Nd	Sm	Eu
0.011	10.210	0.011	0.011	0.011	0.011	0.010	0.011
0.119		0.120	0.119	0.119	0.119	0.119	0.120
1.191		1.196	1.190	1.190	1.191	1.191	1.197

Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011
0.120	0.120	0.120	0.119	0.119	0.119	0.120	0.120
1.195	1.195	1.196	1.190	1.191	1.191	1.196	1.197

Th	U
0.011	0.010
0.120	0.120
1.197	1.195

測定にはピークジャンプ方式を用い、繰り返し測定を 5 回ずつ行った。測定時には、試料溶液の他に、バリウム–プラセオジム混合溶液、セリウム–ネオジム混合溶液、サマリウム–ガドリニウム–テルビウム混合溶液を用い、妨害元素となる酸化物、水酸化物の寄与の見積もりを行った。この分析手法は、Shinotsuka and Ebihara (1997)に基づいている。

3.4. Fire assay 法を用いた ICP-MS による白金族元素分析

白金族元素分析ではfire assay法を用い、ICP-MSによる定量を行った。白金族元素のうち、ルテニウム、パラジウム、オスミウム、イリジウムに関しては同位体希釈法を用い、単一の同位体¹⁰³Rhしか存在しないロジウムに関しては検量線法を用いて定量を行った。本研究で用いた分析の手順を図 3.2 に示す。SiO₂を約 1g、4M-NaOHを 200μl、各元素のスパイクを加え乾燥させたものと、粉末試料約 500mg、融剤（10gのNa₂B₄O₇、5gのNa₂CO₃）、ニッケル、硫黄粉末を混ぜ合わせた。これを磁性るつぼに入れ、電気炉中で 850°Cで 20 分、さらに 1000°Cで 20 分加熱した。（白金族元素はるつぼの底辺に形成される硫化ニッケルのビードに、ほぼ 100%濃集する。）冷却後、ビードを回収し、ステンレス乳鉢で粉末にした。これに 6M-HClを加え、ホットプレート上で 80°Cから 120°Cまで徐々に温度を上げて溶解させた。硫化ニッケルが溶解した後、吸引ろ過で白金族元素を含んだ残渣を回収し、6M-HClとH₂O₂を加えて溶解した。その後内標準溶液（ロジウム、インジウム、タリウム、ビスマス）を加え、純水で希釈し 15mlの測定溶液を調整した。操作ブランクの分析用に、試料を加えずに同様の操作を行った溶液も同時に調整した。同位体比分析は、東京都立大学の誘導結合プラズマ質量分析計（VG Plasma Quad3）を用いた。

3.5. 二次イオン質量分析計（SIMS）を用いた鉱物の微量元素分析

鉱物の微量元素分析は国立極地研究所 南極隕石センターの二次イオン質量分析計（SHRIMP II）を用いて行った。デュオプラズマトロン内で発生させたO₂⁺を 10kVの加速電圧で引き出した後、Köhlerモードで試料面に収束させ、輝石と斜長石ではビーム径 30–40μm、イオン電流 3.1–3.3nA、リン酸塩鉱物ではビーム径 20–25μm、イオン電流 2.0–2.6nAの一次イオンビームとした。試料面からスパッタリングされた二次イオンを 10kVで加速し、静電場アナライザ（ESA）でエネルギー分散をするとともに、二次イオン強度が 10%となる

SiO₂ 1g + 4M-NaOH 200μl + spike soln. of each elements

Evapolate to dryness

(heating in oven (40 °C) for 3-4h)

Homogenization

← Powdered sample 500mg

Na₂B₄O₇ 5g

Na₂CO₃ 5g

Ni 0.5g

S 0.3g

NiS Fire Assay

(electric furnace 850 °C 20min 1000 °C 20min)

NiS bottom

← 6M-HCl (60ml)

Dissolve the sample

Filtering the solution

← 12M-HCl (5ml), 30% H₂O₂ (5ml)

Dissolve the sample

← internal standard soln.

measurement soln

図 3.2 岩石試料中の白金族分析の概念図

ようにESA内のエネルギーリットを調整し、分子イオンからの干渉スペクトルを除去した（エネルギーフィルター法；Zinner and Crozaz, 1986）。二次イオン強度は、 $^{30}\text{Si}^+$ （輝石と斜長石のみ）、 $^{44}\text{Ca}^+$ 、 $^{89}\text{Y}^+$ （輝石と斜長石のみ）、 $^{139}\text{La}^+$ 、 $^{140}\text{Ce}^+$ 、 $^{141}\text{Pr}^+$ 、 $^{143}\text{Nd}^+$ 、 $^{146}\text{Nd}^+$ 、 $^{147}\text{Sm}^+$ 、 $^{149}\text{Sm}^+$ 、 $^{151}\text{Eu}^+$ 、 $^{153}\text{Eu}^+$ 、 $^{155}\text{Gd}^+$ 、 $^{157}\text{Gd}^+$ 、 $^{159}\text{Tb}^+$ 、 $^{161}\text{Dy}^+$ 、 $^{163}\text{Dy}^+$ 、 $^{165}\text{Ho}^+$ 、 $^{166}\text{Er}^+$ 、 $^{167}\text{Er}^+$ 、 $^{169}\text{Tm}^+$ 、 $^{171}\text{Yb}^+$ 、 $^{172}\text{Yb}^+$ 、 $^{175}\text{Lu}^+$ の各二次イオン質量スペクトルのピーク位置に質量分散マグネットを順に移動させ、二次電子倍増管を用いたパルスカウンティング法にて計測した。各ピーク位置において、輝石と斜長石では $^{30}\text{Si}^+$ と $^{44}\text{Ca}^+$ をそれぞれ2秒間、その他のイオンをそれぞれ10秒間計測することを7回繰り返した。同様にリン酸塩鉱物では $^{44}\text{Ca}^+$ を1秒間、その他のイオンをそれぞれ3秒間計測し、これを10回繰り返した。標準物質（NIST SRM 610; Pearce et al., 1997）から主成分元素（ケイ素：輝石と斜長石；カルシウム：リン酸塩鉱物）に応じた各微量元素の感度係数を求めることにより、二次イオン強度から絶対濃度を以下の関係式によって決定した（Zinner and Crozaz, 1986）。

輝石または斜長石の場合：

$$[A] = F_A ({}^i\text{A}^+ / {}^{30}\text{Si}^+) [\text{SiO}_2]$$

リン酸塩鉱物の場合：

$$[A] = F_A ({}^i\text{A}^+ / {}^{44}\text{Ca}^+) [\text{CaO}]$$

ただし、 $[A]$ 、 $[\text{SiO}_2]$ 、 $[\text{CaO}]$ はそれぞれ、元素Aの濃度、 SiO_2 の濃度、 CaO の濃度、 F_A は元素Aの同位体 ${}^i\text{A}$ の感度係数、 ${}^i\text{A}^+$ 、 ${}^{30}\text{Si}^+$ 、 ${}^{44}\text{Ca}^+$ はそれぞれ、元素Aの同位体 ${}^i\text{A}$ の二次イオン強度、 ${}^{30}\text{Si}$ の二次イオン強度、 ${}^{44}\text{Ca}$ の二次イオン強度である。

4. 結果

4.1. Mount Padbury メソシデライト玄武岩質岩片の岩石鉱物学

Mount Padbury の玄武岩質岩片は、主に輝石 (51.9 vol%) と斜長石 (43.6 vol%) からなり、副成鉱物としてトリディマイト、クロム鉄鉱、イルメナイト、リン酸塩鉱物、トロイライト、鉄 - ニッケル合金、バデレライトを含む (表 4.1)。輝石は ~1mm の他形の結晶からなる。斜長石は細粒の粒状組織を示している。それらの集合体は短冊状 ($<2 \times 0.4\text{mm}$) をしており、他形の輝石に取り囲まれている。輝石と斜長石の粒界は曲線状である (図 4.1)。トリディマイトは短冊状もしくは不規則な形をしており ($\sim 0.6 \times 0.1\text{ mm}$)、斜長石と輝石の粒界に存在する。イルメナイトとクロム鉄鉱は $100\text{ }\mu\text{m}$ 程度かそれ以下で、しばしば共生する。これらは輝石中や輝石と斜長石の粒界に見られることが多い。リン酸塩鉱物は不定形をしており、薄片中で不均質な分布をしており、斜長石中もしくは輝石と斜長石の粒界に存在する。金属は大きく分けて 2 種類存在する (図 4.2)。ひとつは小さな液滴状として存在する金属で、しばしばトロイライトと共生する。このような鉄金属はケイ酸塩のいたるところで見られる。もうひとつは角張った形状の金属で、これはクロム鉄鉱と共生する。

輝石は細い普通輝石のラメラが $2\text{--}3\text{ }\mu\text{m}$ の間隔で密に詰まっている。輝石は $1\text{ }\mu\text{m}$ 以下から数 μm 程度の小さな不透明鉱物を含んでおり、全体として暗色化して見える。また、数十 μm 程度の斜長石の包有物も含む。ピジョン輝石のモル Fe/Mg 比およびモル Fe/Mn 比はそれぞれ 1.78 ± 0.03 , 31.8 ± 0.7 と均質 (表 4.2, 図 4.3) で、他のメソシデライトの玄武岩質岩片および玄武岩質ユークライトの範囲と一致している。斜長石も均質で、累帯構造は認められない ($\text{An}_{88.3\text{--}89.4}$, 表 4.2, 図 4.4)。もっとも多い副成分鉱物であるトリディマイトは、輝石と斜長石の粒界に見られ、短冊状もしくは不定形の結晶をしている。クロム鉄鉱のチタン含有量は $\text{Usp}_{6.7\text{--}67.3}\text{Chm}_{28.7\text{--}75.3}$ の範囲で連続的に変化する (表 4.2, 図 4.5)。金属の組成を表 4.5 および図 4.6 に示す。金属の組成には系統的な違いが見られる。クロム鉄鉱と共に産出する金属のニッケル、コバルト含有量は、細粒の液滴状をしたトロイライトと産出する金属のニッケルとコバルト含有量に比べ系統的に低い (表 4.3, 図 4.6)。

表 4.1 本研究で用いた Mount Padbury 玄武岩質クラストのモード

Modes (vol%)	Mount Padbury	Vaca Muerta (averaged)*	Basaltic eucrite (averaged)**
Pyroxene	52.9	53.0 (4.8)	51.3 (2.6)
Plagioclase	43.6	40.6 (7.7)	43.1 (2.1)
Silica	1.5	4.2 (3.3)	4.0 (1.5)
Ilmenite	0.4	0.2 (0.1)	0.8 (0.3)
Chromite	0.5	0.5 (0.2)	0.2 (0.2)
Phosphate	0.2	0.2 (0.1)	0.2 (0.1)
Troilite	0.4	1.0 (1.5)	0.3 (0.3)
Fe-metal	0.3	0.2 (0.3)	tr
Baddeleyite	tr	tr	-
Total	99.8	99.9	99.9

tr: trace (<0.1 vol%)

*Kimura et al. (1991), average of 7 basaltic clasts in the Vaca Muerta mesosiderite.

**Delaney et al. (1984), average of 22 basaltic eucrites.

Figures in parentheses give 1 σ of analyses.

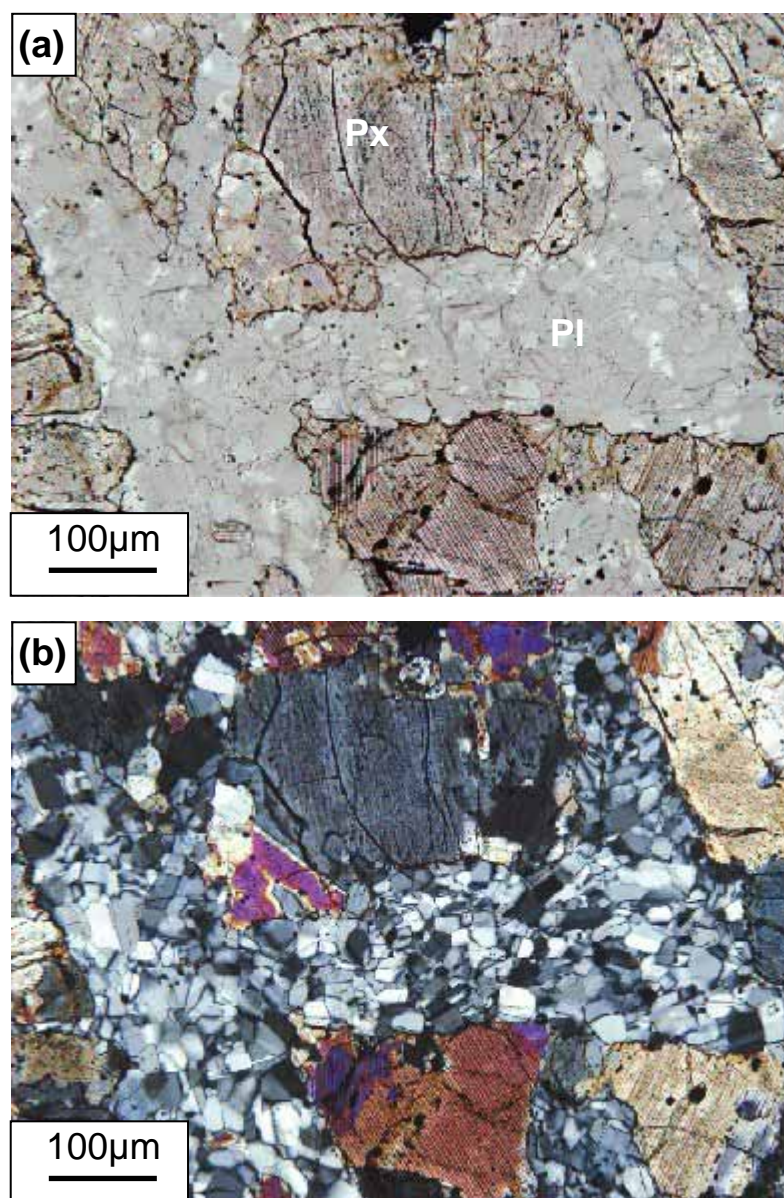


図 4.1 Mount Padbury 玄武岩質クラストの顕微鏡写真

(a) 透過光，単ニコル．クラストは主に輝石（茶色）と斜長石（灰色）からなる．斜長石の短冊は不規則な粒界を示す．(b) (a)と同視野の直交ニコル像．斜長石は再結晶化している． Pl = 斜長石; Px = 輝石．

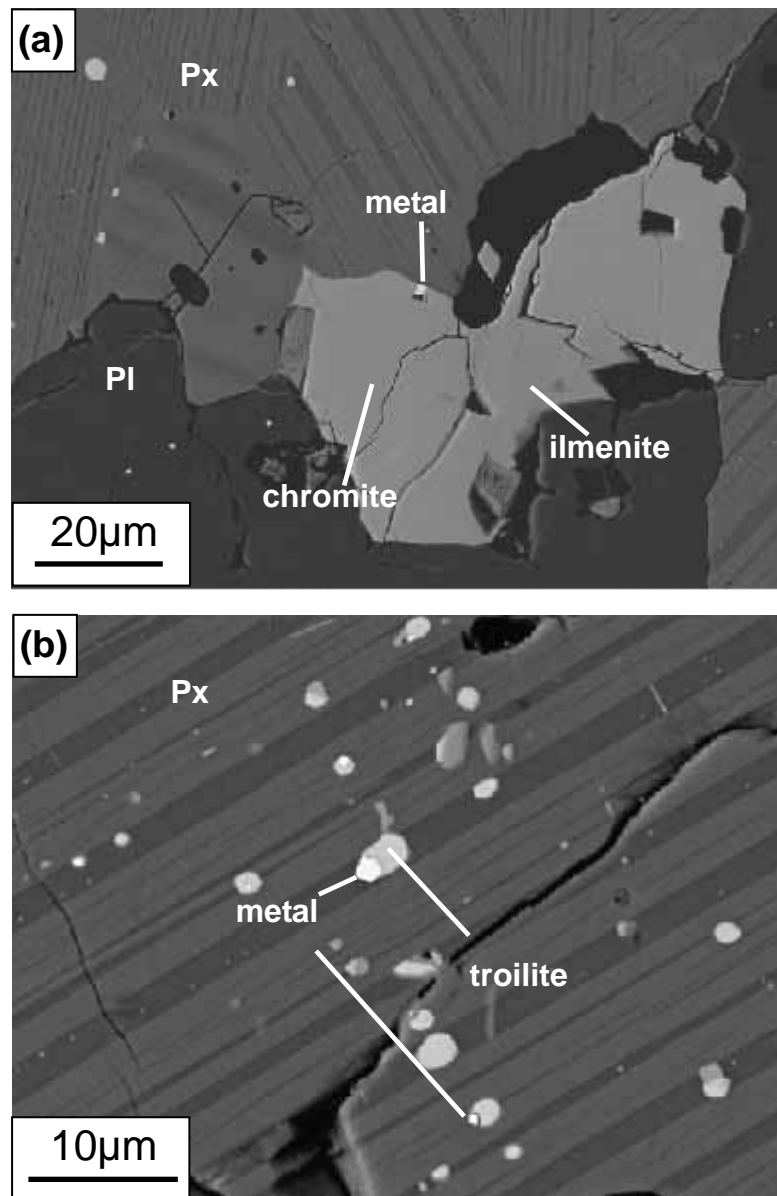


図 4.2 Mount Padbury 玄武岩質クラストの後方散乱電子像

(a) チタン鉄鉱，クロム鉄鉱および小さな鉄金属粒子からなる集合体 (b) トロイライトと共生する小さな液滴状の鉄金属．

表 4.2 本研究で用いた Mount Padbury 玄武岩質クラストの鉱物化学組成 (wt%)

	low-Ca px	high-Ca px	pl	chr		ilm
SiO ₂	50.0	50.5	46.7	0.05	0.09	0.08
Al ₂ O ₃	0.36	1.02	33.6	9.86	3.54	0.00
TiO ₂	0.31	0.59	0.02	4.94	18.3	52.6
FeO	36.2	17.7	0.27	37.0	49.7	45.7
MnO	1.10	0.52	0.00	0.59	0.73	0.90
MgO	11.6	10.0	0.03	0.62	0.38	0.48
CaO	0.86	19.1	17.9	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.01	0.01	1.27	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	0.00	0.00	0.07	n.d.	n.d.	n.d.
Cr ₂ O ₃	0.13	0.34	0.00	46.9	26.4	0.06
V ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	0.83	0.56	0.00
Total	100.6	99.7	99.8	100.8	99.7	99.8
	Wo _{1.9} En _{35.7}	Wo _{40.8} En _{29.7}	Or _{0.39} Ab _{11.4}			

px: pyroxene; pl: plagioclase; chr: chromite; ilm: ilmenite.
n.d. = not determined

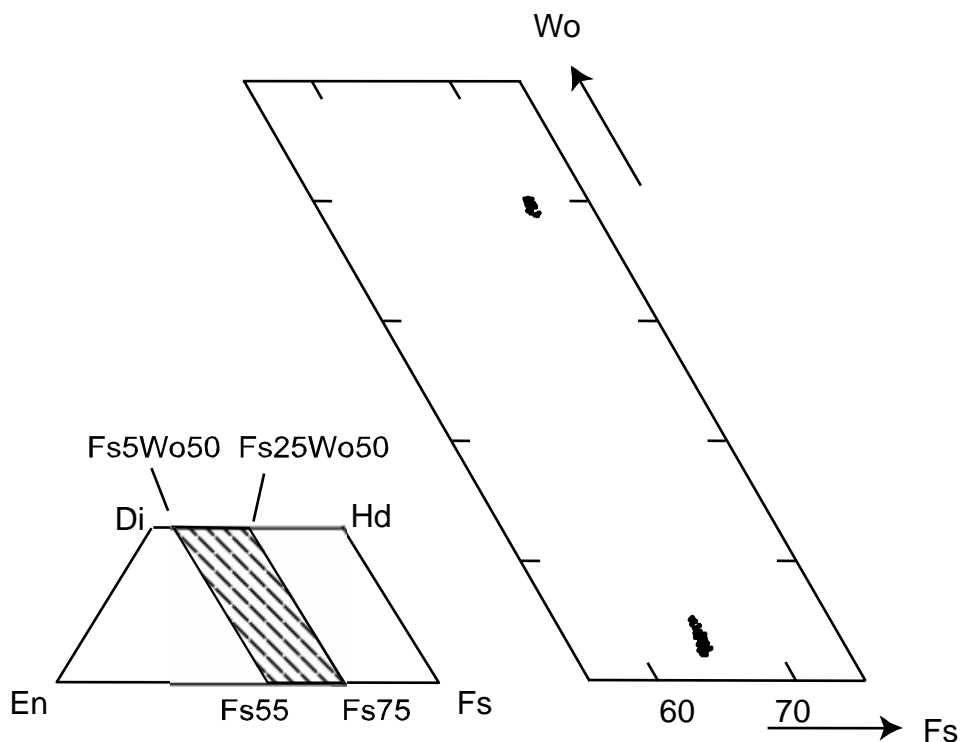


図4.3 Mount Padbury 玄武岩質クラストの輝石の化学組成
Wo: wollastonite, Fs: ferrosilite

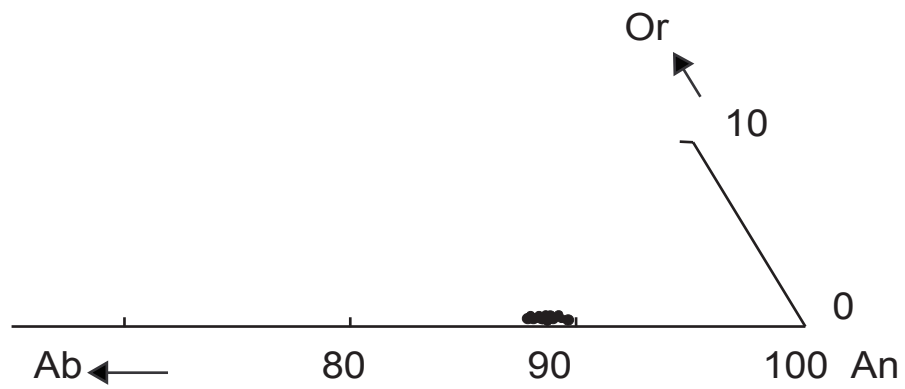


図4.4 Mount Padbury玄武岩質クラストの斜長石の化学組成
An: アノーサイト, Ab: アルバイト, Or: 正長石

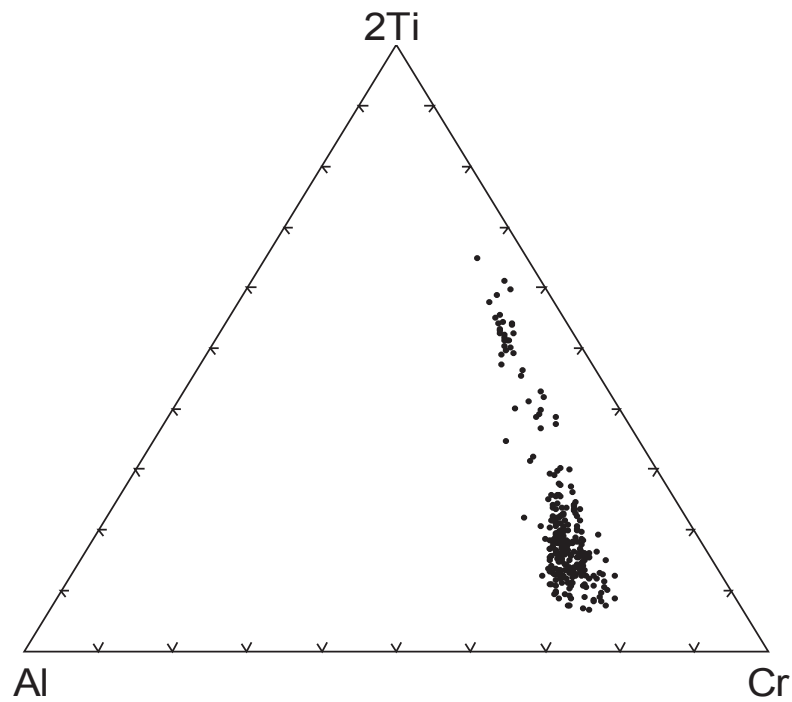


図4.5 Mount Padbury玄武岩質クラストのクロム鉄鉱の化学組成

表 4.3 Mount Padbury 玄武岩質クラストの金属およびトロイライトの化学組成 (wt%)

	Metal		Troilite	
	Ni-rich	Ni-poor		
Fe		75.4	98.7	60.6
Co		0.49	0.16	0.07
Ni		23.4	0.20	0.00
Cr		0.15	0.66	0.01
S		0.06	0.00	35.7
P		0.00	0.00	0.00
Total		99.4	99.7	96.4

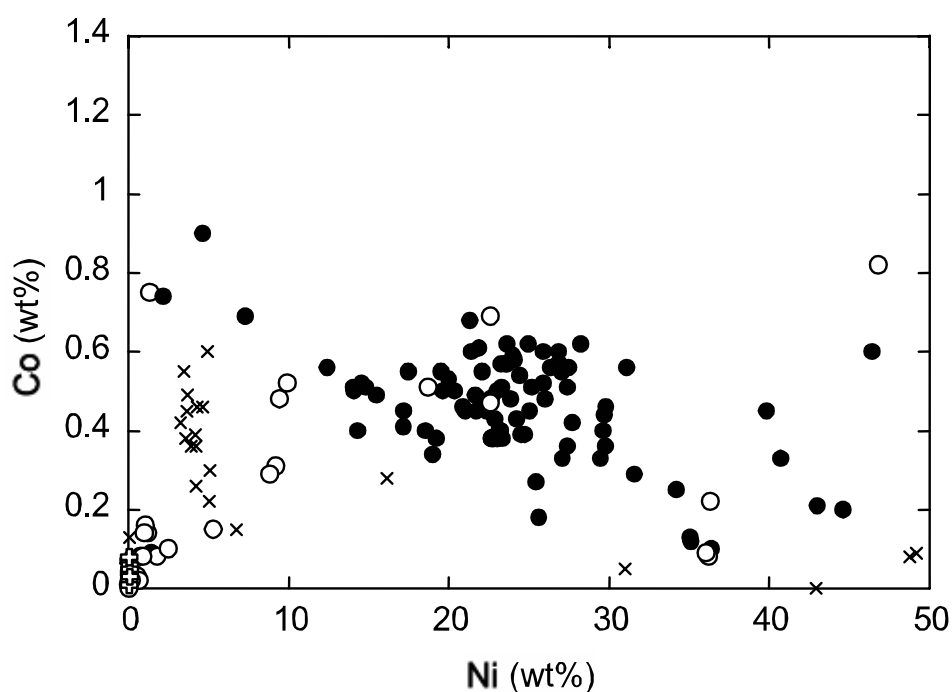


図 4.6 Mount Padbury 玄武岩質クラストの金属のニッケル，コバルト組成

黒丸は薄片中でトロイライトと共生している液滴状の金属を示す。
 白丸は角張った形をしており，クロマイトと共生している金属を示す
 クロマイトと共生する金属は系統的にニッケル，コバルトの含有量が低く，
 トロイライトと共生する金属はニッケル，コバルト共に含有量が高い。
 十字 (✕) は Ikeda et al.(1990)および Kimura et al.(1991)の分析値．バツ印 (✚)
 は Camel Donga ユークライトの分析値 (Yamaguchi unpublished data) を示す．

