

特集「初期太陽系物質科学の最前線」

クロム同位体から探る初期太陽系の姿

山下 勝行¹

2010年7月15日受領, 2010年11月7日受理.

(要旨) 消滅核種を用いた年代測定法は、U-Pb法などを使った絶対年代の測定が困難な惑星物質の年代決定の手法として、これまでも様々な隕石研究で利用されてきた。その一つである、 ^{53}Mn - ^{53}Cr 法は、親核種である ^{53}Mn の半減期が370万年であることから、太陽系形成後2～3000万年までの歴史を明らかにするために理想的な手法である。さらに最近では分析技術の進歩に伴い、 ^{54}Cr をトレーサーとした宇宙化学的研究も進んでおり、太陽系物質の起源や進化プロセスの解明に利用されることが期待されている。

1. はじめに

太陽系物質の起源や、その進化プロセスの解明は地球惑星科学の重要な研究課題の一つである。我々はこの問題に挑戦するために様々な方法を駆使して研究を続けているが、その中でも隕石やその構成物質中にフィンガープリントとして残されている記録を、化学的手法で読みとる宇宙化学は、46億年前の太陽系の姿を知るための最も直接的な方法の一つである。特に放射性核種を用いた年代測定から得られる情報は太陽系における様々な物質進化のプロセスを時間軸にそって記述するためには必要不可欠である。同時に同位体異常(ここでは放射性同位体の壊変を含まず、質量分別に依存しない同位体比の「平均的な地球組成」からの逸脱をさす)の検出は、これらの核種を太陽系に供給したプロセスに対する知見を与えてくれるだけではなく、幅広い岩石学的・化学的特徴を持つ隕石(あるいは隕石母天体)間の関係についても重要な制約を与えてくれる。宇宙地球化学研究を支えている事のの一つが、同位体分析技術の進歩であることは疑う余地もない。固体物質を構成する元素の分析に関していえば、20世紀半ばから使われてきた表面電離型質量分析計(TIMMS)を用いた同位体分析に加え、多重検出器型高

周波誘導結合プラズマ質量分析計(MC-ICPMS)や2次イオン質量分析計(SIMS)を使った分析技術のめざましい進歩は、これまで測定が困難であった元素の高精度同位体分析を可能にし、さらにはミクロンレベルの微小領域の物質科学的情報を引き出すことも可能とした。これらの分析手法によって得られた情報を用いることで、我々はこれまでベールに隠されていた初期太陽系の姿を明らかにしつつある。本総説ではその中から、筆者が最近特に力を入れているクロムの同位体分析と、その宇宙化学的応用について簡単にまとめる。

2. 惑星物質の年代学と ^{53}Mn - ^{53}Cr 年代測定

放射壊変系を使った初期太陽系物質の年代測定法は、利用する核種の半減期によって大きく2種類に分けることができる。その一つは半減期が比較的長く、現在でも親核種の放射壊変が続いている「長半減期核種」を利用したもので、代表的なものとしては ^{40}K - ^{40}Ar 、 ^{87}Rb - ^{87}Sr 、 ^{147}Sm - ^{143}Nd 、 $^{238,235}\text{U}$ - ^{232}Th - $^{206,207,208}\text{Pb}$ 法などがあ(表1)。これらの年代測定法を用いることによって、物質の絶対年代を求めることができる。しかしその一方で、長い半減期は得られる年代の誤差にも反映され、後で述べる消滅核種を使った年代測定法に比べて多くの場合、時間的分解能は低い(ただし年代の誤差の要因となるのは半減期だけではない)。その例外

1. 岡山大学地球物質科学研究センター
kty@misasa.okayama-u.ac.jp

表1:

年代測定に利用する代表的な同位体系。半減期は[1, 2]より引用。

親核種	娘核種	半減期 (年)
(長半減期核種)		
⁴⁰ K	⁴⁰ Ar	1.25×10^9 *
⁸⁷ Rb	⁸⁷ Sr	48.8×10^9
¹³⁸ La	¹³⁸ Ce	1.04×10^{11} *
¹⁴⁷ Sm	¹⁴³ Nd	1.06×10^{11}
¹⁷⁶ Lu	¹⁷⁶ Hf	3.5×10^{10}
¹⁸⁷ Re	¹⁸⁷ Os	4.6×10^{10}
²³² Th	²⁰⁸ Pb	1.4010×10^{10}
²³⁵ U	²⁰⁷ Pb	0.7038099×10^9
²³⁸ U	²⁰⁶ Pb	4.4683×10^9
(消滅核種)		
²⁶ Al	²⁶ Mg	0.73×10^6
⁴¹ Ca	⁴¹ K	0.1×10^6
⁵³ Mn	⁵³ Cr	3.7×10^6
⁶⁰ Fe	⁶⁰ Ni	1.5×10^6
¹²⁹ I	¹²⁹ Xe	16×10^6
¹⁴⁶ Sm	¹⁴² Nd	103×10^6
¹⁸² Hf	¹⁸² W	9.4×10^6
²⁴⁴ Pu	Xe _{various}	81×10^6

* ⁴⁰Kは一部β-壊変して⁴⁰Caに、¹³⁸Laは一部電子捕獲で¹³⁸Baに変わる。

ともいえるのが、^{238,235}U-^{206,207}Pb年代測定法(正確には²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb年代測定法)である。この年代測定法は、親核種のひとつである²³⁵Uの半減期が比較的短く、かつ精度良く求められていること、そして²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb年代に限って言えば、親核種と娘核種の比を測定する必要がないことから、一部の初期太陽系物質の年代を百万年以下の誤差で求めることに成功している[3, 4]。ただしこの手法にも弱点はある。それは、(1)物質形成後の2次的作用によって系が乱されやすい、(2)実験中のブランクに敏感で、化学処理を使う分析法ではクリーンルーム等の大がかりな設備無しでは分析が困難である、(3)精密な年代測定はU/Pb比の高い(結果的に普通鉛に比べてU起源の鉛が多く蓄積される)試料に限定されることなどである。さらに最近では、²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb年代測定法の前提であった、²³⁸U/²³⁵U=137.88という値についても疑問視され始めている[5, 6]。Brenneckaらの報告によるとCAI (Calcium-aluminum-rich inclusions)や一部のエコンドライトの²³⁸U/²³⁵U比はわずかであるが137.88からずれている[5, 6]。これが正しければ、これまで得られているPb-Pb年代の中には、数十~数百万年の補正が必要なものも

出てくる。さらに現状では、²³⁸U/²³⁵Uの精密同位体比測定に数百ミリグラム以上のサンプルが必要とされることから[5]、微量な試料(例えばコンドリュール一粒)の年代を求めることは困難であるといえる。即ち、²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb年代測定法は、U/Pb比が高く、かつPb同位体と²³⁸U/²³⁵U比の両方の精密同位体分析を行えるだけの、十分な量が確保できる試料にのみ使えることになる。

しかしその一方で、CAIやコンドリュールの形成、さらには分化した天体(エコンドライト母天体)の集積は太陽系形成後の非常に短い期間(太陽系形成後数百万年)に起きていたことも明らかになりつつある。これらの出来事の順序を正確に記述するためには、様々な化学組成を持つ物質に利用することができ、かつ百万年かそれ以下の誤差で年代を求めることのできる年代測定法が必要である。そこで用いられるのが消滅核種(太陽系形成時には存在していたが、半減期が太陽系の年齢に比べて短いため、現在では残っていない核種)を使った年代測定法である。その代表的なものを表1にまとめた。消滅核種を使った年代測定法は、それだけでは相対的な年代の差(相対年代)しか求めることができない。しかし半減期が短い分、比較的短い時間の中で起こった現象に敏感に反応する。本総説で詳しく説明する⁵³Mn-⁵³Cr年代測定法もその一つであり、⁵³Mnの半減期が約370万年[7]であることから、太陽系形成後約2~3千万年までの出来事を記述するのに最も適している。

⁵³Mn-⁵³Cr年代測定法(以後Mn-Cr法)を利用した年代測定は1980年代半ばから本格的に利用されるようになった[8, 9]。その中でも一つのベンチマークとなったのがLugmairらによるHED (Howardite-Eucrite-Diogenite)隕石を中心としたエコンドライトの年代学的研究である[10]。彼らはTIMSを使った質量分析に工夫を加えることで(後で述べる2次補正)、当時としては最も精度の高い⁵³Cr同位体分析を可能にし、HED母天体の形成が太陽系の非常に早い段階で始まっていたことを明らかにした[10]。この手法はその後、石鉄隕石の年代測定などにも利用され[11]、²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb年代測定法だけでは明らかにすることのできなかつた、太陽系の最も初期の歴史の解明に大きく貢献した。しかしその一方で、2000年代に入って、先に述べた「質量分析の工夫」に問題が指摘され始めた。TIMSを使

