

隕石中に閉じ込められた太陽系形成当時の化石を同位体顕微鏡で捜す

Survey of Presolar Remnants Remained in Meteorites by Isotope Microscope

塚本 尚 義^a, 坂本 直 哉^b

Hisayoshi Yurimoto and Naoya Sakamoto

^a北海道大学大学院理学研究院自然史科学部門

^b北海道大学創成研究機構アイソトープイメージングラボ

要 旨 太陽系の起源の研究法として宇宙物質を実験室で分析する方法がある。宇宙物質は微細な組織を持っているため顕微鏡法が非常に有効な手段である。また、宇宙においては物質間の同位体組成の違いが顕著である場合が多いため、同位体は物質の起源や進化のトレーサーとして有効である。同位体は質量分析法により測定されるが微細構造を持つ物質には適用が限られていた。最近、同位体顕微鏡という装置が開発され質量分析法と顕微鏡法が融合した。それにより、同位体をトレーサーとして微細組織の形成を可視化し、解析できるようになった。本稿では、同位体顕微鏡により初めて明らかになった太陽系最古の物質、恒星の残骸物質、分子雲の氷の化石の研究について解説する。

キーワード：イメージング、2次イオン質量分析法、同位体、隕石、太陽系

1. はじめに

隕石は月や火星から来たものを除き約 46 億年の形成年代をもち、太陽系形成初期に存在していた天体の一部が地球に落下したものである。現在（2012 年 5 月 2 日）のところ、42,510 個の隕石が認定されている¹⁾。

隕石は分化隕石と未分化隕石に大別され、分化隕石は大規模に熔融を起こした天体を起源とする。地球は形成初期に大規模熔融を起こしているため、もし地球の一部が隕石になったとしたら分化隕石ということになる。つまり、分化隕石は成長した天体を構成していた物質である。分化隕石は全隕石のうち 8% を占める。

一方、未分化隕石は、誕生したばかりの原始太陽の周りを円盤状に取り囲み漂っていた塵が集まっただけの未成長の天体の破片である。未分化隕石はコンドライトと呼ばれている。コンドライトは 39,253 個が認定されており、地球に落下する全隕石のうち 92% を占める。ちなみに、小惑星探査機はやぶさが試料回収に成功した小惑星イトカワもコンドライトの一種類に相当するという分析結果が出ている^{2,3)}。この結果により、小惑星は惑星に成長できなかった太陽系初期の天体であり、小惑星帯に集まっていることが明らかになった。しかしながら、コンドライトは熔融こそしていないが、ふるさとして母天体中で加熱や水溶液の作用により引き起こされた化学反応をいろいろな程度受けている。小惑星イトカワ

も約 45 億年前に 700 ~ 800°C の温度で数百万年以上の長期間にわたり加熱されていたことが判明している。

このような化学反応により元々の物質は破壊されたり変質をうけたりして変化する。コンドライトのうちこの母天体上の化学反応をあまり受けなかったものを特に始原コンドライトと呼ぶ。始原コンドライトはコンドライトのうちわずか 8% の少ない割合である。しかし、この始原コンドライトこそが、原始太陽の周りを回っていた塵をほとんど変化がないそのままの状態で保存している隕石なのである。もしかしたら太陽系形成以前に宇宙に存在していた物質も始原コンドライト中にそのまま残っているかもしれない。

本論文では、始原コンドライトを同位体顕微鏡で観察した結果のいくつかを解説する。同位体顕微鏡は、固体中の同位体組成の二次元分布を μm オーダーの空間分解能で観察できる分析装置である^{4,5)}。同位体をトレーサーとして始原コンドライト中の物質をキャラクターゼーションし、その成因を解析することにより、顕微鏡のミクロの世界から太陽系の形成や形成前の歴史を解説していこう。

2. 太陽系最古物質中の酸素同位体異常

太陽系最古の物質の年代は 45 億 6700 万年であり、これが太陽系形成年代として用いられている。この年代を示す物質は図 1 中の白色の物質であり、CAI (Ca と Al に富む包有物) と略称されている。CAI は 1 μm から 1 cm まで 7 桁におよぶ広い大きさの分布があり、写真の隕石だけに限らずどの始原コンドライト中にも散らばって存在している。CAI は鉱物の集合体である一つの岩石で、地球の岩石にはこの種の岩石は見つかっていない。しかし、CAI を構成する個々の鉱物は

