
日本惑星科学会誌 遊・星・人

第19巻 第4号

目次

巻頭言 藤本 正樹	253
特集「初期太陽系物質科学の最前線」	
有機分子で探る母天体の物質進化：特に水質変成と分子非対称性の共進化	254
高野 淑識, 大河内 直彦	
Acfcr 094 隕石における宇宙シンプレクタイトの存在度	268
阿部 憲一, 坂本 直哉, 塚本 尚義	
隕石中の炭酸塩のMn-Cr 年代測定	273
藤谷 渉, 杉浦 直治, 市村 康治, 高畑 直人, 佐野 有司	
クロム同位体から探る初期太陽系の姿	281
山下 勝行	
高精度・微小領域酸素同位体局所分析の取り組み	287
牛久保 孝行	
局所分析法の最先端 —超高感度極微量質量分析システムの開発—	295
江端 新吾, 石原 盛男, 公文代 康介, 身深 亮, 内野 喜一郎, 塚本 尚義	
「2009 年度最優秀研究者賞受賞記念論文」	
化学実験から惑星の起源・多様性の理解を目指して	305
関根康人	
御池山隕石クレーターに検出された負の重力異常	316
坂本 正夫, 志知 龍一	
円盤多波長直接撮像観測と円盤モデル	324
武藤恭之	
宇宙速度衝突による珪酸塩蒸発過程のその場時間分解発光分光観測	332
黒澤 耕介, 門野 敏彦, 杉田 精司, 重森 啓介, 弘中 陽一郎, 尾崎 典雅, 城下 明之, 長 勇一郎, その他7名	
林太陽系の日々 第1回：研究室での林先生	340
中澤 清	
一番星へ行こう! 日本の金星探査機の挑戦 その13 ~古くて新しい電波掩蔽~	347
今村 剛, 安藤 紘基, 戸田 知朗, 岩田 隆浩, あかつき電波科学チーム	
2010年度惑星科学フロンティアセミナー参加報告	350
佐々木 貴教	
「月惑星探査の来たる10年」公開討論会参加報告	352
諸田 智克, 石原 吉明	
New Faces	355
2010年秋季講演会報告	359
渡邊誠一郎	
JSPS Information	362

Contents

Preface	Masaki Fujimoto	253
Organic molecular in chemical evolution: insight from hydro-alteration and molecular chirality	Yoshinori Takano, Naohiko Ohkouchi	254
Abundance of Cosmic Symplectite in Acfer 094 carbonaceous chondrite	Kenichi Abe, Naoya Sakamoto and Hisayoshi Yurimoto	268
Mn-Cr dating of carbonates in meteorites	Wataru Fujiya, Naoji Sugiura, Koji Ichimura, Naoto Takahata and Yuji Sano	273
Chromium Isotopic Study of the Early Solar System	Katsuyuki Yamasita	281
Developments for high precision and small spot in situ oxygen isotope analysis	Takayuki Ushikubo	287
The Frontier of Super Local Analytical Technique – Development of Novel Laser Post-ionization Mass Spectrometer with Ultra-high Sensitivity and Ultra-trace Sampling –	Shingo Ebata, Morio Ishihara, Kousuke Kumondai, Ryo Mibuka, Kiichiro Uchino, Hisayoshi Yurimoto	295
Planetary chemistry: Toward understanding the origin and variety of planetary environments	Yasuhito Sekine	305
Discovered of the negative anomaly from Mt. Oikeyama impact crater	Masao Sakamoto, Ryuichi Shichi	316
Multi-wavelength Direct Observation of Protoplanetary Disks and Disk Modeling	Takayuki Muto	324
Time-resolved spectroscopic observations of silicate vaporization/ ionization due to > 10 km/s impacts	Kosuke Kurosawa, Toshihiko Kadono, Seiji Sugita, Keisuke Shigemori, Yoichiro Hironaka, Norimasa Ozaki, Akiyuki Shiroshita, Yuichiro Cho, and 7 authors	332
The Days of the Hayashi School I. Prof. Hayashi at Laboratory	Kiyoshi Nakazawa	340
Road to the first star: Venus Orbiter from Japan (13) – Upcoming radio occultation experiments with Akatsuki –	Takeshi Imamura, Hiroki Ando, Tomoaki Toda, Takahiro Iwata, Akatsuki Radio Science Team	347
Report of Frontier Seminar on Planetary Sciences 2010	Takanori Sasaki	350
A report on the open meeting of 'lunar and planetary explorations in a coming decade'	Tomokatsu Moroda and Yoshiaki Ishihara	352
New Faces		355
Report of JSPS Fall Meeting	Sei-ichiro Watanabe	359
JSPS Information		362