った同位体分析では質量分析の際に生じる同位体差別効果の補正を、複数の安定同位体(放射壊変による変化のないもの)を用いて行うことが多い。クロムの同位体分析も例外ではなく、通常の分析では $^{50}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ 比を用いて同位体差別効果の補正を行う。しかしLugmairらの分析方法では、この補正を行った後に、さらに $^{54}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ 比を用いて同位体差別効果の補正(2次補正: second-order fractionation correction)を行うことで、 $\epsilon^{53}\text{Cr}$ の分析精度を高めていた($\epsilon^x\text{Cr} = [({}^x\text{Cr}/{}^{52}\text{Cr})_{\text{sample}}/({}^x\text{Cr}/{}^{52}\text{Cr})_{\text{standard}} - 1] \times 10^4$)。この補正は分析対象となる試料の $^{54}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ 比がスタンダードのそれと同じであることを前提としている。隕石の $^{54}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ 比は炭素質コンドライトやその中に含まれるCAIなどに同位体異常が存在することは当時既に知られていたが、それ以外の隕石からは報告されていなかったことがその背景にあったのであろう。しかし、2007年にTrinquier[12]らによって、炭素質コンドライトだけではなく、普通コンドライト、HED隕石、メソシデライト、SNC隕石についても ^{54}Cr 同位体異常が報告されると、Lugmairらのデータは再検討が必要と考えられるようになった[13]。ここで注意しなければならないのは、アイソクロンを求める際に使った試料に ^{54}Cr 同位体異常があったとしても、その大きさが全て同じであれば、アイソクロンが平行移動するだけで年代には大きな影響はでないことである。しかし当然ながら、求められる $\epsilon^{53}\text{Cr}$ 値には2次補正によるずれが生じることになる。Lugmair and Shukolyukov[10]にとって不幸であったのは、このようにして求められた $\epsilon^{53}\text{Cr}$ 値を説明するために、 ^{53}Mn が初期太陽系に不均一に分布していたというモデルを立てたことである[10]。もし ^{53}Mn が太陽系の異なる場所で不均一に存在していたのであれば、Mn-Cr法では同じ領域で形成された試料同士の年代差しか求めることができない。しかし、その後開発された、2次補正を用いない手法[14, 15]から得られたデータからは、 ^{53}Mn の不均一性を支持する結果は得られておらず[13]、また他の年代とのクロスキャリブレーション[16など]からも、Mn-Cr年代測定法は一部の隕石にのみ使えるものではなく、太陽系の内側(inner solar system)で形成されたと考えられる多くの物質の年代測定に利用できることが明らかになりつつある。