¹⁾ 〒 060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目
TEL & FAX: 011-706-9173
E-mail: yuri@ep.sci.hokudai.ac.jp
2012 年 5 月 7 日受付



図1 始原コンドライトの一種であるアエンデ隕石。ポツポツと点在する白い塊が太陽系最古の年代をもつCAI。この写真中の最大のCAIは左上にある一部かけた球状の物体で直径7mmである。

地球上にも存在している。しかしながら、CAI 鉱物を構成する元素の同位体組成は地球上の元素とは少し異なっている。最も大きく同位体組成が異なる元素が酸素である。酸素はCAI 中で最も存在度が大きい元素であり、全元素の50%以上を占めている。

図2はCAIの一部を同位体顕微鏡で観察したものである。図2(a), (b), (c)は同一視野を示し、それぞれ、鉱物分布、

$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比分布, $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比分布を示している⁴⁾。(a)の明るい部分はメリライト、暗い部分はスピネルという鉱物である。約 $1\ \mu\text{m}$ の空間分解能で同位体分析が実行されている。(a), (b), (c)を比べると、メリライトが $\delta\text{O}=0$ に近い値つまり地球に近い酸素同位体比を示すことに対し、スピネルの δO は、明らかにマイナスの値つまり酸素同位体比が地球と異なっていることがわかる。

図2(d)は別のCAIの鉱物分布図である⁶⁾。この視野には、スピネルとメリライトの他に斜長石と輝石が写っている。この視野に対応する酸素同位体分布(図2(e))を見ると、スピネルとメリライトの酸素同位体比は図2(a), (b)の関係と同様である。また、輝石はスピネル同様マイナスの酸素同位体比を示す。ここまでは、鉱物の種類と酸素同位体比は対応している。しかし、斜長石では、鉱物内に酸素同位体比のまだらな分布があり、複雑に明暗が入り交じっていることがわかる。図には示していないが、 $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比もここに示した $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比と同じ分布をすることが測定されている。

同位体の化学的性質は似ているために化学反応の前後において物質が持つある元素の同位体比の変化(同位体分別という)は極めて小さい。しかしながら、精密に同位体分析すると、熔融・凝固・蒸発・溶解・分解・再結晶・拡散等の熱力学の法則に従う化学反応の場合、同位体分別は $\Delta M/M$ (M :質量数)則に従い必ずわずかに起こる。酸素の場合($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$: $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$)