4.2. Mount Padbury メソシデライト玄武岩質岩片の全岩化学組成

Mount Padbury の全岩化学組成分析は、即発 γ 線分析および機器中性子放射化分析による主成分および微量元素の非破壊分析、ICP-MS を用いた白金族元素および希土類元素分析を行った。玄武岩質岩片の主要および微量元素組成は、岩片の外側（#1）、内側（#2）で違いは見られなかった（表 4.4–4.5）。したがって以下の議論では全岩化学組成としてこれらの分析値の平均を使用する。即発 γ 線分析および機器中性子放射化分析の主要元素組成分析結果は、試料のモード組成と試料を構成するケイ酸塩鉱物の密度から推定した値とよく一致した（表 4.6）。

Mount Padburyの玄武岩質クラストの化学組成は玄武岩質ユークライトおよびメソシデライト玄武岩質クラストの組成範囲とよく一致する。MgO含有量（6.42 wt%）は玄武岩質ユークライトおよびメソシデライト玄武岩質クラストの範囲（それぞれ 6–8 wt%）とよく一致する（例えば Barrat et al. 2003）。Cr₂O₃含有量（0.35 wt%）も玄武岩質ユークライトの範囲（0.2–0.4 wt%）とよく一致している。全岩のFe/Mn比は 35.3 であった。

表 4.7 に同位体希釈および検量線法を用いて決定した Mount Padbury 玄武岩質岩片の希土類元素存在度を示す。また、CI コンドライトで規格化した希土類元素存在度パターンを、他のメソシデライト玄武岩質岩片およびいくつかのユークライトと共にプロットしたものを図 4.7 に示す。Mount Padbury 玄武岩質岩片は比較的高い希土類元素存在度を持ち（ $\sim 10 \times$ CI）（CI 値は Anders and Grevesse (1989)を使用した）、平坦なパターンを示す。

親鉄元素存在度を表 4.8 に、コバルトとニッケルの含有量プロットを図 4.8 に示す。玄武岩質ユークライト（平均値はニッケルが 20ppm、コバルトが 6.5ppm; Kitts and Lodders, 1998）と比べると、ニッケルで 14 倍、コバルトで 2.6 倍高い値を示す。Mount Padbury およびのニッケルおよびコバルトの含有量はメソシデライトケイ酸塩岩片の中では最も低い領域にプロットされる。Co/Ni 比（ ≈ 0.84 – 1.30 ）はメソシデライトの金属相の示す値（ ≈ 0.96 – 1.37 ; Hassanzadeh et al., 1990）と類似している。一方、Ir/Ni 比（ < 0.001 – 0.12 ）はメソシデライトの金属相の Ir/Ni 比（ 1.0 – 1.74 ）に比べ極端に低い値を示す。図 4.9 に CI で規格化した岩片の親鉄元素存在度パターンを示す。親鉄元素存在度パターンは極端に白金族元素に乏しい、非常に分別したパターンを示す。

表 4.4 Mount Padbury 玄武岩質クラストの即発 γ 線分析結果

		#1			#2			wt. avg.	
B	ppm	2.54	±	0.14	2.36	±	0.13	2.44	± 0.10
Na	%	0.372	±	0.012	0.371	±	0.012	0.498	± 0.011
Mg	%	3.04	±	0.55	3.40	±	0.46	3.26	± 0.35
Al	%	6.51	±	0.14	6.16	±	0.14	6.34	± 0.10
Si	%	22.9	±	0.8	22.0	±	0.8	22.5	± 0.6
Cl	ppm	24.7	±	8.7	21.7	±	6.6	22.8	± 5.3
K	%	0.041	±	0.014	0.041	±	0.010	0.041	± 0.008
Ca	%	7.35	±	0.17	7.19	±	0.16	7.27	± 0.12
Ti	%	0.393	±	0.009	0.419	±	0.008	0.408	± 0.006
Cr	%	0.244	±	0.015	0.241	±	0.014	0.242	± 0.010
Mn	%	0.518	±	0.031	0.500	±	0.030	0.509	± 0.022
Fe	%	16.5	±	0.5	16.0	±	0.5	16.3	± 0.4
Co	ppm	44	±	21	44	±	22	44	± 15
Sm	ppm	1.53	±	0.11	1.70	±	0.11	1.62	± 0.08
Gd	ppm	2.14	±	0.22	2.15	±	0.23	2.14	± 0.16

表 4.5 Mount Padbury 玄武岩質クラストの INAA 分析結果

		#1			#2			wt. avg.	
Na	%	0.3631	±	0.0005	0.3454	±	0.0005	0.3543	± 0.0004
Mg	%	3.75	±	0.38	4.02	±	0.41	3.87	± 0.28
Al	%	6.70	±	0.05	6.16	±	0.06	6.48	± 0.04
K	%	0.031	±	0.003	0.025	±	0.003	0.028	± 0.002
Ca	%	7.8	±	0.6	7.9	±	0.6	7.9	± 0.4
Sc	ppm	30.68	±	0.14	32.23	±	0.05	32.07	± 0.04
Ti	%	0.371	±	0.037	0.389	±	0.046	0.378	± 0.029
V	ppm	68.9	±	4.3	63.7	±	2.9	65.3	± 2.4
Mn	%	0.443	±	0.013	0.452	±	0.013	0.448	± 0.009
Fe	%	16.46	±	0.18	16.14	±	0.17	16.29	± 0.12
Ni	%	0.0288	±	0.0036	0.0251	±	0.0029	0.0266	± 0.0023
Sm	ppm	1.544	±	0.027	1.593	±	0.028	1.592	± 0.003
Eu	ppm	0.65	±	0.06	0.70	±	0.06	0.67	± 0.04
Yb	ppm	1.59	±	0.09	1.59	±	0.08	1.59	± 0.06
Lu	ppm	0.273	±	0.030	0.222	±	0.021	0.239	± 0.017

表 4.6 Mount Padbury 玄武岩質クラストの全岩主要化学組成

	PGA and INAA			EPMA
	#1 1.005 g	#2 0.873 g	wt. avg.	
wt%				
SiO ₂	49.0 ± 1.7	47.1 ± 1.7	48.0 ± 2.9	47.77
TiO ₂	0.656 ± 0.015	0.682 ± 0.013	0.671 ± 0.039	0.62
Al ₂ O ₃	12.30 ± 0.26	11.64 ± 0.26	12.0 ± 1.0	12.9
Cr ₂ O ₃	0.357 ± 0.022	0.352 ± 0.020	0.354 ± 0.007	0.41
FeO	21.17 ± 0.22	20.76 ± 0.22	20.96 ± 0.63	18.67
MgO	6.21 ± 0.62	6.67 ± 0.68	6.42 ± 0.69	6.45
MnO	0.570 ± 0.002	0.584 ± 0.017	0.572 ± 0.004	0.54
CaO	10.28 ± 0.24	10.06 ± 0.22	10.17 ± 0.34	10.33
Na ₂ O	0.489 ± 0.011	0.474 ± 0.009	0.481 ± 0.022	0.48
K ₂ O	0.037 ± 0.003	0.030 ± 0.003	0.034 ± 0.010	0.02
Total	101.1	98.3	99.7	98.2

表4.7 Mount Padbury 玄武岩質クラストのICP-MSによる微量親石元素分析結果

	#1	#2	wt. avg.
(ppm)			
Y	15.4 ± 0.6	15.3 ± 1	15.4 ± 0.5
Ba	29.2 ± 1.6	26.9 ± 0.2	26.9 ± 0.2
La	2.76 ± 0.04	2.39 ± 0.02	2.46 ± 0.02
Ce	6.53 ± 0.02	5.81 ± 0.05	6.43 ± 0.02
Pr	1.06 ± 0.01	0.943 ± 0.008	0.99 ± 0.06
Nd	4.99 ± 0.04	4.49 ± 0.04	4.74 ± 0.03
Sm	1.61 ± 0.03	1.554 ± 0.013	1.56 ± 0.012
Eu	0.697 ± 0.019	0.577 ± 0.005	0.585 ± 0.005
Gd	2.18 ± 0.12	2.1 ± 0.02	2.102 ± 0.019
Tb	0.398 ± 0.009	0.384 ± 0.005	0.387 ± 0.005
Dy	2.71 ± 0.01	2.75 ± 0.002	2.748 ± 0.002
Ho	0.5914 ± 0.0008	0.57 ± 0.005	0.5909 ± 0.0007
Er	1.792 ± 0.001	1.721 ± 0.014	1.791 ± 0.022
Tm	0.246 ± 0.004	0.24 ± 0.02	0.241 ± 0.007
Yb	1.63 ± 0.02	1.636 ± 0.013	1.638 ± 0.012
Lu	0.246 ± 0.011	0.24 ± 0.002	0.2402 ± 0.0032
Th	0.254 ± 0.005	0.256 ± 0.016	0.254 ± 0.005
U	0.0862 ± 0.002	0.0728 ± 0.0044	0.084 ± 0.015

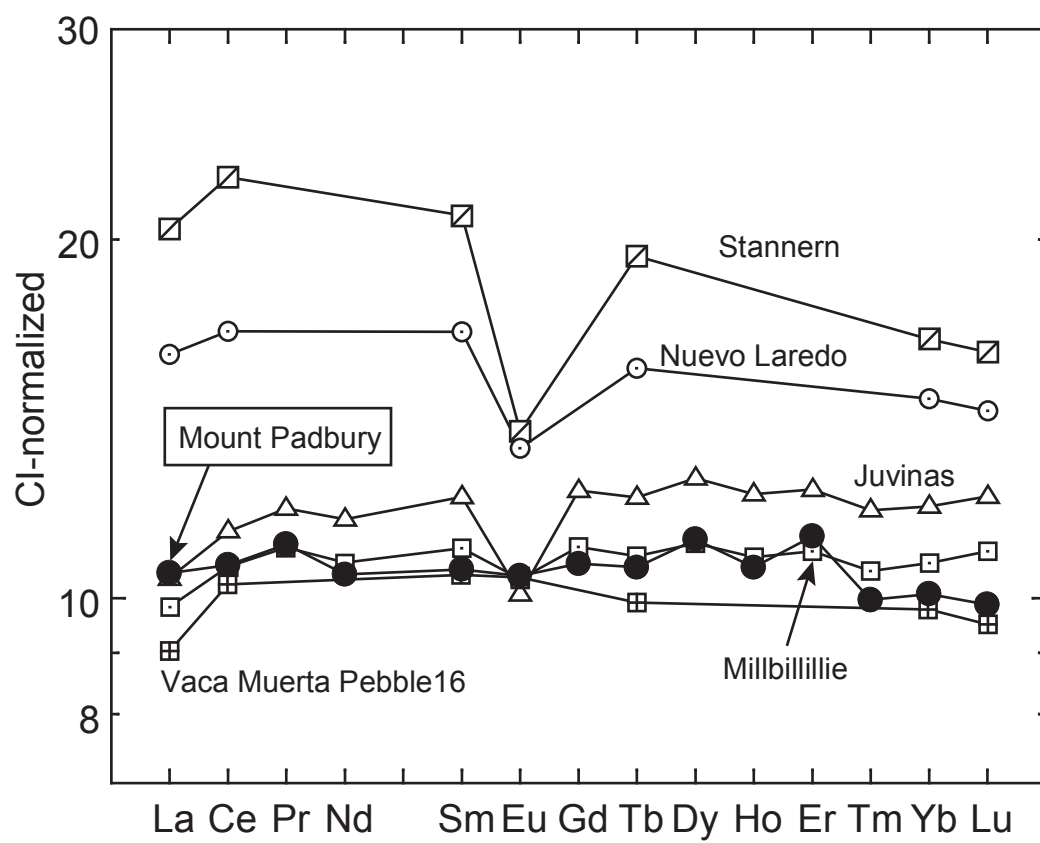


図4.7 メソシデライト玄武岩質クラストの希土類元素存在度パターン

表 4.8 Mount Padbury および Vaca Muerta 玄武岩質クラストの親鉄元素存在度

	Mount Padbury								
	#1			#2			wt. ave.		
(ppm)									
Ni	288	±	36	251	±	29	266	±	55
Co	17.08	±	0.39	17.79	±	0.40	17.4	±	1.1
(ppb)									
Pd	25.1	±	0.6	20.3	±	0.9	23.6	±	0.9
Rh	0.310	±	0.085	0.163	±	0.026	0.18	±	0.13
Pt	0.92	±	0.42	1.27	±	0.15	1.23	±	0.34
Ru	0.011	±	0.010	0.007	±	0.008	0.009	±	0.006
Ir	<0.009			<0.009					
Os	<0.01			<0.01					

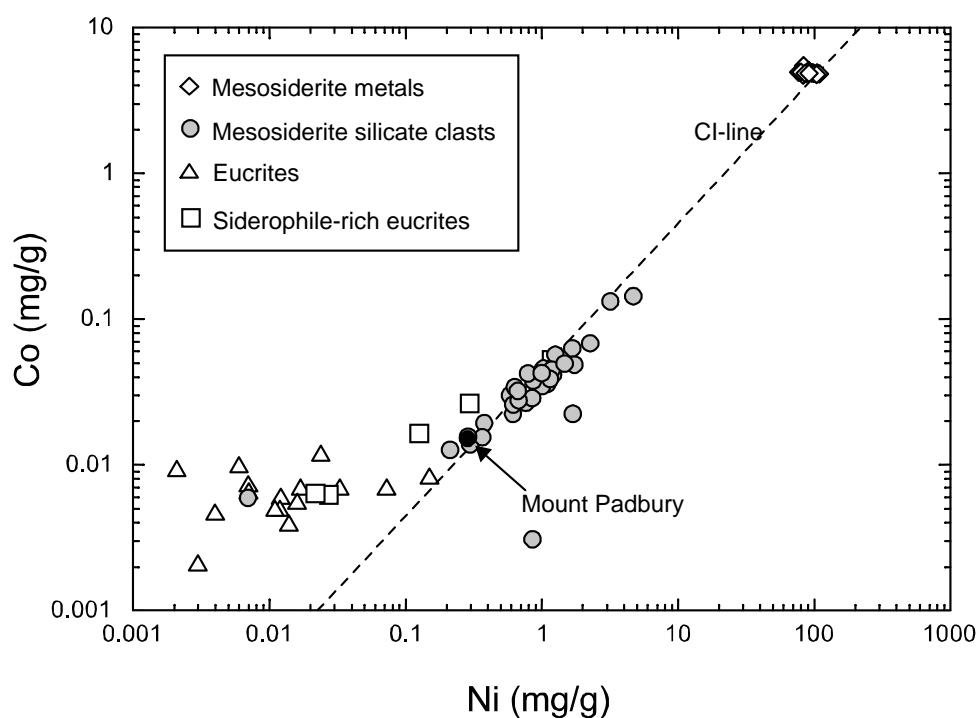


図. 4.8 Mount Padbury 玄武岩質クラストのニッケル，コバルト含有量

ユークライトの文献値は Kitts and Rodders (1998)を，メソシデライト金属相は Hassanzadeh et al. (1990)，メソシデライトケイ酸塩クラストは Rubin and Jerde (1987, 1988), Ikeda et al. (1990), Kimura et al. (1991), Rubin and Mittlefehld (1992) を，親鉄元素に富むユークライトは Okamoto et al (2005)の文献値をそれぞれ使用した．

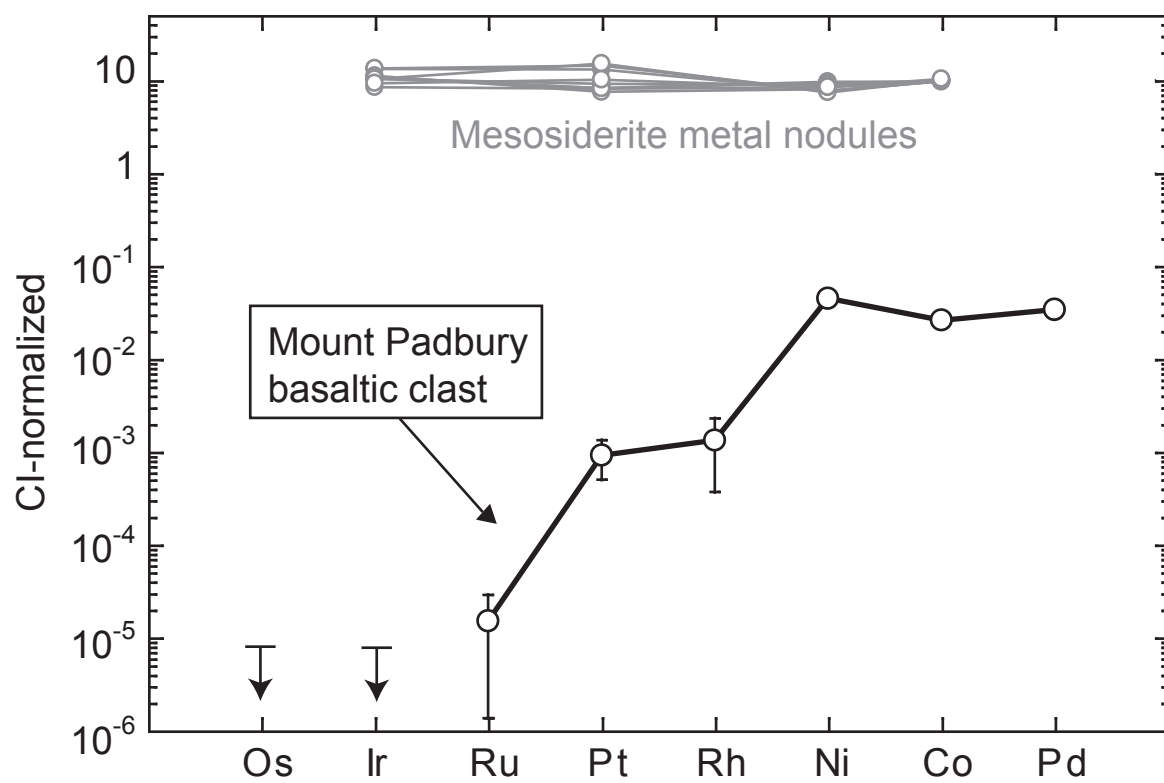


図. 4.9 CIで規格化したMount Padburyメソシデライトクラストの親鉄元素存在度パターン
メソシデライト金属相のデータはHassanzadeh et al. (1990)を使用した。

4.3. Vaca Muerta メソシデライト玄武岩質岩片の岩石鉱物学

4671-1

薄片 4671-1 は中粒から細粒のサブオフィティックな組織を示す(図 4.10). それらは主に短冊状の斜長石 ($800 \times 200 \sim 200 \times 100 \mu\text{m}$) (41.0 vol%) と他形～粒形の輝石 ($100\sim 800 \mu\text{m}$, 平均粒径 $200 \mu\text{m}$) (52.7 vol%) からなる. 鉱物粒界は曲線状をしており, 斜長石の短冊の先端は丸みを帯びている. これは強い熱変成を受けたユークライト Elephant Moraine (EET) 90020 でみられるものに似ている (Yamaguchi et al., 1996) (図 4.11). 副成分および微量鉱物として, トリディマイト, 酸化鉱物 (クロム鉄鉱, イルメナイト, ルチル), トロイライト, 鉄-ニッケル合金, リン酸塩鉱物, バデレライトが含まれる (表 4.9). 薄片試料中に明瞭なメソスタシスは存在しないが, 粒状～短冊状のシリカ鉱物, 輝石, 酸化鉱物, トロイライトの集合体が観察されることがあり (図 4.10c), その領域は他の領域に比べシリカ鉱物およびリン酸塩鉱物に富んでいる. これはメソスタシスの名残であると考えられる. いくつかの斜長石が波動消光を示すことから, この岩片は弱い衝撃を経験していると言える.

輝石は密に詰まった ($1\sim 5 \mu\text{m}$ 間隔) 非常に細い普通輝石 (ラメラ幅 $<1\sim 2 \mu\text{m}$) が均一に分布している. この輝石は, タイプ5のユークライトの輝石に類似している. 輝石は $1 \mu\text{m}$ 以下から数 μm の不透明鉱物の包有物を多く含んでおり, 全体として黒っぽく見える. 多くの普通輝石ラメラが電子プローブ・マイクロアナライザの分解能より狭いため, 輝石の化学組成は $\text{Wo}_{2.2}\text{En}_{37.6}$ から $\text{Wo}_{42.3}\text{En}_{30.9}$ の線上にプロットされる (表 4.10, 図 4.12). 輝石のマグネシウムナンバー ($\text{mg\#} = \text{molar Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times 100$) は 30.5 で, 玄武岩質ユークライトの組成範囲 ($\text{mg\#} = 30\sim 42$, Takeda 1997) に入る. 輝石の Fe/Mn 比 (molar Fe/Mn) は 28.8-33.2 である. 斜長石の結晶は一般的に包有物をほとんど含まないが, 他に比べ比較的細粒の結晶が集まっている領域の斜長石は多くの包有物を含む. 包有物は主に普通輝石, 低カルシウム輝石, シリカ鉱物からなる (図 4.10c,e). 斜長石の組成は狭い範囲 ($\text{An}_{89.2\sim 91.3}$, 表 4.11, 図 4.13) を示し累帯構造はみられない. トリディマイト ($<250 \mu\text{m}$) は輝石と斜長石の粒界に存在し, 短冊状もしくは不定形をしている. イルメナイト, クロム鉄鉱, ルチル ($\sim 100 \mu\text{m}$) は薄片中に散在している. クロム鉄鉱はしばしばイルメナイトやルチルと共生する. ルチルはつねにイルメナイトと共生する. イルメナイト中に細いバンド状に産出するルチルが

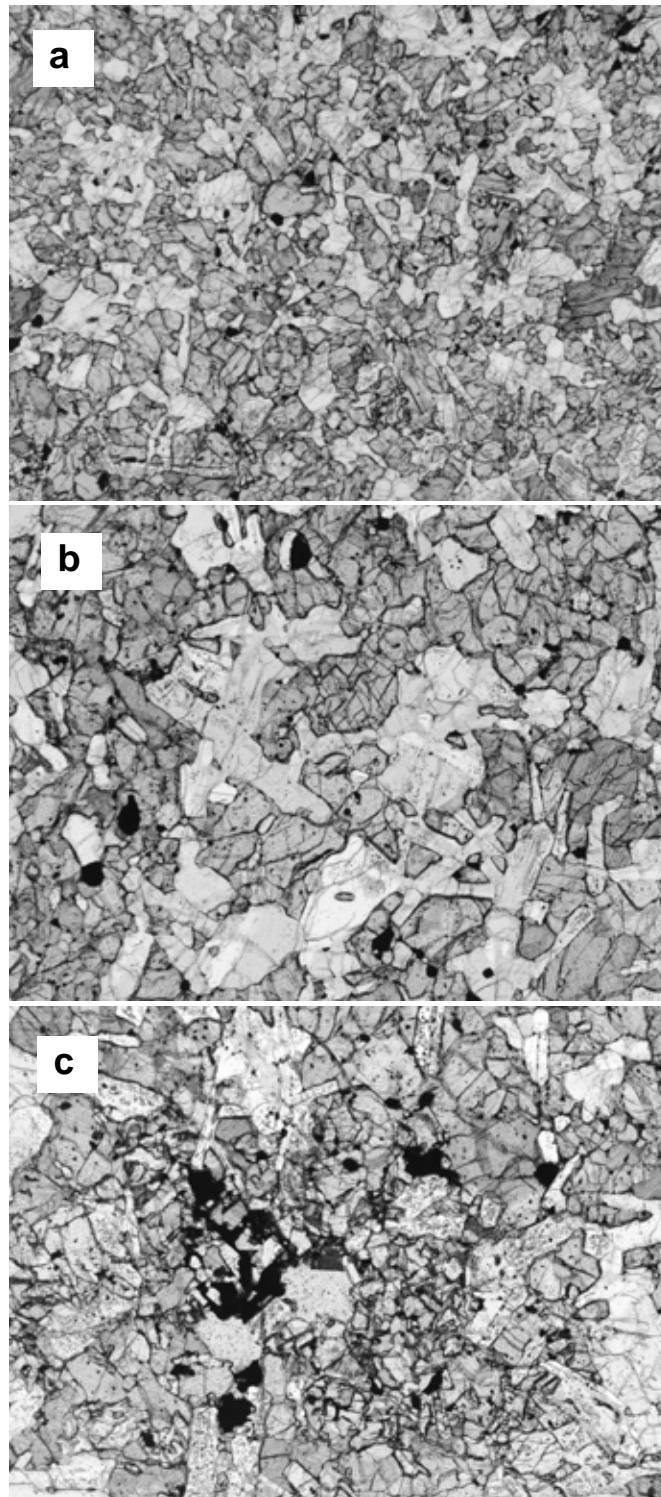


図. 4.10 Vaca Muerta メソシデライト(PTS 4671-1)の顕微鏡写真.

