

太陽系の進化と質量分析

近年進歩した同位体比質量分析法を用い、次のような太陽系の詳細な歴史が明らかになってきた。太陽・地球・月・火星・隕石・その他の太陽系天体は46億年前に誕生した。これらの太陽系天体は、「星間雲(45.7億年前)→星間雲の収縮(45.67億年前)→CAI形成(45.66億年前)→コンドリュールの形成(45.65億年前)→微惑星の形成(45.63億年前)→原始惑星の形成(45.58億年前)→惑星の形成(45.5億年前)→月の形成(45億年前)→太陽が主系列星に(44.7億年前)」の順で進行した。この後、太陽系の各惑星は個々に独立な進化をし、現在に至っている。

坂本尚義

1 はじめに

地球の年齢は46億歳であるとか、太陽系の誕生は46億年前であるということは、現在では、ほとんど常識になっている。この年代は、理論的に導かれたのではなく、天然試料の同位体比を実際に質量分析により測定した結果である¹⁾。しかし、太陽系の誕生から地球ができるまでにどれくらいの時間がかかったのかは、最近ようやく分かり始めた。太陽系の基になった物質は銀河系の星間空間に漂っていた希薄な気体とサブミクロンの微粒子であった。これらが自身の引力により集合し、中心に太陽を作り、その一部で惑星を作った²⁾。この目にも見えない微粒子が、半径6400 kmの地球に成長する時間は長くとも数千万年以下という。これは、地球の年齢46億年に比べると最初のはんの1%以下の短期間にすぎない。従って、地球が現在の大きさになるのに要した時間を正確に知るためには、太陽系形成期の年表を1千万年以上の細かさで編纂する必要がある。この細かさは、現在常識となっている太陽系の年代46億年を4けたで表すことに相当し、100倍の測定精度の向上が必要になる。現在のところこの精度をクリアしているのは、表面電離質量分析法(TIMS)を用いたU-Pb系の年代測定法だけである。

2 ウラン-鉛系の年代測定法

放射性核種であるUは α 粒子を放出して、安定な娘核種Pbに放射壊変する。UとPbは化学的性質が異なるので、試料間において化学的分別作用が強く働く。その結果、U/Pb比の大きい物質が生成される。このような物質を年代測定に利用すると、有効数字を稼ぐことができる。また、最近のTIMS法では5けたの有効数字を持つ同位体分析が可能になっている。もちろん、このような高精度な分析を行うためには、装置の性能以外に、分析試料調製時の汚染(化学的ブランク)が小さいことが重要である。なぜならば、鉛は石油や石炭に濃縮しているため、産業革命以来、大気中の鉛濃度は全地球規模で増加している。従って、普通の化学実験室で処理を行った試料の鉛分析値は、いくら精度良く分析が行われても、試料本来のものではなく、大気中からの汚染成分が大部分となってしまうからである。立本は、鉛に無汚染のクリーンラボを作ることに成功し、太陽系形成時の鉛同位体比(始源鉛)を隕石中から決定することに最初に成功した³⁾。

ウランには ^{235}U と ^{238}U の二つの同位体があり、それぞれ ^{207}Pb 、 ^{206}Pb に放射壊変する。この壊変定数は精確に求められており、それぞれ $\lambda' = 0.98485 \times 10^{-9} \text{y}^{-1}$ 、 $\lambda = 0.155125 \times 10^{-9} \text{y}^{-1}$ (半減期に換算するとそれぞれ7億年と45億年)である。このように、U-Pb系は親核種と娘核種の両方の元素が等しい2種類の組を持っているので、これらの同位体比とUとPbが孤立系を

The History of the Solar System Evolution Shed Light on by the Development of Mass Spectrometry.

作ってからの経過時間 t との関係は、

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_t \frac{(e^{\lambda_1 t} - 1)}{(e^{\lambda_2 t} - 1)}$$

となる。ここで、 ^{204}Pb は放射壊変とは無関係の鉛のもう一つの安定核種である。 $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比はその親核種がないため、その値は物質によらず定まっており、年代とともに変化する。現在の値は $1/137.88$ である。太陽系の鉛同位体比は、U をほとんど含まない鉄隕石中の硫化鉱物の鉛（これを始源鉛と呼ぶ）の値から変化してきたと考えられるので、これを $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ と $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ とすれば、試料中の鉛同位体比の測定だけから天体の年代が求まる。これを鉛モデル年代と言う。

2.1 原始惑星の形成年代

隕石には、大きく分けて、分化した隕石と未分化の隕石の2種類がある。まず、分化した隕石のほうから話を進めよう。分化した隕石とは、地球のように金属でできた中心核とその周りを囲む岩石質のマントル・地殻というような天体、つまり内部の物質分布が一様ではない天体からやってきた隕石である。このように物質が分化する理由は、天体が熔融し、比重の大きい金属が中心に沈んだ結果であると考えられている。このとき、元素の化学的性質により鉛は金属核に取り込まれ、ウランは岩石質のマントル側に残される。このように分化をうけた天体（原始惑星）は、その後、天体どうしの衝突により破壊され、その一部が、鉄隕石、石鉄隕石、エイコンドライトと呼ばれる隕石として地球に落下した。

エイコンドライトの $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比は 500 を超えるものが多く^{3)~7)}、ウランが壊変した鉛に富んでいる。また、エイコンドライトは地球の火山を構成する岩石とよく似ている組織と鉱物を持ち、マグマから固まった岩石であることが分かる。このような特徴から、エイコンドライトは、かつて天体が熔融し金属核を形成したときにできた岩石と考えられている。惑星を地球のような金属中心核とマントルという層構造のある天体と定義すると、エイコンドライトがやってきた天体は地球などより一世代前の天体と考えることができるため、原始惑星と呼ばれている。

エイコンドライトの鉛モデル年代は、アンゴライトと呼ばれる種類では 45 億 5780 万年 ± 50 万年であり、ユークライトと呼ばれる種類では 45 億 5600 万年 ~ 45 億 2900 万年の広がりを持つ。ユークライトのうち若い年