巻頭言

水星探査の会議がコロラド大であった。来年3月に水星周回軌道に入るNASA・MESSENGERと2014年打ち上げのJAXA/ESA・BepiColomboとの合同会議である。計画の進行とともにお互いの価値と役割を理解するようになり、いまでは友好的かつ建設的な関係にあるのが、二つの水星探査計画である。水星探査の困難さを認識させられてきたことが仲間意識を促進したと思う。今回のテーマは水星周辺の環境－希薄大気と電磁プラズマ環境－であった。水星は弱い固有磁場を持ち、太陽に近いためにその周辺の電磁環境は太陽活動に強く左右される。さらに、大気は希薄で惑星表面は電磁場の下で加熱されるプラズマガスに曝されている。高温プラズマと惑星表面との接触は、希薄大気の生成に強く影響する。そして、その大気成分は電離してプラズマとなり電磁場の時間発展に寄与する。このシステムの理解には、伝統的には個別に扱われてきた各要素を統合的に扱う必要がある。分野融合とはよく聞かすが、実践するとなると、「プライドの高い」研究者が熟知していないことについて教えを乞うことになる。つまり、「大学の先生」たちが、心地の悪いことを「わざわざ」やらねばならず、なかなかうまくいかない。今回、それがうまくいく現場を目撃した。水星探査は面白そうだからと会議に参加した表面物理屋に、水星探査側が質問、水星を意識した提案をし、表面物理屋たちが効果的な実験の設定を考えようと応ずる様子は、American open-nessと表現されるものだ。この結束を水星探査(惑星探査一般と言ってもよい)というワクワク感が加速したことは間違いない。宇宙ミッションは、それがもたらすデータによってだけでなく、準備作業によっても分野の進展を促すべきという持論を持つが、その現場を目撃したわけだ。もうひとつのAmerican open-nessの表出として、ある観測機器性能の圧倒的向上の経緯という話もある。MESSENGERは水星フライバイを実施したが、その際のデータを観測機器チーム外の間人が寄って集って解析し、いろいろ文句をつけた。観測機器チームは、感情的にならず、複雑かつ地上試験では検出できなかった挙動を集中的に解析した。プロジェクトも惑星間クルーズ期間での観測機器運用を優先した。結果的に、短時間で、つまり、周回軌道投入に間に合わせて、観測機器性能が大幅に改善した。

この二つに共通するのは、USでは関係者の人数が多く、それぞれがある分野の仕事をしっかりやりつつ、チームとしても結束するということだ。今、日本でも惑星探査を積極的に、という盛り上がりがある。でも、人数は圧倒的に少ない。やっぱり出来ないのか。そうではなく、自分の得意技をしっかり持ちつつ国際チームを結成すればいいのだということを、上のエピソードは示していないだろうか。そもそも、いつかある、人類として実施する全世界共同の「すごいミッション」に参加し責任を果たすことが、日本で惑星探査をしていくことの目標だと、私は思う。

藤本 正樹

(JAXA・宇宙科学研究所, BepiColombo-MMO Project Scientist)

特集「初期太陽系物質科学の最前線」

有機分子で探る母天体の物質進化： 特に水質変成と分子非対称性の共進化

高野 淑識¹, 大河内 直彦^{1,2,3}

2010年7月15日受領, 2010年11月3日受理.

(要旨)

現在, 近地球C型小惑星(C-type, i.e. Carbonaceous type)の探査および試料回収が検討されている. C型小惑星は, 地球, 海, 生命の原材料の情報を保持している, もしくはそれらの相互作用の履歴を色濃く残している. 本稿は, それが実現したときに, 「水・鉱物・有機物の共進化」を読み解くアプローチの一つとして, 有機化合物の鏡像分子の非対称性と水質変成を検証する観点でまとめた. 炭素に富むC型小惑星を対象にする科学的な理由は, 何か. 「サンプルリターン」のアドバンテージは, 何か. 微量有機化学分析の手法を用いて, 「物質進化」を「分子レベル」で記述した場合, どのような新しい知見が得られるか. 水質変成を推定できる有機分子の特性とともに, 「左と右」の鏡像性がある分子を扱う上での新しい指標を議論する. 初期太陽系の記憶を残す原始物質を研究することは, 「私たちは, どこから来たのか.」と知りたいと考える人類が探求する自然な帰結といえる.