(a)クラストは中粒から細粒のサブオフィティック組織を示す．鉍物の粒界は曲線状で，斜長石のラスの端は丸くなっている．(b) (a)の拡大図．(c)シリカ鉍物，輝石，斜長石，酸化鉍物，トロイライトの集合体．他の領域に比べて比較的細粒の鉍物の集合体となっている．おそらくメソスタシスの名残ではないかと思われる．写真幅は(a)が 5.11 mm; (b)と(c)は 2.6 mm ．

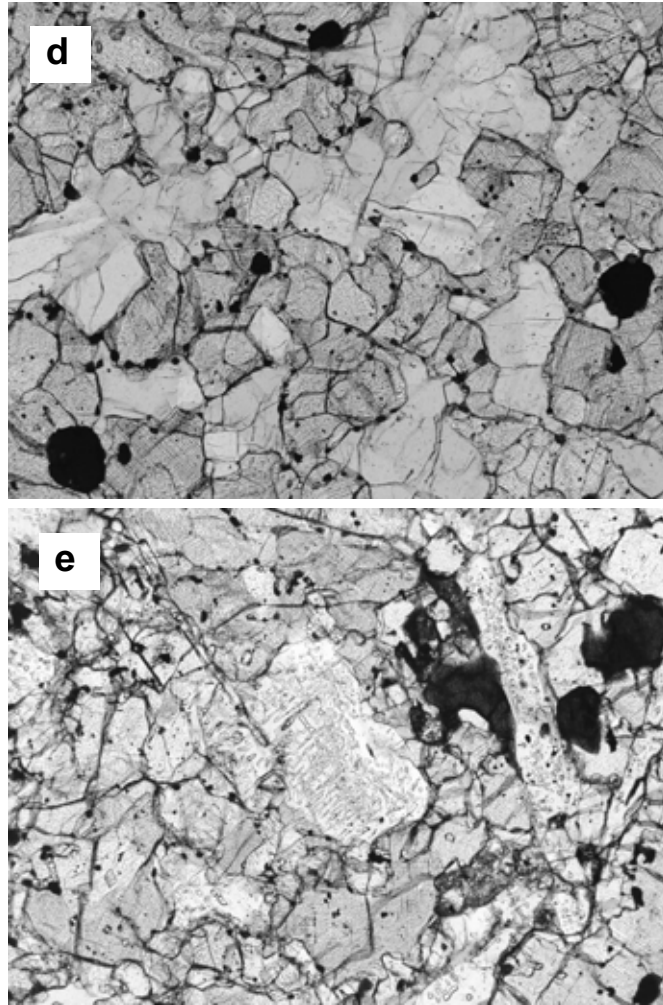


図. 4.10 Vaca Muerta メソシデライト(PTS 4671-1)の顕微鏡写真.

(d) 中粒から細粒のサブオフォティック組織を示す斜長石．斜長石は小さな包有物をほとんど含まない綺麗な結晶である．(e) 比較的細粒の結晶があつまった領域(図 4.7c の領域)の斜長石は小さな包有物を多く含んでいる．包有物は主に普通輝石，低 Ca 輝石，シリカ鉱物からなる．写真幅は(d) (e)ともに 1.29 mm．

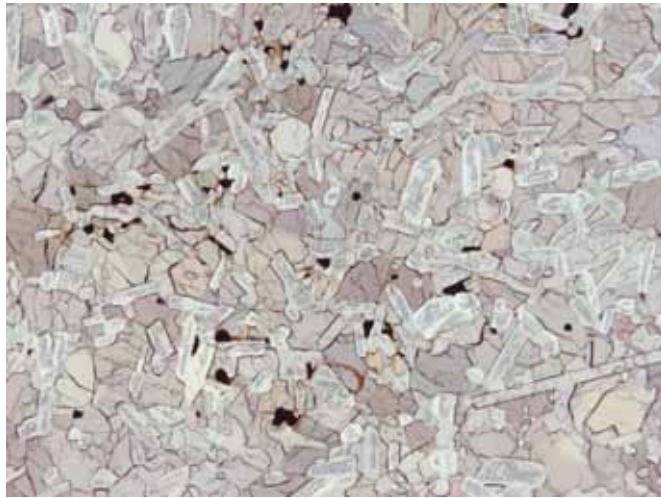


図. 4.11 EET90020 ユークライトの顕微鏡写真.
超高温熱変成作用により、斜長石のラスの先端が丸みを帯びている。写真幅は
5.11 mm。

表 4.9 本研究で用いた Vaca Muerta 玄武岩質クラストのモード

Modes (vol%)	V.M.4671	V.M.4677	V.M.4679	V.M.4695	Mesosiderite mean	Eucrite mean
Pyroxene	52.7	40.1	47.0	51.2	53.0 (4.8)	51.3 (2.6)
Plagioclase	41.0	40.2	44.3	43.0	40.6 (7.7)	43.1 (2.1)
Silica	3.8	10.3	4.6	3.4	4.2 (3.3)	4.0 (1.5)
Rutile						
Ilmenite	0.4	0.5	0.4	0.3	0.2 (0.1)	0.2 (0.1)
Chromite	1.0	1.0	1.1	0.7	0.5 (0.2)	0.2 (0.2)
Phosphate	0.1	0.9	0.1	0.1	0.2 (0.1)	0.2 (0.1)
Troilite	0.5	5.9	2.5	0.7	1.0 (0.5)	0.3 (0.3)
Metal	0.1	1.1	0.7	0.5	0.2 (0.3)	tr
Baddeleyite	tr	-	tr	tr	tr	-
Zircon	-	tr	-	-		
Total	99.5	100.0	100.5	99.9	99.9	99.9

n.d.: not detected, tr: trace (<0.1 vol%)

*Kimura et al. (1991); average of 7 basaltic clasts in mesosiderites.

**Delaney et al. (1984); average of 22 basaltic eucrites.

Figure in parentheses give 1 of analyses.

表 4.10 Vaca Muerta 玄武岩質クラストの輝石の化学組成 (wt%)

	Vaca Muerta 4671				Vaca Muerta 4677			
	pigeonite		augite		pigeonite		augite	
SiO ₂	50.6	50.4	51.3	51.5	50.9	50.7	51.2	51.4
Al ₂ O ₃	0.26	0.28	1.06	0.99	0.23	0.25	0.81	0.94
TiO ₂	0.37	0.37	0.70	0.70	0.26	0.25	0.57	0.59
FeO	35.1	35.1	16.2	16.1	32.9	30.5	14.5	12.9
MnO	1.18	1.12	0.60	0.51	1.20	1.26	0.64	0.64
MgO	12.3	12.0	10.5	10.6	13.7	15.7	11.3	12.6
CaO	1.00	1.33	20.0	19.8	1.10	1.18	20.3	19.7
Cr ₂ O ₃	0.10	0.11	0.34	0.33	0.09	0.12	0.28	0.37
Total	100.9	100.7	100.7	100.5	100.3	99.9	99.7	99.0
Mg#	0.38	0.38	0.53	0.54	0.43	0.48	0.58	0.64
Wo	2.2	2.9	42.3	42.1	2.4	2.5	42.9	41.6
En	37.6	36.8	30.9	31.2	41.7	46.7	33.3	37.1

	Vaca Muerta 4679				Vaca Muerta 4695			
	pigeonite		augite		pigeonite		augite	
SiO ₂	49.6	50.2	51.3	51.0	50.0	50.0	50.9	50.9
Al ₂ O ₃	0.27	0.23	0.91	0.81	0.46	0.21	0.84	0.91
TiO ₂	0.34	0.21	0.70	0.65	0.30	0.43	0.62	0.49
FeO	34.8	34.8	16.5	17.1	34.9	34.1	17.5	17.7
MnO	1.10	1.00	0.46	0.64	1.10	1.01	0.57	0.56
MgO	12.4	12.0	10.5	10.1	12.1	12.1	10.3	9.8
CaO	1.15	1.15	19.5	18.8	1.32	1.04	19.3	19.2
Cr ₂ O ₃	0.12	0.03	0.34	0.32	0.14	0.09	0.32	0.32
Total	99.9	99.7	100.3	99.5	100.3	100.1	100.3	99.9
Mg#	0.39	0.38	0.53	0.51	0.38	0.38	0.51	0.50
Wo	2.5	2.6	41.5	40.1	2.9	5.0	40.1	41.1
En	38.0	37.1	31.2	30.5	37.1	36.8	30.3	29.2

Mg# = Mg / (Mg + Fe) mol., Wo = 100 × Ca/(Ca + Mg + Fe) mol.,

En = 100 × Mg/(Ca + Mg + Fe) mol.

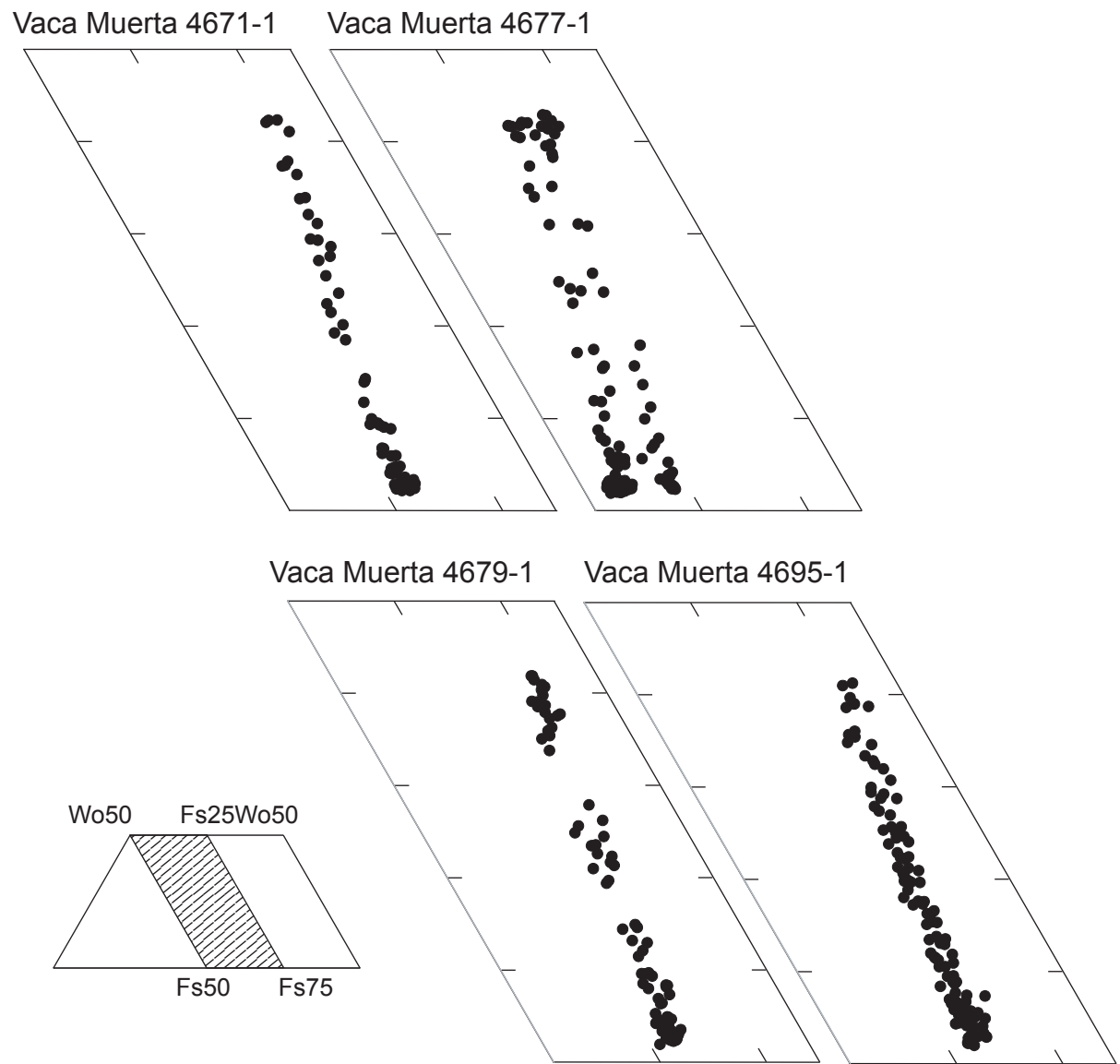


図4.12 Vaca Muerta玄武岩質クラストの輝石の化学組成

表 4.11 Vaca Muerta 玄武岩質クラストの斜長石の化学組成 (wt%)

	Vaca Muerta 4671	Vaca Muerta 4677	Vaca Muerta 4679	Vaca Muerta 4695
SiO ₂	46.4	46.2	46.0	45.9
Al ₂ O ₃	34.3	34.5	34.4	34.8
FeO	0.32	0.29	0.20	0.22
CaO	18.4	18.1	18.4	18.3
Na ₂ O	1.06	1.03	0.99	1.00
K ₂ O	0.05	0.04	0.04	0.03
Total	100.5	100.2	99.9	100.2
Or	0.3	0.3	0.2	0.2
Ab	9.4	9.3	8.9	8.9

Or = $100 \times K / (K + Na + Ca)$ mol., Ab = $100 \times Na / (K + Na + Ca)$ mol.

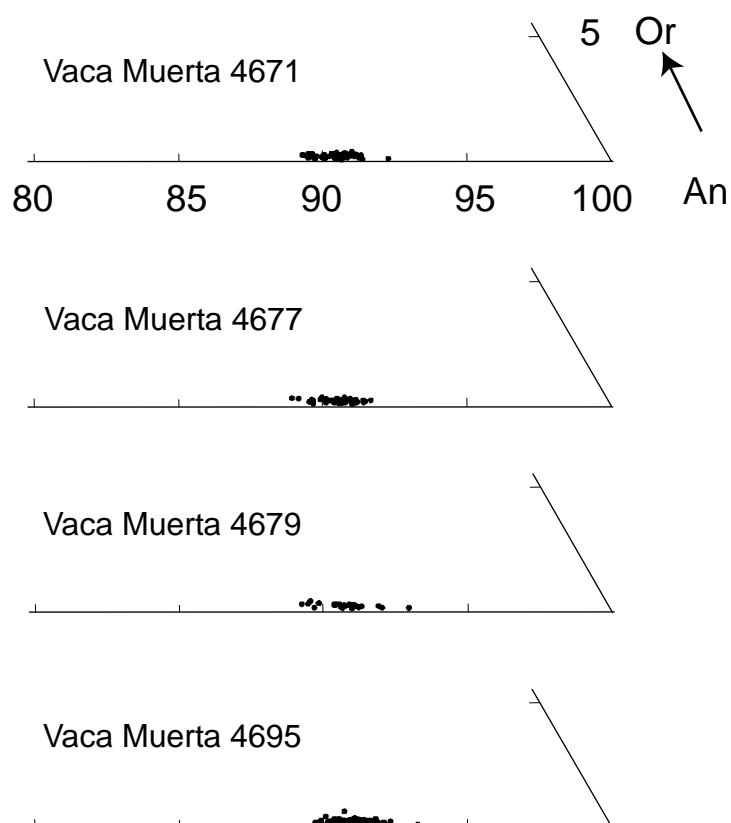


図 4.13 Vaca Muerta 玄武岩質クラストの斜長石組成

一般的である．表 4.12, 4.13 に Vaca Muerta 玄武岩質クラストのイルメナイトおよびクロム鉄鉱の化学組成を示す．4671-1 のクロム鉄鉱はチタン含有量の高いものと低いものが存在する（表 4.13, 図 4.14）．バデレアイト（ $\sim 10\ \mu\text{m}$ ）はイルメナイトと普通輝石と共生する．リン酸塩鉱物は細粒の結晶が集まっている領域に多く存在する．この領域付近の斜長石は小さな包有物を多く含んでいる（図 4.10e）

4677-1

薄片 4677-1 は細粒から中粒のサブオフィティック組織を示す（図 4.15a）．主に，短冊状から粒状の斜長石（ $\sim 600 \times 200$ から $120 \times 40\ \mu\text{m}$; 平均粒径 $\sim 350 \times 100\ \mu\text{m}$ ）（40.2 vol.%）と他形から粒状の輝石（ $40\text{--}800\ \mu\text{m}$; 平均粒径 $\sim 150\ \mu\text{m}$ ）（40.1 vol.%）からなり，副成分および微量鉱物としてトリディマイト，トロイライト，クロム鉄鉱，イルメナイト，ルチル，リン酸塩鉱物，鉄 - ニッケル合金，ジルコンからなる（表 4.9）．ケイ酸塩を貫くように存在する鉄 - ニッケル合金およびトロイライトからなる脈が存在する（図 4.15b），一部の輝石や斜長石が波動消光示すことから，この岩片は弱い衝撃を経験していると言える．岩片中には大きな不定形の，酸化した鉄 - ニッケル合金（ $800 \times 500\ \mu\text{m}$ ）が存在する．その周囲の領域には，細粒のシリカ鉱物やリン酸塩鉱物が多数存在している．鉄 - ニッケル合金やトロイライトは，脈以外には，パッチ状および数珠状に存在している．細粒の不定形のシリカ鉱物やリン酸塩鉱物が，これらの鉄 - ニッケル合金と共生する．大きな短冊状から不定形のシリカ鉱物（ $300 \times 800\ \mu\text{m}$ ）も存在している．岩片には，一部細粒の粒状の鉱物からなる領域（図 4.12c）も存在するが，両者の境界は明瞭ではない．細粒の鉱物からなる領域は多くのシリカ鉱物，リン酸塩鉱物および鉄 - ニッケル合金を含んでいる．

輝石は主にピジョン輝石からなり，細く（ $< 1\text{--}2\ \mu\text{m}$ ）規則的に並んだ（ $1\text{--}5\ \mu\text{m}$ 幅）普通輝石の離溶組織が見られる．また，細粒の不透明鉱物の包有物を多く含む．いくつかの普通輝石は厚い帯状（ $80\text{--}90\ \mu\text{m}$ ）に低カルシウム輝石中に存在する．また，単独の普通輝石も存在している．輝石の化学組成は最もマグネシウムに富んでおり，組成範囲も他の玄武岩質岩片に比べて広い（ $\text{Wo}_{41.8}\text{En}_{37.4}\text{--}\text{Wo}_{42.9}\text{En}_{33.3}$ （普通輝石） $\sim \text{Wo}_{1.9}\text{En}_{47.6}\text{--}\text{Wo}_{2.4}\text{En}_{41.4}$ （低カルシウム輝石））（表 4.10, 図 4.12）．細粒の領域および大きな鉄 - ニッケル合金の存在する周囲にある輝石はFe/Mn比およびFe/Mg比が共に低い．鉄 - ニッケル合金およびトロイ

表 4.12 Vaca Muerta 玄武岩質クラストのイルメナイトの化学組成 (wt%)

	Vaca Muerta 4671	Vaca Muerta 4677	Vaca Muerta 4679	Vaca Muerta 4695
SiO ₂	0.02	0.00	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01
TiO ₂	54.4	54.3	54.0	54.6
FeO	44.2	43.5	43.4	43.1
MnO	0.99	1.18	1.1	1.19
MgO	1.00	1.14	0.89	1.26
CaO	0.03	0.02	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.05	0.06	0.64	0.04
Total	100.7	100.4	100.0	100.3

表 4.13 Vaca Muerta 玄武岩質クラストのクロム鉄鉱の化学組成 (wt%)

	<u>Vaca Muerta 4671</u>		<u>Vaca Muerta 4677</u>	
	chr1	chr2	chr1	chr2
SiO ₂	0.05	0.02	0.01	0.04
Al ₂ O ₃	7.55	5.45	7.18	5.62
TiO ₂	6.51	16.44	7.22	18.03
FeO	36.6	36.4	36.9	35.8
MnO	0.62	0.76	1.22	1.54
MgO	0.67	0.73	0.62	0.69
CaO	0.04	0.01	0.01	0.04
Cr ₂ O ₃	46.1	38.4	45.3	35.8
V ₂ O ₃	0.84	0.77	0.72	0.52
Total	99.04	98.95	99.22	98.1

	<u>Vaca Muerta 4679</u>		<u>Vaca Muerta 4695</u>	
	chr1	chr2	chr1	chr2
SiO ₂	0.03	0.09	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	6.65	3.57	8.17	5.32
TiO ₂	4.56	18.9	4.29	23.8
FeO	33.8	50.2	32.9	36.65
MnO	0.70	0.81	0.70	0.88
MgO	0.62	0.48	0.86	1.06
CaO	0.04	0.15	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	51.1	22.9	50.98	31.9
V ₂ O ₃	1.21	0.51	0.98	0.53
Total	98.7	97.7	98.9	100.2

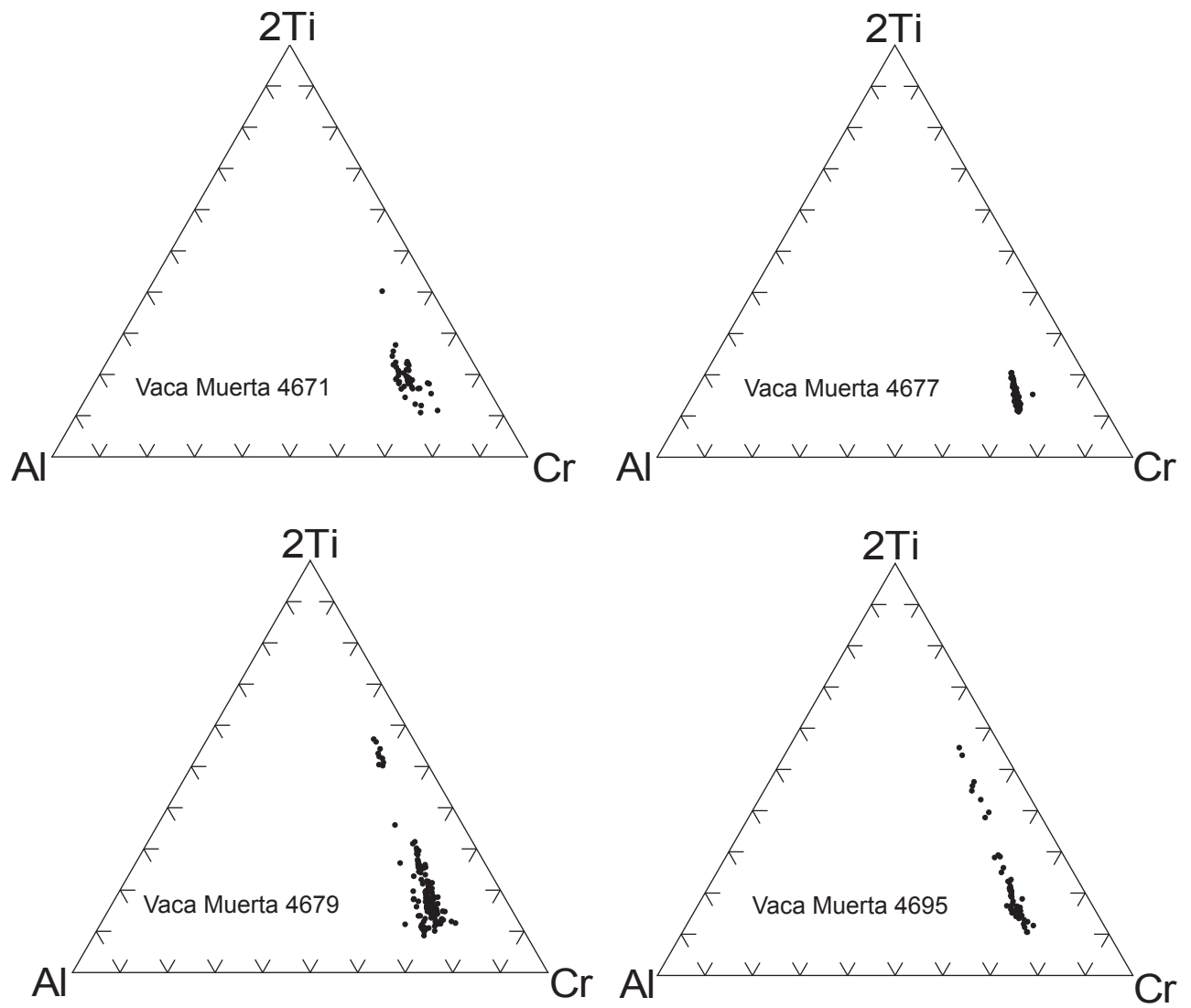


図4.14 Vaca Muerta玄武岩質クラストのクロム鉄鉱の化学組成

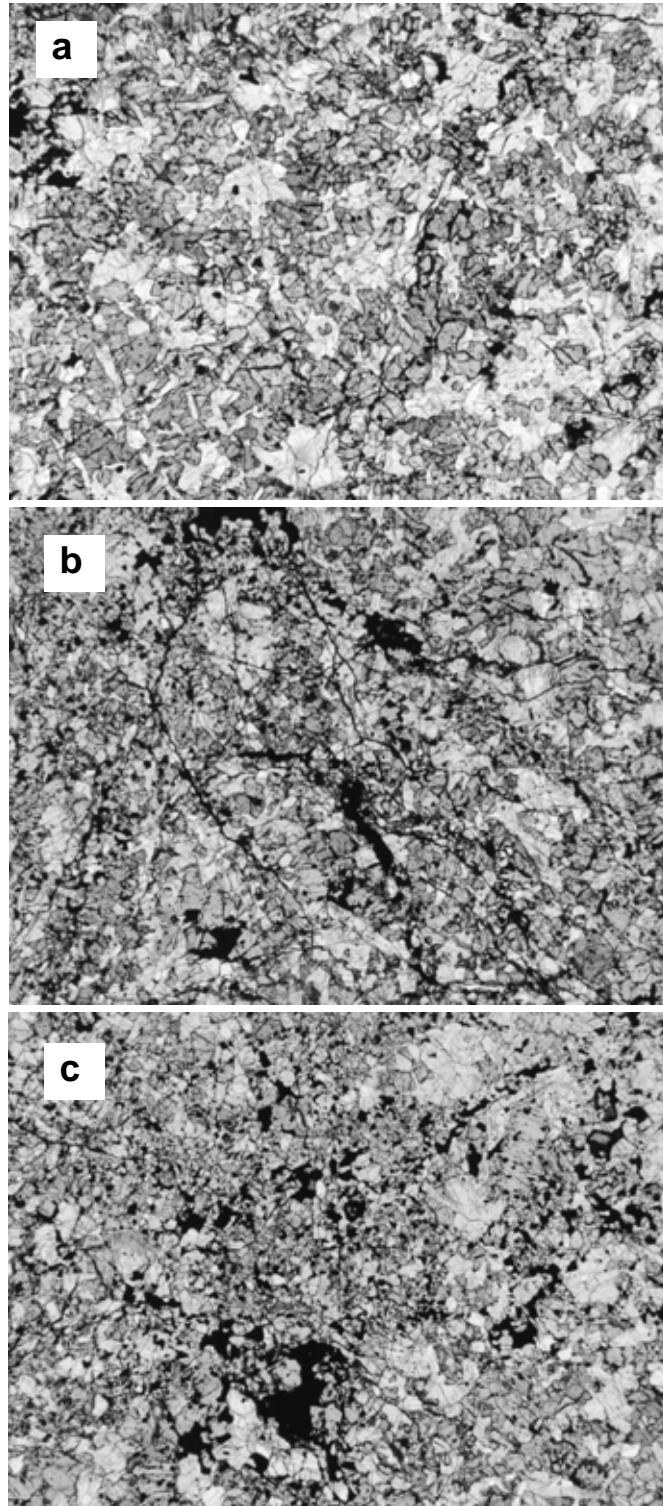


図. 4.15 Vaca Muerta メソシデライト(PTS 4677-1)の顕微鏡写真.

