「2011年度最優秀発表者賞受賞論文」 隕石中の炭酸塩の年代測定から探る含水小惑 星の形成と進化

藤谷 涉^{1,3}, 杉浦 直治¹, 佐野 有司², 比屋根 肇¹

2012年6月20日受領, 2012年9月6日受理.

(要旨)太陽系の最初期に誕生した微惑星のうち,特に水や揮発性元素,有機物に富むもの(現在のC,D型 小惑星)の形成過程を解明するため,隕石中の炭酸塩に対して,高精度かつ高確度のマンガン・クロム年代 測定を行った.分析した4種類のCMコンドライトおよび4種類のCIコンドライト中の炭酸塩は太陽系形成 から430-570万年後というほぼ同一の形成年代を示した.炭酸塩は水の存在する環境で形成し,酸素同位体 などから形成したときの温度がわかっている.短寿命放射性核種の壊変熱を熱源と仮定して微惑星形成以後 の熱史を数値計算し,炭酸塩の形成年代にその温度の水が存在するように微惑星の形成年代に制約を与えた ところ,CM,CIコンドライトの母天体は太陽系形成から約350万年後に形成したことが明らかになった.

1. はじめに

太陽系の惑星は、1 µm以下の微小な粒子が凝集し、 微惑星、原始惑星を経て誕生した.多数の微惑星(大 きさ1-10 km程度)から原始惑星へ至る衝突・合体の プロセスはN体シミュレーションでよく再現されて おり、また多くの隕石にも衝突による痕跡を確認する ことができる[1].このように、微惑星のような小天 体の形成は惑星形成にとって非常に重要であるにも関 わらず、微小な粒子からkmサイズの天体を形成する 機構はよくわかっていない.

隕石は,惑星へと成長せず小さなサイズのまま残っ た微惑星(現在の小惑星)を起源(母天体)としている. したがって,隕石の構成物質を年代測定することで, 微惑星の形成年代を推定することができる.微惑星の 形成年代がわかれば,微惑星形成モデルに制約を与え られることができるかもしれない.

CM, CIコンドライトとよばれる炭素質コンドライ トグループは、母天体形成後に水による変成(水質変 成)を激しく受けているため、含まれているコンドル ールなどに対して年代測定をすることができず,母天 体の形成年代を推定するのはこれまで困難であった. しかし,これらの隕石には水質変成時に形成した物質 (層状ケイ酸塩や炭酸塩,硫酸塩など)が含まれており, もしこれらの鉱物に対して年代測定を行うことができ れば,母天体の形成時期およびその変成過程を明らか にすることができる.これらの隕石グループは水や揮 発性元素,有機物を豊富に含有しており,CIコンド ライトは太陽系の元素存在度の推定にも用いられてい る[2].すなわち,太陽系形成過程における元素の分 別をほとんど受けておらず,最も始原的な化学組成を しているといえる.このように水や有機物を豊富に含 む小天体は原始地球に海や生命の材料物質をもたらし たかもしれず,含水小惑星の形成と進化はその意味で も興味深い研究対象である.

本研究では、かつて水を豊富に含んでいた小惑星の 形成と進化過程を解明するため、それぞれ4種類の CM, CIコンドライトに含まれる炭酸塩鉱物に対して、 マンガン・クロム年代測定(以下Mn-Cr年代測定)を 適用し、その形成年代を求めた.後述するように、意 味のある年代を得るために我々は新しい分析技術を開 発し、それを用いてわずか数十µmの炭酸塩鉱物から 正確な年代を得ることに成功した、そして、得られた

 ^{1.} 東京大学 大学院理学系研究科 地球惑星科学専攻
 2. 東京大学 大気海洋研究所
 3. マックスプランク化学研究所
 wataru, fujiya@mpic.de

年代と炭酸塩鉱物の形成環境(温度など)を組み合わせ て,隕石母天体の形成時期,天体サイズ,熱史などを 考察した.なお,CMコンドライトの年代データはす でに結果が先論文[3,4]に発表されており,そちらも合 わせて参照されたい.

2. Mn-Cr年代測定と炭酸塩の形成年 代のレヴュー

⁵³Mnは電子捕獲によって⁵³Crに壊変する放射性核 種である. その半減期は3.7 Myr(Myr: million years) であり,太陽系の年齢(約4568 Myr)より十分に短い ため,初期太陽系で存在した⁵³Mnは現在ではほとん ど崩壊し尽くしてしまっている. このように半減期が 短い放射性核種を消滅核種といい,これを用いて初期 太陽系で起こった出来事の年代を高時間分解能で測定 することができる.

⁵³Mnの存在下で鉱物が形成され,Mn,Crに関して 閉鎖系(closed)になった場合,Crの同位体比 (⁵³Cr/⁵²Cr)は⁵³Mnの壊変によって変化(同位体過剰: ⁵³Cr excess)が生じる.

$$\frac{{}^{53}\text{Cr}}{{}^{52}\text{Cr}} = \left(\frac{{}^{53}\text{Cr}}{{}^{52}\text{Cr}}\right)_0 + \frac{{}^{55}\text{Mn}}{{}^{52}\text{Cr}} \times \left(\frac{{}^{53}\text{Mn}}{{}^{55}\text{Mn}}\right)_0$$

ここで.⁵³Cr/⁵²Cr.⁵⁵Mn/⁵²Crは現在の分析値. (⁵³Cr/⁵²Cr)₀, (⁵³Mn/⁵⁵Mn)₀は物質が閉鎖系になった ときの値である、この(⁵³Mn/⁵⁵Mn)₀を初生値(initial ratio)という、上式からわかるように、同時に形成し たとみなせる物質(⁵³Mnの初生値が一定)においては ⁵³Cr/⁵²Crと⁵⁵Mn/⁵²Crは比例関係にある.よって、年 代測定したい物質に対して⁵³Cr/⁵²Crと⁵⁵Mn/⁵²Crを測 定し、分析値を⁵³Cr/⁵²Cr vs. ⁵⁵Mn/⁵²Crのグラフにプ ロットすると、データ点は直線を成し、その傾きが ⁵³Mnの初生値に他ならない。このグラフのことをア イソクロン(isochron)といい、このようにして (⁵³Mn/⁵⁵Mn)₀を求める方法をアイソクロン法という. ⁵³Mnの初生値(アイソクロンの傾き)を精度よく求め るためには.⁵⁵Mn/⁵²Cr(アイソクロンの横軸)が大き いと有利であり、逆に言えば⁵⁵Mn/⁵²Crが小さい物質 では精度よく年代測定することは難しい. 複数の物質 で⁵³Mnの初生値が測定できれば、それらを比較する ことで、それらの物質間の形成年代差、すなわち相対 年代を求めることができる.一般に、消滅核種を用い

て異なる隕石間の相対年代を議論する際には、その消 滅核種が初期太陽系内で均一に分布していたことを前 提条件とする、近年の研究からは、⁵³Mnが初期太陽 系内で不均一に分布していたことを支持するデータは 得られていないため。53Mnは様々な隕石間の相対年 代を求めるのに用いることができると考えられている [5]. 一方. ⁵³Mnは現在ではほとんどすべて崩壊して しまっているため、現在から数えた年代、すなわち絶 対年代を求めることは不可能である.絶対年代を求め る際は、⁵³Mnの初生値(⁵³Mn/⁵⁵Mn)₀と絶対年代(例え ば鉛一鉛年代:以下Pb-Pb年代)がともに精度よく求 まっている物質(anchor)と比較することで計算する. Mn-Cr年代測定では、アングライトというエコンドラ イトをanchorとして用いることが多い. アングライ トLEW86010は、(⁵³Mn/⁵⁵Mn)₀とPb-Pb絶対年代が表 面電離型質量分析計(TIMS)を用いてそれぞれ $({}^{53}\text{Mn}/{}^{55}\text{Mn})_0 = (1.25 \pm 0.07) \times 10^{-6}$ [6], 4558.55 ± 0.15 Ma [7]と測定されており、本論文では一貫してこの anchorを用いる (Ma: million years ago).