1. C型小惑星を対象にする理由

これまでに130種を超える星間分子(分子イオン, ラジカルを含む)が分光学的に観測されている[1]. 同定された星間分子一覧を見ると, 炭素を含む化合物がいかに多様であるかが分かる. 炭素化合物の多様性が生まれる理由には, (i)炭素の元素存在度が高いこと[2], (ii)炭素の原子価が4であること, (iii) *s*-, *p*-混成軌道の形成とその共有結合性が安定であること, が挙げられる. その炭素が凝集した小天体が, 「はやぶさ2」(解説は, [3,4]および本特集号等を参照)の目指しているC型小惑星であり, 地球に飛来した母天体のフラグメントが炭素質隕石である. 原子価が3の元素では, 一面的な分子構造しか取り得ないが(=空間3点が一面向決める), 原子価が4である炭素は, 4つ目の元素(あるいは官能基)の付き方で鏡像異性ができる(図1). この性質が, (iv)炭素元素のもう一つの重要な特徴である不斉炭素(キラルセンター)の形成に関わり, 分子

の鏡像異性(立体異性)を生み出している. 光学的にも活性であるので, 光学異性とも呼ばれる. その右型と左型のような対称性(キラリティー)は, 水・鉱物との共進化とともに, いかにしてprimordialな物質進化の履歴を刻んで来たのか. それらの問いに答える科学機会に対して, どのような準備が必要であるか, という視点で議論を進める. 隕石の場合, 地球突入時の熱変質および地球大気との接触, 回収時までの周辺大気被爆は避けられない. 「サンプルリターン」では, 試料がカプセルで保護されているため, それらの二次的な影響を極力抑えられる点, また, 下記に述べるような精密解析を行える点で, 科学的アドバンテージがある.

2. 「分子レベル」から「左右の分子」レベルへ

有機化合物を分析する際に必要不可欠な条件は, コンタミネーション(外部汚染)を排除することである. 初期に炭素質隕石の化学分析が行われていた頃には, それを考慮に入れる概念や環境設備が確立されていなかったため, 有効な科学データとして扱われないことがある. 1969年に飛来したマーチソン隕石や汚染が

1. 独立行政法人 海洋研究開発機構

2. 東京工業大学大学院 総合理工学研究所

3. 東京大学大学院 理学系研究科

takano@jamstec. go. jp.