さて、Mn-Cr年代は物質間の相対年代を求めること

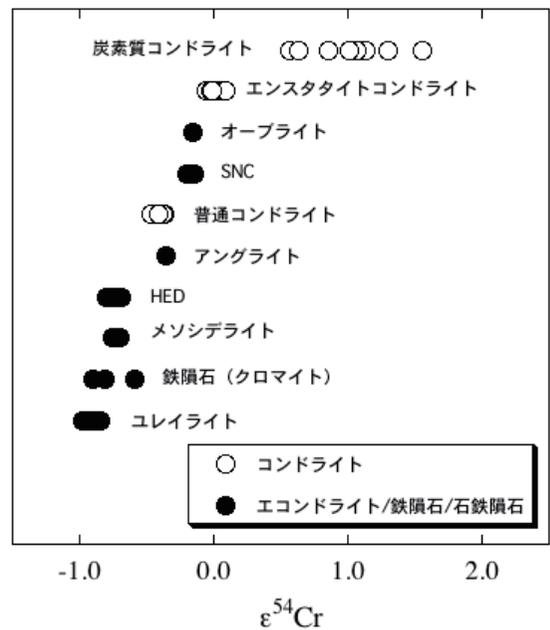


図1: コンドライト, エコンドライト, 石鉄隕石、鉄隕石の $\epsilon^{54}\text{Cr}$ 値。データは[12, 20]より引用。

はできるが、それを絶対年代に置き換えるためには、初生 $^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$ 比と絶対年代の両方が正確に求められた「アンカー(基準)」が必要となる。現在、最もよく使われているアンカーはアングライト LEW 86010 と D'Orbigny である。これらの隕石の絶対年代と初生 $^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$ 比はそれぞれ、 $4558.55 \pm 0.15 \text{ Ma}$ と $(1.25 \pm 0.07) \times 10^{-6}$ 、 $4564.42 \pm 0.12 \text{ Ma}$ と $(3.24 \pm 0.04) \times 10^{-6}$ である[10, 17, 18]。これらのアンカーを用いた絶対年代には約0.8 Maの差が生じるので、年代を比較する際には注意が必要である。また、アンカーの信頼性に関しては、D'Orbignyの $^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$ 比はYinら[19]によって確認されているが、LEW 86010に関しては2000年代に開発された精密分析法を使った確認はされていないので、異なるラボによるチェックは今後の課題である。

このように、Mn-Cr年代測定法にはまだ課題も残されているが、その応用範囲はきわめて広い。この章の最後に、最近の研究例として山川らによるユレイライトの研究を紹介する[20]。ユレイライトはエコンドライトの一種で、その大半は主としてカンラン石と輝石(+炭素)からなる、超塩基性岩である。しかし部分熔融の痕跡を残しているにもかかわらず、その化学的特

徴の一部(酸素同位体や希ガス同位体など)は始原的隕石のそれに近い[21]. 従って, その先駆物質や母天体形成のタイムスケールの解明は, 太陽系の最も初期の物質進化プロセスを知る上で極めて重要である. ユレイライトは粗粒のカンラン石, 輝石, 炭素からなるモノミクトユレイライト(monomict ureilite)と, これとは組成の異なる岩片を含むポリミクトユレイライト(polymict ureilite)に分けることができるが, その大半を占めるモノミクトユレイライトは, 年代測定に用いる元素(Rb, Sr, U, Th, Pb, 希土類元素など)に枯渇しているため, 精度の良い年代測定は困難であった. そのため, 一部の研究者はポリミクトユレイライト中の玄武岩質岩片に着目し, その年代を, SIMSを使ったAl-Mg法, Mn-Cr法で求めていた[22, 23]. これらの研究から得られた結果は, ユレイライトが約4562 Maという非常に古い時期に形成されたことを示している. しかし, ここで分析の対象となったのは, ユレイライト中の特異な岩片であるため, ユレイライト母天体の年代を厳密に議論するには不十分であった. モノミクトユレイライトはMn, Crを数千ppmのオーダーで含むため, そのクロム同位体分析は比較的容易である. その反面, 鉱物学的に極めてシンプルであるため, アイソクロンを求めるために必要なMn/Cr比の開きを期待できないという問題があった. この問題を克服するために山川らは, 粉末にした試料を, 数種類の酸を用いて段階的に分解することで, 異なるMn/Cr比を持つ相を化学的に分離した. さらに, イオン交換法を利用したCrの分離方法や, 質量分析の技術にも改良を加え, 数マイクログラムのクロムの $\epsilon^{53}\text{Cr}$, $\epsilon^{54}\text{Cr}$ 値をそれぞれ $\pm 0.0005\%$, $\pm 0.0010\%$ の精度(2σ)で求めることに成功した[15]. これらの技術を使って, 山川らはモノミクトユレイライトの母天体集積・分化が 4564.60 ± 0.67 Maには始まっており, その火成活動が最低でも数百万年は続いたことを明らかにした[20]. ここで興味深いのは, この~4565Maという年代が, HED隕石やアングライトといった, 他のエコンドライトの最も古い年代と一致していることである. このことは, 太陽系初期のエコンドライト母天体形成が, 隕石の種類によらず, ほぼ同時期に始まったことを意味する[20].

3. ^{54}Cr から探る初期太陽系の姿

先に述べたとおり, クロム同位体分析の手法にはTIMS, MC-ICPMS, SIMSなどがあるが, 現時点で最も精度の高い分析法はTIMSである[14, 15]. この分析法のもう一つのユニークな点は, $\epsilon^{53}\text{Cr}$ と同時に $\epsilon^{54}\text{Cr}$ を精度良く測定することができることである. 鉄周辺の元素(Ca-Zn)の多くがそうであるように[2], クロムの同位体に関しても, 中性子の多い ^{54}Cr の同位体異常が様々な隕石から報告されている[12, 13, 20, 24, 25, 26]. ^{54}Cr は ^{53}Cr と異なり, 年代測定に利用されることはない. しかし, 種類の異なる隕石を特徴づける ^{54}Cr 同位体異常は, 隕石グループ同士の関係や, それらの起源を明らかにするトレーサーとしての役割を果たす. その一つの例として, 山川ら[20]が年代を求めることに成功した, ユレイライトの研究を紹介する.