炭素質コンドライトに含まれる炭酸塩(カルサイト: $CaCO_3$ やドロマイト: $CaMg(CO_3)_2$, ブルーネライト: Mg(Fe.Mn)(CO₃)₂など)は微量元素としてMnを比較 的多量に含み、Crをほとんど含まないため(Mn/Crが 大きい). Mn-Cr年代測定に適した物質である。逆に 言えば、炭酸塩以外に高精度で年代情報を得られる物 質はほとんど存在せず、非常に重要な研究対象といえ る、しかしながら、その分析は極めて難しい、なぜな らば、アイソクロン法で(⁵³Mn/⁵⁵Mn)₀を求める際に 必要となる⁵⁵Mn/⁵²Crを正確に(高確度で)測定するの が困難だからである. 炭酸塩のMn-Cr年代測定はこ れまでに二次イオン質量分析計(SIMS)という装置を 用いて行われてきたが、SIMS分析では目的とする元 素をイオン化して分析するため、元素のイオン化ポテ ンシャルや鉱物種(マトリクス)などに依存して装置内 で元素間・同位体間の分別が起こる。 すなわち、分析 試料中の⁵⁵Mn/⁵²Crの値と実際にSIMSで得られる信 号の強度比⁵⁵Mn⁺/⁵²Cr⁺は一般に異なる、マトリクス が異なることによって起こる、元素間・同位体間の分 別をマトリクス効果という、そのため、得られた信号 の強度比⁵⁵Mn⁺/⁵²Cr⁺から真の値⁵⁵Mn/⁵²Crを求めるに は、元素組成(Mn/Cr比)既知でマトリクスの等しい 標準試料を分析し、Mn/Crの相対感度(⁵⁵Mn⁺/⁵²Cr⁺)/



図1: これまでに報告されている炭酸塩のMn-Cr年代. (a): CMコンドライト[11], (b): Clコンドライト[14,15]. Clコンドライ トはOrgueil隕石のデータしか報告されていない. これらは、LEW86010のanchorを用いて相対年代を絶対年代に焼き直し てある. CAIは太陽系物質の中で最古のPb-Pb年代を示す. [15]では、一つの粒子に対して、複数点の分析からアイソクロ ン法によって年代測定が行われている. CMコンドライト中の炭酸塩は、CAIやコンドルール(COコンドライト)よりも古 い形成年代が報告されており、分析法に由来する系統的な誤差を含んでいる可能性が高い. 誤差は2*σ*.

(⁵⁵Mn/⁵²Cr)を正しく評価しなくてはならない、炭酸 塩のMn-Cr年代測定で正しい結果を得るためには、 Mn/Crが既知の炭酸塩の標準試料が絶対に必要なの である.しかしながら、天然にはMn/Crの相対感度 を精度よく測定できるほど十分にCrを含有する炭酸 塩が産出しないため、適切な標準試料を準備するのは 困難である.そのため、先行研究では主にアメリカ・ アリゾナ州産のサンカルロス・オリビン(ケイ酸塩)で 代用していることがほとんどである.したがって、こ れまでの研究では隕石中の炭酸塩の⁵⁵Mn/⁵²Crおよび (⁵³Mn/⁵⁵Mn)₀の推定、さらには形成年代の推定には 不確定性が存在していた.

このような状況を踏まえて、これまでの研究で報告 された炭酸塩のMn-Cr年代を見てみよう(図1a, b). 報告されている5種類のCMコンドライトの年代は、 複数の粒子に対してSIMSで分析し、アイソクロン法 によって求めたものである。そのデータは4571 Maか ら4565 Maにわたって分布しており、太陽系物質で最 も古いPb-Pb年代(4568.2 Ma [8])を示す難揮発性包有 物(CAI)やコンドルール(CAIより約2 Myr後に形成 [9,10])より古い[11]. つまり、太陽系形成以前に炭酸 塩が形成されていたことになる。これらの隕石に含ま れる炭酸塩はその結晶サイズ、微量元素濃度[12],酸 素同位体組成[13]などから明らかに母天体内での水質 変成に由来するため、この年代は明らかに矛盾している.また、年代値が約6 Myrの幅を示しているのも特 筆に値する.

CIコンドライトに関しては、Orgueilという隕石の データしか報告されていないものの、最近では炭酸塩 の粒子一粒一粒(大きさは最大で400 µm程度)に対し て、複数点の分析からアイソクロン法によって年代測 定が行われている。そのデータは、CMコンドライト の場合のように著しく古い年代こそ報告されていない が、同じ隕石でも異なる実験室間で異なる年代が報告 されている[14,15].また、同じ実験室内でも異なる鉱 物間(ドロマイトとブルーネライト)で有意な年代差が 認められるほか、同じ鉱物でも異なる粒子間で異なる 年代データが得られている.

前述のように、報告されている年代データには、分 析手法の問題(マトリクス効果)に由来すると考えられ る不確定性が内在している。そのため現段階では、含 水小惑星内での水質変成はおそらく太陽系の最初期 (初めの数Myr程度)には始まっていた、という程度 のことしかデータから導き出すことができず、微惑星 の形成時期や変成の過程を詳しく議論するには到底至 っていない.正確な年代データを得て初めて、詳細な 議論が可能になるのである。

そこで本研究では、これまでの研究で避けることの

できなかったマトリクス効果による年代の不確定性を 払拭するため, MnとCrを添加した炭酸塩(カルサイ ト)を実験室内で合成し、それを標準試料としてSIMS における「炭酸塩の|Mn/Cr相対感度を評価した.「| 付きで表記したのは、マトリクスによってMn/Cr相 対感度が異なる可能性があることを再度強調するため である、これまで炭酸塩のMn/Cr相対感度を評価し た例はなく、本研究によって初めて正確な炭酸塩の年 代データが得られることになる. 炭酸塩の正確な年代 データは、CM、CIコンドライト母天体の水質変成に 関する情報としてのみならず、他の隕石および他の年 代測定法によるデータとの比較対象として、極めて重 要な意義をもっている。初期太陽系年代学における年 代測定法を確立し、その適用限界を評価するために、 様々なデータの整合性をチェックすることが何より大 切だからである.

3. 試料と分析手法

年代測定した隕石試料は4種類のCMコンドライト および4種類のCIコンドライトである. CMコンドラ イト はMurchison(CM 2.5), Y791198(CM 2.4), ALH83100(CM 2.1), Sayama(CM 2)を準備した. 括 弧の中の数字は水質変成度を表しており, この数字が 小さいほど激しく水質変成を受けている. 水質変成度 の定義は[16]を参照していただきたい. 水質変成度と 炭酸塩の年代の間の相関を調べるのが本研究の一つの 主眼である.

CIコンドライトはOrgueil, Ivuna, Y980115, Tagish Lakeを準備した. Tagish Lakeは化学組成や 鉱物組成がCM, CIコンドライトいずれとも異なるユ ニークな隕石であり[17,18], D型小惑星起源の隕石だ と考えられている唯一の隕石である[19]. 本来は Ungrouped C2と表記すべきであるが, 便宜的にここ ではCIコンドライトとして扱うこととする.

これらの隕石およびMn, Crを添加した合成カルサ イトの標準試料は薄片試料とした後,炭素蒸着を施し た.カルサイト標準試料の合成に関しては先論文に詳 しく述べられている[3,20]. 隕石試料は走査型電子顕 微鏡(SEM)を用いて表面を観察し,年代測定に適し た(粒子径が大きく,包有物などを含まない)炭酸塩を 探した.また,その化学組成およびMnの存在量をエ ネルギー分散型X線分光(EDS)によって測定した.以下に分析した隕石および含まれる炭酸塩の特徴を簡単 に述べる.