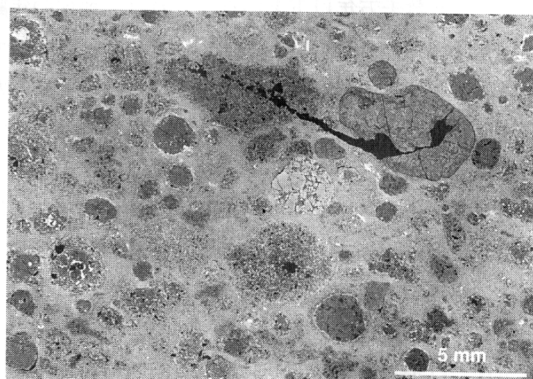
代を示す試料は、マグマから固結した後で天体どうしの衝突により破壊され、角レキ化している。この破壊時に、試料が加熱され、鉛のような揮発しやすい元素は、その一部が蒸発する。この鉛の蒸発が起これば、測定される鉛モデル年代は、元々試料が持っていた値より若くなる。従って、これらの角レキ化したエイコンドライトから求められた年代は若返った年代である可能性が大きい。つまり、原始惑星の形成は 45 億 5800 万年前であると結論づけられる。

2.2 原始惑星の材料となった微惑星の形成年代

惑星は星間雲の微粒子成分を集積して、大きな塊へと成長した結果と考えられている。この集積プロセスの途中で、天体が熔融し、金属核を持つ原始惑星へと進化した。まだ熔融まで至っていない原始惑星になる前の発展途上の天体を微惑星と呼ぶことにしよう。

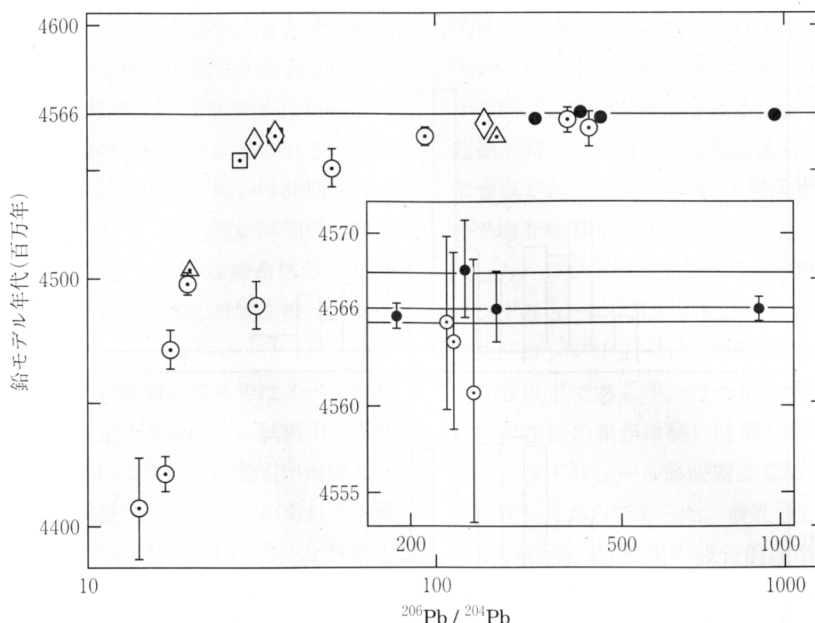
コンドライトと呼ぶ隕石は多数の mm サイズの球状物質（コンドリュールと呼ぶ）が μm サイズのマトリックス微粒子中に埋まっている組織を持っている（図1）。コンドリュールは宇宙空間においてマトリックス微粒子の塊が瞬間的に加熱され、高温の液滴になり、冷却固結したものである。このことから、太陽系が形成した当時、コンドリュールや微粒子が水素が主成分の希薄な気体と共に原始太陽の周りを惑星のように公転していた時代があったことが分かる。これらの成分が集積して微惑星を形成した。

微惑星は熔融を経験していないけれども、内部はかなり高温になり、変成作用（再結晶作用）を受けている（変成作用とは、天然が行う焼き物製作と想像していただくといい。瀬戸物のような焼き物は粘土を高温で焼成して作



写真は 1969 年にメキシコに落下したアエンデ隕石（今居 創氏撮影）。丸い物質はコンドリュールや CAI。その間を微粒子のマトリックスが埋めている。白い粒子は鉄の硫化物である。

図1 コンドライトの走査電子顕微鏡写真



記号の違いは測定者の違いを示す。CAI中の $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比が大きいことは、形成時から現在までの間、ほとんど鉛成分による汚染を受けていないことを示す。しかし、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比が小さいときには、明らかに鉛モデル年代が系統的に若くなっている。また、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 200$ の領域では、鉛モデル年代が、45億6600万年 \pm 100万年に収束している。これらの事実を、CAI中の鉛成分は、わずかであるが、形成後に汚染や移動をしていると考えればうまく説明でき、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比が大きい試料から得られた年代が信用できることを示す。

図2 CAIの鉛モデル年代と $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ の関係(文献9より引用)

るが、その材料は融けてはいない。もし溶融してしまつたら、整形していた形が崩れてしまう)。微惑星の変成作用時には、アパタイトのようなリン酸塩鉱物が新しく結晶化する。リン酸塩鉱物は、結晶成長時にウランを濃縮するが、鉛をほとんど取り込まない。この性質はその結晶時の鉛モデル年代を測定する好条件を与える。

コンドライトの種々の種類で決定された鉛モデル年代は45億6270 \pm 60万年~45億440 \pm 50万年の5800万年の広がりを持っている⁸⁾。そして、変成作用が大きいコンドライトはより若い年代を示す傾向を持っている。これらのことから、微惑星の内部は、少なくとも6000万年間暖かい状態が続き、変成作用が進行していたことが分かる。微惑星の形成は、この変成作用の始まりと同時にそれ以前なので、45億6270万年前には微惑星は既に存在していた。これは現在知られている最古の原始惑星の年代より500万年さかのぼった時代である。

2.3 微惑星以前

CAIと呼ばれるCaとAlに富む包有物がコンドライト中にしばしば存在する。CAIはコンドライト構成物質中で最も高温(2000K)を経験した物質の一つである。そのため、太陽系固体成分の主成分であるMg, Si,