(a) クラストは細粒から中粒のサブオフィティック組織を示す．(b) Fe-Ni-FeS の脈がケイ酸塩鉱物を貫くように存在している．(c) 他の領域に比べ比較的細粒の鉱物が集まっている領域．写真幅はすべて 5.11 mm ．

ライトの脈の周辺では Fe/Mn 比や Fe/Mg 比の変化は見られない．斜長石の結晶は一般的に透明で包有物をほとんど含まない．

細粒の領域，大きな鉄 - ニッケル合金の存在する領域の周囲では，斜長石は輝石やシリカ鉱物の包有物を多く含む．斜長石の化学組成は均質で累帯構造は見られない ($An_{88.8-91.5}$) (表 4.11, 図 4.13)．リン酸塩鉱物やシリカ鉱物は鉄 - ニッケル合金と共生する．

4679-1

薄片 4679-1 は主に粗粒のサブオフォティック組織を示す (図 4.16a)．主に粗粒の短冊状をした斜長石 ($<2\text{mm} \times 0.6\text{mm}$) ($44.3 \text{ vol.}\%$) と他形から粒状の低カルシウム輝石 ($\sim 0.8\text{mm}$) ($47.0 \text{ vol.}\%$) からなる．副成分および微量鉱物としてトリディマイト，クロム鉄鉱，イルメナイト，ルチル，トロイライト，鉄 - ニッケル合金，リン酸塩鉱物，バデレライトからなる (表 4.9)．クロム鉄鉱，イルメナイト，ルチルといった不透明鉱物 ($\sim 200 \mu\text{m}$) は薄片中に散在している．不定形をした鉄の酸化物が薄片中に偏在している (図 4.16a の左下および右上, 図 4.16c)．鉄の酸化物が存在する領域には不定形をしたシリカ鉱物，トロイライトが共生する．

輝石は細い普通輝石の離溶組織が狭い間隔で並んでおり，タイプ 5 ユークライトの輝石に類似している．化学組成は均質で，Fe/Mn 比は 30.5 ± 2.4 である．斜長石は小さな包有物 (主に輝石，シリカ鉱物からなる) を多く含む．斜長石の化学組成は均質 ($An_{88.9-92.8}$) (表 4.11, 図 4.13) である．斜長石には弱い波動消光を示すものが存在することから，この岩片は弱い衝撃を経験していると言える．

4695-1

薄片 4695-1 は主に短冊状から粒状の斜長石 ($<1.5\text{mm} \times 0.6\text{mm}$) ($43.0 \text{ vol.}\%$) と，他形から粒状の低カルシウム輝石 ($\sim 0.8\text{mm}$) ($51.2 \text{ vol.}\%$) からなる粗粒から中粒のサブオフォティック組織を示す (図 4.14)．Vaca Muerta 4679 とほぼ同程度の粒径を持つが，鉱物粒界は Vaca Muerta 4679 に比べて曲線状をしており，斜長石のラスの先端は丸みを帯びている．副成分および微量鉱物として，トリディマイト，酸化鉱物 (クロム鉄鉱，イルメナイト，ルチル)，トロイライト，鉄 - ニッケル合金，リン酸塩鉱物，バデレライトが含まれる (表

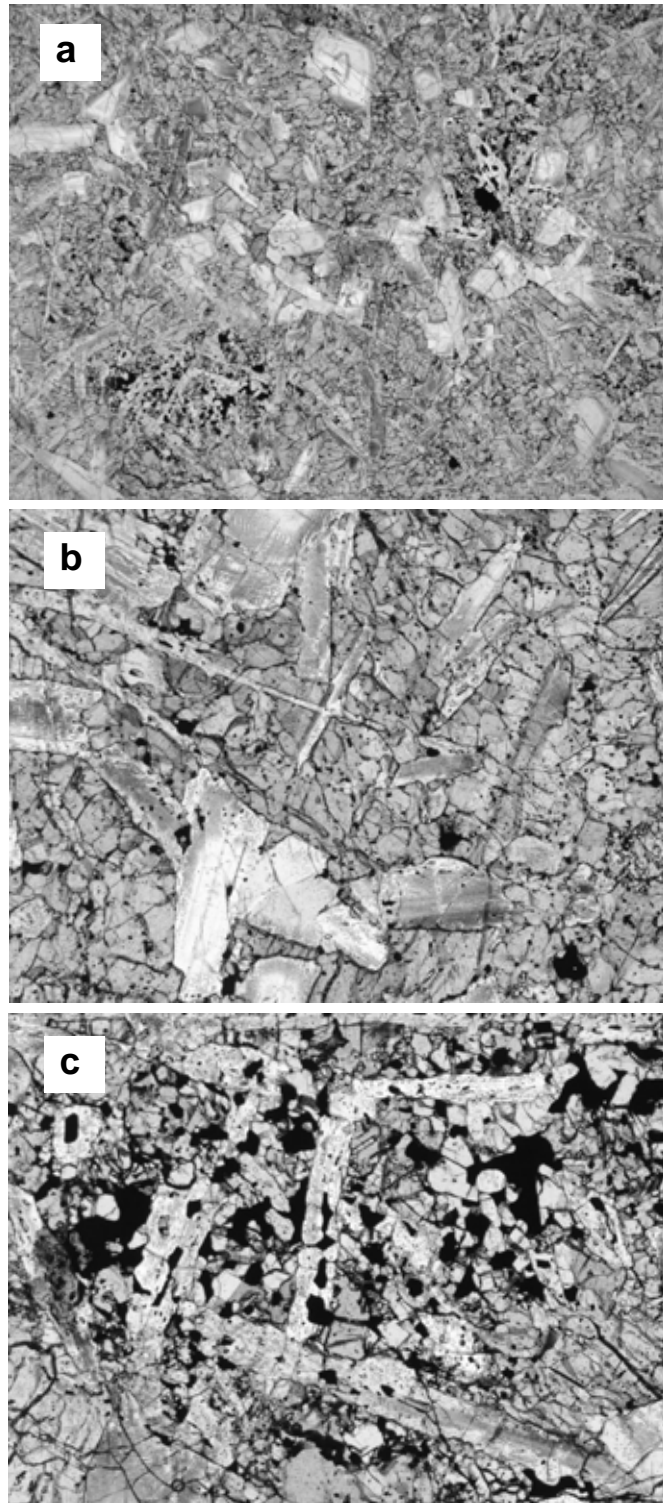


図. 4.16 Vaca Muerta メソシデライト(PTS 4679-1)の顕微鏡写真.

(a) クラストは粗粒の写真幅は(a)が 5.11 mm; (b)と(c)は 2.6 mm .主に粗粒のサブオフィティック組織からなる .(b) a の拡大図 .(c) ラス状の斜長石と ,シリカ鉱物 ,輝石 , Fe 酸化物 , トロイライト , リン酸塩鉱物からなる比較的細粒の鉱物の集合体からなる領域 .

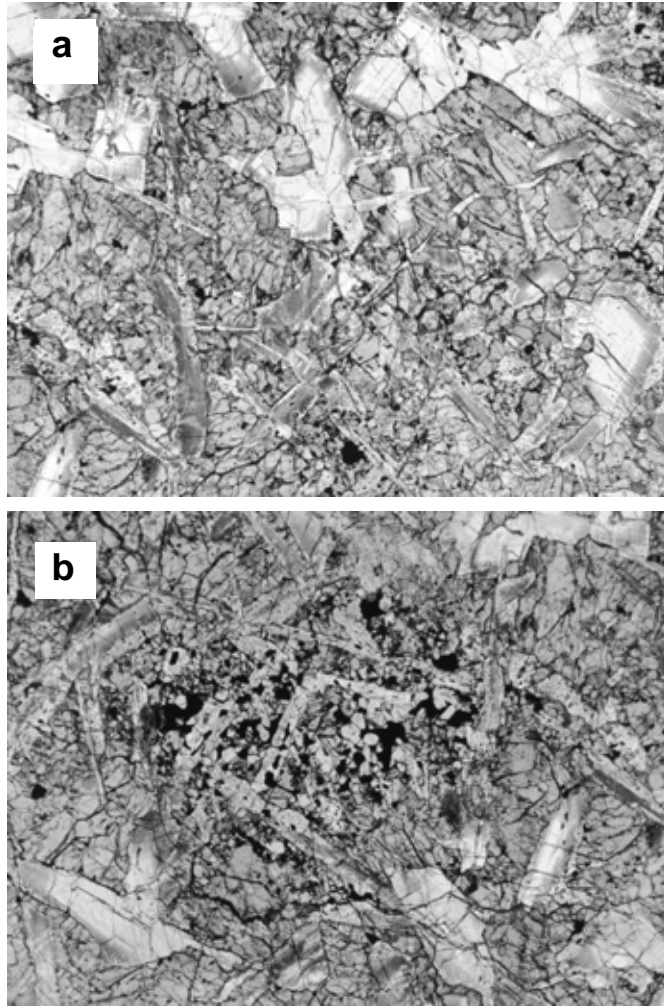


図. 4.17 Vaca Muerta メソシデライト(PTS 4695-1)の顕微鏡写真.
(a) 粗粒から中粒のサブオフィティック組織を示す. (b) 写真幅は(a)(b)ともに 5.11 mm .

4.1). 酸化鉱物の粒径は Vaca Muerta 4679 に比べ大きいものが多い (~500 μm). シリカ鉱物は薄片中に偏在しており, シリカ鉱物の多い領域は比較的細粒で, おそらく 4671 のものと同様にメソスタシスの名残であると考えられる.

輝石は他の岩片同様, 細い普通輝石の離溶組織が密に詰まっており, 組成は均質 ($\text{Wo}_{2.2}\text{En}_{37.6}$ から $\text{Wo}_{42.3}\text{En}_{30.9}$) である. 輝石の一部はピジョン輝石から斜方輝石に転位している. 斜長石の組成は狭い範囲 ($\text{An}_{89.2-91.3}$, 表 4.3, 図 4.10) を示し累帯構造はみられない. クロム鉄鉱は広い組成範囲を示す (表 4.5, 図 4.11).

4.4. Vaca Muerta 玄武岩質岩片の全岩化学組成

Vaca Muerta 玄武岩質岩片については, 分析データのない白金族元素分析のみを行い, その他の全岩化学組成は, 同一試料の分析を行った Kimura et al. (1991) の文献値 (表 4.14–15) を以後の議論に用いた.

玄武岩質岩片のマグネシウムナンバー (= モル $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) は, Vaca Muerta 玄武岩質岩片は 4671, 4677, 4679, 4695 でそれぞれ 41.1, 47.9, 37.1, 40.8 である. Vaca Muerta 4677 のマグネシウムナンバーはメソシデライト玄武岩質岩片の中で最も高い値である. TiO_2 含有量はすべてメソシデライト玄武岩質岩片の範囲内 (0.52–0.73wt%) であった.

CI コンドライトで規格化した Vaca Muerta 玄武岩質岩片の希土類元素存在度パターンを, およびいくつかのユークライトと共にプロットしたものを図 4.18 に示す. Vaca Muerta 玄武岩質岩片は比較的高い希土類元素存在度を持ち ($\sim 10 \times \text{CI}$), 平坦なパターンを示す.

親鉄元素存在度を表 4.16 に示す. また, コバルトとニッケルの含有量プロットを図 4.19 に, CI で規格化した親鉄元素存在度パターンを図 4.20 にそれぞれ示す. 玄武岩質ユークライト (平均値はニッケルが 20ppm, コバルトが 6.5ppm; Kitts and Lodders, 1998) と比べると, ニッケルで 10–160 倍, コバルトで 2–20 倍と高い値を示す. Vaca Muerta 4671 のニッケルおよびコバルトの含有量はメソシデライトケイ酸塩岩片の中では最も低い領域にプロットされる. Vaca Muerta 4677 はケイ酸塩岩片中でも最も高い領域にプロットされた. Vaca Muerta 4679 および 4695 はこれらの中間の値を示す. CI で規格化した Co/Ni 比 (=0.84–1.30) はメソシデライトの金属相の示す値 (=0.96–1.37; Hassanzadeh et al., 1990) と類似している. 一方, Ir/Ni 比 (<0.001–0.12) はメソシデライトの金属相の Ir/Ni 比 (1.0–1.74) に比べ極端

表 4.14 本研究で用いた Vaca Muerta 玄武岩質クラストの主要元素組成

	4671	4677	4679	4695
SiO ₂	49.7	51.7	49.4	51.0
TiO ₂	0.55	0.73	0.67	0.52
Al ₂ O ₃	13.6	9.4	12.1	12.7
FeO	17.0	17.3	18.3	17.6
MnO	0.63	0.74	0.52	0.59
MgO	6.56	8.94	6.06	6.81
CaO	10.1	9.0	10.3	10.0
Na ₂ O	0.11	0.31	0.45	0.43
Cr ₂ O ₃	0.11	0.96	0.02	0.11
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.49	0.17
Total	98.5	99.3	98.3	99.9
Mg#	0.41	0.48	0.37	0.41

Reference: Kimura et al. (1991)

表 4.15 Vaca Muerta 玄武岩質クラストの微量親石元素存在度

	4671	4677	4679	4695
(ppm)				
La	2.20	2.87	2.45	2.89
Ce	5.57	5.15	4.92	4.74
Sm	1.41	1.66	1.40	1.47
Eu	0.507	0.618	0.494	0.595
Yb	1.78	1.96	1.76	1.75
Lu	0.251	0.260	0.270	0.257

Reference: Kimura et al. (1991)

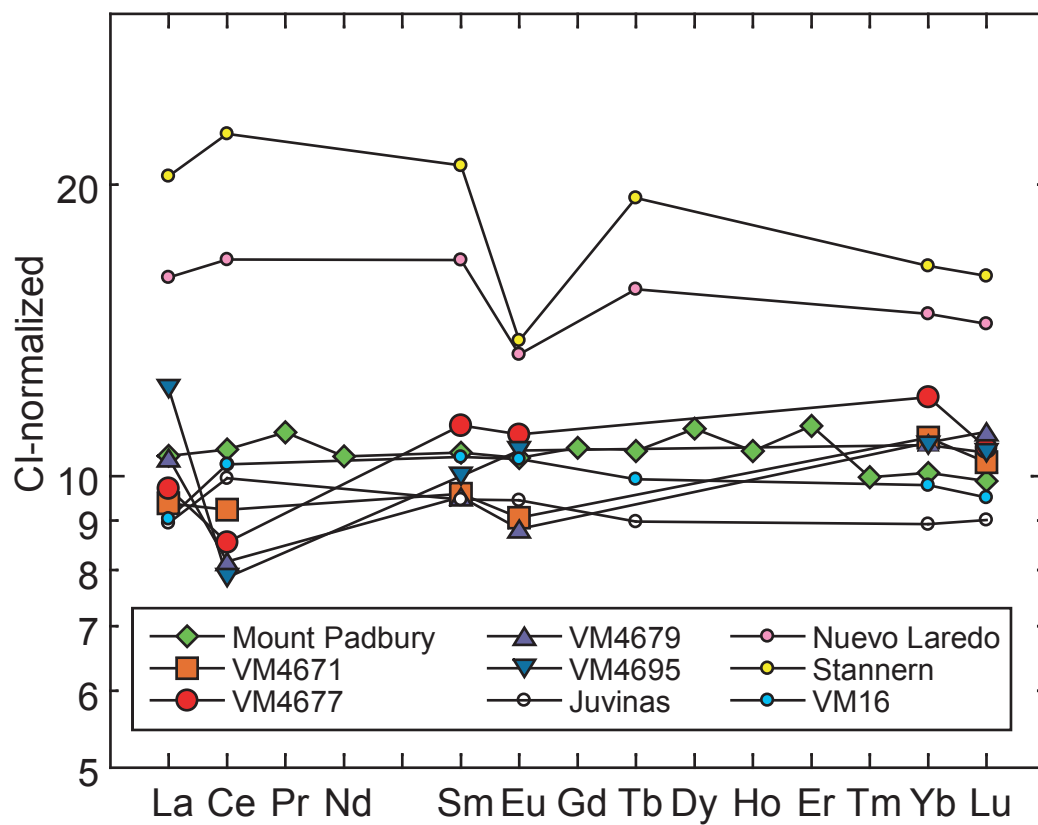


図4.18 メソシデライト玄武岩質クラストの希土類元素存在度パターン

表 4.15 Vaca Muerta 玄武岩質クラストの親鉄元素存在度

	Vaca Muerta 4671			Vaca Muerta 4677			Vaca Muerta 4679			Vaca Muerta 4695		
(ppm)												
Ni	365			3200			1180			1040		
Co	15.4			131			45.3			45.6		
(ppb)												
Pd	38.30	±	0.36	283.5	±	1.4	43.76	±	0.36	57.27	±	0.26
Rh	1.132	±	0.028	29.54	±	0.15	0.406	±	0.007	1.540	±	0.023
Pt	4.28	±	0.07	94.04	±	0.48	8.22	±	0.31	15.51	±	0.44
Ru	0.212	±	0.014	101.0	±	1.3	0.77	±	0.06	3.81	±	0.18
Ir	1.92	±	0.59	13.45	±	0.26	0.117	±	0.012	0.656	±	0.033
Os												

*Ni and Co contents of the clasts from Vaca Muerta are from Kimura et al. (1991).

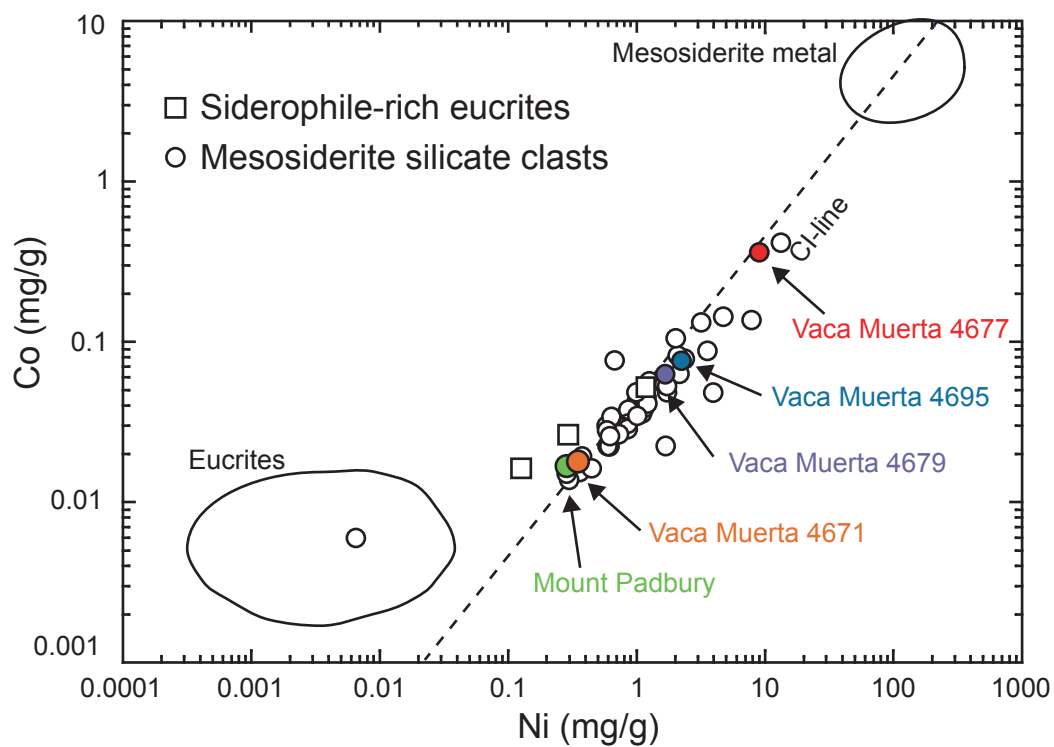


図4.19 メソシデライト玄武岩質クラストのニッケル，コバルト含有量

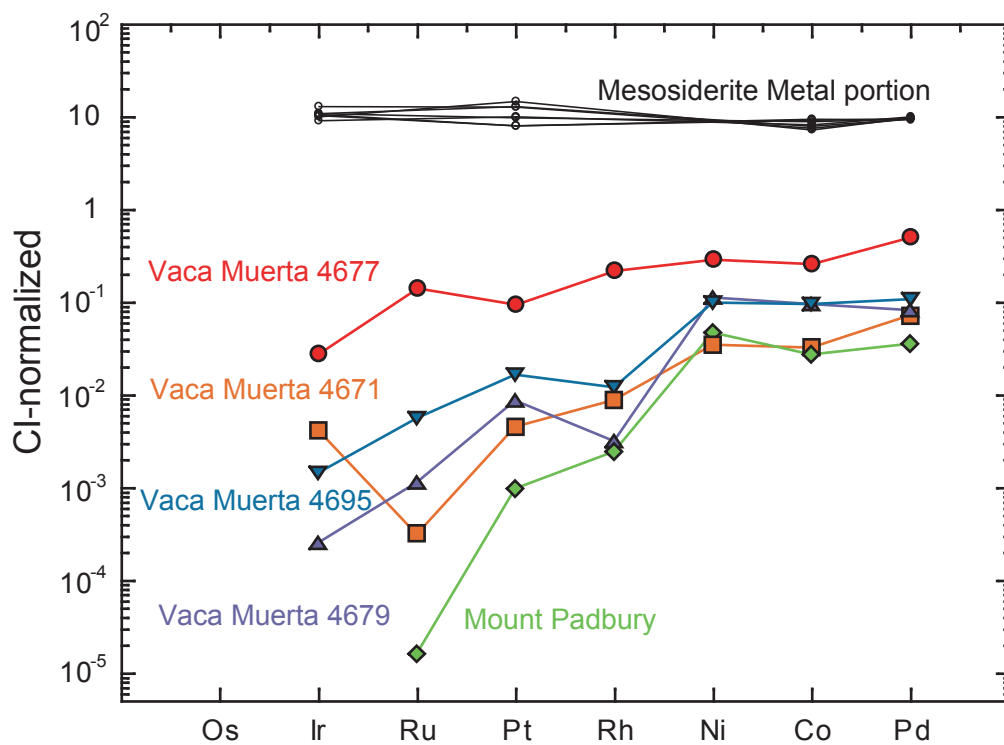


図. 4.20 CIで規格化したメソシデライトクラストの親鉄元素存在度パターン

に低い値を示す．親鉄元素存在度パターンはすべて白金族元素に乏しい，非常に分別したパターンを示す．分別の程度は親鉄元素存在度が低いほど大きくなる．

4.5. Mount Padbury 玄武岩質岩片の鉱物中の微量元素存在度

Mount Padbury 玄武岩質岩片のリン酸塩鉱物，斜長石，輝石の微量元素結果を表 4.17–4.20 に示し，CI で規格化した希土類元素パターンを図 4.21–4.23 に示す．

リン酸塩鉱物：Mount Padbury 玄武岩質岩片中のリン酸塩鉱物はメリライトとアパタイトの 2 種類が存在する．メリライトはマグネシウムと鉄を少量含む（3–4 wt%）．一方アパタイトはマグネシウムと鉄はほとんど含まず，フッ素や塩素に富む（F: ~3 wt%, Cl: ~0.3 wt%）．メリライトの希土類元素存在度は，ユーロピウムの負の異常（ $\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.05$ ）を持った軽希土類元素に富む希土類元素存在度（ランタン $\sim 5200 \times \text{CI}$; CI-normalized La/Yb ~ 2.8 ）を示す．アパタイトの希土類元素存在度パターンは，メリライト同様にユーロピウムの負の異常（ $\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.15$ ）を持った軽希土類元素に富むパターン（CI-normalized La/Yb ~ 2.4 ）を示す．しかしメリライトと比較すると，希土類元素存在度は極端に低い（ランタン $\sim 100 \times \text{CI}$ ）．

斜長石：斜長石はユーロピウムの正の異常を持った軽希土類元素に富む希土類元素存在度パターン（ランタン $\sim 1.2\text{--}5.7 \times \text{CI}$; CI-normalized La/Nd ~ 2.2 ）を持つ．斜長石の希土類元素存在度は，同一岩片内において 4 倍以上変動している．

輝石：Mount Padbury に含まれる輝石は，すでに述べたようにピジョン輝石と普通輝石からなる．輝石の分析における二次イオン質量分析計の一次イオンビーム径が 30–40 μm と輝石の離溶組織の幅よりも大きいため，分析値は離溶を起こす以前の輝石の組成を示している．輝石はユーロピウムの負の異常を持ち，重希土類元素に富む（CI-normalized La/Lu = 0.03–0.05）希土類元素存在度パターンを持つ．

表 4.17 Mount Padbury 玄武岩質クラストのリン酸塩鉱物組成

	Merrillite	Apatite	Apatite
(%)			
CaO	44.4	54.6	55.3
MgO	2.55	0.01	0.02
FeO	3.40	0.34	0.15
Na ₂ O	0.89	0.02	0.00
P ₂ O ₅	42.7	40.1	40.7
Y ₂ O ₃	0.37	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.05	0.00	0.01
MnO	0.18	0.08	0.05
F	0.41	3.02	3.23
Cl	0.00	0.33	0.29
Total	95.0	98.5	99.7

表 4.18 Mount Padbury 玄武岩質クラストのリン酸塩鉱物の微量元素存在度

	merrillite		apatite		apatite	
(ppm)						
La	1238	± 14	20.8	± 0.7	28.6	± 2.9
Ce	2494	± 26	49.5	± 2.1	67	± 6
Pr	416	± 5	8.10	± 0.30	11.9	± 1.2
Nd	2195	± 23	44.4	± 1.7	65	± 7
Sm	654	± 6	14.0	± 0.6	20.5	± 2.2
Eu	22	± 0.28	1.28	± 0.08	2.02	± 0.24
Gd	605	± 10	12.0	± 0.6	19.1	± 2.1
Tb	103	± 1.5	2.11	± 0.10	3.47	± 0.36
Dy	608	± 6	12.5	± 0.5	17.7	± 1.9
Ho	121	± 1.1	2.43	± 0.11	3.59	± 0.40
Er	316	± 11	6.5	± 0.5	10.4	± 1.1
Tm	32	± 0.33	0.85	± 0.06	1.21	± 0.14
Yb	306	± 11	6.1	± 0.5	9.3	± 1.1
Lu	45	± 2.7	0.77	± 0.08	1.01	± 0.12
Hf	191	± 22	2.8	± 0.7	3.14	± 0.35
Eu/Eu*	0.05		0.15		0.15	

Errors are 1σ standard deviation from counting statistics only.