Murchison および Y791198 は比較的水質変成度が小 さいCMコンドライトであり、コンドルール中の無水 ケイ酸塩(大きさ数10 µm)はほとんど層状ケイ酸塩に ならずに生き残っている。また、金属鉄も酸化されず にそのまま残っている.一方,隕石の基質(マトリク ス)に含まれるケイ酸塩の微粒子(大きさ1 µm以下)は ほぼすべて層状ケイ酸塩になっている. これらの隕石 中の炭酸塩はほとんどがカルサイトであり、粒子サイ ズは20 µmから最大で80 µmであった. CaCO₃にはカ ルサイトの他にもアラゴナイトという別の結晶形が存 在するが、後方散乱電子回折(EBSD)によって、年代 測定を行ったCaCO₃はすべてカルサイトであること を確認した. これらの粒子はマトリクス内に均一に分 布しており、しばしばトチリナイト(6Fe₀S·5(Fe,Mg) (OH)₂)と共存していた. Mnなどの微量元素には粒子 内に不均一性(ゾーニング)が見られ、粒子が成長する 過程で周囲の水の温度と溶存イオン濃度が変化したこ とを示している。微量元素のゾーニングはSEMによ るカソードルミネッセンス(CL)像あるいはNanoSIMS (後述)による二次イオン像によって容易にその様子が 観察できる. MnOの存在量は、最もMnが濃集して いる部分でそれぞれ0.88(Murchison), 1.4(Y791198) wt%であった. 図2a-cにMurchison隕石中のカルサ イトの反射電子像(BEI), CL像およびMn⁺イオン像 を示す。

ALH83100およびSayamaは前述の2つの隕石に比 べて激しく水質変成を受けており、無水ケイ酸塩や金 属鉄はほとんど確認されない。含まれる炭酸塩は主に ドロマイトであったが、ALH83100には少量のカルサ イトも発見された.ドロマイトの粒子サイズは20 µm から最大で100 µmで、マトリクス内に均一に分布し ていた.一般にドロマイトはカルサイトよりも微量元 素を多く含有している.また、MurchisonやY791198 に含まれるカルサイトと同様に、粒子内に微量元素の ゾーニングが観察された.MnOの存在量は最大でそ れぞれ2.3(ALH 83100)、1.8(Sayama)wt%であった.

CIコンドライトはCMコンドライトのALH83100 やSayamaよりもさらに水質変成が進行しており,無 水ケイ酸塩はほとんど存在しない.またコンドルール



図2: (a): Murchison隕石に含まれるカルサイトの電子顕微鏡(SEM)像, (b): カソードルミネッセンス(CL)像, (c): NanoSIMSによる⁵⁵Mn⁺イオン像. CL像およびイオン像から容易に微量元素のゾーニングが確認できる. イオン像 の視野は50×50µm². (d): Tagish Lake隕石に含まれるドロマイトのSEM像, (e): ドロマイトを含む岩片のSEM像. 黄色の点線で囲まれた領域がドロマイト. 赤色の点線で囲まれた領域はコンドルールで, これ以外にも小さなコン ドルールを数多く含む. (a)-(c)は先論文[3]より改編. (d), (e)は[22]より改編.

やCAIも存在が確認できない. OrgueilやIvunaに含 まれる主な炭酸塩鉱物はドロマイトであり、しばしば マグネタイトと共存していた. ただし、先行研究では カルサイトやブルーネライトの存在が報告されている. Orgueilはこれまでに最も研究されてきたCIコンドラ イトであり、ドロマイトおよびブルーネライトのMn-Cr年代も少なからず報告されている(図1b). 先行研 究では非常に大きい粒子サイズ(最大で400 μ m程度) の炭酸塩が報告されているが、本研究で発見されたド ロマイトは最大でも40 μ m程度であった.また、 Ivunaに含まれるドロマイトも粒子サイズはほぼ同じ であった.MnOの存在量はそれぞれ最大で5.7 (Orgueil)、4.3(Ivuna)wt%であり、微量元素の量は 先行研究とほぼ一致していた[12]. Y980115も同様に多くのドロマイトを含むが、 OrgueilやIvunaと異なり、極めて微小(1μm以下)な マグネタイトがドロマイト粒子内にしばしば不純物と して包有されていて、Mn-Cr年代測定には適さない. しかし、中には不純物があまりない粒子が存在し、本 研究では200μmほどの比較的大きな粒子を発見した. Mn-Cr年代測定はこの1粒子に対して複数点分析を行 い、年代値を求めた. この粒子は4.3 wt%のMnOを 含んでいた.

Tagish Lakeは前述のとおりユニークな化学組成. 鉱物組成をしている.激しく水質変成を受けているが CIコンドライトほどではなく、CIとCMの中間的な 変成度を示す. CIコンドライトでは見られないCAI やコンドルールも発見できるものの、もともとの鉱物 組成は保持されておらず,大分部が二次鉱物(層状ケ イ酸塩など)に置き換わっている。Tagish Lake隕石 が落下・回収されて間もないころから(西暦2000年) この隕石は2つの異なった岩石組織を持つことがわか っており、それぞれcarbonate-poor lithology, carbonate-rich lithology と呼ばれている[18]. いずれの組 織も含まれる主な炭酸塩はカルサイトであり (carbonate-poorでも炭酸塩はある程度含まれる)、粒 子サイズは10 um以下と小さく, Mn-Cr年代測定には 向かない. しかし最近さらに詳細な研究が行われた結 果,この隕石を構成する組織はこれまで認識されてい たよりもバラエティーに富んでおり、それぞれ様々な 程度に水質変成を受けていることが明らかになった [21]. 今回の研究で用いた Tagish Lake 隕石はマグネ タイトを豊富に含むなど carbonate-poor lithology に 特徴的な組織を示し、粒子サイズの小さなカルサイト が散見される一方, ドロマイトも少なからず発見され, 特に、100 μm程度の大きなドロマイトが1粒子発見さ れた(図2d, e). このような大きいドロマイトはこれ までに報告されていない. このドロマイトは周りを層 状ケイ酸塩に囲まれた組織をしており、マグネタイト を伴っている. 含まれる MnOは3.4 wt% 程度であり, 他のドロマイトとほぼ同程度であった.

Mn およびCr の同位体分析は東京大学大気海洋研究 所に設置されている高空間分解能・高感度の二次イオ ン質量分析計(NanoSIMS 50)を用いて行った. 電流 値1 nA, ビーム径5 μmのO⁻の一次イオンを用いて, ⁴³Ca, ⁵²Cr, ⁵⁵Mnを二次電子増倍管(EM)で検出

した. カルサイト標準試料はMn/Crの相対感度 $({}^{55}Mn^{+}/{}^{52}Cr^{+})/({}^{55}Mn/{}^{52}Cr)$ を求めるため、SIMS分析 後に分析スポットの周囲を電子プローブマイクロアナ ライザ(EPMA)でMnとCrの定量分析を行い、太陽 系物質の平均同位体比を用いて⁵⁵Mn/⁵²Crを計算した. また,先行研究で炭酸塩の代わりに標準試料としてし ばしば用いられているサンカルロス・オリビンも同様 にMn/Crの相対感度を求めた. 先論文に述べられて いるように、カルサイトは非常に電気伝導率が小さく、 NanoSIMS分析の際に試料表面が帯電(チャージアッ プ)しやすい[20]. そして、その度合いは分析スポッ ト径やその深さに大きく依存する. そのため、分析条 件(一次イオンビームの強度,径,形状など)によって 得られる Mn/Crの相対感度は異なり得る、したがって、 隕石中の炭酸塩とカルサイト標準試料は同じ分析条件 下で行うことが非常に重要である。隕石中および合成 した炭酸塩のCr同位体比は形成過程および分析装置 内で分別を起こしている可能性があるが、それらは典 型的に数‰程度であるため、分析精度に比べてほとん ど無視できる.分析およびデータ解析の手順の詳細は [3,4,20,22]を参照されたい.

4. 結 果

Mn/Crの相対感度の分析例として、ある分析セッ ションで得られた結果を図3に示す. 合成カルサイト は粒子径が約300 µmほどで, Mn, Crがやや不均一 に分布していて粒子の中心ほど濃度が高い. また. SIMSで分析した位置によってMn/Cr比に10%程度 のばらつきが見られた(図3a). しかしながら. Mn/ Crの相対感度(⁵⁵Mn⁺/⁵²Cr⁺)/(⁵⁵Mn/⁵²Cr)を見積もる 際にはSIMSによる分析(⁵⁵Mn⁺/⁵²Cr⁺)とEPMAによ る分析(⁵⁵Mn/⁵²Cr)を同じ位置で行っているため,濃 度の不均一性はほとんど問題にならない.むしろ, ⁵⁵Mn⁺/⁵²Cr⁺と⁵⁵Mn/⁵²Crに線形性があることがきちん と確認でき、信頼性の高いMn/Crの相対感度を得る ことができる. このセッションで得られたカルサイト のMn/Crの相対感度は0.64 ± 0.01 であり、サンカルロ ス・オリビンの値0.95と比較して有意に小さい(図 3b). このように、合成カルサイトの分析から、炭酸 塩のMn/Crの相対感度がオリビンのそれより小さく、 30%程度異なり得る、ということが初めて明らかに



図3: (a): カルサイト標準試料の⁵⁵Mn^{*}/⁵²Cr^{*}(NanoSIMS)および⁵⁵Mn/⁸²Cr(EPMA)の分析値. 各点は1粒子中の異なる分析スポッ トに対応している. データ点の傾きがMn/Crの相対感度を表す. (b): カルサイトとオリビンのMn/Cr相対感度の比較. 黒 印が異なる分析スポットの平均を表す. カルサイトのMn/Cr相対感度はオリビンのそれより有意に小さい. またオリビン のMn/Cr相対感度は先行研究[15]の結果(0.93)とほぼ一致している. 2SE: 2 Standard Error.