Feがほとんど蒸発しており、太陽系固体成分のうちわずか5%を占めるCaやAlといった難揮発性元素から構成されている。年代測定に用いるウランは難揮発性であるため、このとき蒸発しないで固体中に残ることができるが、一方、娘同位体である鉛は、すべて蒸発してしまい固体中には残らない。CAIの鉛モデル年代として45億6600万年という年代が得られている(図2)。これは現在までに得られている年代のうちで太陽系最古の年代であり、CAI形成は微惑星形成より300万年古い⁹⁾。

2.4 地球の鉛モデル年代

地球の形成と隕石の形成はどちらが早かったのだろうか? 地球の鉛モデル年代も原始惑星の年代を求めたときと同様に考えることができる。地球においてエイコンドライトに相当する岩石は、深海底を構成する玄武岩である。深海玄武岩は、マントルに直接由来するマグマがプレートテクトニクスにより海嶺と呼ばれる海底火山列から深海底に噴出した産物である。図3に大西洋、太平洋、インド洋の深海玄武岩の鉛モデル年代のヒストグラム⁹⁾を示す。ヒストグラムは44~45.5億年の約1.5億年の広がりを持ち、エイコンドライトの場合よりはるかに年代幅が広い。

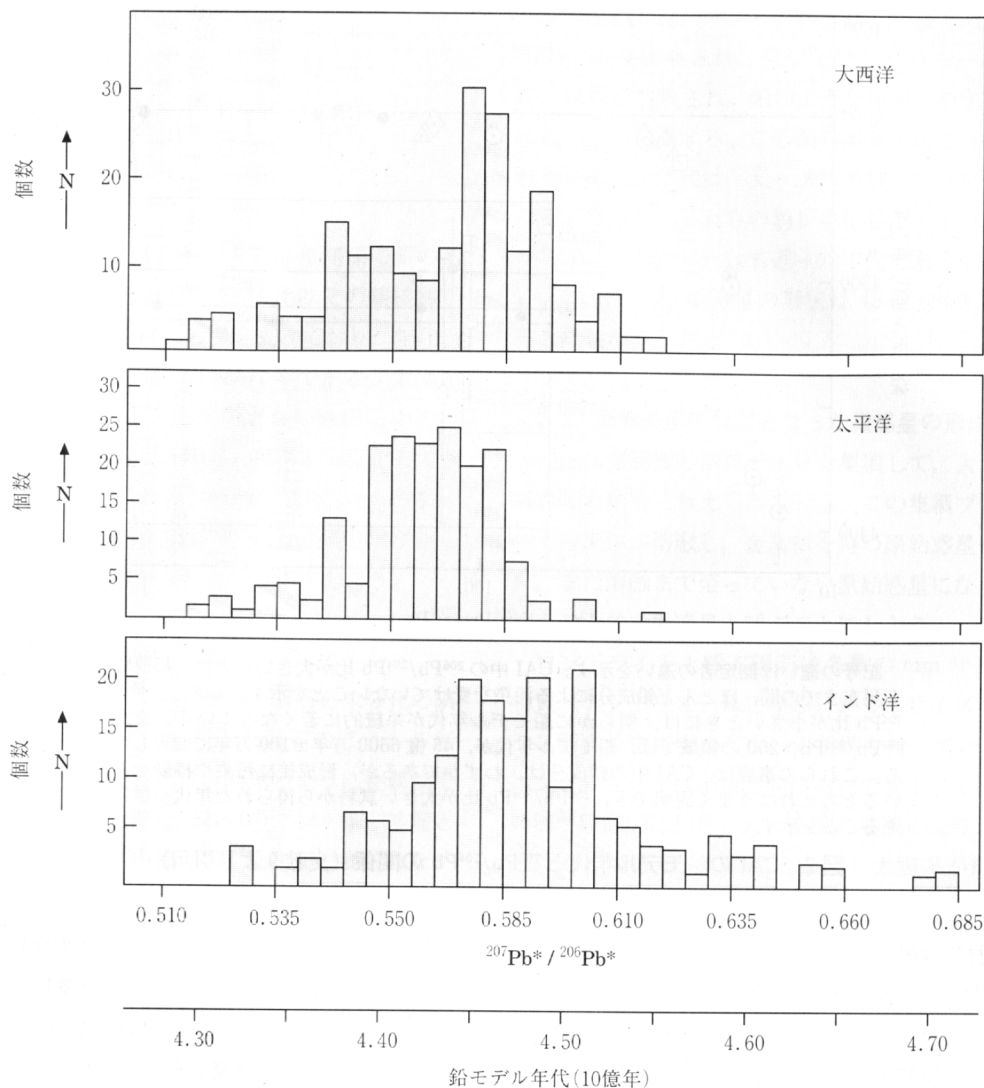


図3 深海底玄武岩の鉛モデル年代のヒストグラム (文献9より引用)

原始惑星は天体サイズが小さかったので、天体は核形成後速やかに冷却し、固結してしまった。一方、地球は現在も内部の熱い状態が維持されていて、マントル対流や火山活動がおきている。このため、地球では、形成以来現在までずっと、マントル中のUとPbが、地殻や核へと運ばれ続けている。エイコンドライトの場合とはプロセスが異なるが、マントルから鉛の欠損が起これば、深海玄武岩の年代は見掛け上若返る。このように考えると、地球内部で核とマントルの分化が起これば、地球の構造が形成されたのは、最も古いモデル年代値である45.5億年前と考えられる。もう一つの解釈として、ヒストグラムの広がりや、地球形成以来現在までの核-マントル-地殻間における複雑な分化混合の結果であると考えられる。そうすると、分布の平均値が地球内部構造の形成年代にあたるのかもしれない⁹⁾。いずれの

立場をとるにせよ、地球の鉛モデル年代は測定した試料間においてばらつきが大きいので、隕石の場合のように正確に求めることはできない。しかし、少なくとも、地球は原始惑星より後で形成したことに疑問を挟む余地は少ない。

3 短寿命核種を利用した年代測定

太陽系を構成する元素は、水素とヘリウムの一部を除き、太陽系以前の恒星内部、恒星周辺、超新星爆発などにおける元素合成の結果であると考えられている。また、わずかではあるが太陽系形成時に原始太陽の周りで合成された核種もあるかもしれない。いずれの場合も、安定核種や半減期の長い放射性核種とともに、半減期の短い放射性核種(短寿命核種)も同時に合成される。半減期が1億年以下の短寿命核種は、46億年経つと、初