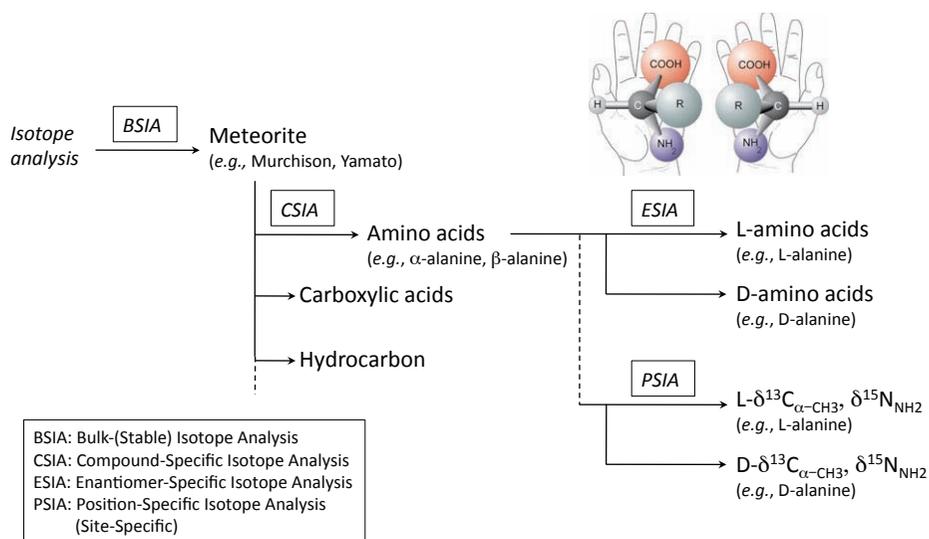


図1：バルク同位体分析(=Bulk)から分子レベル同位体分析(=Compound-Specific)へ、そしてエンタチオマーレベル同位体分析(=Enantiomer-Specific)と分子部位レベル同位体分析(=Site-Specific)へ。文献[25]を一部改変。有機分子の定量・定性分析と同位体組成分析は、オンラインで同時に行える分析法と行えない分析法がある。有機化合物を対象とした分子レベルの安定同位体組成の概説は、文献[53-55]等に紹介されている。

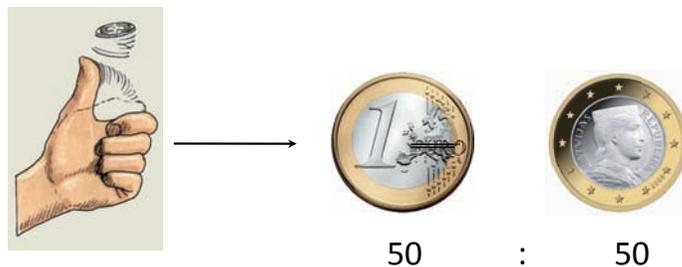
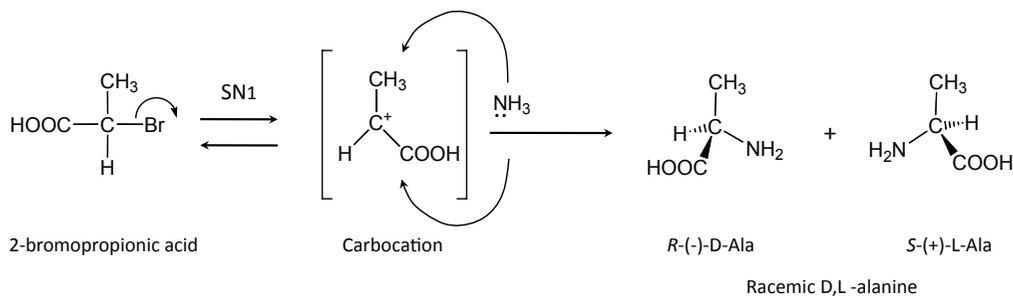


図2：1分子求核置換反応(S_N1 反応)によるアミノ基付加とラセミ体アミノ酸の生成機構。アミノ基のEnantiomer-Specific Isotope Analysisと同位体的均質性の評価。文献[25]を一部改変。

極めて少ない南極氷床に飛来した南極隕石の化学分析が世界中で始まった頃から、様々な化学分析結果が蓄積されてきたと表現できる [5-10]。1990年後半には、

特にアミノ酸のD/L分析の確からしさとインターラボラトリーの品質保証に関する問題が、*Nature*誌上で議論された経緯がある [11,12]。炭素質隕石の有機物に