なった.ここで,カルサイトとドロマイトは炭酸塩で あるが,化学組成が違うため,マトリクス効果および Mn/Crの相対感度が異なる可能性があることに注意 されたい.その影響については次節で述べる.

次に隕石中の炭酸塩の分析結果について述べる。分 析したすべての隕石に有意な⁵³Crの過剰(δ ⁵³Cr)が認 められ、それらは⁵⁵Mn/⁵²Crに比例していた、このこ とは、炭酸塩形成時に消滅核種⁵³Mnが存在していた ことを示し、アイソクロン法によって求められた ⁵³Mnの初生値(⁵³Mn/⁵⁵Mn)₀は確かに年代としての意 味を持つ、なお、隕石中の炭酸塩と合成カルサイトの Mn/Cr比は大きく異なっているが、Mn、Crを含む 様々な元素に関して、濃度とSIMSのイオン強度との 間には一般によい線形性があるため、結果に大きな影 響を及ぼさないと考えられる[23]. 得られたCIコンド ライトのMn-Crデータを表1に(CMコンドライトに 関しては、先論文[4]にデータが掲載されているので ここでは示さない),アイソクロンおよび計算された ⁵³Mnの初生値と絶対年代を図4に示す.また,図5お よび表2には得られた結果をまとめて示す.

CMコンドライトは, Murchison中のカルサイトが 4562.6(+1.4/-1.9) Ma, Y791198中のカルサイトが 4563.9(+1.1/-1.3) Ma, ALH83100中のドロマイト が4562.8(+0.8/-1.0) Ma, Sayama中のドロマイト が4563.9(+0.6/-0.7) Maという形成年代を示した.

またCIコンドライトは、Orgueil中のドロマイトが 4563.6(+0.7/-0.8) Ma. Ivuna中のドロマイトが 4562.5(+0.7/-0.8) Ma. Y980115中のドロマイトが 4563.8(+1.2/-1.5) Ma. Tagish Lake中のドロマイ トが4563.5(+1.1/-1.3) Maであった、本研究で得ら れたオリビンのMn/Crの相対感度(0.95)は先行研究 [11.15]の結果(0.93)と調和的であるため、異なる実験 室・分析装置間で結果に大きな差異が生じている可能 性は小さい. すなわち、炭酸塩のMn/Crの相対感度 は確かにオリビンのそれとは異なり、先行研究で報告 された年代値は系統的な誤差を含んでいる。先行研究 のデータと比較すると本研究では全体的に若い年代値 が得られており、これまで報告された炭酸塩の年代デ ータはすべて修正する必要がある. その場合, Mn/ Crの相対感度の差から推定される誤差は約2.2 Myrで あり、本研究と先行研究[11.15]で得られた ALH83100 およびOrgueilの年代値の差にほぼ等しい. なお, Y791198の年代値は先行研究ではCAIよりも古くなっ ており、本研究で得られた年代値と約7 Myr も異なる が、先行研究で用いた標準試料およびMn/Crの相対 感度が明記されていないため、単純に比較することは できない.しかしながら、先行研究で報告された古す ぎる年代値の矛盾は少なくとも部分的には不適切な

表1: Clコンドライト中のドロマイトのMn-Cr データ[22]. a:分析時間内に得られたシグナルの総数. b:一次イオン 電流1 nA,分析時間1秒あたりのシグナル数. c:標準試料の⁵³Cr/⁵²Cr同位体比(0.1134)からのずれを1000分率で 表した⁵³Crの過剰(δ⁵³Cr ={⁵³Cr/⁵²Cr)_{measured}/⁵³Cr/⁵²Cr)_{stendard}-1}×1000). 誤差は2*σ*.

Meteorite	55. Apa	52 c r ^a	53 c a	52 c . b	55 Mmb	55 Mp /52 Cr	Free	530r (0/)C	Free
Grain #	IVIII (counte)	(counte)	(counte)	Cr (cns/nA)	IVII1	MIN/ Cr	Error	o Cr (‰)	Error
	(counts)	(counts)	(counts)	(CDS/IIA)	(CPS/IIA)				
dol #1	1 96 E+07	2766	960	18	130471	9220	030	257	94
dol #1	1.82 E+07	2982	975	20	121326	7980	810	184	87
dol #1	8 24 E+06	455	193	7 59	1 37 E+05	21800	2000	540	260
dol #1	5 75 E+06	1002	354	19.7	1 13 E+05	6830	540	280	160
dol #4	2 24 E+07	2508	877	16.7	1 49 E+05	10800	900	267	99
dol #4	1.94.E+07	39600	11300	264	1.30.E+05	589	47	34	22
dol #4	1.60.E+07	7166	2182	59.7	1.33.E+05	2730	220	103	54
dol #7	1.29.E+07	2176	729	14.5	8.60.E+04	7130	570	210	100
dol #7	1.71.E+07	1237	524	8.59	1.19.E+05	16600	1300	530	160
dol #7	1.21.E+07	1059	454	7.06	8.04.E+04	13700	1100	550	170
dol #7	1.68.E+07	1620	602	11.6	1.20.E+05	12600	1000	350	130
dol #7	1.30.E+07	953	398	6.62	9.01.E+04	16400	1300	510	180
dol #7	7.32.E+06	2223	728	14.9	4.91.E+04	3970	320	190	100
dol #7	8.67.E+06	2708	872	21.0	6.72.E+04	3880	310	167	91
dol #7	1.51.E+07	3432	1041	23.7	1.04.E+05	5340	430	99	78
dol #7	9.90.E+06	94840	26370	988	1.03.E+05	122	10	7	14
humo									
dol #1	3 18 E+06	1124	354	13 7	3 87 E+04	4030	300	150	140
dol #6	1 19 E+07	83130	23760	594	8 53 E+04	211	16	42	15
dol #6	1 12 E+07	187	153	1.34	7 99 E+04	88000	13000	1990	650
dol #6	1 42 E+07	76630	21350	426	7 86 E+04	273	20	16	16
dol #6	6 12 E+06	7889	2311	152	1 18 E+05	1080	80	68	51
dol #6	4.64.E+06	416	156	4.43	4.94.E+04	16100	1600	370	260
dol #6	5.72.E+06	2998	909	57.6	1.10.E+05	2680	200	106	84
dol #6	3.06.E+06	11210	3277	50.9	1.39.E+04	412	31	66	42
dol#12	9.20.E+06	29060	8205	145	4.60.E+04	469	35	30	26
dol#13	1.57.E+07	63560	18600	212	5.23.E+04	375	28	67	18
dol#13	4.30.E+06	248	108	4.95	8.60.E+04	24400	3100	580	370
dol#15	7.71.E+06	1621	525	18.0	8.57.E+04	6780	510	180	120
dol#15	7.91.E+06	1180	446	14.0	9.42.E+04	9560	710	380	150
dol#15	4.00.E+06	1171	371	5.13	1.75.E+04	5240	390	160	140
dol#16	7.31.E+06	341	187	1.14	2.44.E+04	32500	3500	990	360
dol#16	1.10.E+07	2275	701	7.58	3.66.E+04	7340	550	117	96
dol#16	9.99.E+06	3591	1084	48.5	1.35.E+05	3940	290	94	76
dol#16	1.66.E+07	791	397	2.64	5.55.E+04	31900	2400	820	220
dol#16	7.25.E+06	256	137	1.68	4.77.E+04	41900	5200	950	410
dol#16	6.62.E+06	499	203	1.66	2.21.E+04	20300	1800	480	250
dol#16	5.26.E+06	17980	5267	89.9	2.63.E+04	437	32	62	33
dol#16	4.71.E+06	638	213	2.13	1.57.E+04	11200	900	210	190
001#16	1.79.E+06	172	73	2.53	2.64.E+04	14700	2200	540	430
Y980115									
dol #1	3.81.E+06	1537	465	75.3	1.87.E+05	3110	160	100	120
dol #1	1.50.E+07	5239	1580	58.2	1.67.E+05	3880	110	97	63
dol #1	2.20.E+07	4243	1383	47.1	2.44.E+05	6960	210	186	73
dol #1	1.64.E+07	2585	936	28.7	1.82.E+05	8600	340	320	100
dol #1	2 11 E+07	6049	1927	67.2	2 34 E+05	4730	120	159	61
dol #1	1.24.E+07	3182	1041	35.4	1.38.E+05	5270	190	190	85
dol #1	2 49 E+06	22790	6418	974	1 07 E+05	147	4	25	29
dol #1	1 30 E+07	4731	1435	52.6	1 45 E+05	3720	110	104	67
dol #1	1.29.E+07	2822	978	36.2	1.65.E+05	6260	240	261	94
Tagish Lal	(e								
aoi #1	9.08.E+06	1265	461	14.1	1.01.E+05	9990	560	330	140
dol #1	1.32.E+07	2039	693	22.7	1.47.E+05	9120	400	240	110
dol #1	1.24.E+07	4175	1253	57.0	1.69.E+05	4110	130	92	70
dol #1	8.46.E+06	571	264	6.34	9.40.E+04	20900	1800	690	250
dol #1	7.39.E+06	1389	443	15.4	8.21.E+04	7440	400	160	130
dol #1	7.91.E+06	208700	57900	2577	9.77.E+04	54	1	9	9
dol #1	5.93.E+06	2475	740	40.0	9.60.E+04	3290	130	88	91