Eu/Eu* is $\text{Eu} \times 2/(\text{Sm} + \text{Gd})$, where the concentrations are normalized to CI chondrite.

表 4.19 Mount Padbury 玄武岩質クラストの斜長石の微量元素存在度

	plagioclase (a)*			plagioclase (b)*		
(ppm)						
Y	1.746	±	0.025	6.71	±	0.20
La	0.413	±	0.030	1.22	±	0.06
Ce	0.71	±	0.05	2.06	±	0.06
Pr	0.088	±	0.010	2.57	±	0.06
Nd	0.37	±	0.05	1.02	±	0.05
Sm	0.068	±	0.011	0.19	±	0.04
Eu	1.59	±	0.07	1.65	±	0.05
Gd	0.049	±	0.019	0.21	±	0.04
Tb	0.0083	±	0.0030	0.023	±	0.009
Dy	0.040	±	0.008	0.134	±	0.034
Ho	0.011	±	0.005	0.0286	±	0.0013
Er	0.029	±	0.008	0.078	±	0.026
Tm	0.009	±	0.005	0.0171	±	0.0013
Yb		n.d.		0.0510	±	0.0031
Lu		n.d.		0.005	±	0.004
Eu/Eu*	27.2			24.8		

(a)*=plagioclase with the lowest REE abundances; (b)=plagioclase with the highest REE abundances.

Errors are 1σ standard deviation from counting statistics only.

Eu/Eu* is $Eu \times 2 / (Sm + Gd)$, where the concentrations are normalized to CI chondrite.

表 4.20 Mount Padbury 玄武岩質クラストの輝石の微量元素存在度

	pyroxene 1			pyroxene 2		
(ppm)						
Y	14.6	±	0.4	9.1	±	1.6
La	0.104	±	0.011	0.083	±	0.011
Ce	0.52	±	0.04	0.42	±	0.06
Pr	0.152	±	0.026	0.130	±	0.029
Nd	1.10	±	0.06	0.99	±	0.15
Sm	0.66	±	0.04	0.67	±	0.12
Eu	0.012	±	0.004	0.009	±	0.005
Gd	1.02	±	0.08	1.18	±	0.22
Tb	0.246	±	0.016	0.26	±	0.07
Dy	1.89	±	0.08	2.1	±	0.4
Ho	0.44	±	0.04	0.49	±	0.06
Er	1.31	±	0.09	1.57	±	0.25
Tm	0.227	±	0.036	0.233	±	0.036
Yb	1.80	±	0.10	2.17	±	0.39
Lu	0.233	±	0.018	0.26	±	0.07

Errors are 1σ standard deviation from counting statistics only.

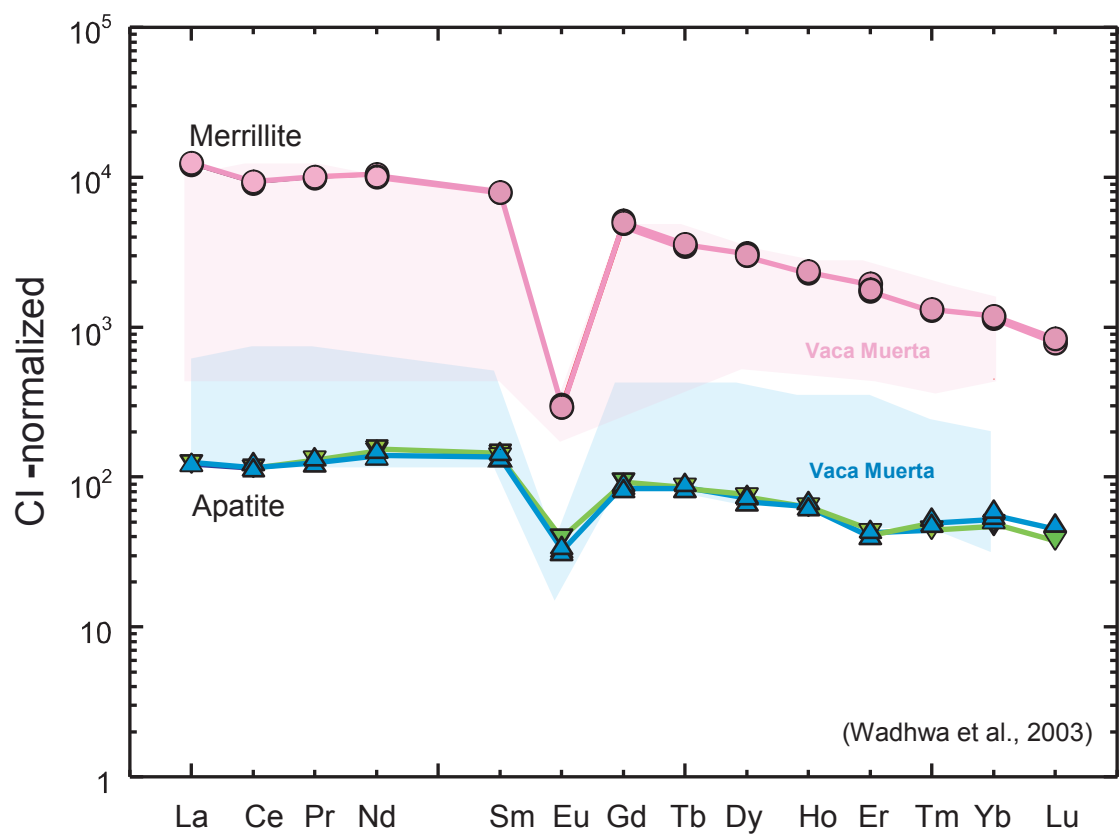


図4.21 CIで規格化したMount Padburyのリン酸塩鉱物の希土類元素存在度

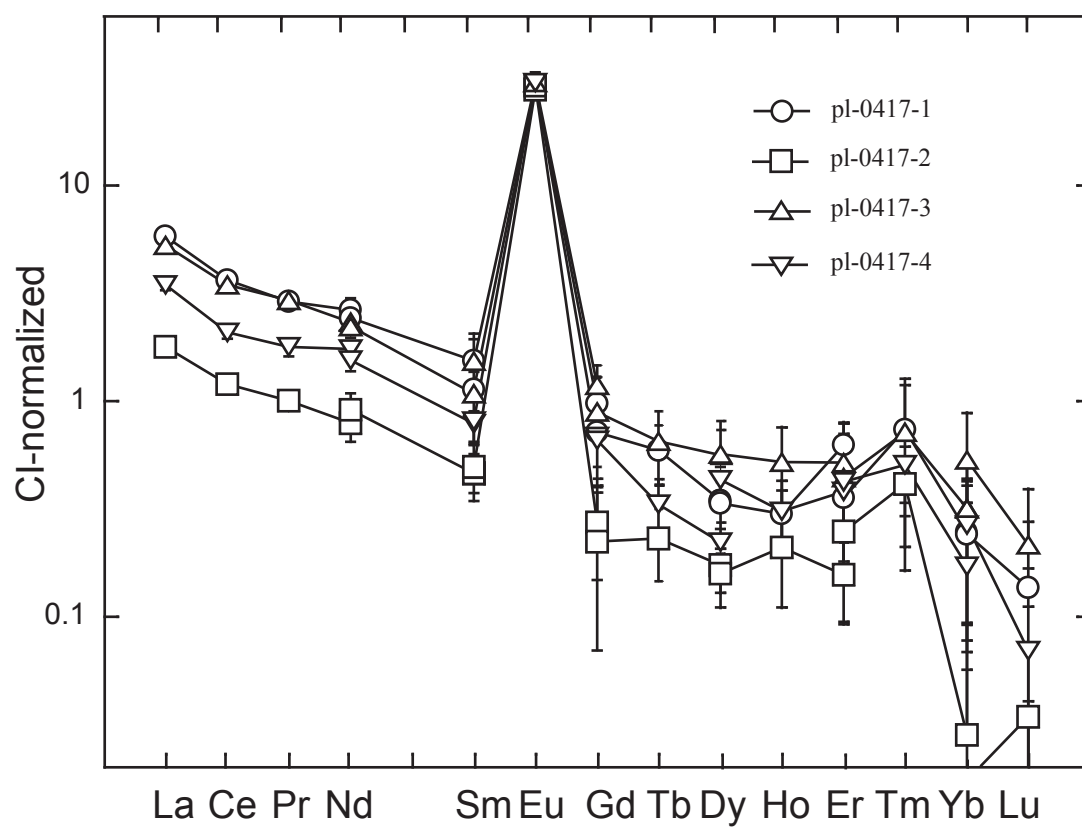


図4.22 CIで規格化したMount Padburyの斜長石の希土類元素存在度

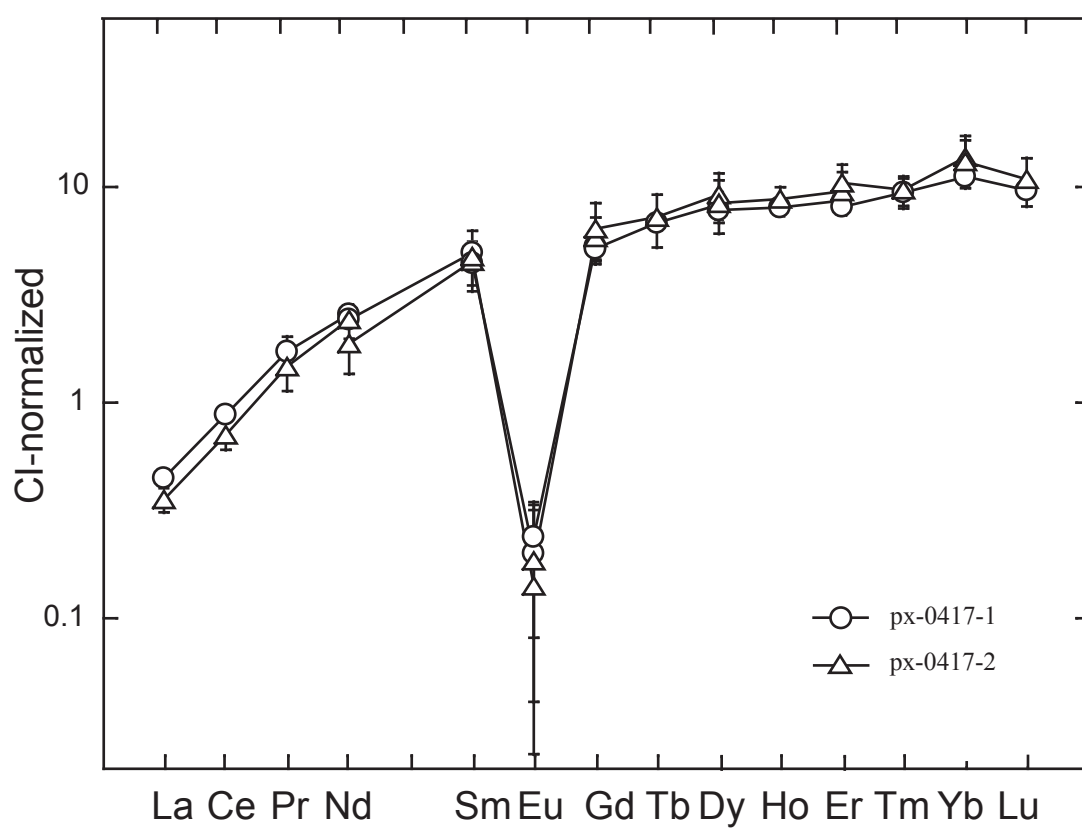


図4.23 CIで規格化したMount Padburyの輝石の希土類元素存在度

5. 議論

5.1. メソシデライト玄武岩質岩片の成因

メソシデライトは、熱変成度によって3つに分類される(タイプI-III; タイプIが最も熱変成度が低くタイプIIIが最も熱変成度が高い)(Powell, 1971; Hewins, 1983). 本研究では二次的な変成の度合いの低い、タイプIのメソシデライトである Mount Padbury および Vaca Muerta を選別した.

しかし、タイプIのメソシデライトにおいても、二次的な変成度の度合いは岩片ごとに様々である. そのなかには、コンドライト的な先駆物質の溶融によってできたマグマから結晶化してできたものではなく、より分化した、非コンドライト的な組成を持つマグマからできた“polygenic”なものも含まれると考えられている(Rubin and Mittlefehldt, 1992).

本研究では、メソシデライト玄武岩質岩片の初期分化過程を含む、一連の分化過程を明らかにすることを目的としているため、二次的にできたと考えられる岩片は除外し、初期の分化過程を経てできた岩片を選別する必要がある.

メソシデライト玄武岩質岩片の二次的な変成の度合いを見る指標として、輝石のモル Fe/Mn 比 (以下 Fe/Mn 比) がある. 一般に輝石の Fe/Mn 比は、天体ごと (月, 地球, 火星, コンドライト, HED) にほぼ一定の値を示す. これらの Fe/Mn 比は コンドライト > HED > 火星 > 地球 > 月の順に減少していく. この傾きを支配しているもっとも重要な要素は、集積物質の Fe/Mn 比の違いであると考えられ、おそらく太陽からの距離に比例する. 実際、玄武岩質ユークライトでは火成活動によって Fe/Mg 比は変化するが、Fe/Mn はほぼ一定の値 (28–35) を示す. これは、 Fe^{2+} と Mn^{2+} が火成活動においてほぼ同じ挙動を示すためである. メソシデライト玄武岩質岩片は、酸素やクロムの同位体組成から共通したリザーバーからできたと考えられているため、輝石の Fe/Mn 比は玄武岩質ユークライトと類似した値を持つと考えられる.

しかし実際には、メソシデライト玄武岩質岩片中の輝石の Fe/Mn は幅広い値 (18–35) を示す (Mittlefehldt, 1990). また、Fe/Mn と Fe/Mg の間には正の相関が見られる. これは、メソシデライト玄武岩質岩片の示す幅広い Fe/Mn が火成活動によるものではないことを示している. この幅広い Fe/Mn はケイ酸塩相と金属相の混合時に、固相線以下での還元、もし

くはマグマそのものの還元によって Fe^{2+} 成分が減少することによってできると考えられている (Mittlefehldt, 1990). このため, Fe/Mn比が玄武岩質ユークライトに比べ極端に低いものは, 固相線以下で還元反応を経験した一次的な玄武岩, もしくは二次的にできた玄武岩であると考えられる. よって, Fe/Mn比が玄武岩質ユークライトに比べ顕著に低いものは, 一次的な岩石成因を調べるには不適當であると考ええる.

一次的な玄武岩か二次的な玄武岩かを分類するために重要なもうひとつの基準は, 全岩の希土類元素存在度である. メソシデライト玄武岩質岩片は, その多くが CI コンドライトで規格化した希土類元素存在度が 5 倍から 8 倍程度で, 軽希土類元素に乏しく (CI-normalized La/Lu < 1), ユーロピウムの正の異常を持つ (CI-normalized Eu/Sm > 1) 希土類元素存在度パターンを示す. この希土類元素存在度は, 玄武岩質ユークライト (REE = 8–20 × CI) と比べると顕著に低い. このようなパターンを持つ玄武岩質ユークライトは存在せず, メソシデライト玄武岩質岩片に特有なパターンである. これらは当初, 玄武岩が部分溶融を起こし, 不適合元素である希土類元素が取り除かれた溶け残りであると考えられていた. しかし, 希土類元素に乏しい玄武岩質岩片中にみられる外来結晶の斜長石の存在や, 一部の集積岩質岩片の極度に分別した希土類元素存在度から, これらの岩片は, 一次的に形成した玄武岩や集積岩が大規模に溶融することによって二次的に形成した玄武岩や集積岩であると考えられている (Mittlefehldt, 1990; Rubin and Mittlefehldt 1992). 以上のことから, ユーロピウムの正の以上を持つ (CI-normalized Eu/Sm > 1), 軽希土類元素に乏しい (CI-normalized La/Lu < 1) 希土類元素存在度を持つ玄武岩質岩片は, 二次的に形成したものである可能性が高い.

上で述べた基準に基づき, 本研究に用いた玄武岩質岩片が一次的な玄武岩か二次的な玄武岩かを判断する. Mount Padbury 玄武岩質岩片の輝石のモル Fe/Mn 比は 31.6 ± 0.6 で, 代表的な玄武岩質ユークライトの値 (31.2–32.2) (Mittlefehldt, 2005) と一致する. Vaca Muerta 4671, 4679, 4695 のモル Fe/Mn 比は, それぞれ 38.7 ± 0.9 , 37.8 ± 1.2 , 37.5 ± 1.1 と高い値を示す. また, これらの玄武岩質岩片はすべて, CI で規格化して 10 倍程度と高く, かつ平坦な希土類元素存在度をもつことから, 一次的に形成した玄武岩であるといえる.

Vaca Muerta 4677 のモル Fe/Mn 比は, 代表的な玄武岩質ユークライトに比べて低く, また, 幅広い値 (= 22–32) を示した. これは, Vaca Muerta 4677 が固相線以下で還元反応を経

験した一次的な玄武岩，もしくは二次的にできた玄武岩であることを示している．Vaca Muerta 4677 は，他の玄武岩質岩片と同様，平坦で高い希土類元素存在度パターンを示すことから，一次的に形成した玄武岩が固相線以下で還元反応を経験したものであると考えられる．

以上のことから，本研究に用いたすべての玄武岩質岩片が，おそらく初期の火成活動によってできた一次的な玄武岩であるといえる．そのため，メソシデライト玄武岩質岩片の初期分化過程を含む，一連の進化過程について言及することができる．メソシデライト玄武岩質岩片の初期分化過程について議論する．Vaca Muerta 4677 については，希土類元素存在度からは一次的な玄武岩である可能性が高いが，顕著な還元反応が Fe 金属およびトロイライトの存在する付近でみられ，また，角礫化した特徴をもつため，メソシデライト玄武岩質岩片の成因の議論からは省いた．

本研究に用いた玄武岩質岩片はすべて細粒～粗粒のサブオフィティック組織を示す．サブオフィティック組織は玄武岩質ユークライトの中で最も多く見られる組織で，マグマから比較的急冷されてできたと考えられる．玄武岩質ユークライトについて行われた組織の再現実験から，斜長石の短冊の最大幅と冷却速度に相関があることがわかっており，斜長石の短冊の最大幅から，結晶化過程における冷却速度を見積もることができる (Walker et al., 1978)．この方法で見積もった冷却速度は 0.1–100°C/hr で，本研究で用いたメソシデライト玄武岩質岩片が，溶岩の噴火による急冷，もしくは比較的浅い場所でのマグマの貫入によってできた岩石であるということができる．

全岩化学組成は，親鉄元素存在度を除くと，玄武岩質ユークライトとよく一致する．図 5.1 に本研究で用いた玄武岩質岩片の全岩の Fe/Mg 比と代表的な不適合元素である TiO_2 をプロットした．本研究で用いた玄武岩質岩片は，Vaca Muerta 4677 を除いてすべて，メイングループユークライトから Nuevo Laredo を結ぶ線上にプロットされる．Nuevo Laredo トレンドは，不適合元素の存在度が増えるに従い，Fe/Mg 比も高くなり，メイングループユークライトと同様の組成を持つマグマからの分別結晶化作用によってできる玄武岩の傾向を表しているということが広く受け入れられている (例えば Stolper, 1977; Warren and Jerde, 1987)．一方，Stannern トレンドは，Nuevo Laredo トレンドと異なり，不適合元素存在度の

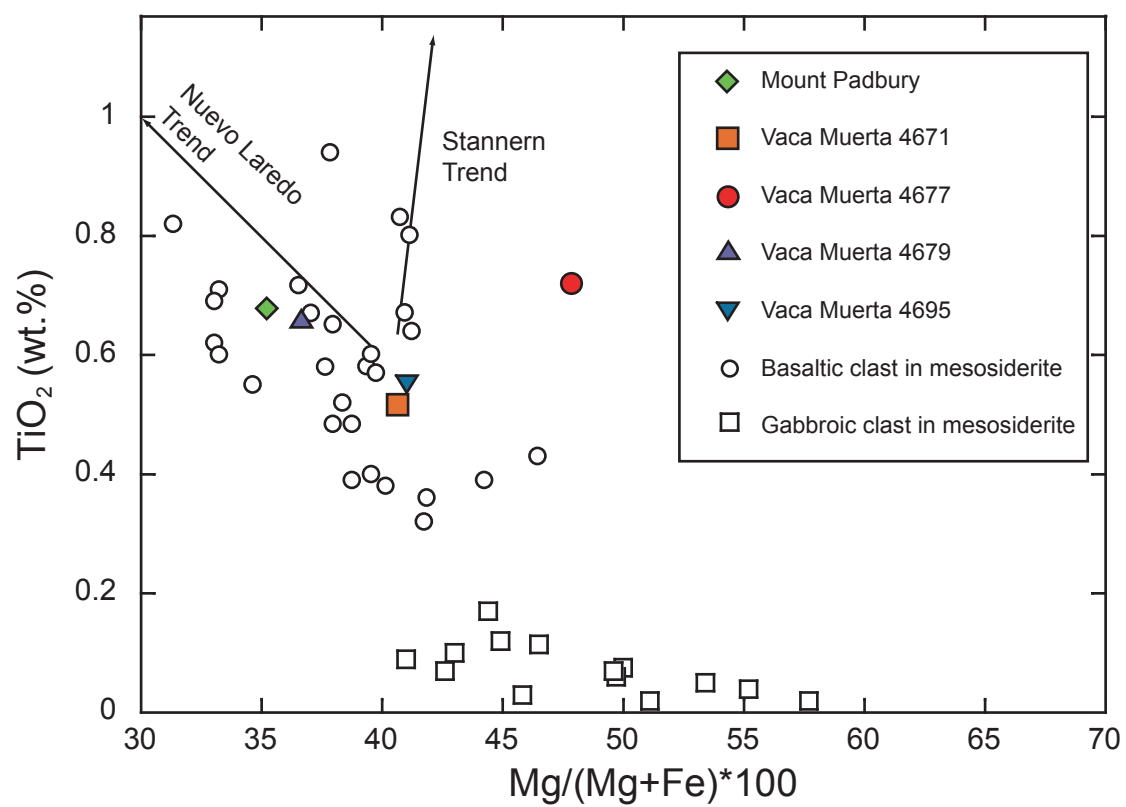


図5.1 メソシデライト珪酸塩クラストのMgナンバーとTiO₂プロット

増加に Fe/Mg 比の増加を伴わず、部分溶融によってできる一連の傾向を示しているという説が提唱されている（例えば Fukuoka et al., 1977; Mittlefehldt, 1979）。このことから、本研究で用いた玄武岩質岩片は、一連の分別結晶作用によって形成したと考えられる。

次に、Fe/Mg と不適合元素プロットと同様に、ユークライトの分類に使われるランタンとスカンジウムの含有量をプロットした（図 5.2）。ここでも図 5.1 と同様に Vaca Muerta4677 を除くすべての岩片がメイングループユークライトから Nuevo Laredo トレンド上にプロットされた。この結果は Fe/Mg 比と不適合元素から得られた結論と調和的である。

希土類元素は、本研究で用いたメソシデライト玄武岩質岩片はすべて、CI で規格化すると CI の 10 倍程度の平坦な存在度を持つ。ユーロピウムに顕著な異常を持つものがないことから、これらの玄武岩は玄武岩のもととなったマグマソースから斜長石が枯渇するまでに形成されたものであるといえる。

組織や全岩化学組成の類似性から、メソシデライト玄武岩質岩片の初期分化過程は、ユークライトと類似していたと考えられる。

これらの結果から、メソシデライト玄武岩質岩片の初期分化過程は玄武岩質ユークライトと類似した初期の火成活動を経てできたと考えられる。親鉄元素をほとんど含まないコンドライト的な物質の溶融によってマグマが形成し、そこから溶岩の噴出や浅い貫入によって急冷されたものはメイングループユークライトに類似した組成の玄武岩を形成した。また、一部は Nuevo Laredo トレンドを作ったような分別結晶化作用を受け、より鉄や不適合元素に富むメルトからの急冷によって Nuevo Laredo トレンドにプロットされるような玄武岩が形成されたと考えられる。メソシデライト玄武岩質岩片の多くが Stannern ではなくメイングループから Nuevo Laredo トレンド上にプロットされるのは、試料数が少ないための偏りなのか、メソシデライト母天体上のマグマ分化過程がユークライトと異なる進化を経たためなのかはわからない。以上の結果から、ユークライトとメソシデライトのケイ酸塩を形成した天体が、同一母天体か、異なるかは分からない。少なくとも初期の火成活動が類似していたことは確かである。