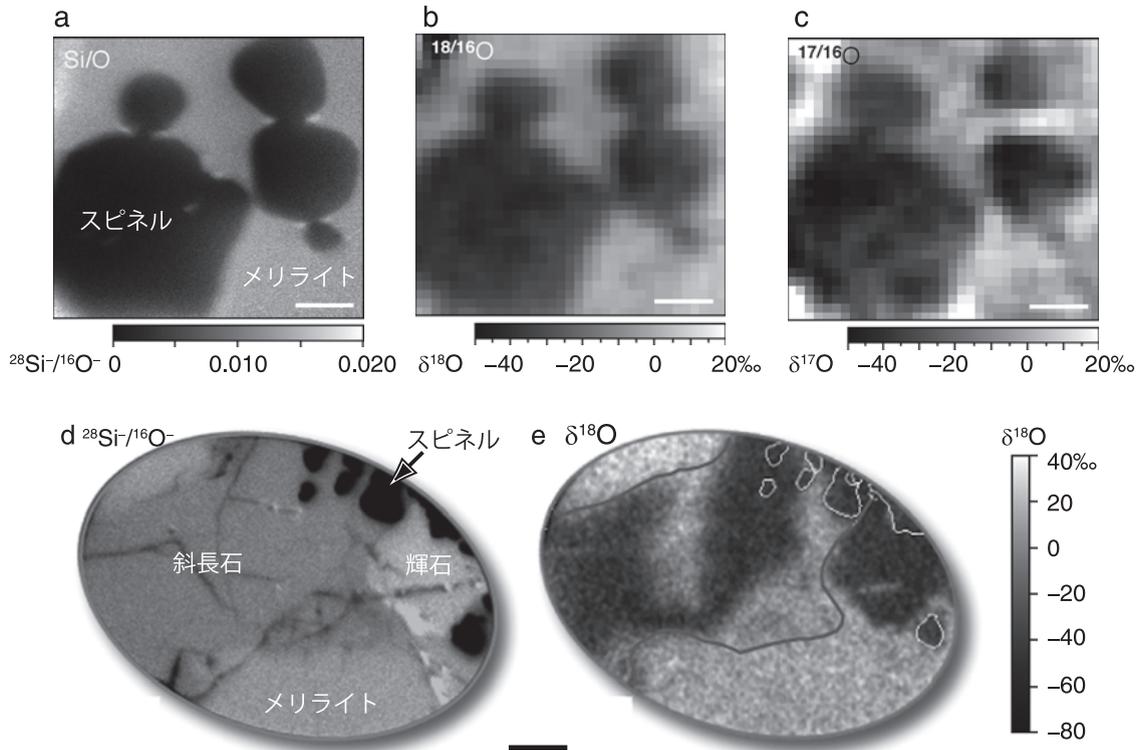


図2 太陽系で最も古い年代を示す物質CAI中の酸素同位体分布。(a) Si/O比で示した鉱物分布。(b) (a)の鉱物分布に対応して $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比も変化している。(c) $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比も $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の変化と対応している。(d) Si/O比で示した鉱物分布。(e) (d)と同一視野の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比分布。鉱物境界を線で示している。鉱物境界と酸素同位体分布が一致しないところがあることがわかる。酸素同位体比は δ 値で示す。 δ 値は試料の同位体比を標準平均海水の同位体比からの偏差(千分率)として表わしたものの。スケールバーはすべて $10\ \mu\text{m}$ 。

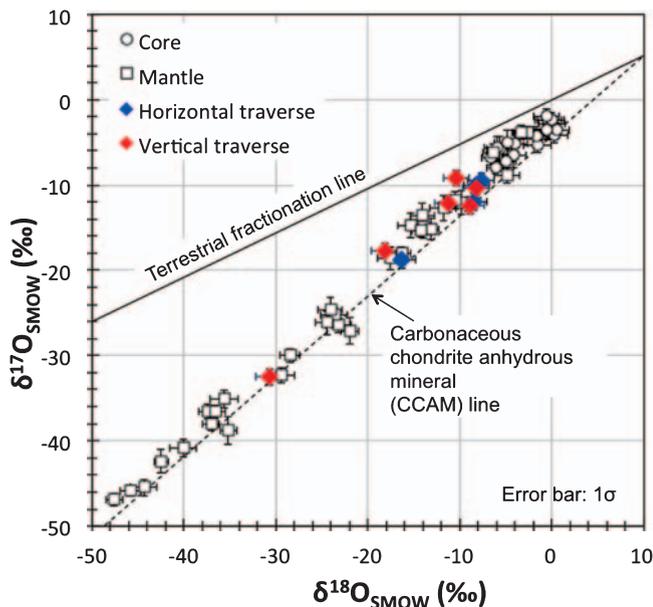


図3 CAI 中に見られる酸素同位体変動の三酸素同位体図. δ 値は試料の同位体比を標準平均海水の同位体比からの偏差 (千分率) として表わしたもの. Terrestrial fractionation line: 地球の岩石の酸素同位体分別はこの直線上に乗る. Carbonaceous chondrite anhydrous mineral line: CAI の酸素同位体分別をなぞった傾き 1 の直線.

の $\Delta M/M$ は 2:1 であるので, この関係は $\delta^{17}\text{O}$ を縦軸に $\delta^{18}\text{O}$ を横軸にとった三酸素同位体図上において傾き 1/2 の直線上に乗って分別する関係として表される. 地球上の岩石の鉱物間における酸素同位体分別においてはこの $\Delta M/M$ 則が地球深部の岩石を含めすべての場合に成り立っており, 図3の地球分別線 (Terrestrial fractionation line) 上に酸素同位体比がプロットされる. これは地球が形成時にマグマの海を作るような大規模な溶融を経験したためであると考えられている.