図4: CMコンドライト(a)-(d) およびCIコンドライト(e)-(h)のMn-Crアイソクロン. いずれの隕石もδ⁵⁵Crと ⁵⁵Mn/⁵²Crがよい比例関係にあり,炭酸塩形成時に消滅核種⁵³Mnが存在していたことを示している. そのため, アイソクロンの傾きから計算される⁵³Mnの初生値(⁵³Mn/⁵⁵Mn)₀は確かに年代としての意味を持つ. MSWD: Mean Square Weighted Deviation. 誤差は2*σ*. (a)-(d)は先論文[4]より改編. (e)-(h)は[22]より改編.

			(⁵³ Mn/ ⁵⁵ Mn) ₀	Absolute age	T _{CAI}
Meteorite	Classification	Number of analyses	(×10 ⁻⁶)	(Ma)	(Myr)
Murchison	CM 2.5	9	2.66 ± 0.79	4562.6 (+1.4/-1.9)	5.6
Y791198	CM 2.4	12	3.34 ± 0.74	4563.9 (+1.1/-1.3)	4.3
ALH83100	CM 2.1	12	2.79 ± 0.47	4562.8 (+0.8/-1.0)	5.4
Sayama	CM 2.1	15	3.38 ± 0.40	4563.9 (+0.6/-0.7)	4.3
Orgueil	CI	16	3.32 ± 0.43	4563.8 (+0.7/-0.7)	4.4
Ivuna	CI	25	2.64 ± 0.39	4562.5 (+0.7/-0.8)	5.7
Y980115	CI	12	4.03 ± 0.57	4563.8 (+1.2/-1.5)	4.4
Tagish Lake	Ungrouped C2	8	3.16 ± 0.69	4563.5 (+1.1/-1.3)	4.7

表2:本研究で得られた炭酸塩の⁵³Mnの初生値,絶対年代および太陽系形成からの時間(Τ_{см}),誤差は2σ.



図5:本研究および先行研究で報告された炭酸塩のMn-Cr 年代の比較.灰色の網掛けは、本研究で得られたデータの重みつき平均の誤差範囲.本研究で得られた炭酸塩の形成年代は概して先行研究のものより若く、分析法に由来する系統的な誤差の存在を示している.また、先行研究とは対照的に、本研究で得られた年代は非常によい一致を示している. 誤差は2σ.

Mn/Crの相対感度に起因していると考えられ、本研 究ではCAIよりも若い、無矛盾なデータが得られて いる。

5. 議論と考察

5.1 炭酸塩の同時形成

本研究の結果で最も驚くべきことは、分析したすべ ての隕石の年代値が極めてよい一致を示していること である(図5). そのため、CM、CIコンドライト中の 炭酸塩の形成年代としてそれぞれの隕石の重みつき平 均を考え、CMコンドライトは4563.4(+0.4/-0.5) Ma, CIコンドライトは4563.2(+0.4/-0.5) Maとす ることができる.これは太陽系形成(CAIの形成年代) 後約5 Myrに相当する.一方、先行研究では反対の主 張をしており、CMコンドライトの変成度と年代の間 には相関があるとしている[11](図1a).ただし、先行 研究で分析されたCMコンドライトの変成度は2.1の ものがほとんどであり、それほどバリエーションがな いことに注意する必要がある.

炭酸塩の同時形成の意味を解釈するためには

炭酸 塩の形成条件を理解しなければならない。一般に、カ ルサイトは変成度の小さなCMコンドライト(変成度 > 2.2)に見られる。また、層状ケイ酸塩など他の共存 する鉱物に比べて重い酸素の同位体(¹⁷O, ¹⁸O)に富ん でおり、大きな同位体分別(δ¹⁸Oで約20 ‰)を起こし ている[13]. カルサイト・マトリクス間の同位体分別 はほぼ質量依存であることから、それらの間の同位体 平衡を仮定すれば、カルサイトの形成温度を求めるこ とができる.同位体分別は低温ほど大きく, Murchison中のカルサイトに見られる大きな同位体分 別を起こすためには20 ℃以下でなければならない. この結果は、Clumped-isotope-thermometerという同 位体平衡を仮定しなくても議論ができる別の温度計で も裏付けられている[24]. さらに、Zolenskyらは岩石・ 水相互作用の地球化学に用いられているEQ3/6とい うコンピュータアルゴリズムを隕石の水質変成に応用 し、25 ℃以下の水と岩石が相互作用することでCM コンドライトの鉱物組成がよく再現できることを示し た[25]. この計算では、カルサイトは水質変成のごく 初期(極めて少量の岩石と水が反応した段階)に安定化 する. 実際. Murchison 隕石中のカルサイト粒子が示 す微量元素のゾーニングは、変成の初期、周囲の水の 温度が上昇している最中に形成したことを物語ってい る.以上から、カルサイトは室温程度の低温で変成の 最初期に形成する、ということができる.

一方ドロマイトはより変成度の大きいCMコンドラ イトおよびCIコンドライトに見られ、カルサイトほ ど酸素の同位体分別が大きくない、そのことから、 Sayama隕石中のドロマイトの形成温度は比較的高温 で、120 ℃以上と見積もられている[26]. また、 EQ3/6による計算でも、より高温の条件下でカルサ イトよりドロマイトの方が安定であることが示されている.

以上のように、カルサイトとドロマイトは異なる温 度で形成した可能性が高い. このことはそれぞれの炭 酸塩が含まれる隕石の変成度と調和的である。一般に 水・岩石の反応は発熱反応であり、また高温ほど反応 の速度が速いからである。カルサイトとドロマイトは 異なる温度で形成するため、それらが同時に形成した という本研究の結果は隕石の母天体が急速に加熱され たことを強く示唆している、さらに、異なる隕石グル ープ間でも同じ年代が得られているということは、 様々な微惑星において共通のプロセスによって天体内 部の温度がコントロールされていたと解釈できる。も しカルサイトとドロマイトでMn/Crの相対感度が異 なっていても、この結論は変わらない、なぜならば、 CMとCIコンドライトに含まれるドロマイトの形成 年代が一致しているからである. もしそうであるなら ば、天体の加熱源は他天体によるインパクトよりも短 寿命放射性核種の壊変熱と考える方が自然である[27]. 前者の場合、インパクトによる加熱の時期が様々であ っても構わないからである. 逆に後者であれば, 天体 の熱史はほぼ微惑星の形成時期によって決定される. 短寿命放射性核種は時間の経過とともに急速にその存 在量が小さくなるため、微惑星の形成時期によって、 熱源の量が決定されるからである.

5.2 含水小惑星の形成と熱史

以上議論してきたように、本研究のデータから, CM, CIコンドライト母天体の加熱源として短寿命放 射性核種を考えるのが適当である.本節ではその仮定 のもとに、CMコンドライト母天体の熱史モデルを構 築し、その形成時期に制約を与えることを試みる.熱 史モデルの詳細は[4]を参照されたい.