めの量の 10^{-14} 以下になってしまうので、現在では検出されない。しかし、鉛モデル年代で見てきたように、太陽系の天体が初期の数千万年以内に形成されたのなら、このような短寿命核種の痕跡が見いだされるはずである。短寿命核種の減少する速度は、長い半減期を持つ放射性核種に比べて大きいので、この短い時間差の間に存在量が大きく変化する。従って、短寿命核種の存在は、元素合成から物質ができるまでの時間を推定する手掛かりとなる。

かつて存在していた短寿命核種は現在ではすべて娘核種に変わってしまったと仮定できるので、試料中の現在の同位体比を測定することにより、その物質が形成したときに含んでいた短寿命核種の存在度が求められる。短寿命核種の安定核種に対する同位体比が均一な分布を保っている媒体から、時間とともに次々と物質が形成されていく場合には、それぞれの物質の短寿命核種の存在度の減少の程度から、それらの物質の形成時間の間隔を計算できる。

3.1 半減期が 100 万年以下の核種、 ^{26}Al と ^{41}Ca

^{26}Al と ^{41}Ca は半減期がそれぞれ 72 万年、10 万年で ^{26}Mg と ^{41}K に壊変する短寿命核種である。これらの元素は難揮発性であるので、これらの短寿命核種が見つかるのであれば、鉛モデル年代において最古の年代を示した CAI 中が可能性が高い。原始太陽系において ^{26}Al が存在していた形跡は Lee ら¹⁰⁾ により、 ^{41}Ca については Shirinivasan ら¹¹⁾ により CAI 中から発見された。CAI 中で結晶化した鉱物を二次イオン質量分析法 (SIMS) により測定すると、 $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ 比は $^{27}\text{Al}/^{24}\text{Mg}$ 比と $^{41}\text{K}/^{39}\text{K}$ 比は $^{40}\text{Ca}/^{39}\text{K}$ 比と比例関係があることが分かる¹²⁾ (図 4)。この関係の傾きから、CAI 形成当時の

^{26}Al と ^{41}Ca の存在度は $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}=5 \times 10^{-5}$ 、 $^{41}\text{Ca}/^{40}\text{Ca}=1 \times 10^{-8}$ であったことが計算できる。また、同じ結晶から両方の核種が検出されることより、これらの核種の起源が同一の元素合成過程による可能性が高く、その元素合成が起こってから CAI 形成までの時間間隔は ^{41}Ca の平均寿命 150 万年以下であったことも示唆される。

一方、コンドライトのもう一つの主な構成成分であるコンドリュールでは ^{41}Ca はいまだ検出されていない。また、コンドリュール中の $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 比は CAI のたかだか 1/5 以下である¹³⁾。ほかにも解釈は可能であるが、この存在度の差が単純に時間間隔を表しているとする、コンドリュール形成期は CAI 形成期の後約 200 万年経過してからであった。最近の分析では、コンドリュールからの ^{26}Al 検出の報告例は増えつつあり¹⁴⁾、CAI とコンドリュール形成の時間差は縮まる方向にある。なお、これらの短寿命核種はエイコンドライト等の分化した隕石や惑星物質からは検出されていない。このことは原始惑星や惑星の形成が、CAI 形成後、数百万年以上経過した後であることを示唆している。

3.2 半減期が 1000 万年程度の核種、 ^{182}Hf

^{182}Hf は半減期 900 万年で ^{182}W に壊変する核種である。この $^{182}\text{Hf}-^{182}\text{W}$ 系は U-Pb 系の短寿命核種版と考えることができる。なぜならば、両方の系とも親核種はマントルに濃縮する元素であり、一方娘核種は核に濃縮する元素であるからである。従って、 $^{182}\text{Hf}-^{182}\text{W}$ 系により惑星の核形成過程の精度の高い情報が得られると期待できる。タングステン同位体比の高精度測定は誘導結合プラズマ (ICP) 質量分析法の発展により最近成功した¹⁵⁾。

$^{182}\text{Hf}-^{182}\text{W}$ 系はコンドライト、鉄隕石、エイコンド

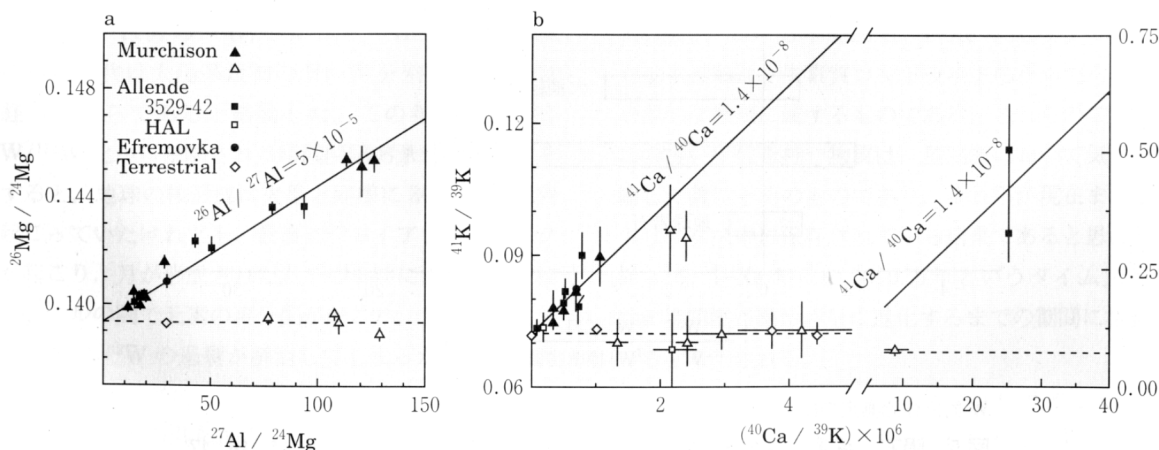


図 4 CAI 中に見られる Al-Mg, Ca-K 系のアイソクロン (文献 12 より引用)