図2で見られた CAI の酸素同位体組成を, 多数の CAI から得られたデータも加え, グラフにしてみよう (図3). CAI の酸素同位体組成は, 地球上の岩石に見られる傾き 1/2 の線上分布を示さず, 傾き 1 の線上にプロットされる⁷⁾. これは熱力学に支配されている通常の化学反応だけでは CAI を作ることができないことを意味している. そのため, 地球分別線から外れる酸素の同位体比を酸素同位体異常とよんでいる. 酸素同位体異常は CAI において図3のように大きく顕著に現れるが, コンドライト, 分化隕石, 地球や火星の間にも, その大きさは小さいが, 現れるので, 太陽系の天体間においても見られる普遍的な現象であることが知られている.

太陽系の同位体異常は 1973 年に発見されていた⁸⁾ が, CAI 中の同位体異常のミクロン単位の分布が観察できたのは同位体顕微鏡によって初めてである. 図2の斜長石に見られるような 2 種類の酸素同位体比が入り交じった構造は他の鉱物にも観察でき, それらの解析の結果次のようなことが明らかになった. 傾き 1 の直線上のどこかに 2 つの端成分があり, その 2 つの端成分が CAI 前駆物質に混入し, CAI 前駆

物質の化学反応により CAI が形成された後も同位体比は均質化されなかったことが明らかになった⁹⁾. つまり, 化学反応による同位体比均質化の途中段階が CAI 鉱物中に凍結され, それが同位体顕微鏡により画像化されているのである.

酸素同位体異常の発見以来, この端成分の一つとして, 超新星爆発の残骸が考えられている. 超新星爆発時には α 核種である ^{16}O の元素合成が優先的に行われるから, もしこの ^{16}O が太陽系を汚染すれば左下に延びる傾き 1 の直線が作られるからである. この可能性について次節で検討することしよう.

3. 太陽系に混入した恒星の残骸

約 46 億年前に分子雲の一部が重力収縮をおこし, 分子雲を構成していた物質が集まり太陽系を作ったと考えられている. 分子雲の物質はそれまでに寿命を終えた多数の恒星が放出した物質の混合物である. 恒星の中では高温のためプラズマ状態であった重元素は宇宙に放出されると冷却しダストとして凝縮する. 文字通りスターダストである. 分子雲は水素とヘリウムのガスとスターダストが構成要素である.

重元素は恒星の進化に伴い合成されるので, その同位体組成は恒星の質量による特徴的な値をもち, スターダストにはその同位体組成が反映される. 地球は多数の恒星を起源とするスターダストが集まったものであるが, 惑星に成長する時溶融してしまったため, 多数の恒星の平均値の同位体組成になってしまった. したがって, スターダストの一つ一つの同位体組成は地球の同位体組成と同じではない. 始原コンドライトは原始太陽の周りに漂っていたダストを集積し保存しているのだから, スターダストを含んでいるかもしれない. そのスターダストを始原コンドライトから探索するには同位体異常が指標となる.

スターダストの探索のため同位体顕微鏡により始原隕石がその場分析された¹⁰⁾. 図4は始原コンドライトの一種であるアデレード隕石中における微粒子が集合している領域を同位体顕微鏡により酸素同位体分析をした結果である. ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O の 3 つの画像を比べると点線の丸で囲んだ二つの領域中央に違いがみられる. その違いは, 特に, ^{17}O 画像において顕著である. これらの画像のピクセル間の比をとった同位体比画像 $\delta^{17}\text{O}$, $\delta^{18}\text{O}$ を見ると, これらの円の中心部に ^{17}O 成分に富み, ^{18}O 成分にやや乏しい点があることがわかる. このうち ^{17}O 成分により富んでいる左の方の点を電子顕微鏡により拡大してみると, その場所に直径約 $1\ \mu\text{m}$ の鉱物微粒子が存在することがわかる. 元素分析の結果, この粒子は MgSiO_3 の組成を持つ輝石であることが判明した. 始原コンドライト中に輝石は普通に存在しているので, その輝石がスターダストかどうかの判定は同位体異常を持つかどうかでしかできない. 隕石中に見つかるスターダストは太陽系形成前の物質であるのでプレソーラー粒子と呼ばれる.