様々な短寿命放射性核種のうち、存在量と壊変エネ ルギーを考慮すると、26Alが太陽系最初期の小天体の 熱史に支配的な影響を及ぼす.²⁶Alは半減期が0.73 Mvrと短いため、これから考察するような太陽系最 初期の数Mvrにおける母天体の熱史には極めて重要 である.²⁶Alは太陽系形成時の存在量が(²⁶Al/²⁷Al)₀= 5.23×10⁻⁵と求められているため[27] 岩石中のAlの 存在量と²⁶Alの壊変エネルギーがわかっていれば、母 天体形成から単位時間あたりに発生する熱エネルギー Qを計算することができる。なお、これ以降の議論で はCAIのPb-Pb年代として4568.2 Maという値[8]を用 いるが、最近の研究では異なる値も報告されている(例 えば4567.2 Ma: [29]). 1 Myrの違いは²⁶Alの半減期よ りも長く、母天体の熱史に大きな影響を与える、今後 の研究でより正確なCAIの形成年代を求めることも、 母天体の熱史を詳細に議論するために必要である.

母天体のサイズは半径30 kmとし、天体表面の温度 は170 K(~-100 ℃)で一定とする。内部の温度Tは、 ²⁶Alの壊変によって生じる熱エネルギーQおよび熱が 内部から天体表面に逃げることで変化する。これを球 座標系における1次元熱伝導方程式によって記述する [30].

$$\rho c_{\rm p} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(k r^2 \frac{\partial T}{\partial r} \right) + Q$$

ここで *ρ*, *c*_p, *k*, はそれぞれ密度, 比熱, 熱伝導率 である. 岩石・水の熱伝導率や密度など物理量は[4] を参照されたい.

CMコンドライトは全岩の酸素同位体比から,母天 体の水/岩石比(岩石に対する水の体積比)は0.3-0.6と 推定されている[31].母天体の構成要素は先行研究 [30]に倣ってフォルステライト22%,エンスタタイト 17%,空隙16%,水(氷)30%,反応性に乏しい鉱物(酸 化物など)16%とする(水/岩石比:0.56).氷は273 K (=0℃)で水に相転移し,融解熱を吸収する.生じた 液体の水は岩石と相互作用,すなわち水質変成を始め る.変成の反応は,以下のように簡略化する.

$$\begin{split} Mg_2SiO_4(forsterite) + MgSiO_3(enstatite) + 2H_2O \rightarrow \\ Mg_3Si_2O_5(OH)_4(antigorite) \end{split}$$

この反応熱は69 [kJ/mol]であり、反応速度K_r [mol/s]



図6: CMコンドライト母天体の熱史のモデル計算.(a):太陽系形成から3.5Myr,(b):3Myr,(c):4Myrに母天体が形成 したと仮定.天体の半径は30kmで,rは天体中心からの距離を表す.灰色の網掛けは、本研究で得られたCMコンドラ イト中の炭酸塩の形成年代(4563.4(+0.4/-0.5)Ma).(b)の計算には、水質変成の反応熱は含まれていない(本文5.2節 参照).(a),(b)は先論文[4]より改編.

は[30]と同様に圧力P [Pa](岩石および水蒸気圧の 和)に依存するとした。

$K_{\rm r} = K_{\rm r}' P \exp(-3463/T)$

ここで K_r は比例係数(pre-exponential factor)である. 水質変成の反応速度は、このモデルの中でも最も推定 が難しいパラメータである.実際、同様の先行研究で 用いられている pre-exponetial factor K_r の推定値は 実に5桁にわたっている[30,32]. ここでは、本研究で 得られた炭酸塩の年代でカルサイトとドロマイトが同 時に形成するように、 K_r = 4.0 × 10⁻¹⁵ とした.先に述 べたように、このモデルでは母天体の組成や水質変成 の反応を簡単化し、変成の反応熱や反応速度にも大き な不確定性があることを念頭に置く必要がある.

以上の条件をもとに,母天体の形成年代を太陽系形 成から3.0,3.5,4.0 Myrとして計算した熱史を図6に 示す.母天体の形成年代は,母天体形成時の熱源 (²⁶Al)の量を決定し,それゆえ母天体の最高到達温度 および温度の上昇速度に影響を与える.

最初に,太陽系形成後3.5 Myrに母天体が形成する 場合(case A)について考察する(図6a).²⁶Alの壊変熱 によって温度が上昇し,母天体形成から0.7 Myrには 362

氷の融点に達する.氷が融解して液体の水が生成すれ ば、すぐに岩石との相互作用が始まり、急速に温度が 上昇する。母天体の中心付近(図6a中r=3 km)では。 熱伝導のタイムスケールより、²⁶Alの壊変および水質 変成の反応熱による発熱のタイムスケールのほうが短 い. そのため、CMコンドライト中の炭酸塩の形成年 代(母天体形成から1.3±0.5 Myr)で温度は約150℃に 達する. 一方, 母天体の中心20 km付近(図6a中r= 20 km)ではそれらのタイムスケールが同程度であり、 それほど温度は上がらず、最高到達温度は50 ℃程度 である. また天体表面付近(図6a中r=27 km)では, 発熱しても熱伝導によりほとんど温度は上がらない. このように、急速な発熱と熱伝導によって、液体の水 が生成してすぐに母天体内で異なる温度領域が存在し、 炭酸塩の形成年代にドロマイトとカルサイトの「作り 分け」が可能である. 様々な変成度のCMコンドライ トは、同一の母天体の異なる領域(深さ)に由来してい ると考えることができる.

次に、母天体形成が太陽系形成後3.0 Myrの場合 (case B)について考察する(図6b). 先ほどのcase A に比べて0.5 Myr早く母天体が形成した場合を考える のであるが、²⁶Alの半減期が約0.7 Myrであるので、 発生する壊変エネルギーの総量は2^(0.5/0.7)~1.6 倍となり、上昇する温度も約1.6倍となる.また、図 6bからわかるように、温度上昇がcase Aより早く、 母天体形成後0.4 Myrに氷の融点に達する. CMコン ドライト中のカルサイトが変成の最初期に、水の温度 が20℃以下で、かつ温度が上昇中に形成したと仮定 すると、炭酸塩の形成年代では母天体内のいかなる場 所においてもカルサイト形成に適当な温度の領域は存 在しない、つまり、温度上昇が早すぎるのである。 case Bでは水質変成の反応は無視してある.これは、 変成のモデルに付随する大きな不確定性を議論から排 除するためで、変成を考慮に入れても状況は良くなら ない. なぜならば変成の反応は発熱反応だからである. したがって、太陽系形成後3.0 Myrという年代は母天 体の形成には早すぎると確実に結論できる.

最後に,太陽系形成後4.0 Myrに母天体が形成する 場合(case C)について考える(図6c).この場合は²⁶Al の存在量が少なすぎて,母天体内の温度が炭酸塩の形 成年代に氷の融点まで達しない.したがってこの場合 も水質変成の反応如何に関わらず炭酸塩を形成するこ とができない.

以上議論してきたように、CMコンドライトでカル サイトとドロマイトを同時に形成するためには母天体 が太陽系形成から3.1-3.9 Myrに形成しなければなら ないことがわかる(逆に、この間であれば炭酸塩の形 成年代でその形成に適した温度領域が存在できること を確認してある).この議論では、単に炭酸塩の形成 温度のみに着目し、母天体の形成年代の必要条件を与 える、という立場を取っている.実際の熱史および水 質変成はもっと複雑であろうし、炭酸塩の形成温度に なっているときに本当にそれが形成できるかは議論し ていない.

CIコンドライトの母天体も炭酸塩の形成年代から して、CMコンドライトと同様の熱史を少なくとも液 体の水が生成する前後までは経験したと考えられる. しかし、その化学組成・特に水の含有量などは異なっ ているし、母天体の大きさも異なっているかもしれな い、そこで、次節では、母天体サイズや化学組成、変 成の反応速度など様々なパラメータが熱史に与える影 響について議論する.

5.3 熱史モデルの妥当性とパラメータ依存性

前節で議論したCMコンドライト母天体の熱史は、 モデルに用いている様々なパラメータに依存している. この節では、パラメータの値を変えた際にモデル計算 の結果がどのように変化し、また、前節で導いた結果 (CMコンドライト母天体は太陽系形成から3.1-3.9 Myrに形成した)がどの程度の不確定性を含んでいる のか議論する. 図7a-gに、パラメータの異なる計算 結果を11種類(Run 1-11)示す. それぞれ天体中心の 温度を示しており、用いたパラメータは表2にまとめ られている. Run 3は前節のcase Aと同じであり、図 中では太線で示している. 他の計算結果はRun 3と比 較しながら議論していく.