5.2. メソシデライト玄武岩質岩片の衝撃変成

本研究に用いたメソシデライト玄武岩質岩片は、輝石や斜長石の波動消光、衝撃溶融

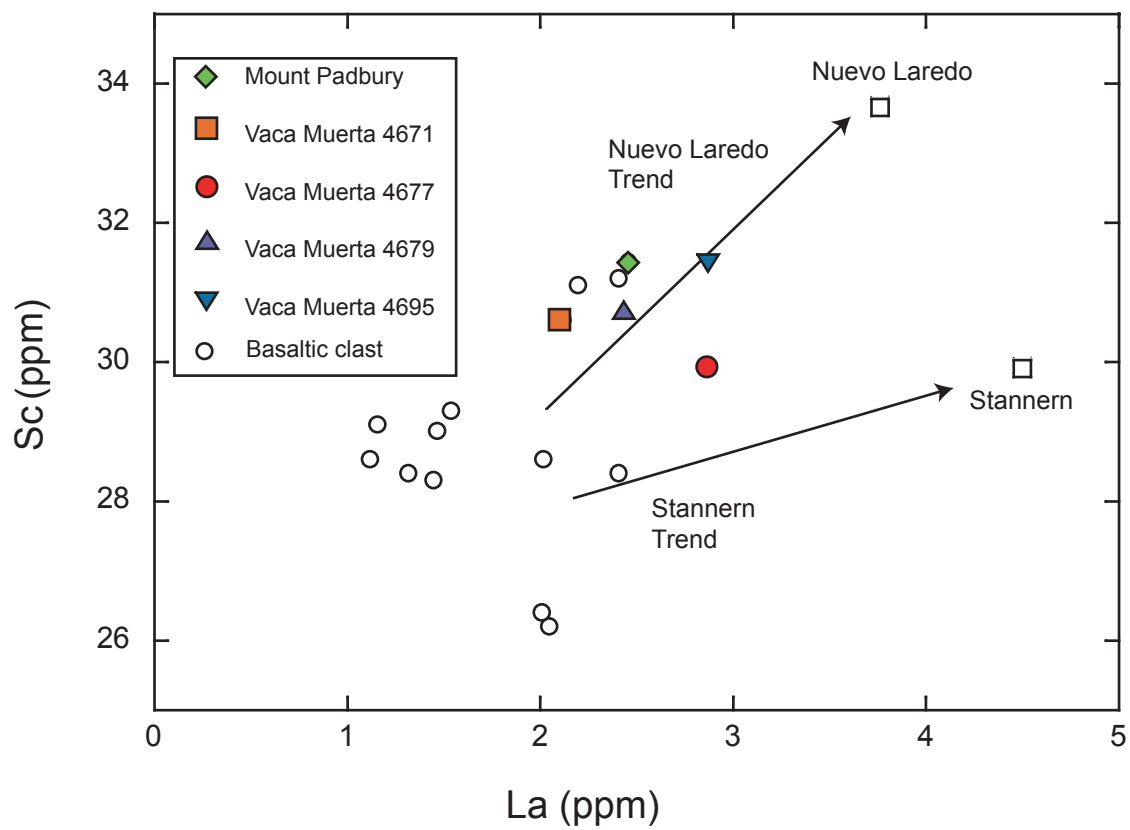


図5.2 メソシデライト玄武岩質クラストのランタンとスカンジウム含有量 (ppm)

脈の存在，岩石の破碎（微小な角礫岩化）といった様々な衝撃組織を持つ．Mount Padbury および Vaca Muerta 4671, 4679, 4695 は輝石や斜長石の波動消光が見られるほかは，顕著な衝撃変成のあとは見られない．Vaca Muerta 4677 には顕著な溶融脈がみられる．また，角礫化が見られる．玄武岩質岩片はこれらの衝撃組織から，玄武岩質エコンドライトの衝撃変成の分類（Stöffler et al., 1988）をもとに衝撃ステージを見積もると 0-2a に分類される．この 0-2a というのは，平衡衝撃圧 10GPa 以下に相当する．これは Powell(1969), Floran(1978), Floran et al. (1978) の報告したメソシデライトケイ酸塩中の衝撃の影響と一致する．

5.3. メソシデライト玄武岩質岩片の熱変成過程

5.3.1. 主要鉱物の組織および主要化学組成から推定される熱履歴

メソシデライト母天体上での初期分化過程を経てできた玄武岩は，熱変成作用を経験している．熱変成の影響は，組織や鉱物の化学組成の変化としてみる事ができる．本研究で用いた玄武岩質岩片は，サブオフォティック組織をしめすが，短冊状をした斜長石の結晶の先端は丸みを帯び，輝石と斜長石の粒界は曲線状である．これはサブオフィティック組織を形成した初期の結晶化以降に熱変成を経験したことを示している．

玄武岩質ユークライトでは，主に輝石の組織および組成に基づき，熱変成の分類がなされている．熱変成度が最も低いものをタイプ 1，最も高いものがタイプ 6 に分類される（Takeda and Graham, 1991）．タイプ 1 では，輝石や斜長石の累帯構造が顕著に見られる．玄武岩を形成するような比較的速い冷却では，輝石や斜長石は累帯構造を持つが，変成度が高くなるにつれ，熱変成によって元素の均質化が進み累帯構造は徐々に消失する．そのためタイプ 5 や 6 では，輝石の累帯構造はみられない．この分類に加え，衝撃溶融脈を持つものを区別し，タイプ 7 とする（Yamaguchi et al., 1996）．これらの分類は熱変成の温度や冷却時間を表す指標となる．

本研究で用いた玄武岩質岩片の輝石は，Ca-Fe-Mg 累帯構造は見られず，数 μm 以下の細い普通輝石の離溶組織をもち，タイプ 5 のユークライトに類似している．これは，結晶化の時に獲得した累帯構造を伴う輝石の組成が，その後熱変成によって均質化したと考えられる．タイプ 5 では，熱変成の最大到達温度はピジョン輝石 - 普通輝石のソルバス（ $\sim 1000^{\circ}\text{C}$ ）かそれ以上であると考えられている（Yamaguchi et al., 1996）．Vaca Muerta 4695 では，

一部の輝石が斜方輝石に転移しており、タイプ6に分類される。これは、Vaca Muerta 4695が、熱変成後、固相線以下の温度で、他の岩片に比べるとゆっくり冷却されたことを表している。

熱変成における平衡到達温度を、二輝石温度計 (Kretz, 1982) を用いて求めた。普通輝石とピジョン輝石の平衡到達温度は 818–1016 °C であった (表 5.1)。これは玄武岩質ユークライトの固相線 (~1050 °C: Stolper, 1977; Yamaguchi and Mikouchi, 2005) 以下であり、これらの玄武岩質岩片が固相線以下のアニーリングを経験していることを示している。

輝石以外の鉱物も熱変成の影響を受けている。例えば斜長石は、玄武岩を形成するような 0.1–100 °C/hr 程度の冷却を経験すると Na-Ca の累帯構造を持つ。しかしメソシデライトの玄武岩質岩片中の斜長石は、Na-Ca の累帯構造を示さない。タイプ5や6に分類される玄武岩質ユークライトの多くが斜長石は累帯構造を保持しており、熱変成の変成時間および温度が斜長石の組成を均質化するには充分ではなかったことを示している。これに対し、一部の玄武岩質ユークライトやメソシデライトの玄武岩質岩片中の斜長石が均質な主要元素組成を持つことは、一部の玄武岩質ユークライトやメソシデライトの玄武岩質岩片が、一般的なタイプ5や6のユークライトに比べて高い変成温度、あるいは長い変成期間を経験したためであると考えられる (Yamaguchi et al., 2003)。

輝石や斜長石の累帯構造を消失させた熱変成のタイムスケールを推定することは可能である。Miyamoto et al. (1985) は累帯構造をもつ約 50 μm の粒子の輝石の Mg-Ca-Fe を完全に均質化するには、1000 °C で 10⁶ 年かかること、さらに、EPMA で検出可能な範囲での均質化には 10⁴ 年かかることを明らかにした。したがってメソシデライト玄武岩質岩片の輝石の均質化を起こした熱変成は少なくとも 1 万年以上かかることになる。メソシデライト玄武岩質岩片の輝石の平均粒径は、最も細粒である Mount Padbury および Vaca Muerta 4671 で 100 μm 以上あるため、Miyamoto et al. (1985) の結果と、 $X \sim (Dt)^{1/2}$: (X は平均拡散距離、t は時間、D は拡散係数) という単純な拡散の式を用いると、均質化にはさらに倍以上、つまり少なくとも 2 万年以上かかることになる。

斜長石は、輝石に比べて熱変成による均質化をうけにくく、均質化には長い変成期間もしくは高い変成温度が必要である。これは、斜長石の Na-Ca の均質化には四面体構造の

表 5.1 メソシデライト玄武岩質クラストの輝石の平衡到達温度

Meteorite	Equilibration temperatures	
	average	range
Mount Padbury	888 °C	833 – 932 °C
Vaca Muerta 4671	872 °C	818 – 920 °C
Vaca Muerta 4677	906 °C	838 – 1016 °C
Vaca Muerta 4679	865 °C	850 – 974 °C
Vaca Muerta 4695	886 °C	844 – 946 °C

再構築を必要とするため (Morse, 1984), Grove et al. (1984) の $7.4 \times 10^{-25} \text{ m}^2/\text{s}$ という CaAl-NaSi の拡散係数を用いると, 最も細粒である Mount Padbury および Vaca Muerta 4671 の斜長石の平均粒径, 約 $50 \mu\text{m}$ の拡散には 1000°C で約 5 千万年, 1100°C でも約 160 万年必要である。ただし, 変成温度がケイ酸塩の固相線以上に達し, ケイ酸塩の部分熔融が生じた場合は, 固体拡散ではなくなるため, 必要な熱変成期間はそれより短くなることが予想される。この可能性に関しては以下で述べる。

輝石や斜長石の均質化を起こした熱変成の熱源としては, 短寿命核種 (^{26}Al や ^{60}Fe) の壊変エネルギーなどによる内部熱源と, 母天体上での衝撃加熱といった外部熱源が考えられる。メソシデライト玄武岩質岩片に残された衝撃の影響は, 衝撃ステージ 2 以下であることから, 衝撃圧は 20GPa 以下, 温度上昇は 200K 以下であると考えられる (Stöffler et al. 1988)。このことから, 輝石や斜長石の均質化を起こした熱変成の熱源が衝撃加熱とは考えにくい。いくつかの岩片について報告されている消滅核種の存在より, メソシデライトの初期の火成活動の期間は数万年以内であったと考えられており, このような短い期間の火成活動においては消滅核種による内部熱源を熱変成の熱源と考えることができる。つまり, メソシデライトの輝石や斜長石は, ユークライトと同様に, 母天体上での熱変成によって均質化したと考えられる。

5.3.2. 構成鉱物中の微量元素存在度から推定される熱履歴

輝石や斜長石の主要元素は均質化しているため, これ以上の議論はできない。そこで, より拡散が遅いと考えられる希土類元素に着目し, 熱変成の影響を見積もった。

玄武岩質ユークライトおよびメソシデライト玄武岩質岩片には, 二種類のリン酸塩鉱物が含まれる。ひとつはメリライト, もうひとつがアパタイトである。このうちメリライトに最も希土類元素が濃集しており, 希土類元素の重要な保持相である。

本研究で分析を行った Mount Padbury 玄武岩質岩片中のメリライトは, ユーロピウムの負の異常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.05$) を持った軽希土に富む存在度 (ランタン $\sim 5200 \times \text{CI}$, CI-normalized $\text{La}/\text{Yb} \sim 2.8$) を示した (図 4.18)。これは, すでに Wadhwa et al. (2003) により報告されている Vaca Muerta メソシデライト玄武岩質岩片中のメリライトの希土類元素存在度とよく一致した。

一般的な玄武岩質ユークライトのメリライト中の希土類元素存在度は、メソシデライト玄武岩質岩片のメリライトと類似しているが、絶対濃度が高い（ランタン $19000\text{--}26000 \times \text{CI}$, Hsu and Crozaz, 1996）。しかし極度な熱変成を経験したいくつかのユークライト（Ibitira, EET90020, Yamato (Y) - 86763）のメリライト中の希土類元素存在度は、メソシデライト玄武岩質岩片の示す範囲と一致し、一般的な玄武岩質ユークライトに比べ絶対濃度が低い（ランタン $5000\text{--}8000 \times \text{CI}$, Hsu and Crozaz, 1996; Floss et al., 2000; Yamaguchi et al., 2001）。

また、玄武岩質ユークライトの輝石や斜長石の希土類元素存在度は、その多くが軽希土と重希土の比をとると、ほぼコンドライトの比と一致する。一方、低い希土類元素存在度を示した一部の玄武岩質ユークライトおよびメソシデライト玄武岩質岩片では、輝石や斜長石は軽希土に富み、軽希土と重希土をプロットするとコンドライト的な比を持つ多くの玄武岩質ユークライトの線上の右側にくる Mount Padbury の斜長石および輝石について、それぞれ、ランタンとイットリウム、サマリウムとイッテルビウム含有量をプロットすると、一部の玄武岩質ユークライトおよびメソシデライト玄武岩質岩片中の輝石、斜長石と同様、軽希土に富む傾向を示す（図 5.3–5.4）。また、同一薄片内でも、希土類元素存在度は不均質な分布を示す。

上でのべた希土類元素存在度の特徴は、極度な熱変成によってリン酸塩鉱物を含むメソスタシスが部分熔融し、リン酸塩鉱物から溶け出した希土類元素-を多く含む液がまわりの、希土類元素含有量の低いケイ酸塩（斜長石および輝石）と反応し、希土類元素の再分配がおこったためであると解釈されている（Hsu and Crozaz, 1996; Floss et al., 2000; Yamaguchi et al., 2001; Wadhwa et al., 2003）。Mount Padbury についても、他のメソシデライト玄武岩質岩片と同様に低い希土類元素存在度を示すことから、熱変成によって、他の玄武岩質ユークライトやメソシデライト玄武岩質岩片と同様希土類元素存在度の高いメリライトと、周りにある希土類元素に乏しいケイ酸塩との間で希土類元素の再分配が起こったため、メリライトの希土類元素存在度が低くなり、輝石や斜長石の希土類元素存在度が高くなったと考えられる。

Yamaguchi et al. (1996) は、強い熱変成を経験した玄武岩質ユークライトである Ibitira や EET90020 が、部分熔融を経験していることを示唆した。メソスタシスは結晶化の最後の段階で間質性の物質として結晶化する、低温で結晶化する鉱物の集合体からなる。これら

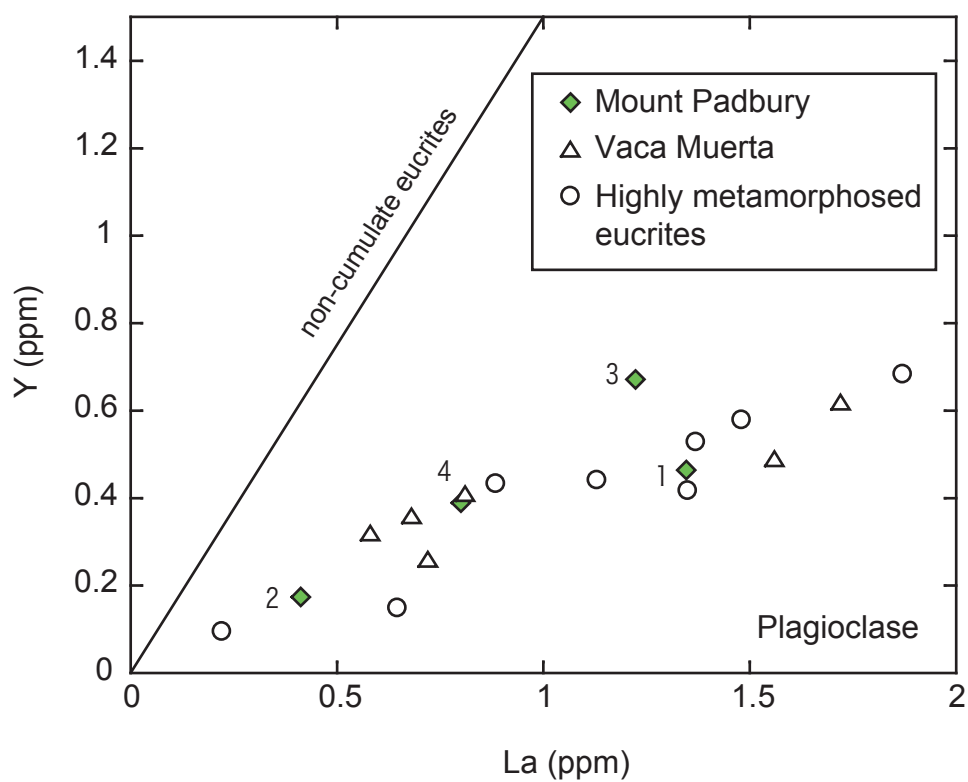


図5.3 斜長石中のランタンとイットリウム組成. 緑の菱形がMount Padburyの分析値. 三角はVaca Muerta玄武岩質クラストの文献値 (Wadhwa et al., 2003). 丸印は強い熱変成を受けた玄武岩質ユークライトの文献値を示す (Floss et al., 2000; Yamaguchi et al., 2003).

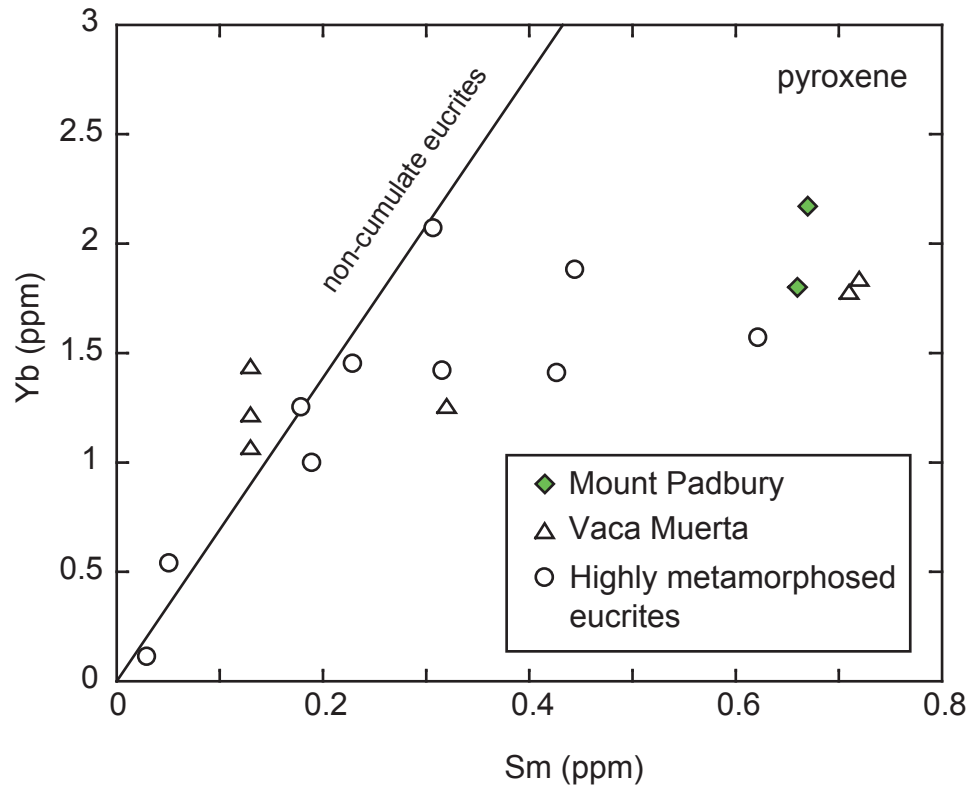


図5.4 輝石中のサマリウムとイッテルビウム組成。緑の菱形がMount Padburyの分析値、三角はVaca Muerta玄武岩質クラストの文献値 (Wadhwa et al., 2003)。丸印は強い熱変成を受けた玄武岩質ユークライトの文献値を示す (Floss et al., 2000; Yamaguchi et al., 2003)。

は熱変成の過程でガラス質から細粒の粒状組織へと成長していくと考えられるが、強い熱変成を経験した玄武岩質ユークライトでは、典型的なメソスタシス組織は存在せず、シリカ鉱物が大きなトリディマイトの短冊状組織、もしくはトリディマイト - 斜長石 - 輝石の集合体として観察される。このような大きなトリディマイトの結晶を、玄武岩組織を形成する初期の冷却速度において作り出すことは困難である。熱変成における固体状態での形成でもこのような短冊状の自形組織を形成することは困難であるため、熱変成過程において、低温鉱物の集合体であるメソスタシスが一部溶融するような熱変成温度（ $\sim 1050^{\circ}\text{C}$ ）に達し、このような自形の結晶を作ったと解釈できる。

メソシデライト玄武岩質岩片においても、顕著なメソスタシス組織は観察されず、シリカ鉱物は短冊状もしくはトリディマイト - 斜長石 - 輝石の集合体として観察される。また、この集合体中の斜長石は、輝石やトリディマイトの包有物を多く含むことから、メソシデライト玄武岩質岩片も、熱変成過程において部分溶融していることを示唆している。つまり熱変成時にソリダス（ $\sim 1050^{\circ}\text{C}$ ）以上に温度が上昇したということを示している。

微量元素存在度からは、最も熱変成度の低いタイプ1のメソシデライト玄武岩質岩片の熱変成が、ユークライト中で変成度のもっとも高いユークライトと同様の熱変成を経験したということがいえるが、この熱変成の熱源は何であろうか。ここで着目したのが、ホスフェイト中の希土類元素の存在度と、全岩の親鉄元素存在度の関係である。図 5.5 にこれらをプロットしたものをあげる。まずホスフェイト中の希土類元素存在度については、部分溶融の程度が大きいほど、つまり熱変成度の高いものほどホスフェイトの存在度が低くなっていることが Wadhwa et al. (2003)によって示唆されている。ここでは熱変成度が Mount Padbury, Vaca Muerta 4671 < Vaca Muerta 4679, 4695 < Vaca Muerta 4677 という順に高くなっていることがいえる。横軸はメソシデライト玄武岩質岩片に含まれる全岩親鉄元素存在度を示している。メソシデライト玄武岩質岩片の親鉄元素存在度は、金属相との混合の程度を示していると考えられる。図 5.5 より、金属相との混合の程度が大きいものほど、熱変成度が高くなっていることがわかる。つまり、メソシデライト玄武岩質岩片でみられる部分溶融を起こした高温の熱変成が、金属相と混合したことによる影響であると考えられる。前述したとおり、メソシデライト玄武岩質岩片で見られる衝撃の程度は 20GPa 以下であり、この程度の衝撃で部分溶融を起こす温度（ソリダス $\sim 1050^{\circ}\text{C}$ 以上）にまで加熱することは

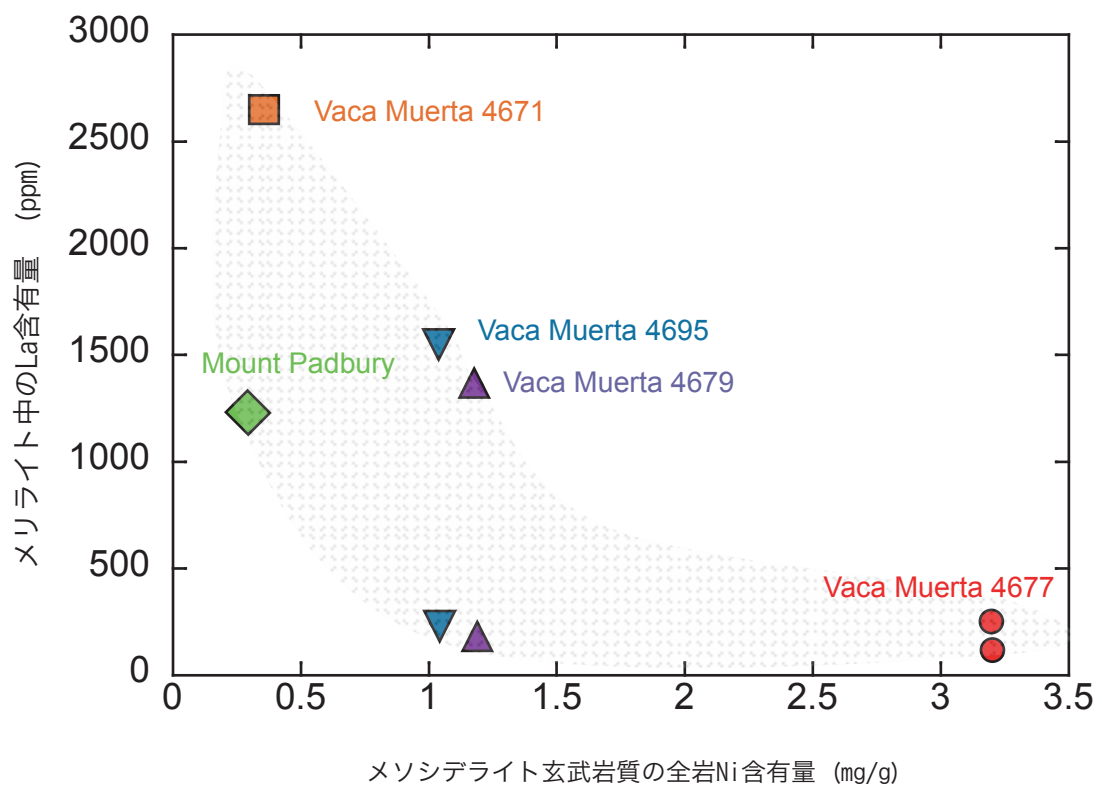


図5.5 メソシデライト玄武岩質岩片中のメリライトのランタン含有量と全岩ニッケル含有量のプロット

困難である。しかし、母天体上での熱変成中に金属との混合が起これば、この程度の衝撃でもソリダス以上を達成することは可能である。そのため、金属との混合は母天体上での熱変成期間中に起こり、衝突による更なる加熱によりメソシデライト玄武岩質岩片の部分熔融が生じたと考えられる。

変成によると考えられる組織の変化として、“clouding”と呼ばれる現象が見られる。玄武岩質ユークライトでは、結晶化の最後にイルメナイトが晶出する。初期の結晶化後の熱変成過程において酸素飽和度が下がると、輝石中の微量成分が離溶して輝石中にクロマイトができると考えられている。離溶してできた小さな包有物が、輝石全体を覆うと、輝石の“clouding”とよばれる現象が見られる (Harlow and Klimentidis, 1990)。メソシデライト玄武岩質岩片も、すべての岩片が輝石中に多くの酸化鉍物の包有物を含む。これらは玄武岩質ユークライトと同様に熱変成中に輝石から離溶してできたと考えられる。また、Vaca Muerta玄武岩質岩片のすべてにおいてルチルがイルメナイト中に離溶組織として存在している。ルチルは玄武岩質ユークライトでは見られない鉍物で、産状からイルメナイトの固相での離溶によってできたと考えられる。このことから、熱変成の条件が玄武岩質ユークライトに比べてより還元的 (900 から 1000 で $f_{O_2} \sim 10^{-17-19}$) であったといえる。これは、金属相との混合による酸素分圧の低下を経験したことによると考えられる。