ユレイライトは, その高い炭素含有量や, 酸素同位体, 希ガス同位体や親鉄元素の特徴が炭素質コンドライトに類似することから, その先駆物質は炭素質コンドライトであることが有力視されてきた[21]. 炭素質コンドライトは, そこに含まれるコンドリユールやCAI, 鉱物粒子レベルでは大きさの異なる正負の $\epsilon^{54}\text{Cr}$ 同位体異常を示すが, 全岩レベルでは概ね $+0.5\epsilon$ から $+1.5\epsilon$ 程度の異常を示す. これに対して, 山川らによって求められたユレイライトの $\epsilon^{54}\text{Cr}$ は, ほぼ全ての試料で約 -0.9ϵ であった[20]. この値は, これまで求められている全岩隕石の中で最も低い値である. 先に述べたとおり, 炭素質コンドライトの $\epsilon^{54}\text{Cr}$ は, 全岩レベルでは正の値を示すが, 鉱物粒子レベルでは正負の値を示す. 従って, 負の同位体異常を持つ鉱物起源のクロムを部分溶融の際に優先的に取り込むことができれば, 炭素質コンドライトからユレイライトを作ることとは不可能ではない. しかし, ユレイライトの多くが部分溶融の残渣(residue)であることと, 最初に溶融すると考えられる鉱物(メタル, 炭酸塩鉱物など)が負の同位体異常を示す(言い換えると, 残渣は出発物質よりも高い $\epsilon^{54}\text{Cr}$ 値を示す)ことを考慮すると, 炭素質コンドライトの部分溶融によってユレイライトを形成することが困難であることが分かる[20]. では, ユレイライトの先駆物質は何であったのか. これに対する明確な回答は現時点では得られておらず,

今後研究が期待されるテーマの一つとして残されている。

^{54}Cr の同位体異常は太陽系全体の物質進化についても興味深いメッセージを伝えている。図1はこれまでに発表されている隕石の $\epsilon^{54}\text{Cr}$ 値を、隕石の種類ごとにまとめたものである。これを見て分かるように、アングライトと普通コンドライトの同位体比が比較的良く一致していることを除けば、コンドライトとエコンドライトの $\epsilon^{54}\text{Cr}$ 値は異なる値を示す（オーブライイトとエンスタタイトコンドライトの $\epsilon^{54}\text{Cr}$ 値も誤差範囲内で一致しているが、これはオーブライイトのデータが少なく、誤差も大きいためである）。特に、エコンドライトの大部分を占める、HED隕石とユレイライトの同位体比は、どのコンドライトとも一致せず、複数のコンドライトの混合によっても説明できない。このことは、現在我々が手にしているコンドライトが、必ずしもエコンドライトの先駆物質であったわけではないことを示している。これらのエコンドライトの組成を説明するためには、ユレイライトと同じか、さらに低い $\epsilon^{54}\text{Cr}$ 値を持つ始原的物質が必要である。しかしながら、現時点ではそのようなものは、鉄隕石中のクロマイト[12]を除けば、全く見つかっていない。これまでの宇宙地球化学では、コンドライト(特にCIコンドライト)を太陽系の組成を代表するものとして取り扱ってきた。この仮定は、太陽系の組成を考える際の大本としては現在でも成り立つ。しかし、クロムを含む、精密な同位体データを説明するには不十分であり、その意味での修正は今後必要になるであろう。

4. 今後の展望

以上、まとめてきたとおり、クロムの同位体は惑星物質の年代測定だけではなく、物質の起源を明らかにするためのトレーサーとしても理想的である。クロム同位体を通じて、初期太陽系の姿が明らかになりつつある背景には、分析技術の進歩[14, 15]とデータの蓄積が貢献していることは間違いなく、今後さらに多くの隕石についてデータが求められることが期待される。ただし、技術開発やデータの蓄積以外でも課題は残っている。例えば、年代決定には親核種の半減期が正確に求められていることが重要であるが、 ^{53}Mn の半減期に関しては、Honda and Imamura[7]によって1971