図7aにはRun 1からRun 4の結果を示し,熱史の母 天体サイズ依存性を考察する.母天体サイズは³⁶Alの 壊変熱および水質変成の反応熱で加熱された母天体が 冷却するタイムスケールと関係している.しかし,水 質変成が始まるタイミング(天体内部の温度が0℃)に はほとんど影響しないため,カルサイトが変成の最初 期に形成したと仮定すれば,カルサイトの形成年代は 母天体のサイズに関わらずほぼ一定になる.つまり,

	Parent body size			Composition (vol%) ^b					Accretion time
Run	(km)	Reaction rate ^a	ice	Fo	En	void	NR	W/R	(Myr after CAIs)
1	<i>R</i> = 10	medium ($K_r' = 4.0 \times 10^{-15}$)	30	22	17	16	15	0.56	3.5
2	20	medium ($K_r' = 4.0 \times 10^{-15}$)	30	22	17	16	15	0.56	3.5
3	30	medium ($K_r' = 4.0 \times 10^{-15}$)	30	22	17	16	15	0.56	3.5
4	50	medium ($K_r' = 4.0 \times 10^{-15}$)	30	22	17	16	15	0.56	3.5
5	30	high ($K_r' = 4.0 \times 10^{-12}$)	30	22	17	16	15	0.56	3.5
6	30	low ($K_r' = 4.0 \times 10^{-17}$)	30	22	17	16	15	0.56	3.5
7	30	medium ($K_r' = 4.0 \times 10^{-15}$)	40	22	17	6	15	0.74	3.5
8	30	medium ($K_r' = 4.0 \times 10^{-15}$)	50	22	17	0	11	1.00	3.5
9	30	high ($K_r' = 4.0 \times 10^{-15}$)	50	22	17	0	11	1.00	3.5
10	30	medium ($K_r' = 4.0 \times 10^{-15}$)	50	22	17	11	0	1.28	3.5
11	30	medium ($K_r' = 4.0 \times 10^{-15}$)	50	22	17	11	0	1.28	3.3

表3: モデル計算に用いたパラメータ.a: pre-exponential factor(本文5.2節参照).b:母天体の構成要素(ice:氷, Fo: フォルステライト, En:エンスタタイト, void:空隙, NR:反応性に乏しい鉱物, W/R:水/岩石の体積比).

母天体のサイズは前節の議論には無関係である.冷却 のタイムスケールは水質変成の継続時間を考えるうえ で重要であるが,CMコンドライトには年代測定によ って継続時間を決められるような物質(つまり,炭酸 塩より若い年代を示す物質)は現在のところ発見され ていないので,母天体のサイズを正確に決めることは 困難である.天体の半径が10 km以下では,急速な冷 却のため氷の融点まで温度が上がらず水質変成が起き ないため,CM,CIコンドライトの母天体はそれより 大きかったと考えられる.

図7bではRun 5,6の結果をもとに,水質変成の反応速度が与える影響について考察する.反応速度はもっとも制約を与えるのが難しいパラメータのひとつである.前述したように,水質変成による急速な加熱は,カルサイトとドロマイトを同時に形成させるために必要である.それゆえ,Run 6の場合のような遅い反応速度($K_r' \sim 10^{-17}$:先行研究で用いられている最小値)は,炭酸塩の形成年代と矛盾する.

図7cには、氷の量が異なる天体の結果を示す. Run 7と8の氷の量はそれぞれ40,50体積%であり、これ は水/岩石比にして0.74,1.00に対応する.水/岩石 比が1.00というのは、全岩の酸素同位体比より推定し たCIコンドライトの典型的な値である[31].氷の融解 熱のため、その量が多いほど最高到達温度が低く、ま た天体内部の温度が0℃の期間(液体の水と氷が共存 している状態)が長い. Run 8(氷の量が50体積%)では、 炭酸塩の形成年代での天体温度がSayama隕石中のド

ロマイトの形成温度(> 120 ℃)より低いが. 氷が50 体積%では天体内でドロマイトが形成できない.と いうことを必ずしも意味しない、なぜならば、水質変 成の反応速度および反応熱に大きな不確定性があるた めである、例えば、図7d中のRun 9(K_r ' = 10⁻¹²: 先行 研究で用いられている最大値)の結果からわかるよう に、変成の反応が早ければ氷の量が多くても直ちに温 度は上昇する、また、反応熱が本研究で用いられてい る値よりも大きければ、十分にドロマイトの形成温度 まで天体の内部は加熱される.ここで, Run 3, 7, 8 のように氷の量が異なっていても、水質変成が始まる タイミングはほぼ同じであることに注意されたい.こ れは、これら3つの計算において、氷の量が異なって いても岩石の量(つまり²⁶Alの量)がほぼ一定になって いるからである.したがって、カルサイトが水質変成 の最初期に形成したと仮定すれば、これら3つの計算 においてカルサイトの形成時期はほぼ同じである.つ まり,水質変成の最初期に注目する限り,氷の量はほ とんど影響しない.

図7eでは、氷の量とともに岩石の量も変えた計算 (Run 10)について示す. Run 10では、氷は50体積% でRun 8と同じであるが、水/岩石比は1.28とより大 きく設定してある. 岩石の量はRun 3の72 %であり、 より²⁶Alの量が少ない. したがって、²⁶Alによる加熱 はより遅くなる. この場合、約0.2 MyrだけRun 3よ り早く天体が形成すれば、Run 3と同時期に氷の融点 に達する(図7f中Run 11). もちろん天体内部の温度



図7:熱史モデル計算のパラメータ依存性. それぞれの計算で用いられているパラメータの値は表2を参照. 図はすべて天体中心での 温度を示している. 灰色の網掛けは、本研究で得られたCM コンドライト中の炭酸塩の形成年代. Run 3(図中の太線)のパラメー タの値は本文5.2節のcase Aと同じで、図6aの r = 3kmに相当する.

が0℃になったあとは氷の融解に必要な熱量が異なる ため, Run 3とは異なった熱史になる.

以上をまとめると、CMコンドライトの母天体サイ ズは炭酸塩の形成年代にはあまり影響せず、正確に求 めることは困難である、しかしながら、あまり小さい と冷却のタイムスケールが加熱のそれを上回るため. 半径20 km以上が必要条件となる。水質変成の反応速 度も制約が難しいが、炭酸塩が同時に形成するために 比較的急速に(Kr'>10⁻¹⁵)反応が進んだと考えられる. 水質変成の開始に注目する限り、岩石の量が氷の量よ りも重要である。今回のパラメータセットの範囲(氷 の量: 30-50体積%. 水/岩石比: 0.56-1.28)では、前節 の case A(Run 3)と比較して、水/岩石比の変化によ る母天体形成年代の補正は0.2 Mvr以下である。以上 のことから, 天体サイズや水/岩石比, 水質変成反応 に関する不確定性を考慮に入れ、CM. CIコンドライ トの母天体は太陽系形成から3.1(-0.2) Mvrから3.9 Myr, すなわち2.9-3.9 Myrに形成したと結論できる.

5.4 炭酸塩の年代とその他の隕石の年代との 比較

これまで述べてきたように、CM、CIコンドライト 中の炭酸塩は太陽系形成後約5 Myrにほぼ同時に形 成した.この分析結果はこれらのコンドライト母天体 が太陽系形成後約3.5 Myrに形成した後、短寿命放射 性核種(²⁶Al)の壊変熱と水質変成の反応熱で急速に加 熱されたと考えるとうまく説明できる.この節では、 炭酸塩の年代および含水小惑星の形成年代を、他の隕 石あるいは他の年代測定法から得られた様々な年代デ ータと比較しながら、本研究で得られた結果の意義を 述べる.

エコンドライトとよばれる,母天体上で火成活動を 経験した隕石に対しては,これまでに鉄隕石に対して Hf-W(ハフニウム・タングステン)年代測定を行うこ とでコア・マントル分化の年代が推定されてきた[33]. その結果は太陽系形成からほぼ0-1.5 Myrに集中して おり,微惑星形成は太陽系初期の極めて早い段階で始 まっていたことを物語っている.さらに最近,火星は 原始惑星の生き残りであり,高々1.8 Myr以内に形成 したという報告もある[34].