5.4. メソシデライト玄武岩質岩片の親鉄元素の起源

メソシデライト玄武岩質岩片と玄武岩質ユークライトの最も大きな違いのひとつは親鉄元素存在度である。玄武岩質ユークライトの親鉄元素存在度は一般に極めて低い (Morgan et al., 1978; Warren and Jerde, 1987)。玄武岩質ユークライトを作ったマグマの親鉄元素存在度の欠乏は、金属の核がユークライトを形成する以前に分離しており、その際親鉄元素が金属相に濃集したためであると考えられている (例えば、Hewins and Newson, 1988)。メソシデライトの玄武岩質岩片も初期の火成活動は玄武岩質ユークライトに類似していたと考えられるため、ユークライトと同様、低い親鉄元素存在度が予想される。しかし、メソシデライト玄武岩質岩片中の親鉄元素存在度は、玄武岩質ユークライトと比較すると数倍から数十倍高い (図 4.16)。これは、メソシデライトの金属相からの親鉄元素の混入によるものと考えられる (Rubin and Jerde, 1987)。

メソシデライトの金属相は，化学組成が均質で，CI コンドライトで規格化するとほぼ 10 倍程度の平坦なパターンを持つ (Hassanzadeh et al., 1990). もしメソシデライトの金属相が，ケイ酸塩との衝突前に，分化した鉄隕石と同様の分別結晶化作用を経験していたならば，金属相は不均一な元素存在度を持つと考えられる．このような不均一な元素存在度を持つ金属相が固体状態のまま地殻上に衝突したのであれば，メソシデライトの金属相の組成は，試料によって元素組成に変化が見られるはずである．しかし実際にはほぼ均質な組成を示していることから，メソシデライトの金属相は，均質な組成を持った液体としてケイ酸塩と混ざり合い，その後固結したと考えられる (Hassanzadeh et al., 1990). メソシデライト玄武岩質岩片中の親鉄元素が，ケイ酸塩相-金属相の混合時に金属相からの汚染により高くなったのであれば，玄武岩質岩片中の親鉄元素存在度は，金属相と同様に比較的平坦なパターンをもつはずである．しかし，本研究に用いた玄武岩質岩片の親鉄元素存在度は，濃度の低いものから高いものまですべての岩片が，親鉄性のより強い白金族元素に乏しい分化したパターンを示した．これは，メソシデライト玄武岩質岩片に含まれる親鉄元素の起源は，単純な金属相からの汚染では説明できない．

玄武岩質岩片中の親鉄元素存在度を説明するために，蒸発/分別凝縮過程による分別を検討する．Rubin (1999) は，普通コンドライト中の大きな鉄 - ニッケル合金 (粒径 2–30mm) が，難揮発性親鉄元素 (レニウム，オスミウム，イリジウム，ルテニウム，白金，ロジウム) に乏しく，タングステン，モリブデン，ニッケル，コバルトや揮発性親鉄元素 (金，ヒ素，アンチモン) に富む親鉄元素存在度を持つことを明らかにし，これが，衝撃による蒸発/分別凝縮過程によってできたと解釈している．メソシデライトの玄武岩質岩片で見られたパターンも，ニッケルからロジウム，白金，ルテニウム，イリジウムの順に存在度が下がり，よく似た存在度パターンを示す．また，メソシデライト玄武岩質岩片は，衝撃変成を経験していることから，衝突によって蒸発した金属相の親鉄元素が玄武岩質岩片の中に混入したと考えることができる．しかし，メソシデライト玄武岩質岩片に見られる鉄 - ニッケル金属は，Rubin (1999) の主張する普通コンドライト中の大きな鉄 - ニッケル合金の形状と異なり，不定形もしくは数 μm の液滴状をしており，組織に類似性が見られない．また，タングステンはすべて検出限界以下であったことから，蒸発/分別凝縮過程ではメソシデライト玄武岩質岩片中の親鉄元素存在度を説明できない．

次に、分別した親鉄元素存在度を生じる過程として硫黄を含む部分熔融過程を検討する。Fe-Ni-S 系において、多くの親鉄元素の固体/液体間の分配係数は、硫黄の含有量に大きく依存する (Willis and Goldstein, 1982; Jones and Drake, 1983; Jones and Malvin, 1990; Jana nad Walker, 1997)。例えば Fe-NiS 系 (図 5.6) における熔融過程を考えると、最初に溶け出す液相は Fe-FeS 共融点 (硫黄の含有量が 31wt%) の組成を持つ。さらに熔融が進むと、徐々に液相に含まれる硫黄の含有量が減少し、ついには硫黄を含まない鉄 - ニッケル溶液になる。この間の硫黄含有量の変化に伴い、イリジウムの分配係数は 3 桁変化する (Jones and Malvin, 1990; Jane and Walker, 1997)。この系における硫黄含有量の効果は、Jones and Malvin によって数値化されており、

$$\ln D = -\beta \ln (1-2\alpha X_s) + C$$

と表される。 D はモル分配係数、 β は液相の金属の硫黄との結合の強さ、 α は 1.09、 X_s は液体中の硫黄のモル分率、 C は $X_s = 0$ のときに D に応じて決まる係数である。Chabot et al. (2003) が求めた白金族元素の分配係数を用い、Fe-FeS共融点から出発して硫黄含有量に応じて生じるFe-FeS液に含まれる白金族元素の含有量を計算した結果を図 5.7 に示す。Fe-FeS共融点 (硫黄含有量 31wt%) では、液相に含まれる強親鉄性元素の存在度は最も低くなり、また、ニッケルからイリジウムにかけて急激にその存在度が減少する。硫黄の含有量が減少していくにつれ、この傾向は弱まり、親鉄元素存在度は平坦なパターンに近づく。この結果は、親鉄元素存在度が低いものは、親鉄元素存在度の分別が大きく、親鉄元素存在度が高いものほど親鉄元素存在度の分別は少ないというメソシデライト玄武岩質岩片の親鉄元素存在度パターンを部分熔融の程度の違いによって説明することができる。このことから、メソシデライト玄武岩質岩片中の分別した親鉄元素存在度は、硫黄を含む、金属相の部分熔融液の混入によってもたらされたものであると考えられる。

メソシデライト玄武岩質岩片中の親鉄元素存在度パターンを、金属相の部分熔融液の混入で説明するならば、メソシデライトのケイ酸塩相と金属相の混合時に金属相が液体であったという説とは矛盾する。上で述べたように、メソシデライトの金属相の化学組成が均質なのは、混合時に均質な液体であったためであると考えられている (Powell, 1969; Hassanzadeh et al., 1990)。また、三次元的につながったマトリックスの金属、曲線状に湾曲したケイ酸塩と金属の接触面、ケイ酸塩中の細い割れに侵入した金属といった組織が

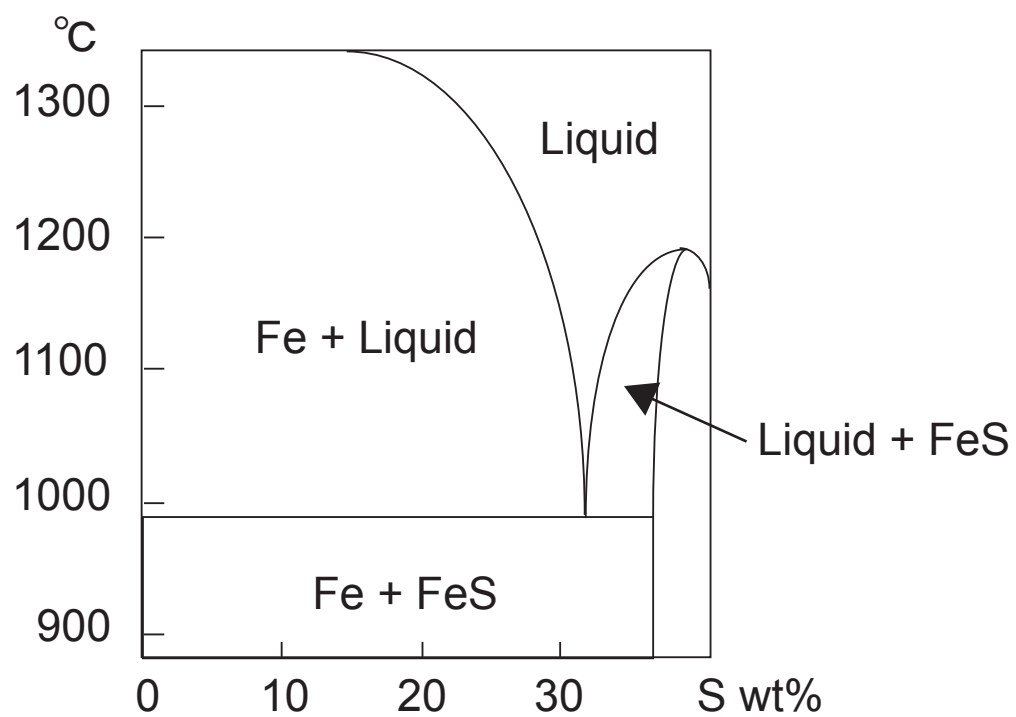


図5.6 Fe-FeS系の相図

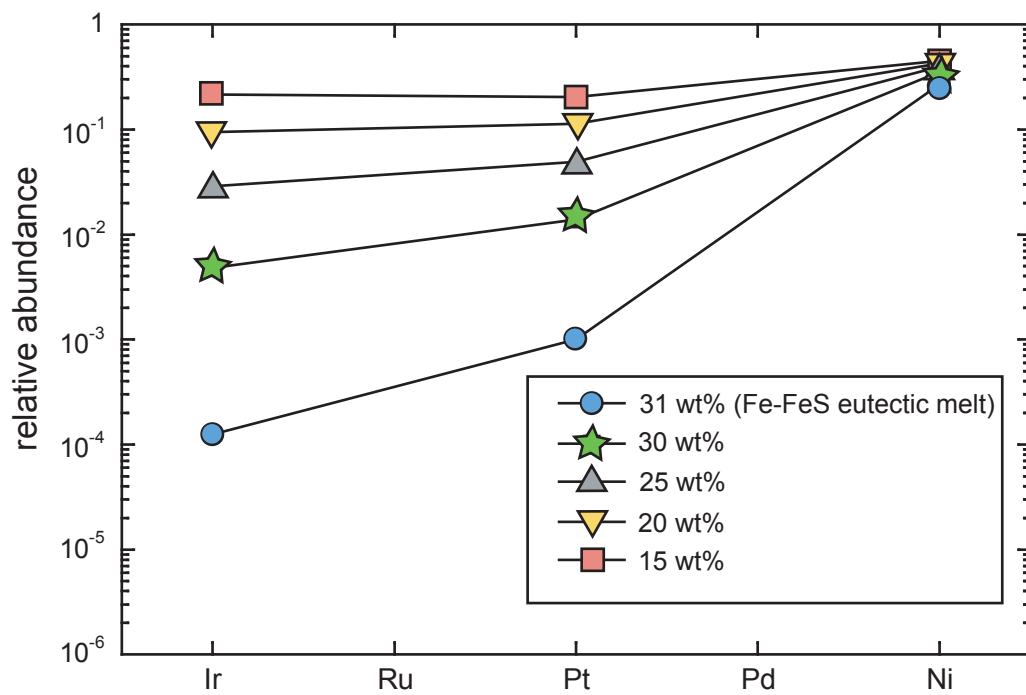


図5.7 硫黄の含有量による親鉄元素存在度の含有量の変化

らも、ケイ酸塩の角礫岩に溶けた金属が混じりあうことにできたと考えられてきた(Powell, 1969; Powell, 1971)。もしケイ酸塩相と金属相の混合時に金属相が均質な組成を持った、液体の金属であったとすると、固体のケイ酸塩に注入された金属が極度に分別した強親鉄性元素に乏しい分化パターンを持つことを説明する事ができない。しかしながら、金属相はケイ酸塩相との混合時に固体であり、衝突によって金属相の一部が部分溶融を起こし、その部分溶融液が、ケイ酸塩中に注入されたと考え、溶融の程度の違いによって強親鉄性元素の分別の程度が異なる存在度パターンを説明することが可能である。金属相が固体で、衝突による熱で部分溶融を起こしたという説は、いくつかのメソシデライト金属相の示すイリジウムに乏しい親鉄元素存在度をうまく説明することができる。

5.5. メソシデライト玄武岩質岩片の進化史

以上の議論から考えられるメソシデライト玄武岩質岩片の形成史は以下になる。

メソシデライト玄武岩質岩片は、母天体上における溶岩流の噴出もしくは浅い貫入によって急冷し、サブオフィティックな玄武岩組織を形成した。このときの冷却速度は $0.1\text{--}100^{\circ}\text{C/hr}$ で、斜長石の短冊の最大幅から見積もった冷却速度から、Mount Padbury および Vaca Muerta 4671 が、Vaca Muerta 4679, 4695 に比べて冷却速度が速かったといえる。最初の結晶化の年代は、他のメソシデライト玄武岩質岩片や、玄武岩質岩片中に含まれるジルコンから求められている年代と同時期、おそらく約 45.6 億年前であると考えられる。

次に母天体上での熱変成を経験する。この熱変成の熱源は衝突ではなく消滅核種などによる内部熱源による熱変成であると考えられる。おそらくユークライトで考えられているような母天体上での熱変成、つまり、マグマの噴火によって既存の玄武岩が徐々に母天体上で深くに埋められ、熱い母天体内部からの熱により長期間にわたる熱変成を受けたと考えられる。熱変成の到達温度は 900°C から 1000°C 程度であったと考えられる。その結果輝石や斜長石の主要元素の均質化が進む。

母天体上で熱変成を経験している熱い地殻上に金属の衝突があったと考えられる。熱変成を受けている玄武岩地殻が、衝突による更なる加熱を受けることにより、玄武岩のソリダスである 1050°C 以上に達し、玄武岩が部分溶融を起こしたと考えられる。その結果希

土類元素に富むリン酸塩鉱物の一部が溶け、生じた部分熔融液がそのまわりにある希土類元素に乏しい輝石や斜長石との間で再分配を起こした。

また、この金属の衝突は、これまで溶けた金属が固体のケイ酸塩と混合したといわれてきたが、混合時に金属は固体であったと考えられる。衝突により母天体上で大規模な近くの攪乱がおき、熱変成を経験している熱いケイ酸塩と金属が混ざり合い、衝突による加熱により金属およびケイ酸塩の一部は部分熔融を起こしたと考えられる。このとき生じた金属の部分熔融液の一部が玄武岩質岩片などにできたクラックなどを通してケイ酸塩岩片内部に注入され、玄武岩質岩片中の分別した親鉄元素存在度が獲得された。Mount Padbury および Vaca Muerta 4671 に比べると、Vaca Muerta 4679, 4695 はトロイライトや Fe 金属の含有量が多い。また、親鉄元素は Vaca Muerta 4679, 4695 の方が多く含まれるため、金属の部分熔融液の注入は、Mount Padbury および Vaca Muerta 4671 に比べると Vaca Muerta 4679, 4695 のほうが多かったといえる。また、この混合による熱の影響も、Mount Padbury および Vaca Muerta 4671 に比べると Vaca Muerta 4679, 4695 はより強く受けている。これは、より衝突による加熱の大きかった場所は、金属相の部分熔融の程度も大きく、衝突による加熱の小さかった場所は、金属相の部分熔融の程度も小さく、より硫黄に富み分別の程度の大きい親鉄元素の液が生じることと調和的である。

Vaca Muerta 4677 は、より複雑な熱史を経験している。全岩化学組成からは、Vaca Muerta 4677 はメソシデライト母天体上で一次的にできた玄武岩であると考えられる。そのため初期進化は他の岩片と同様、約 45.6 億年前に、母天体表層の溶岩流の噴出もしくは浅い貫入によって急冷し、サブオフィティックな玄武岩組織を形成したと考えられる。本研究で用いた試料の中では最も細粒であることから、このときの冷却速度はおそらく 100°C/hr 程度であったと考えられる。

Vaca Muerta 4677 は金属の混入を最も多く受けている。また、金属相の混入により還元的になり、輝石は還元反応により分解して、メタルやトリディマイトを生成する。還元反応により輝石の Fe/Mn が極端に低くなる。また、薄片内での組織の不均一性および Fe/Mn の不均一性、その後更なる衝突により角礫化していることから、Vaca Muerta 4677 は金属との混合の影響を受けやすい表層付近で金属相との混合を経験したと考えられる。また、金属相との混合以降にも天体上で衝突の影響を受け、角礫化および溶融脈ができた。

本研究の結果からは、低温の冷却速度について言及することができないが、メソシデライトのケイ酸塩および金属は低温(300-500°C 程度)で非常に遅い冷却速度($-0.2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$)を示す。この遅い冷却速度を獲得するためには、分化した天体の地殻に金属の衝突が起こり、ケイ酸塩と金属が混合した後、再集積し、地下深くに埋没させる必要がある。さらに地下深く埋没されたメソシデライトが衝突による掘り起しを受け、宇宙空間に放出されたものが地球上に落下してきたと考えられる。

6. 結論

本論文では、玄武岩質クラストの岩石・鉱物学的研究、主要・微量元素存在度の決定、鉱物ごとの微量元素存在度の決定を行い、これらの結果をもとに以下のことを明らかにした。

- (1) メソシデライト玄武岩質クラストは、その岩石組織から、表層あるいは表層付近で急冷 (0.1–100°C/hr) された。
- (2) メソシデライト玄武岩質クラストが、長期間、高温 (800–1000°C) で熱変成作用を経験していた。
- (3) 変成温度がソリダス温度 (1050°C) を超えたため、クラスト内部で部分熔融を起こし、その結果鉱物内部あるいは鉱物間で希土類元素の再分配が起こり、特徴的な組織や希土類元素存在度パターンをつくったと考えられる。
- (4) メソシデライト玄武岩質クラストはニッケルで 270ppm から 3200ppm まで 10 倍以上の組成範囲をもつ。また、これらの親鉄元素存在度はすべてが強親鉄性元素に乏しい、分化したパターンを持つ。強親鉄性元素の欠乏の程度は、ニッケル含有量が少ないほど強くなる。これは、ケイ酸塩相が金属相と混合をした際に、金属相が液として混ざったのではなく、混合時に部分熔融液を生じ、それがケイ酸塩クラスト内に混入することによって形成したためである。

これらの結果をもとに、本論文では以下のメソシデライト母天体形成モデルを提唱する。

(1) 母天体の集積

太陽系初期に固体物質の集積により、母天体が成長する。母天体の成長は内部熱源となる放射性核種 (^{26}Al) の寿命より充分早い必要がある。

(2) 内部熱源による母天体の大規模分化と、母天体表層における地殻の形成

天体サイズが大きく成長し、また、内部熱源の存在により、母天体は大規模熔融により核 - マントルの分離を起こす。母天体表層では火山活動が起こり、玄武岩質地殻の形成が起こる。玄武岩質地殻形成の年代は、メソシデライト玄武岩質クラスト

中に含まれるジルコンから求められている年代と同時期、約 45.6 億年前であると考えられる。

(3) 母天体上における大規模な熱変成過程

母天体上において、火山活動により地下に埋められた玄武岩は母天体上で熱変成を受ける。

(4) 母天体表層へ金属相（固体）の衝突

母天体表層へ固体の金属相が衝突する。

(5) ケイ酸塩相と金属相のレゴリスの形成

衝突により金属相とケイ酸塩相からなるレゴリスを形成する。

(6) 金属相（および一部のケイ酸塩相）の部分溶融

金属相の一部は衝突による熱により、部分溶融を起こす。このとき生じる液は硫黄に富み、強親鉄性元素に乏しい分化した液となる。部分溶融の程度によりこの分化の程度は異なる。生じた金属の液の一部はケイ酸塩クラスト中に注入される。これによりケイ酸塩クラストの親鉄元素存在度は高くなる。

(7) 角礫化の進行と母天体深部への埋没

金属相との混合以降も、母天体表層では衝突による角礫化が進行する。それにより Vaca Muerta 4677 のような角礫岩組織が形成する。また、度重なる衝突により母天体深部に埋められた結果、メソシデライトのもつ低温でのゆっくりとした冷却速度を獲得したと考えられる。

付録：SHRIMP II を用いた鉬物の微量元素定量分析データの評価

SHRIMP II による微量元素定量分析データの評価を行うために、主要元素および難揮発性親石微量元素濃度が均質である MPI-DING 標準ガラス(Jochum et al., 2006)のうち、ATHO-G、MN3B-G、GOR128-G の微量元素定量分析を行った。

結果を図 A-1 から図 A-3 に示す。分析条件は本論文の未知試料と同一であり、いずれのガラスにおける分析値も推奨値に対して濃度が 20–40% 低い結果となった。同一試料の 8 回の繰り返し測定における濃度のばらつきは最大 12% であった。このように絶対濃度の比較においては、推奨値と比べてすべて低くなり、また、繰り返し測定においてもばらつきが見られる。しかし CI で規格化した希土類元素存在度パターンに関しては、推奨値とよい一致を示す。

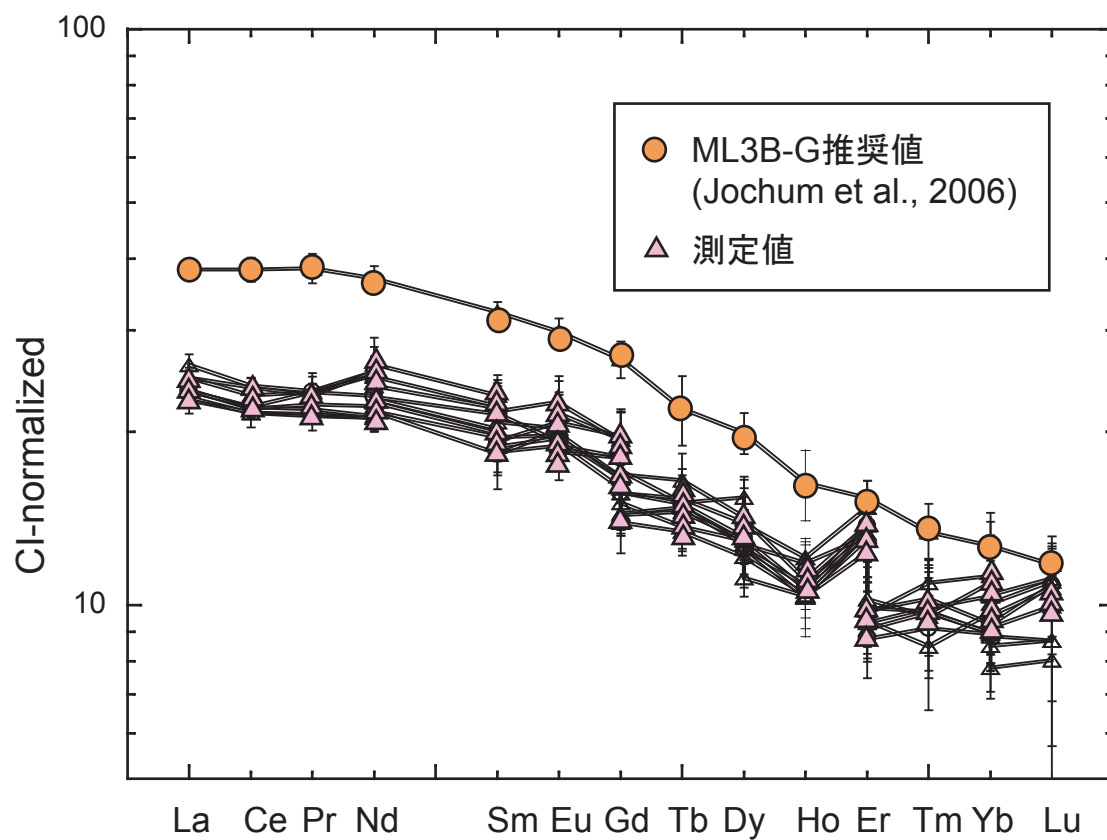
ガドリニウムでは質量数 155 と 157 を、エルビウムでは質量数 166 と 167 を濃度の計算に用いたが、質量数の違いによる濃度の違いが顕著にみられた。推奨値との存在度パターンの比較から、ガドリニウムでは質量数 155 において、エルビウムでは質量数 166 においてエネルギーフィルター法では除去しきれない妨害分子イオンの影響がでていることが考えられる。そのため、未知試料の濃度計算では、これらの質量数を省いた。

以上から、未知試料の分析値について以下のことがいえる。

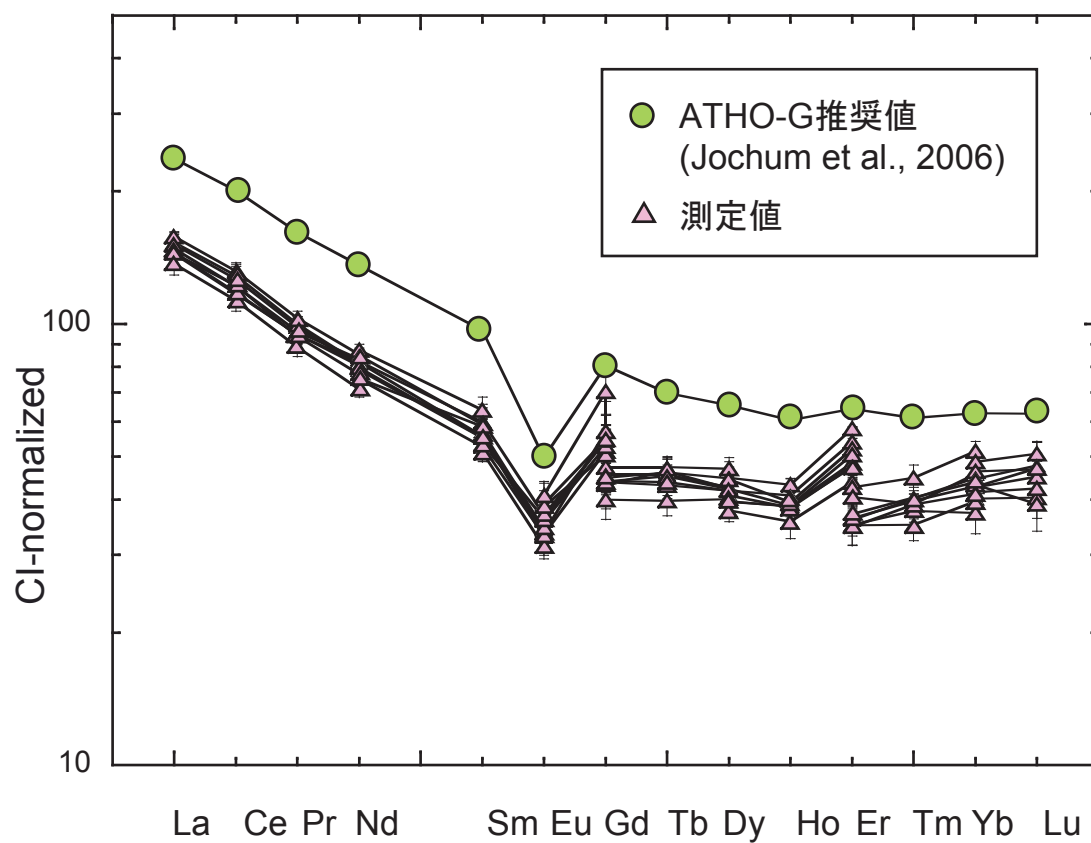
1. 絶対濃度については 20–40% の誤差が見込まれる。
2. 元素存在度パターンについては信頼ができる。
3. 相対的な存在度の違いに関して、同一標準試料を用いて濃度計算を行った場合は 10% 程度の誤差が見込まれる。