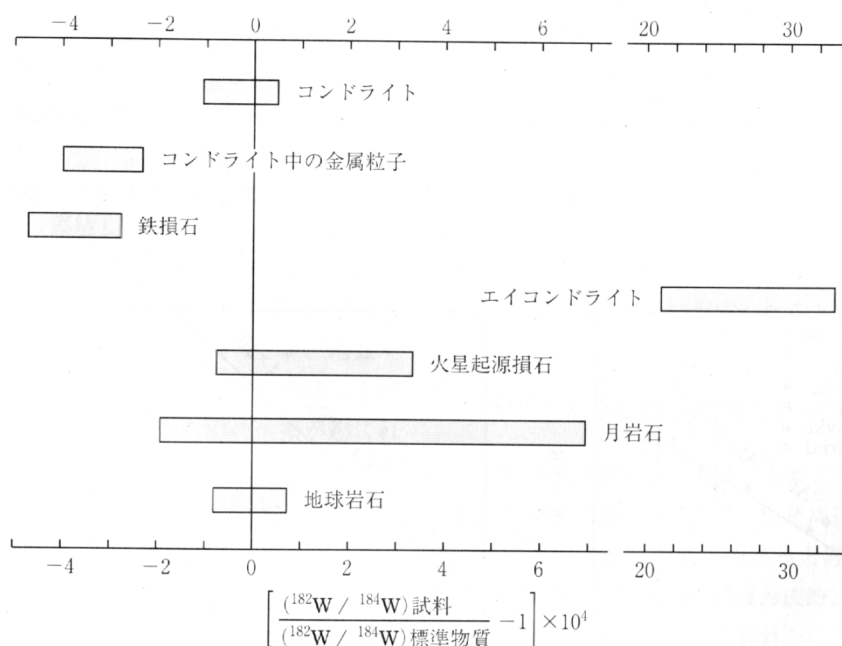
ライト、火星隕石、月の岩石、地球の岩石において測定^{15)~18)}がなされている(図5)。まず、コンドライトと鉄隕石の間で $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比が異なることに注目しよう。コンドライトは太陽系の固体成分がそのまま集合した微惑星の破片である。従って、もしその集積時に ^{182}Hf が存在していれば、コンドライトの $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比は時間とともに大きくなり、その値はその時代における太陽系の平均的値を示している。この増加の途中で天体の中心に金属核が形成されたとすると、Wは金属核中に濃縮され、Hfはほとんど取り込まれない。すると、金属核中の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比はそのときの値のまま、現在まで凍結される。測定された鉄隕石の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比がコンドライトの値より低いのはこの理由による。また、鉄隕石の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比はコンドライト中の金属粒子の値と誤差の範囲内で等しい。この一致は、コンドライトから原始惑星への進化時間が、測定値のばらつきより小さい、つまり、1000万年以下の短い時間で進化したことを示している。

コンドライト中に含まれている金属粒子の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比はコンドライト平均より小さい値を持っている。このことから、HfとWの間の分別が微惑星形成以前にも起こっていたことが分かる。もし、原始惑星中の核形成が速やかに進行したのであれば、鉄隕石の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比は、核形成時における金属核とマントルとの間の分配

の結果ではなく、微惑星形成以前に獲得していた値をずっと保存しているのかもしれない。少なくとも、太陽系においてHfとWの化学分別が天体が出現する前に起こっていたことは確かである。

コンドライト中の岩石部の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比は実測されていないが、図5の実測値と金属粒子と岩石粒子のマスバランスを考えることにより推定してみよう。コンドライト中の金属粒子と岩石粒子は原子数でほぼ1:10の割合である。従って、岩石部の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比は、コンドライト平均に比べ、約0.25%だけ ^{182}W に富んでいるはずである。この値は、エイコンドライトの $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比と一致する。エイコンドライトの値は原始惑星のマントル部を代表していると考えられているので、両者の一致は、HfとWが太陽系の天体が形成される前に既に分別していたという考え方に調和的である。

エイコンドライトの $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比は太陽系中で最も ^{182}W に富む実測値である。 $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比が大きな値を持つ条件は、WとHfの分別が起こったとき、多量の ^{182}Hf が生き残っていたか、あるいは、分別時のHf/W比が大きかったかである。エイコンドライトの $\text{Hf}/\text{W}=17\sim 27$ 、太陽系でHfとWの分別が最初におこったときの推定値 $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}=2.5\times 10^{-4}$ から、原始惑星の核形成がおこった年代は、HfとWの分別が最初におこった時点から500~1500万年後¹⁷⁾となる。



W同位体比測定の標準試料としてNIST-3163試薬を使用。

図5 隕石、惑星、月のタンゲステン同位体比分布の模式図(文献15, 16, 17, 18のコンパイル)

火星や地球は、原始惑星や微惑星を材料として成長し、これらの材料中の金属成分が中心に沈降し惑星の中心核となったと考えられている。このとき、惑星内部は岩石が熔融するくらいの高温だった。この核形成プロセス時に、金属と岩石間において、完全にはないかもしれないが、HfとWの再分配が起こったはずである。この再分配の時期が現在に近づくほど、 ^{182}W の少ないコアに薄められた後に残った ^{182}Hf の存在度が小さくなり、その結果マントル中の ^{182}W の過剰が小さくなる。従って、マントル中の ^{182}W の過剰は核形成年代の指標となる。

隕石には火星起源のものがあり、そのうち8種類についてHf-W系の測定が行われている。分析された $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比はコンドライト平均値とほぼ等しいものから、0.03%だけ ^{182}W に富んだものまでの分布を持っている(図5)。この結果は、火星の核形成年代は太陽系最初のHf-W分別後1000~3000万年の間に起こったということになる。地球の場合、 ^{182}W の過剰は火星よりさらに小さいので、地球の核とマントルの間で元素のやりとりがほとんどなくなったのは、太陽系最初のHf-W分別後約5000万年以降¹⁵⁾とされた。