このようにして酸素同位体異常を手がかりにプレソーラー粒子を探索していくと, 始原コンドライト中の微粒子 10 万

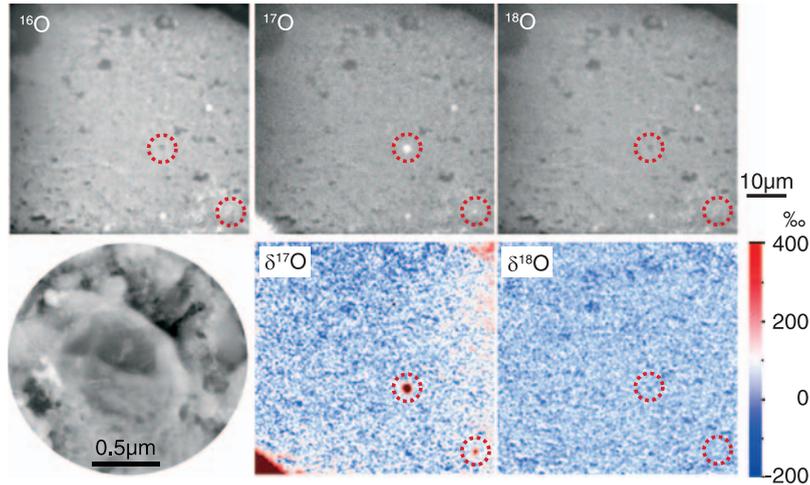


図4 始原コンドライトの一種であるアデレード隕石中に存在するプレソーラー粒子. 四角の画像は同位体顕微鏡による同一視野. スケールバーは10 μm. 丸い画像は同位体顕微鏡画像の丸で囲った領域のうち左側の丸の中央領域の試料表面を走査電子顕微鏡で観察した画像.

個に対して約1個（体積存在率約10 ppm）のプレソーラー粒子が存在していることが判明した. このことから、太陽系が形成した時、それまであった分子雲ダストの99.999%が何らかの作用により破壊され、新しく太陽系の物質として生まれ変わり、その後、隕石母天体や惑星に成長していったことがわかる. しかし、どのような作用により破壊されたのかは未だ解明されておらず、今後の研究を待たねばならない.

以上の方法で私たちの研究室では、現在まで、約130個のプレソーラー粒子を同定している. その酸素同位体比を三酸素同位体比図にプロットしたのが図5である¹¹⁾. ほとんどのプレソーラー粒子は図中の1の領域、つまり¹⁷Oに富む領域、にプロットされる.¹⁷Oに富む酸素同位体組成は、太陽程度の質量を持つ恒星が赤色巨星に進化する段階の元素合成過程に対応すると考えられている. 太陽程度の質量を持つ星は銀河において大多数の星であるので、このような恒星の残骸が太陽系の原料となっているという同位体顕微鏡に在る観察結果と天文学の観測結果は整合的である.

一方、この整合性は太陽系の酸素同位体異常の説明には役に立たない. 前節でCAIに見られた¹⁶Oに富む組成は図5上では領域3にプロットされるはずである. しかしながらこの領域のプレソーラー粒子は存在率が非常に小さい. このことは、太陽系に見られる酸素同位体異常は超新星爆発物質の混入ではないことを意味している.

4. 分子雲由来の水の化石

太陽系の酸素同位体異常の新しい成因が2004年に提唱された¹²⁾. 酸素同位体異常は、超高温の超新星起源ではなく、超低温の分子雲起源であるというモデルである. この新しいモデルによると、太陽系の酸素同位体異常をもたらした物質は分子雲で凝縮した氷である. もしそうだとすると、その水の酸素同位体組成は、CAIに見つかった¹⁶Oに富む酸素同位体異常組成とは逆に、地球よりずっと¹⁶Oに乏しい酸素同位

体異常を持たねばならない. 2004年当時、新モデルが予想するような非常に¹⁶Oに乏しい同位体異常を持つ端成分は見つかっておらず、地球の酸素同位体比程度が¹⁶Oに最も乏しい成分として観察されているにすぎなかった.