本論文内では、輝石や斜長石について、それらの絶対濃度プロットを議論に用いているが(図 5.3 および図 5.4)、これらの絶対濃度については系統的な誤差を含むと考えられる。ただし論文内の議論では、斜長石の La/Y 比および輝石の Sm/Yb 比が、玄武岩質ユークライトに比べ、熱変成度の高い玄武岩質ユークライトおよびメソシデライト玄武岩質岩片では高い値を示す(つまりプロットした際に傾きがゆるやかになる) という一般的な傾向に基づく議論であるため、La/Y および Sm/Yb の相対値のみを見ていることになる。相対濃度に関しては 10% 程度の誤差で議論することができるため、本論文の議論が変わることはない。

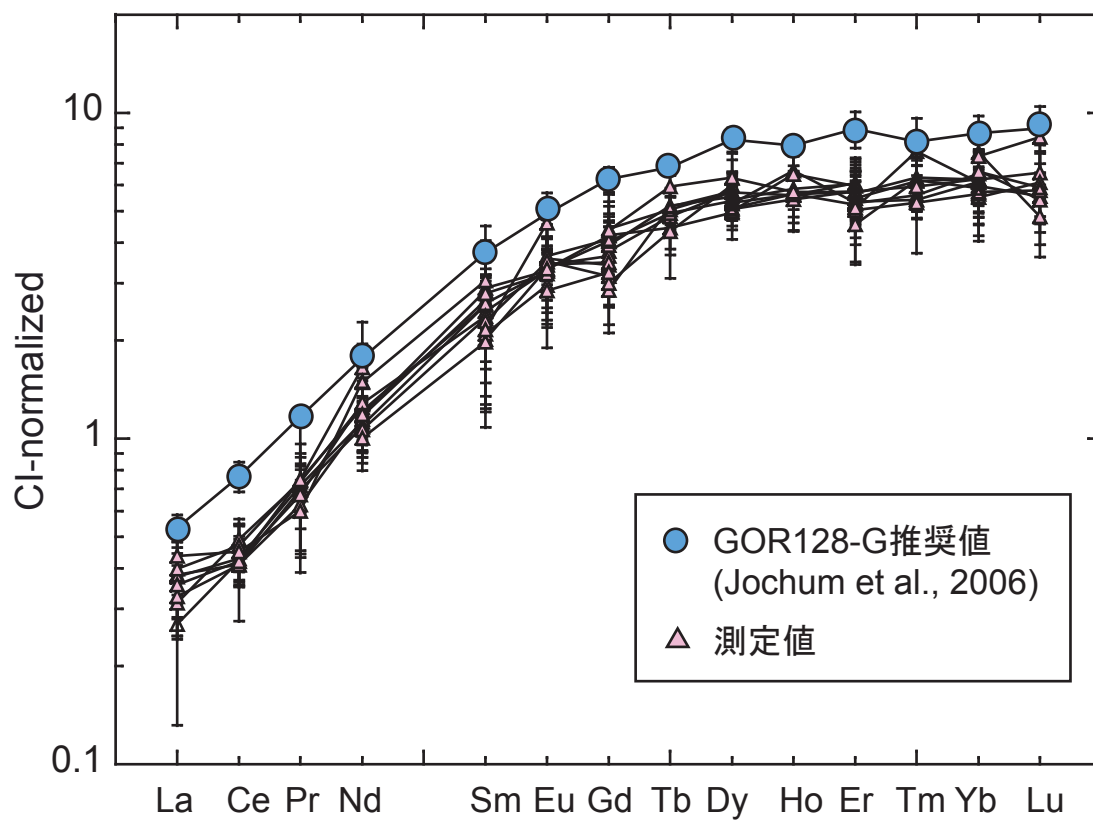
また，同一鉱物内で見られた希土類元素存在度の変化に関しても，同一標準試料を用いて計算を行っているため，絶対濃度が相対的に変化することがあっても，個々の分析点間のばらつきは保持される．



図A-1 CIで規格化したMPI-DING標準ガラスML3B-Gの希土類元素存在度



図A-2 CIで規格化したMPI-DING標準ガラスATHO-Gの希土類元素存在度



図A-3 CIで規格化したMPI-DING標準ガラスGOR128-Gの希土類元素存在度

謝辞

三澤啓司助教授には主任指導教官として本学入学以来、本論文作成に至るまで、多大なご指導を頂きました。ここに心より深く感謝いたします。

国立極地研究所山口亮博士には、実験方法から現象の解釈に至るまで、多くのご意見やご助言を頂きました。

国立極地研究所海田博司博士には、SHRIMP II による微量元素分析に関して多大なご協力を頂きました。また、多くのご意見やご助言を頂きました。

首都大学東京の海老原充教授には、研究全般に関する多くのご助言・指導を頂きました。また、全岩化学組成分析において、実験施設の提供をしていただきました。

極地研究所の小島秀康教授、白石和行教授、今榮直也博士、外田智千博士、荒井朋子博士は、多くのご意見と議論をしていただきました。

千葉工業大学の武田弘教授には、多くのご意見と議論をしていただきました。また、本研究で用いた Mount Padbury 試料は、武田弘教授を通して西オーストラリア博物館から提供していただいたものです。ここに深く感謝いたします。

Vaca Muerta 試料を提供していただいたアメリカ自然史博物館の Joseph Boesenbery 氏に深く感謝いたします。

東京都立大学の白井直樹氏、唐牛譲氏、岡本千里氏には、全岩化学組成分析において実験手法や解析処理に関して多大なるご協力を頂きました。

本研究の一部は、笹川科学助成による支援を受けました。ここに深く感謝いたします。

参考文献

- Agosto W. N., Hewins R. H., and Clarke R. S. Jr. 1980. Allan Hills A77219, the first Antarctic mesosiderite. *Proceedings, 11th Lunar Planetary Science Conference*. pp. 1027–1045.
- Amerin Y., Krot A. N., Hutcheon I. D., and Ulyanov A. A. 2002. Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions. *Science* 297:1678–1683
- Anderes E. and Grevesse N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53:197–214.
- Arai T., Takeda H., Lofgren G. E., and Miyamoto M. 1998. Metamorphic transformations of opaque minerals in some eucrites. *Antarctic Meteorite Research* 11:71–91.
- Barrat J. A., Blichert-Toft J., Gillet Ph., and Keller F. 2000. The differentiation of eucrites: The role of in site crystallization. *Meteoritics & Planetary Science* 35:1087–1100.
- Begemann F., Weber H. W., Vilcsek E., and Hintenberger H. 1976. Rare gases and ^{36}Cl in stony-iron meteorites: cosmogenic elemental production rates, exposure ages, diffusion losses and thermal histories. *Geochimica. Cosmochimica. Acta* 40:353–368.
- Bizzarro M., Baker J. A., and Haack H. 2005. Timing of crust formation on differentiated asteroids inferred from Al-Mg chronometry (abstract #1312). 36th Lunar and Planetary Science Conference. CD-ROM.
- Bogard D. D., Garrison D. H., Jordan J. L. and Mittlefehldt D. 1990. ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of mesosiderites: Evidence for major parent body disruption 4 Ga ago. *Geochimica. Cosmochimica. Acta* 54:2549–2564.
- Bogard D. D. and Garrison D. H. 1998. ^{39}Ar - ^{40}Ar ages and thermal history of mesosiderites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62:1459–1468.
- Brouxel M and Tatsumoto M. 1990. U-Th-Pb systematics of the Estherville mesosiderite. *Proceedings, 20th Lunar Planetary Science Conference*. pp. 309-319.
- Brouxel M and Tatsumoto M. 1991. The Estherville mesosiderite: U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotope study of a polymict breccia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55:1121–1133.
- Chabot N. L. and Jones J. H. 2003. The parameterization of solid metal-liquid metal partitioning of siderophile elements. *Meteoritics & Planetary Science* 38:1425–1436.

- Crozaz G. and Tasker D. R. 1981. Thermal histories of mesosiderites revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45:2037–2046.
- Clayton R. N. and Mayeda T. K. 1996. Oxygen isotope studies of achondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60:1999–2017.
- Collinson D. W. 1991. Magnetic properties of the Estherville mesosiderite. *Meteoritics* 26:1–10.
- Delaney J. S., Nehru C. E., and Prinz M. 1980. Olivine clasts from mesosiderites and howardites: Clues to the nature of achondritic parent bodies. Proceedings, 11th Lunar Planetary Science Conference. pp. 1073–1087.
- Delaney J. S., Nehru C. E., Prinz M., and Harlow G. E. 1981. Metamorphism in mesosiderites. Proceedings, 12th Lunar Planetary Science Conference. pp. 1315–1342.
- Duke M. B. 1965. Metallic Iron in Basaltic Achondrites. *Journal of Geophysical Research* 70:1523–1527.
- El Goresy A. and Ramdohr P. 1975. Subsolidus reduction of lunar opaque oxides: Textures, assemblages, geochemistry, and evidence for a late-stage endogenic gaseous mixture. Proceedings, 6th Lunar Planetary Science Conference. pp. 729–745.
- Floran R. J. 1978. Silicate petrography, classification, and origin of mesosiderites: Review and new observations. Proceedings, 9th Lunar Planetary Science Conference. pp. 1053–1081.
- Floran R. J., Caulfield J. B. D., Harlow G. E., and Prinz M. 1978. Impact-melt origin for the Simondium, Pinnaroo, and Hainholz mesosiderites: Implications for impact processes beyond the earth-moon system. Proceedings, 9th Lunar Planetary Science Conference. pp. 1083–1114.
- Floss C., Crozaz G., Yamaguchi A., and Keil K. 2000. Trace element constraints on the origins of highly metamorphosed Antarctic eucrites. *Antarctic Meteorite Research* 13:222–237.
- Ganguly J., Yang H., and Ghose S. 1994. Thermal history of mesosiderites: Quantitative constraints from compositional zoning and Fe-Mg ordering in orthopyroxene. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58:2711–2723.
- Grove T. L., Baker M. B., and Kinzler R. J. 1984. Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: Experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48:2113–2121.

- Greenberg R. and Chapman C. R. 1984. Asteroids and meteorites: Origin of stony-iron meteorites at mantle-core boundaries. *Icarus* 57:267–279.
- Greenwood R. C., Franchi I. A., Jambon A., and Burbine T. H. 2006. Oxygen isotope variation in stony-iron meteorites. *Science* 313:1763–1765.
- Haack H., Scott E. R. D., and Rasmussen K. L. 1996. Thermal and shock history of mesosiderites and their large parent asteroid. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60:2609–2619.
- Haggerty S. E. 1977. Apollo 14: Oxide, metal, and olivine mineral chemistries in 14072 with a bearing on the temporal relationships of subsolidus reduction. Proceedings, 8th Lunar Planetary Science Conference. pp. 1809–1829.
- Harlow G. E., Delaney J. S., Nehru C. E., and Prinz M. 1982. Metamorphic reactions in mesosiderites: origin of abundant phosphate and silica. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46:339–348.
- Harlow G. E. and Klimentidis R. 1980. Clouding of pyroxene and plagioclase in eucrites: Implications for post-crystallization processing. Proceedings, 11th Lunar Planetary Science Conference. pp. 1131–1143.
- Hassanzadeh J., Rubin A. E., and Wasson J. T. 1990. Compositions of large metal nodules in mesosiderites: Links to iron meteorite group IIIAB and the origin of mesosiderite subgroups. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54:3197–3208.
- Hewins R. H. 1983. Impact versus internal origins for mesosiderites. Proceedings, 14th Lunar Planetary Science Conference. *Journal of Geophysical Research*. 88:B257–B266.
- Hewins R. H. 1984. The case for a melt matrix in plagioclase-POIK mesosiderites. Proceedings, 15th Lunar Planetary Science Conference. *Journal of Geophysical Research*. 89:C289–C297.
- Hewins R. H. 1988. Petrology and pairing of mesosiderites from Victoria Land, Antarctica. *Meteoritics & Planetary Science* 23:123–129.
- Hewins R. H. and Newson H. E. 1988. Igneous activity in the early solar system. In *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J. F. Kerridge and M. S. Matthews.) pp 73-101. University of Arizona Press, Tucson, Arizona.
- Hood L. L. 1998. Thermal processing of chondrule precursors in planetesimal bow shocks.

- Meteoritics & Planetary Science* 33:97–107.
- Hood L. L. and Horanyi M. 1991. Gas dynamic heating of chondrule precursor grains in the solar nebula. *Icarus* 93:259-269.
- Hood L. L. and Horanyi M. 1993. The nebular shock wave model for chondrule formation: one-dimensional calculations. *Icarus* 106:179-189.
- Hopfe W. D. and Goldstein J. I. 2001. The metallographic cooling rate method revised: Application to iron meteorites and mesosiderites. *Meteoritics & Planetary Science* 36:135–154.
- Hsu W. and Crozaz G. 1996: Mineral chemistry and the petrogenesis of eucrite: I. Noncumulate eucrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60:4571-4591.
- Hsu W. and Crozaz G. 1997: Mineral chemistry and the petrogenesis of eucrite: II. Cumulate eucrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61:1293–1302.
- Ikeda Y., Ebihara M., and Prinz M. 1990. Enclaves in the Mt. Padbury and Vaca Muerta mesosiderites: Magmatic and residue (or cumulate) rock types. Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorites 3:99–131.
- Ikeda Y. and Takeda H. 1985. A model for the origin of basaltic achondrites based on the Yamato 7308 howardite. Proceedings, 15th Lunar Planetary Science Conference. *Journal of Geophysical Research*. 90:C649-C663.
- Ireland T. R. and Wlotzka F. 1992. The oldest zircons in the solar system. *Earth Planetary Science Letter*. 109:1-10.
- Ishii T. and Takeda H. 1974. Inversion, decomposition and exsolution phenomena of terrestrial and extraterrestrial pigeonites. *Memoirs of the Geological Society of Japan*. 11:19-36
- Jones J. H. 1983. Mesosiderites: (1) Reevaluation of cooling rates and (2) Experimental results bearing on the origin of metal. (abstract pp. 351-352). 14th Lunar and Planetary Science Conference.
- Jones J. H. and Drake M. J. 1983. Experimental investigations of trace element fractionation in iron meteorites, II: The influence of sulfur. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47:1199–1209.
- Jones J. H. and Malvin D. J. 1990. A nonmetal interaction model for the segregation of trace metals during solidification of Fe-Ni-S, Fe-Ni-P, and Fe-Ni-S-P alloys. *Metallurgical transactions*

21B:697–706

- Kimura M., Ikeda Y., Ebihara M., and Prinz M. 1991. New enclaves in the Vaca Muerta mesosiderite: Petrogenesis and comparison with HED meteorites. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorites* 4:263–306.
- Kitts K. and Lodders K. 1998. Survey and evaluation of eucrite bulk compositions. *Meteoritics & Planetary Science* 33:A197–A213.
- Kretz R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 411–421.
- Kong P., Ebihara M., and Xie Xiande. 1998. Reevaluation of formation of metal nodules in ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33: 993–998.
- Lugmair G. W. and Shukolyukov A. 1998. Early solar system timescales according to ^{53}Mn - ^{53}Cr systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62:2863–2886.
- McCall G. J. H. 1966. The petrology of the Mount Padbury mesosiderite and its achondritic enclaves. *Mineralogical Magazine* 35:1029–1060.
- Mittlefehldt D. W. 1979. Mesosiderites and howardites: igneous formation and possible genetic relationships. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43:1673–688.
- Mittlefehldt D. W. 1979. Petrographic and chemical characterization of igneous lithic clasts from mesosiderites and howardites and comparison with eucrites and diogenites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43:1917–1935.
- Mittlefehldt D. W. 1990. Petrogenesis of mesosiderites: I. Origin of mafic lithologies and comparison with basaltic achondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54:1165–1173.
- Mittlefehldt D. W. 1991. Shock recovery experiments on mesosiderite analogs. (abstract #903). 22th Lunar and Planetary Science Conference.
- Mittlefehldt D. W. 2005. Ibitira: A basaltic achondrite from a distinct parent asteroid and implications for the Dawn mission. *Meteoritics & Planetary Science* 40:665–677.
- Mittlefehldt D. W., McCoy T. J., Goodrich C. A., and Kracher A. 1998. Non-chondritic meteorites from asteroidal bodies. In *Planetary Materials*, edited by Papike J. J. Washington, D.C.: Mineralogical Society of America. pp. 4-1 to 4-185.

- Mittlefehldt D. W. and Lindstrom M. M. 2003. Geochemistry of eucrites: Genesis of basaltic eucrites, and Hf and Ta as petrogenetic indicators for altered antarctic eucrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67:1911–1935.
- Mittlefehldt D. W., Rubin A. E., and Davis A. M. 1992. Mesosiderite clasts with the most extreme positive europium anomalies among solar system rocks. *Science* 257:1096–1099
- Malvin D. J., Jones J. H., and Drake M. 1986. Experimental investigations of trace element fractionation in iron meteorite. III: Elemental partitioning in the system Fe-Ni-S-P. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50:1221–1231.
- Morgan J. W., Higuchi H., Takahashi H., and Hertogen J. 1978. A “chondritic” eucrite parent body: inference from trace elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42:27–38.
- Murty V. R., Coscio M. R. Jr., and Sabelin T. 1977. Rb-Sr internal isochron and the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for the Estherville mesosiderite. Proceedings, 8th Lunar Planetary Science Conference. pp. 177-186.
- Nehru C. E., Delaney J. S., Harlow G. E., and Hewins R. H. 1978. The tridymite-phosphate-rich component in mesosiderites (abstract). *Meteoritics* 13:573.
- Nehru C. E., Zucker S. M., Harlow G. E., and Prinz M. 1980. Olivines and olivine coronas in mesosiderites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44:1103-1118.
- Okamoto C., Ebihara M., and Yamaguchi A. 2005. The origin of platinum group elements in polymict eucrites (abstract). *Meteoritics & Planetary Science* 40:A118.
- Ostertag R. and Stöffler D. 1982. Thermal annealing of experimentally shocked feldspar crystals. Proceedings, 13th Lunar Planetary Science Conference. *Journal of Geophysical Research*. 87:A457–A463.
- Oura Y., Shirai N., and Ebihara M. 2003. Chemical composition of Yamato (Y) 000593 and Y000749: Neutron-induced prompt gamma-ray analysis study. *Antarctic Meteorite Research* 16:80–93.
- Pearce N. J. G., Perkins W. T., Westgate J. A., Gorton M. P., Jackson S. E., Neal C. R., and Chenery S. P. 1997. A compilation of new and published major and trace element data for NIS SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostandards newsletter* 21:115-144

- Powell B. N. 1969. Petrology and chemistry of mesosiderites-I. Textures and composition of nickel-iron. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33:789–810.
- Powell B. N. 1971. Petrology and chemistry of mesosiderites-II. Silicate textures and compositions and metal-silicate relationships. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 35:5–34.
- Prinzhofer A., Papanastassiou D. A., and Wasserburg G. J. 1992: Samarium-neodymium evolution of meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56:797–815.
- Rubin A. E. 1992 A shock-metamorphic model for silicate darkening and compositionally variable plagioclase in CK and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56:1705–1714.
- Rubin A. E. 1999. Formation of large metal nodules in ordinary chondrites. *Journal of Geophysical Research* 104:30,799–30,804.
- Rubin A. E. and Jerde E. A. 1987. Diverse eucritic pebbles in the Vaca Muerta mesosiderite. *Earth and Planetary Science Letters* 84:1–14.
- Rubin A. E. and Jerde E. A. 1988. Compositional differences between basaltic and gabbroic clasts in mesosiderites. *Earth and Planetary Science Letters* 87:485–490.
- Rubin A. E. and Mittlefehldt D. W. 1992. Classification of mafic clasts from mesosiderites: Implications for endogenous igneous processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56:827–840.
- Russell S. S., Folco L., Grady M. M., Zolensky M. E., Jones R., Richter K., Zipfel J., and Grossman J. N. 2004. The meteoritical Bulletin, No. 88, 2004 July: *Meteoritics & Planetary Science* 39:A215–A272.
- Ruzicka A., Boynton W. V., and Ganguly J. 1994. Olivine coronas, metamorphism, and the thermal history of Morristown and Emery mesosiderites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58:2725–2741.
- Sach R. O. and Ghiorso M. S. 1991. Chromian spinels as petrogenetic indicators: Thermodynamics and petrological applications. *American Mineralogist* 76:827–847.
- Saikumar V. and Goldstein K. I. 1988. An evaluation of the methods to determine the cooling rates of iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52:715–726.
- Scott E. R. D., Haack H., and Love S. G. 2001. Formation of mesosiderites by fragmentation and reaccrual of a large differentiated asteroid. *Meteoritics & Planetary Science* 36:869–881.
- Shinotsuka K. and Ebihara M. 1997. Precise determination of rare earth elements, thorium and

- uranium in chondritic meteorites by inductively coupled plasma mass spectrometry - a comparative study with radiochemical neutron activation analysis. *Analytica Chimica Acta* 338:237–246.
- Shirai N., Nishio T., Li X. Amakawa H. and Ebihara M. 2003. Precise determination of PGE in a GSJ reference sample, JP-1 by IC-ICPMS after nickel sulfide fire assay preconcentration. *Geochemical Journal* 37:531-536
- Srinivasan G., Papanastassiou D. A., Wasserburg G. J., Bhandari N., and Goswami J. N. 2000. ^{26}Al in eucrite Piplia Kalan: Possible heat source and formation chronology. *Science* 284:1348-1350
- Stewart B. W., Papanastassiou D. A., and Wasserburg G. J. 1994. Sm-Nd chronology and petrogenesis of mesosiderites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58:3487–3509.
- Stöffler D., Bischoff A., Buchward V., and Rubin A. E. 1988. Shock effects in meteorites. Meteorites and the Early Solar System. Ed. By J. F. Kerridge. Tucson, Univ. Arisona Press. pp165-202.
- Stöffler D., Keil K., and Scott E. R. D. 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55:3845–3867.
- Stolper E. 1977. Experimental petrology of eucritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41:587–611.
- Stolper E and Paque J. M. 1986. Crystallization sequences of Ca-Al-rich inclusions from Allende: The effects of cooling rate and maximum temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50:1785–1806.
- Takeda H. and Graham A. L. 1991. Degree of equilibration of eucritic pyroxenes and thermal metamorphism of the earliest planetary crust. *Meteoritics & Planetary Science* 26:129–134.
- Trinquier A., Birck J. L., and Allègre C. J. 2005. ^{54}Cr anomalies in the solar system: their extent and origin (abstract #1259). 36th Lunar and Planetary Science Conference. CD-ROM.
- Yamaguchi A., Clayton R. N., Mayeda T. K., Ebihara M., Oura Y., Miura Y., Haramura H., Misawa K., Kojima H., and Nagao K. 2002. A new source of basaltic meteorites inferred from Northwest Africa 011. *Science* 296:334–336
- Yamaguchi A., Taylor G. J., and Keil K. 1996. Global crustal metamorphism of the eucrite parent body. *Icarus* 124:97–112

- Yamaguchi A., Taylor G. J., Keil K., Floss C., Crozaz G., Nyquist L. E., Bogard D. D., Garrison D. H., Reese Y. D., Wiesmann H., and Shih C.-Y. 2001. Post-crystallization reheating and partial melting of eucrite EET90020 by impact into the hot crust of asteroid 4Vesta ~4.50 Ga ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65:3577–3599.
- Yamaguchi A. and Mikouchi T. 2005. Heating experiments of the HaH 262 eucrite and implication for the metamorphic history of highly metamorphosed eucrites (abstract #1574). 36th Lunar and Planetary Science Conference. CD-ROM.
- Yin Q. Z., Jacobsen S. B., Yamashita K., Blichert-Toft J., Telouk P., and Albarede F. 2002. A short timescale of terrestrial planet formation determined by Hf-W chronometry. *Nature* 418:949-952
- Wadhwa M., Shukolyukov A., Davis A. M., Lugmair G. W., and Mittlefehldt D. W. 2003. Differentiation history of the mesosiderite parent body: Constraints from trace elements and manganese-chromium isotope systematics in Vaca Muerta silicate clasts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67:5047–5069.
- Walker D., Powell M. A., Lofgren G. E., and Hays J. F. 1978. Dynamic crystallization of a eucrite basalt. Proceedings, 9th Lunar Planetary Science Conference. pp. 1369–1391.
- Warren P. H. and Jerde E. A. 1987. Composition and origin of Nuevo Laredo Trend eucrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51:713–725.
- Wasson J. T. and Rubin A. E. 1985. Formation of mesosiderites by low-velocity impacts as a natural consequence of planet formation. *Nature* 318:168–170.
- Wasson J. T., Schaudy R., Bild R. W., and Chou C.-L. 1974. Mesosiderites-I. Compositions of their metallic portions and possible relationship to other metal-rich meteorite groups. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38:135–149.
- Weidenschilling S. J., Marzari F., and Hood L. L. 1998. The origin of chondrules at jovian resonances. *Science* 279:681-684.
- Wiechert U. H., Halliday A. N., Palme H., and Rumble D. 2004. Oxygen isotope evidence for rapid mixing of the HED meteorite parent body. *Earth and Planetary Science Letters* 221:373-382
- Wildom E., Rubin A. E., and Wasson J. T. 1986. Composition and formation of metal nodules and veins in ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50:1989–1995.

Zinner E. and Crozaz G. 1986. A method for the quantitative measurement of rare earth elements in the ion microprobe. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes* 69:17-38.