コンドライトとよばれる始原的な隕石は年代測定か ら母天体の形成年代を知ることは一般に困難である. しかし, 普通コンドライト(LL3)や炭素質コンドライト(CO3, CR2)に含まれているコンドルールをAl-Mg(アルミ・マグネシウム)年代測定することで, 隕石母 天体の形成年代に上限値(older limit)を与えることが できる. コンドルールの形成年代は概ね太陽系形成か ら1.5-3.0 Myrであり, エコンドライトの形成年代よ り若い[35]. 隕石母天体の形成年代もそれとほぼ同時 期だと考えられる. これらの隕石の母天体は火成活動 を起こすには至っていないが, 一般的に熱による変成 を受けており, たとえば普通コンドライトの母天体は LL6コンドライト中の単斜輝石の化学組成から900-960℃と見積もられている[36].

水質変成を経験した隕石の母天体は太陽系形成後約 3.5 Myrに形成したことが本研究で初めて明らかになった. この推定値はエコンドライトや普通コンドライトの母天体の形成年代よりも若い.

このように、隕石から得られた母天体の形成年代は その隕石の経験した変成あるいは溶融の程度と相関し ている.これは、²⁶Alの壊変熱が天体の加熱源である とする仮定と整合的であり、太陽系の初期では微惑星 の進化に²⁶Alの存在量が大きな影響を及ぼしていたこ とを意味している、興味深いのは、前述した隕石グル ープの母天体が現在の小惑星帯内で異なった場所に分 布している点である[37]. すなわち,小惑星帯のより 太陽に近い領域には火成岩質の小惑星、遠い領域には 始原的な小惑星が主に分布している. 微惑星が, 形成 した当初の場所に現在まで留まっているかどうかはわ からないが、単純に考えれば、原始惑星系円盤内では より太陽に近い方が円盤の面密度が大きいため、微惑 星の形成がより速かったと推測することができる.こ のように小惑星帯内における小惑星の分布とそれらの 形成年代を²⁶Alによる加熱と結びつける考え方は以前 から提案されていたが[37]、本研究によって変成温度 の低い含水小惑星の形成年代を決定したことで、より 説得力が増したといえる。ただし、この結論は必ずし も他の熱源がないことを意味しているのではない、む しろ、隕石にも激しい衝突の痕跡は残されていて、衝 突加熱も小天体の進化に影響を与えていたに違いない. しかしながら、²⁶Alが初期太陽系に存在していたこと は確実であり、もし²⁶Alの存在量が初期太陽系内で均 一であったならば、ある程度以上のサイズ(半径20 km以上)のすべての小天体の熱史を支配しうる。短

寿命の放射性核種は、太陽系外でも惑星形成過程の最 初期において小天体の進化に重要な役割を果たすと考 えられ、その存在量は惑星系により様々であろう.も し短寿命放射性核種による小天体の進化が、その後の 惑星形成やそこでの生命や水の存在可能性に影響を与 えるのならば、単純に惑星の軌道要素だけから水や生 命の存在は議論できない、今後の研究の進展により、 惑星に至る以前の小天体の進化が最終的な惑星の姿に 与える影響が明らかになってくれば、以前までとは異 なった視点で水や生命の存在に言及できるようになる かもしれない.

6. まとめ

本研究では含水小惑星の形成・進化を考察するため, 始原的な炭素質コンドライトに対して,新たな分析法 による信頼性の高い炭酸塩の年代測定を行った.その 結果,

- 先行研究で報告された年代データは、分析法に由 来する系統的な誤差を含んでおり、すべて修正す る必要がある
- 2. CM, CIコンドライトに含まれる炭酸塩の形成年 代は太陽系形成後約5 Myrという狭い範囲に集中 している
- これらの隕石母天体は太陽系形成から約3.5 Myr に形成し、²⁶Alの壊変および水質変成の反応熱に よって急速な加熱を経験した
- 初期太陽系(あるいは系外惑星系)における小天体の進化には²⁶Alが非常に重要な役割を果たしていた
- ことが明らかとなった.

謝 辞

Sayama隕石のサンプルは米田成一博士(国立科学 博物館)と中村智樹博士(東北大学)から,Orgueil隕石 のサンプルは中村智樹博士から提供していただきまし た.NanoSIMSによる分析では高畑直人博士(東京大 学大気海洋研究所),EPMAによる分析では吉田英人 氏(東京大学),SEMおよびEBSDによる分析では市 村康治氏(東京大学)からご協力をいただきました.ま た,匿名の査読者から本稿へ的確なコメントをいただ きました.ここに厚く御礼申し上げます.本研究を遂 行するにあたり、学術振興会からの支援を受けていま す.

参考文献

- Bischoff, A., 2006, in Meteorites and the Early Solar System II (Univ. Arizona Press), 679.
- [2] Lodders, K., 2003, Astrophys. J. 591, 1220.
- [3] 藤谷渉ほか, 2010, 遊星人19, 273.
- [4] Fujiya, W. et al., 2012, Nat. Comms. 3, 627.
- [5] Trinquier, A. et al., 2008, Geochim. Cosmochim. Acta 72, 5146.
- [6] Lugmair, G. W. and Shukolyukov, A., 1998, Geochim. Cosmochim. Acta 62, 2863.
- [7] Amelin, Y., 2008, Geochim. Cosmochim. Acta 72, 221.
- [8] Bouvier, A. and Wadhwa, M., 2010, Nat. Geosci. 3, 637.
- [9] Kunihiro, T. et al., 2004, Geochim. Cosmochim. Acta 68, 2947.
- [10] Kurahashi, E. et al., 2008, Geochim. Cosmochim. Acta 72, 3865.
- [11] de Leuw, S. et al., 2009, Geochim. Cosmochim. Acta 73, 7433.
- [12] Johnson, C. A. and Prinz, M., 1993, Geochim. Cosmochim. Acta 57, 2843.
- [13] Clayton, R. N. and Mayeda, T. K., 1984, Earth Planet. Sci. Lett. 67, 151.
- [14] Endress, M. et al., 1996, Nature 379, 701.
- [15] Hoppe, P. et al., 2007, Meteorit. Planet. Sci. 42, 1309.
- [16] Rubin, A. E. et al., 2007, Geochim. Cosmochim. Acta 71, 2361.
- [17] Brown, P. G. et al., 2000, Science 290, 320.
- [18] Zolensky, M. E. et al., 2002, Meteorit. Planet. Sci. 37, 737.
- [19] Hiroi, T. et al., 2001, Science 293, 2234.
- [20] Sugiura, N. et al., 2010, Geochem. J. 44, e11.
- [21] Herd, C. D. K. et al., 2011, Science 332, 1304.
- [22] Fujiya, W. et al., Earth Planet. Sci. Lett., in press.
- [23] Yurimoto, H. et al., 1989, Geochem. J. 23, 215.
- [24] Guo, W. and Eiler, J. M., 2007, Geochim. Cosmochim. Acta 71, 5565.

- [25] Zolensky, M. E. et al., 1989, Icarus 78, 411.
- [26] Nakamura, T. et al., 2003, Meteorit. Planet. Sci. 38 Suppl., A5080.
- [27] Urey, H. C., 1955, Proc. Natl. Acad. Sci. USA 41, 127.
- [28] Jacobsen, B. et al., 2008, Earth Planet. Sci. Lett. 272, 353.
- [29] Amelin, Y. et al., 2010, Earth Planet. Sci. Lett. 300, 343.
- [30] Cohen, B. A. and Coker, R. F., 2000, Icarus 145, 369.
- [31] Zolensky, M. E. et al., 1997, Geochim. Cosmochim. Acta 61, 5099.
- [32] Palguta, J. et al., 2010, Earth Planet. Sci. Lett. 296, 235.
- [33] Qin, L. et al., 2008, Earth Planet. Sci. Lett. 273, 94.
- [34] Dauphas, N. and Pourmand, A., 2011, Nature 473, 489.
- [35] Villeneuve, J. et al., 2009, Science 325, 985.
- [36] McSween, H. Y. Jr. and Patchen, A. D., 1989, Meteoritics 24, 219.
- [37] Grimm, R. E. and McSween, H. Y. Jr., 1993, Science 259, 653.