この¹⁶Oに非常に乏しい物質は、始原コンドライトのプレソーラー粒子探索中に偶然見つかった^{13,14)}. その物質は地球の酸素同位体組成とほぼ等しい物質の中に10 μm程度の大きさを持ち不定形状で存在し、明瞭に¹⁶Oに乏しい酸素同位体組成を持っていた（図6）. この物質は宇宙シンプレクタイ

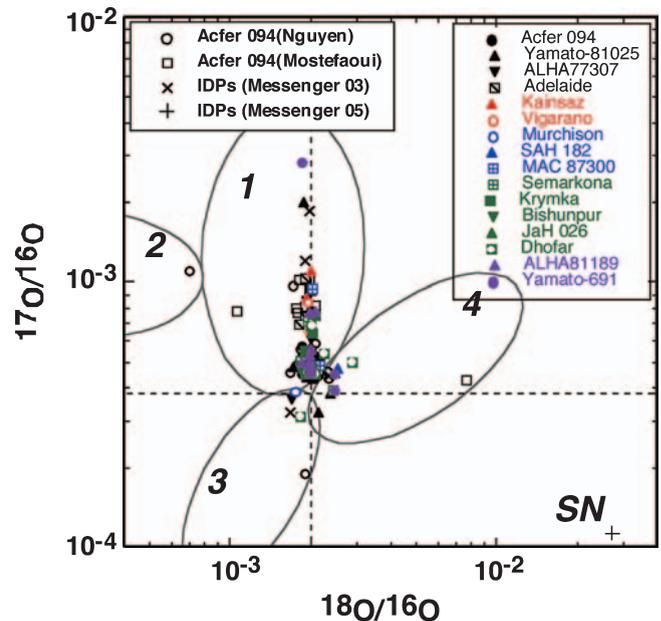


図5 種々の始原コンドライト中のプレソーラー粒子の酸素同位体組成. 点線の交点は地球の酸素同位体組成を表す. 座標軸は対数目盛りであることに注意. 図3のグラフに比べ、プレソーラー粒子の酸素同位体比組成は桁違いに広い分布をする. 酸素同位体分布は図3のように一定の系統性を示さず、不規則に分布するが、¹⁷O成分に富むプレソーラー粒子が多い特徴を持つ.

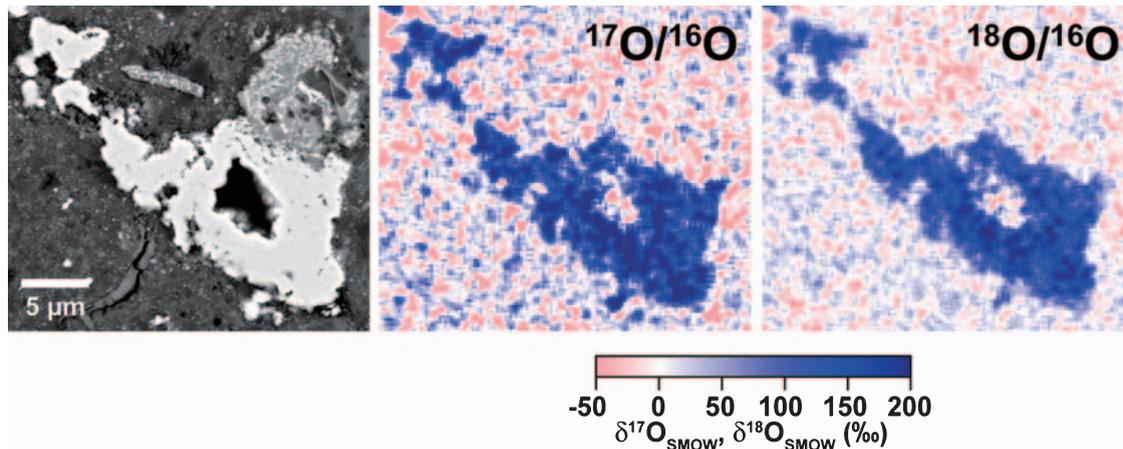


図6 始原コンドライトの一種である Acfer 094 隕石中に見られる宇宙シンプレクタイト COS. (左)走査電子顕微鏡写真, (中)同一領域の $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ 画像, (右) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 画像.