月は、地球の形成がほとんど終了したころ、火星くらいの大きさの天体が地球に衝突し、そのとき飛び散った破片が集まってできたという説(ジャイアントインパクト説)が有力である¹⁹⁾。月と地球の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比を比べることは、この説を検証するのみならず、地球の核形成を論じる上でも重要である。月の岩石の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比は不均一であり、地球と同じ値を持つものから ^{182}W に0.07%富むものまで分布している。このことから月の岩石生成時にはまだ ^{182}Hf が生き残っていたことが分かる。また、月の岩石中の $^{180}\text{Hf}/^{184}\text{W}$ 比は地球や火星の値に比べて明らかに大きい。従って、月では ^{182}W の過剰を地球の場合より正確に決定することが可能である。Leeら¹⁸⁾は月の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比と $^{180}\text{Hf}/^{184}\text{W}$ 比から月の形成年代は太陽系最初のHf-W分別後約5000万年経ってからであると結論した。この年代は地球の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比から制限される時間間隔と矛盾がない。そうすると、地球の核形成は火星と同様に3000万年以内に起こっていたけれども、最後にジャイアントインパクトが起こり、月が形成された。この事件により地球の核とマントルの間で元素の再分配が起こり、元々あったマントル中の ^{182}W の過剰が解消してしまったと考えられる。

このリセットの具体的なプロセスは明らかではないが、「ジャイアントインパクトによる加熱により核中の

Wが酸化されると、Wは核-マントル境界に吐き出される。このWは、その後マントル対流により、徐々にマントル中へと混合拡散した」というのも一つの可能性である。この混合には地質学的時間がかかるので、もしかすると大古代の岩石からW同位体比の過剰が検出されるかもしれない。

3.3 半減期が1000万年程度の核種、 ^{129}I と ^{244}Pu

太陽系の年代を決定する半減期が1000万年程度の重要な核種に ^{129}I と ^{244}Pu がある。 ^{129}I は半減期1600万年で ^{244}Pu は半減期8000万年で、それぞれ ^{129}Xe と ^{136}Xe に壊変する。

I-Xe系の親核種Iは揮発しやすい元素であるが低温では固体中に存在する。一方、娘核種のXeは気体であるため、壊変直後は固体中に閉じ込められているが、少し加熱を受けると固体から逃げ出してしまふ。それ故、I-Xe系の時計はリセットされやすい。しかし、この時計は低温で起こった微粒子と気体間の元素のやりとりを記録しているので、星間雲中や天体が形成する以前の原始太陽系円盤中の歴史を読みとるとき都合が良い。I-Xe系ではAl-Mg系の場合と同様に、 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 比の減少から時間差を読みとることができる。この同位体比は、中性子照射を行った試料のXe同位体比を気体質量分析計を用い測定することにより求められる²⁰⁾。

I-Xe系の相対年代は、Bjurböleコンドライトの $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 比を基準として表すことが慣例となっている(図6)。I-Xe年代の分布幅は全体で約4000万年あり、コンドライトのほうが分化した隕石より古い年代を示す傾向にある。I-Xe年代は隕石母天体中における加熱や衝突による破壊によりリセットされる。エイコンドライトはマグマから結晶化した隕石なので、エイコンドライトの一番古いI-Xe年代は岩石の固化年代と対応していると考えられる。すると、原始惑星形成以前のI-Xe年代の広がり約1000万年である。I-Xe年代のうち古い年代を示す種類は、炭素質コンドライトのうちでも特に始源的な種類に属するものである。これらのことから、この古い年代を持つ物質は、星間雲において気体から凝縮した微粒子そのものであり、それらが現在まで隕石マトリックス中に保存されている結果であると思われる。従って、I-Xe年代の1000万年というタイムスケールは、星間雲が原始惑星に進化するまでの期間に相当していると考えられる。

地球のような大きな惑星に天体が成長すると、Xeのような気体も天体の引力から逃れられなくなり、大気を形成するようになる。従って、大気中のXe同位体比を

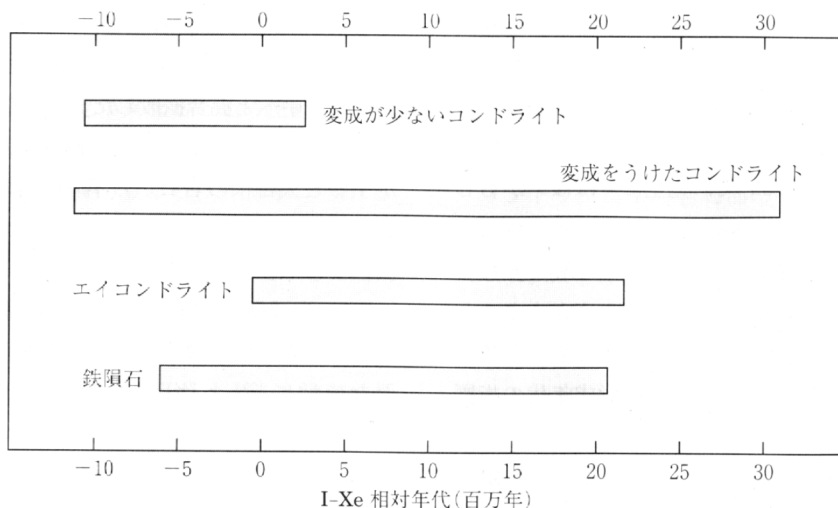


図6 種々の隕石におけるI-Xe系の相対年代 (Bjurböle コンドライトの¹²⁹Iの存在度を基準, 文献20のデータを基に作成)

測定し, ¹²⁹Iの寄与の大きさを調べることにより, 地球大気の形成年代を知ることができる。地球大気には, $3.63 \times 10^{13} \text{g}$ の¹²⁹I起源の¹²⁹Xeが存在し, Iは地球全体で $4.1 \sim 4.9 \times 10^{19} \text{g}$ あるので, これをもとに, 地球大気の形成年代は原始惑星形成後約1億年後であることが計算できる⁹⁾。

一方, 現在の地球のマントル中のXe同位体比からも地球大気の形成についての情報を得ることができる。マントル中のXe同位体比には, ¹²⁹Iの壊変成分の寄与に加え, ²⁴⁴Puの壊変成分の寄与も見つかっている。この寄与の程度から, 地球大気の形成が始まったのは原始惑星形成後5000~7000万年後であり, その後, 2000万年の間に現在の大気の80%が地球内部から脱ガスしたと見積もられている²¹⁾。このようにマントルと大気のXe同位体比から独立に見積もられた地球大気の形成年代はほぼ一致している。