年に求められた値が現在でも一般的に使われている。しかし、2002年に米田ら[27]によって発表された値は、Honda and Imamura[7]の値とは誤差範囲を超えた不一致を示している。半減期の違いは、年代測定の対象となる物質の初生 $^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$ 比が近い場合にはそれほど大きな影響は出ないが、そうでない場合は年代差に顕著に表れる。従って、この問題の解決は、Mn-Cr年代測定のさらなる発展には欠かせないものである。また、半減期の決定以外でも、アンカーの不足は今後克服されなければならない問題として残っている。先にも述べたとおり現在アンカーとして使われているのはアングライトLEW 86010とD'Orbignyである。しかし、種類(分類)の異なる隕石は、その ^{54}Cr 同位体異常が示しているとおおり、太陽系の異なるリザーバーで形成された可能性が高い。もしそうであるならば、アンカーはアングライトだけではなく、年代や化学的・岩石鉱物学的特徴の異なる複数の隕石(あるいはその構成物質)を使って求めることが理想であろう。そのためには、他の年代測定法(Pb-Pb, Al-Mg, Fe-Ni法など)とのクロスキャリブレーションがますます重要となってくるので、今後その分野の研究にも期待したい。

謝辞

クロムを使った研究を進める上でQing-Zhu Yin博士、木多紀子博士、山川茜博士、丸山誠史博士、岡山大学地球物質科学研究センターの皆様には数多くのアドバイスを頂きました。東京工業大学の横山哲也博士には本原稿に関して多くの建設的なコメントを頂きました。以上の方々に感謝します。

参考文献

- [1] Allègre, C. J. 2008, *Isotope Geology*, Cambridge University Press.
- [2] Birck, J.-L. 2004, in *Geochemistry of Non-Traditional Stable Isotopes*, ed. C. M. Johnson, B. L. Beard & F. Albarède (Mineralogical Society of America, Washington D. C., USA), Ch. 2
- [3] Amelin, Y. et al. 2002, *Science* 297, 1678
- [4] Connelly, J. N. et al. 2008. *ApJ*, 675, L121
- [5] Brennecka, G. A. et al. 2010a, *Science* 327, 449

- [6] Brennecka, G. A. et al. 2010b, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, 41, 2117
- [7] Honda, M., & Imamura, M. 1971, *Phys. Rev.* 4, 1182
- [8] Birck, J.-L. & Allègre, C. J. 1985, *Geophys. Res. Lett.* 12, 745.
- [9] Birck, J.-L. & Allègre, C. J. 1988, *Nature* 331, 579.
- [10] Lugmair, G. W., & Shukolyukov, A. 1998, *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 2863.
- [11] Wadhwa, M. et al. 2003, *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 5047.
- [12] Trinquier, A. et al. 2007, *ApJ*, 655, 1179
- [13] Trinquier, A. et al. 2008, *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 5146
- [14] Trinquier, A. et al. 2008, *J. Anal. At. Spectrom.*, 23, 1565.
- [15] Yamakawa, A. et al. 2009, *Anal. Chem.*, 81, 9787.
- [16] Yin, Q.-Z. et al. 2007, *ApJ*, 662, L43
- [17] Glavin, D. P. et al. 2004, *Meteorit. Planet. Sci.* 39, 693
- [18] Amelin, Y. 2008, *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 221
- [19] Yin, Q.-Z. et al. 2009b, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, 40, 2060
- [20] Yamakawa, A. et al. 2010, *ApJ*, 720, 150.
- [21] Mittlefehldt, D. W. et al. 1998, in *Planetary Materials*, ed. J. J. Papike (Mineralogical Society of America, Washington D. C., USA), Ch. 4
- [22] Goodrich, C. A. et al. 2002, *Meteorit. Planet. Sci.* 37, A54
- [23] Kita, N. T. et al. 2007, *Meteorit. Planet. Sci.* 42, A83
- [24] Rotaru, M. et al. 1992, *Nature* 358, 465
- [25] Podosek, F. A. et al. 1997. *Meteorit. Planet. Sci.* 32, 617
- [26] Shukolyukov, A., & Lugmair, G. W. 2006, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 250, 200
- [27] Yoneda, S. et al. 2002, *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo*, Ser. E, 25, 7