ト (COS) と呼ばれている. COS は Acfer 094 という始原コンドライト中の 2 mm 四方の領域に 1 個の割合で散在している.

COS を三酸素同位体図上にプロットしたのが図 7 である. 従来知られていた太陽系の酸素同位体組成範囲は傾き 1 の直線上の $-50 < \delta^{18}\text{O} < 20\text{‰}$ の範囲である. COS は $\delta^{18}\text{O} = 200\text{‰}$ で傾き 1 の直線上に乗るので, COS の発見は太陽系の酸素同位体異常の相関関係を保持しながら太陽系の酸素同位体異常の範囲を ^{16}O に乏しい方向に約 3 倍拡張した. これは, モデルが予想した分子雲の氷の酸素同位体組成と整合的である¹³⁾.

COS は単一相ではなく, ナノサイズの磁鉄鉱 Fe_3O_4 と Fe 硫化物 (ペントランダイトとトロイライト) が複雑に入り組んだ組織 (このような組織をシンプレクタイト構造とよぶ)

をしていることが, 放射光と透過電子顕微鏡による観察により明らかにされた¹⁵⁾. これと同一の物質は地球物質からは見つかっていない.

その結晶構造, 組織, 相関係の解析によると, COS の形成過程は次のようである: (1) Fe-Ni メタル粒子が宇宙空間で H_2S ガスにより 700K で硫化される. (2) その硫化鉄が 450K まで数日間で冷却される. (3) その後, 硫化鉄が 360K で水蒸気により部分的に酸化をうける. (4) その後, 300K 以下の温度まで 1000 年以内に冷却される. (5) 小惑星に集積後 270K 以下で 46 億年間保存された.

このような形成環境は, 太陽系形成当時存在していた原始太陽の周りのガスとダスト円盤 (原始惑星系円盤とか原始太陽系星雲とか呼ばれる) で実現できると考えられる. つまり, 原始太陽近傍で形成した鉄微粒子が円盤の角運動量輸送により円盤外側へと運ばれる過程を考えよう. 鉄微粒子が現在の地球か火星軌道付近まで運ばれると (1) の条件になる. 続いて, 現在の小惑星軌道付近まで運ばれると (3) の条件になる. その後, 現在の木星軌道に達する前に周りの塵と一緒に小惑星を形成し COS は保存されたのだろう. 原始惑星系円盤の水蒸気は分子雲の収縮により供給された氷が蒸発したものである.

5. おわりに

同位体顕微鏡の発展により, いままで分析できなかった始原コンドライトのミクロな領域が質量分析できるようになり, 新しい発見が次々と得られつつある. そして, その同位体画像が可視化されることにより, 実際に起こった化学反応を解析可能になったため, 具体的な反応環境について議論できるようになってきた.

その結果, 始原隕石中には太陽系形成以前の歴史が詰まっており, 46 億年前で止まっていた我々の起源を銀河の歴史に結びつける物質的な糸口が見つけれつつある. 本稿では, 同位体顕微鏡により初めて明らかになった太陽系最古の物質

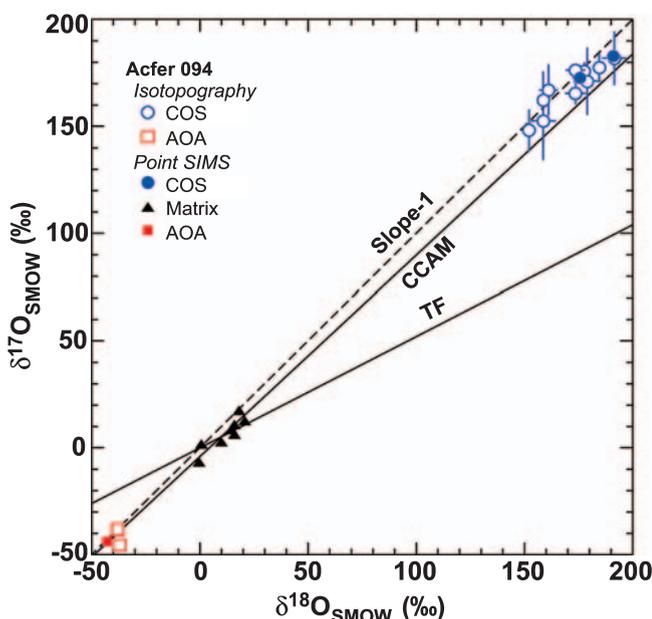


図7 宇宙シンプレクタイト COS の酸素同位体組成. COS は図3に見られる同位体異常の系統性を右上に延長した組成を示す.