4 太陽系における天体進化

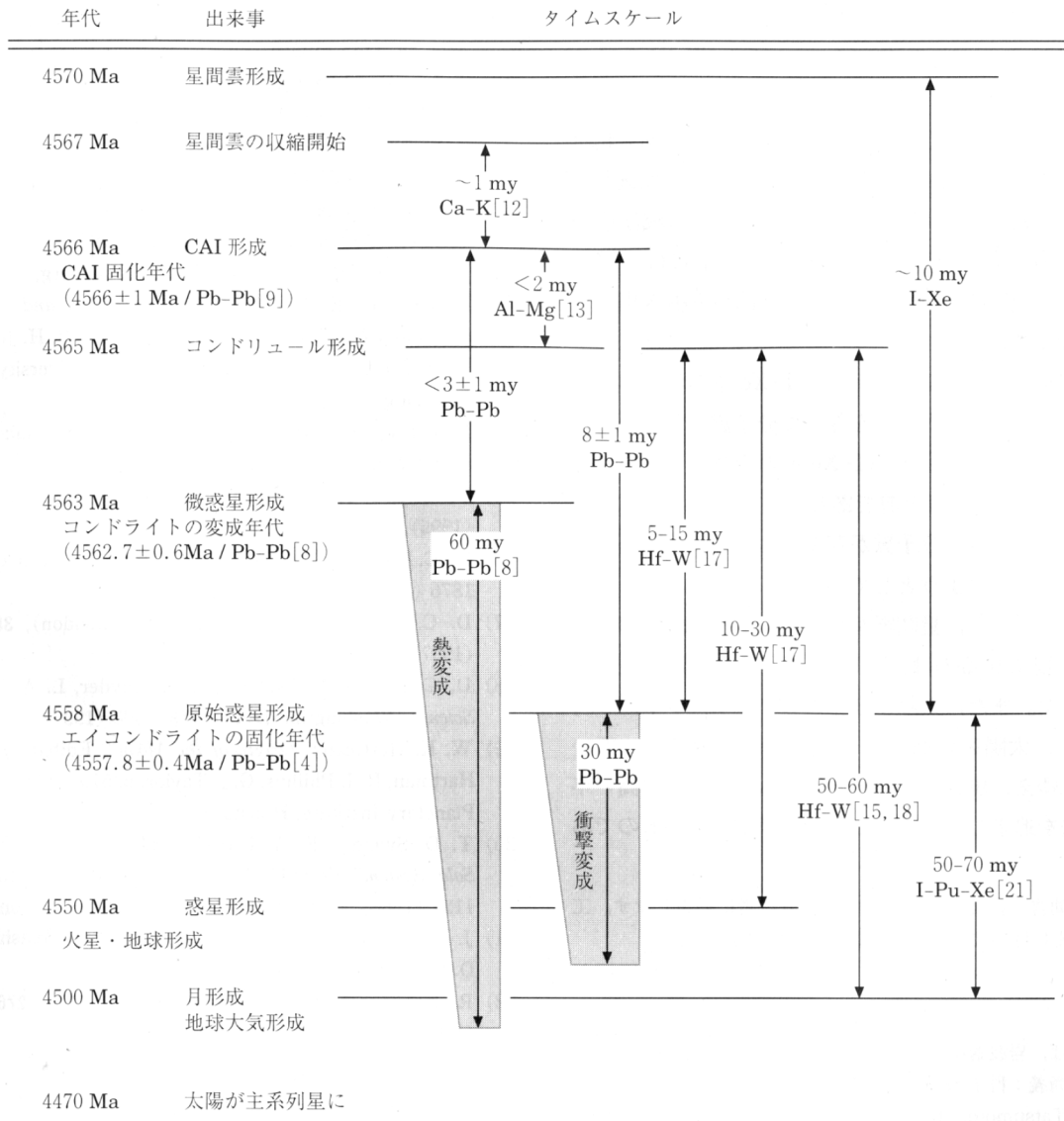
小論では, 太陽系形成期の天体進化に関する精度の高い年代測定結果のみを紹介してきた。ほかに, Rb-Sr, K-Ar, Mn-Cr, Fe-Ni系等の有名な年代測定法があるが, 現在のところ, 紹介した年代結果に比べ誤差が大きく, またこれらの結果も紹介した年代と大きな矛盾がないので割愛した。年代測定法の原理そのものについては1960年代に既に確立していたが, 46億年前の出来事を100万年以下の精度で決定する高精度年代測定は, 1990年代になりようやく実現し始めた。これは, 分析機器, 試料の処理法等の測定実験技術の進歩に負う点も大きい, 30年間の経験の蓄積による研究指針の明確

化及び適切な試料の採集と選択という研究戦略の点でも学ぶところが大きい。最後に, 太陽系における天体形成年代(図7)を整理し, 小論のまとめとしよう。

太陽系の形成は, 星間雲の収縮→原始惑星系円盤の形成→CAIの形成→コンドリュールの形成→微惑星の形成→原始惑星の形成→惑星の形成→現在の太陽系, の順で進行したと考えられている²⁾。これらの出来事のうち, 数十万年の精度で絶対年代が測定されているのは, CAIの形成, 微惑星の形成, 原始惑星の形成の三つについてだけである。これらの年代はすべて鉛モデル年代により決定されており, それぞれ, 45億6600万年前, 45億6300万年前, 45億5800万年前と判明している。このほかの年代については, この三つの年代を基準として短寿命核種により求められた時間差を適用することで推定できる。

CAI中に⁴¹Caの存在が確認され, その平均寿命が150万年であることから, CAIは星間雲の収縮後約100万年以内に形成された。従って, 星間雲収縮年代は45億6700万年前となる。中心星が主系列星(現在の太陽)となる年代は, 現在の星形成理論によると, 収縮が始まって約1億年後と求められている²²⁾ので, 44.7億年前である。

コンドリュール形成年代は, コンドリュールとCAIとの間の²⁶Alの存在度の差と⁴¹Caの有無から推定できる。現在のところ, この間の時間差は最短200万年であり, だんだんと縮まりつつある傾向にある。従って, コンドリュール形成期は45億6400万年より古いと考えられる。一方, Hf-W系から, 太陽系においてHfとWが最初に分別した時期は, 原始惑星の形成より500