の形成過程, 始原隕石にわずかに保存されている恒星の残骸物質とその起源, 分子雲の氷の化石の形成過程についての研究を解説した. 今後, 同位体顕微鏡は同位体ナノスコープへと発展し, 太陽風のその場分析やプレソーラー粒子の年代測定に近い将来可能になるかもしれない^{16,17)}.

文 献

- 1) Meteoritical Bulletin Database, <http://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>.
- 2) Yurimoto, H., Abe, K., Abe, M., Ebihara, M., Fujimura, A., Hashiguchi, M., Hashizume, K., Ireland, T.R., Itoh, S., Katayama, J., Kato, C., Kawaguchi, J., Kawasaki, N., Kitajima, F., Kobayashi, S., Meike, T., Mukai, T., Nagao, K., Nakamura, T., Naraoka, H., Noguchi, T., Okazaki, R., Park, C., Sakamoto, N., Seto, Y., Takei, M., Tsuchiyama, A., Uesugi, M., Wakaki, S., Yada, T., Yamamoto, K., Yoshikawa, M. and Zolensky, M.E.: *Science*, **333**, 1116–1119 (2011)
- 3) 坂本尚義 : 現代化学, 12月号, 23–28 (2011)
- 4) Yurimoto, H., Nagashima, K. and Kunihiro, T.: *Appl. Surf. Sci.*, **203–204**, 793–797 (2003)
- 5) 坂本尚義 : 顕微鏡, **41**, 134–137 (2006)
- 6) Nagashima, K., Krot, A.N., Huss, G.R. and Yurimoto, H.: *Meteorit. Planet. Sci.*, **44**, A152 (2009)
- 7) Park, C., Wakaki, S. and Yurimoto, H.: *Surf. Interface Anal.*, **44**, 678–681 (2012)
- 8) Clayton, R.N., Grossman, L. and Mayeda, T.K.: *Science*, **182**, 485–488 (1973)
- 9) Yurimoto, H., Krot, A.N., Choi, B.-G., Aleon, J., Kunihiro, T. and Brearley, A.J.: *Rev. Mineral. Geochem.*, **68**, 141–186 (2008)
- 10) Nagashima, K., Krot, A.N. and Yurimoto, H.: *Nature*, **428**, 921–924 (2004)
- 11) Yurimoto, H.: In Kubono, S., Aoki, W., Kajino, T., Motobayashi, T. and Nomoto, K. (Eds.), *Origin of Matter and Evolution of Galaxies*, Vol. CP847, American Institute of Physics, 319–323 (2006)
- 12) Yurimoto, H. and Kuramoto, K.: *Science*, **305**, 1763–1766 (2004)
- 13) Sakamoto, N., Seto, Y., Itoh, S., Kuramoto, K., Fujino, K., Nagashima, K., Krot, A.N. and Yurimoto, H.: *Science*, **317**, 231–233 (2007)
- 14) 坂本尚義 : パリティ, **23**(1), 62–64 (2008)
- 15) Seto, Y., Sakamoto, N., Fujino, K., Kaito, T., Oikawa, T. and Yurimoto, H.: *Cosmochim. Acta*, **72**, 2723–2734 (2008)
- 16) Ebata, S., Ishihara, M., Uchino, K., Itose, S., Matsuya, M., Kudo, M., Bajo, K.-i. and Yurimoto, H.: *Surface and Interface Analysis*, **44**, 635–640 (2012)
- 17) 坂本尚義, 石原盛男, 内野喜一郎, 江端新吾 : 応用物理, **80**, 979–982 (2011)