記号 Ma は 100 万年前, my は 100 万年間。Pb-Pb 等は測定法を示す。[] 内の数字は文献番号に対応。

図 7 太陽系における天体進化年表

~1500 万年古い。コンドリュールでは既に Hf と W が分別しており、これより古い年代では両者の分別は確認されていないので、Hf-W 系の時計の出発点としてコンドリュールの形成を当てはめることが適当であろう。そうすると、コンドリュールは 45 億 6300 万年前~45 億 7300 万年前に形成したことになる。これらの短寿命核種による年代の整合性をとると、コンドリュール形成は、CAI 形成期の百万年後、45 億 6500 万年前のことであったとするのが、現在のデータからは妥当である。但し、以後の議論でも明らかなように、コンドリュール形成の絶対年代があやふやなことは天体進化を論じる上で致命的である。CAI 形成年代と同程度の精度でコンドリュール形成年代を決定することが急務であることを

指摘しておこう。

地球などの惑星の形成年代を最も精度良く検出しているのは Hf-W 系である。Hf-W 系の時計によると火星はコンドリュールの 1000~3000 万年後に形成されているので、45 億 3500 万年前~45 億 5500 万年前に形成した。原始惑星のほうが火星より早期に形成しているらしいことを考慮すると、火星の形成年代は 45.5 億年前ごろということになる。この年代は地球の鉛モデル年代のうち最も古い値に相当する。45.5 億年前には、多分地球もほぼ現在の大きさに成長していたのだろう。

これから 5 千万年後の 45 億年前、地球に火星サイズの天体が衝突し、月が形成される。この 45 億年という年代は月の岩石中の Hf-W 系によるコンドリュール形

成からの相対年代によって決定される。この事件により、地球はドロドロに熔融し、地球の Hf-W 系はリセットされてしまった。

一方、地球の大気形成年代は、原始惑星形成期を起点として I-Pu-Xe 系により決定される。地球の大気形成され始めたのは、45億年前、つまり、月形成直後であり、それから2000万年後の44.8億年前には、現在の大気成分元素のほぼ80%が地球内部から噴き出し、地球を覆っていた。

原始惑星の形成期を起点とした I-Xe 系の年代学は、時間をさかのぼり、太陽系を作った分子雲の年齢をも推定する。隕石が持つ最古の I-Xe 系の相対年代は原始惑星形成より約1000万年前である。従って、45.7億年前には太陽系を作った分子雲が存在し、まさに太陽系形成の引き金が引かれようとしていた。

こうしてみると、星間雲から出発し太陽系がおおまかに現在の姿になるのは、ほぼ2千万年の時間しかかからなかった。また、太陽系進化におけるイベント間の時間間隔は、太陽系の始まりに近づくほど短くなっている。それゆえ、現在も宇宙化学者はもっと精度の高い年代測定法を追求し、太陽系の起源を探求しているのである。

有益な助言と指摘をいただきました査読者に感謝します。工藤 恵さんには論文のタイプをしていただきました。

文 献

- 1) 例えば、岩波講座地球科学6 地球年代学, pp. 255, 参照.
- 2) 坂本尚義: 科学 **68**, 637 (1998).
- 3) M. Tatsumoto, R. J. Knight, C. J. Allègre: *Science* (Washington, D. C.), **180**, 1278 (1973).
- 4) G. W. Lugmair, S. J. G. Galer: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 1673 (1992).
- 5) J. H. Chen, G. J. Wasserburg: *Lunar Planet. Sci. XVI*, 119 (1985).
- 6) G. Manhès G, C. J. Allègre, A. Provost: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 2247 (1984).
- 7) R. W. Carson, F. Tera, N. Z. Boctor: *Lunar Planet. Sci. XIX*, 166 (1988).
- 8) C. Göpel, G. Manhès, C. J. Allègre: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**, 153 (1994).

- 9) C. J. Allègre, G. Manhès, C. Göpel: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 1445 (1995).
- 10) T. Lee, D. A. Papanastassiou, G. J. Wasserburg: *Geophys. Res. Lett.*, **3**, 109 (1976).
- 11) G. Shirinivasan, A. A. Ulyanov, J. N. Goswami: *Astrophys. J. Lett.*, **431**, L67 (1994).
- 12) S. Sahijpal, J. N. Goswami, A. W. Davis, L. Grossman, R. S. Lewis: *Nature* (London), **391**, 559 (1998).
- 13) T. D. Swindle, A. M. Davis, C. M. Hohenberg, G. J. MacPherson, L. E. Nyquist LE: "Chondrules and the Protoplanetary Disk", Edited by R. H. Hewins, R. H. Jones, E. R. D. Scott, p. 77 (1996), (Cambridge University Press, Cambridge).
- 14) N. T. Kita, H. Nagahara, S. Togashi, Y. Morishita: *Meteor. Planet. Sci.*, **33**, A83 (1998).
- 15) D.-C. Lee, A. N. Halliday: *Nature* (London), **378**, 771 (1995).
- 16) D.-C. Lee, A. N. Halliday: *Science* (Washington, D. C.), **274**, 1876 (1996).
- 17) D.-C. Lee, A. N. Halliday: *Nature* (London), **388**, 854 (1997).
- 18) D.-C. Lee, A. N. Halliday, G. A. Snyder, L. A. Taylor: *Science* (Washington, D. C.), **278**, 1098 (1997).
- 19) W. K. Hartman: "Origin of the Moon", Edited by W. K. Hartman, R. J. Phillips, G. J. Taylor, p. 579 (1986), (Lunar Planetary Institute, Houston).
- 20) T. D. Swindle, F. A. Podsek: "Meteorites and the Early Solar System", Edited by J. F. Kerridge, M. S. Matthews, p. 1127 (1988), (University of Arizona Press, Tucson).
- 21) J. Kunz, Staudacher, C. J. Allègre: *Science* (Washington, D. C.), **280**, 877 (1998).
- 22) R. Neuhäuser: *Science* (Washington, D. C.), **276**, 1363 (1997).



坂本尚義 (Hisayoshi YURIMOTO)

東京工業大学大学院理工学研究科地球惑星科学専攻(〒152-8551 東京都目黒区大岡山2-12-1)筑波大学大学院博士課程地球科学研究科修了。理学博士。《現在の研究テーマ》惑星科学。《主な著書》“第4版実験化学講座13 表面・界面”(分担執筆)(丸善)。《趣味》テニス、スキー、談笑。