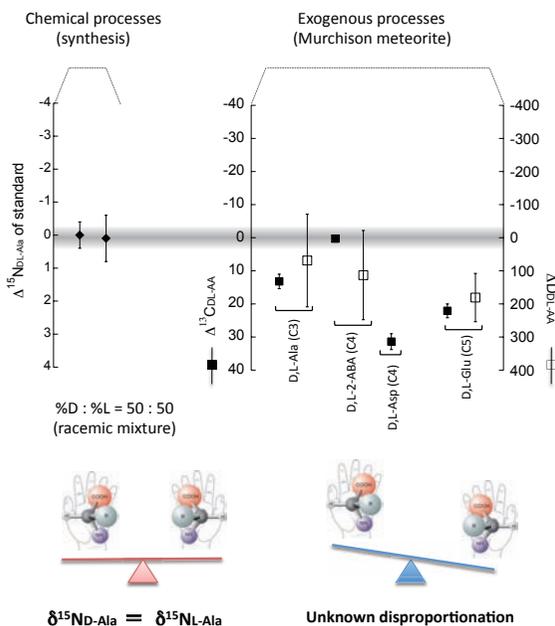


図3：アミノ酸エナンチオマーの同位体的均質性と不均質性。文献[25][56]を改変。

関する近年の経緯については、既報[13][14]に解説されている。

微量分析技術は、炭素・窒素・水素等のバルク分析から有機化合物をクロマトグラフ法で同定・定量できる分子レベルの分析へ、そして右と左の立体異性体がある有機酸・アミノ酸などの分子のエナンチオマーレベル(左右の分子)の分析へと発展してきた。アミノ酸の場合、組成式は等しいが、原子間の結合関係が異なる構造異性体も数多く存在する(Appendix)。1997年にマーチソン隕石中の地球上にはほとんど存在しない α -メチル- α -アミノ酸が、L-体に偏っていることが示された(<10.4%)。すなわち、エナンチオ過剰(Enantiomeric Excess)が10.4%とは、L-アミノ酸:D-アミノ酸=55.2:44.8を意味する。次いで、同グループによってマレー隕石からもL-体優位が報告された[15,16]。その後、Glavinらによって、マーチソン隕石で $18.5 \pm 2.6\%$ のL-体優位、オルゲイユ隕石で $15.2 \pm 4.0\%$ のL-体優位が示され、水質変成を受けている程、エナンチオ過剰が高いことが分かっている[17]。アミノ酸のキラリティーやエナンチオ過剰の解説については、[18-20]にまとめられている。

3. ΔD_{DL} , $\Delta^{13}C_{DL}$, $\Delta^{15}N_{DL}$ という新しい指標軸とその可能性

炭素質隕石の炭素・窒素・水素等の安定同位体組成に関する研究は、バルク分析から始まる[21]。その後、1990年のガスクロマトグラフ/燃焼/同位体質量分析法(GC/C/IRMS)のオンライン法の開発[22]により、分子レベル(=Compound-Specific)の研究が広まった。現在では、分子をさらに「右と左」に分けて(=Enantiomer-Specific)、その同位体比を評価できるようになった(図1)。D,L-アミノ酸のアミノ基を固有の分子部位とすれば、分子部位レベル(=Position-SpecificもしくはSite-Specific)の同位体比として扱うこともできる。高分解能 ^{13}C -NMRスペクトル法を使えば、部位特異的天然同位体分配(Site-Specific Natural Isotope Fractionation: SNIF-NMR)を計測できる。アミノ酸分子部位レベルのアイソトポマー分析[23]も可能になる。

ESIA(Enantiomer-specific isotope analysis [25])のアドバンテージは、右と左の分子の同位体組成の均質性[24]を評価できることである。右と左の分子のいずれかに中性子一つ分の質量差があれば、どちらかが同位体的に重い(軽い)ことになる。この指標は、D-ア

ミノ酸(D-amino acid; D-AA)とL-アミノ酸(L-AA)の場合、下記のように表わす[25].

$$\Delta D_{DL} = \delta D_{D-AA} - \delta D_{L-AA}$$

$$\Delta^{13}C_{DL} = \delta^{13}C_{D-AA} - \delta^{13}C_{L-AA}$$

$$\Delta^{15}N_{DL} = \delta^{15}N_{D-AA} - \delta^{15}N_{L-AA}$$

原子価が4である炭素は、3つの共有結合が成立する時点で、平面構造になる(図2)。もう一つの共有結合の形成は、左側もしくは右側から各50%の確率でアタックするので(=コイントスと同じ現象)、不斉合成反応でない限り、理論的に同位体比は左右で均質になる。実際、炭素数3のカルボカチオン状態から、アミノ基(-NH₂)を付加する1分子求核置換反応(SN1反応)では、同位体的に均質になることが分かっている[25]。同位体的に均質に合成されたD,L-アラニン(分子量=89.09)が、89.09 mg (1mmol)存在すれば、左右それぞれ3.01 × 10²⁰個のアミノ基付加反応があったことになる。

では、炭素質隕石でその指標を示した場合、どうなるのか。現時点で報告例は少ないが、マーチソン隕石の ΔD_{DL} , $\Delta^{13}C_{DL}$ を示した場合、D-アミノ酸とL-アミノ酸は、同位体的に不均質であることが分かっている(図3)。この左・右分子の不均質性は、次いで二次反応・*n*次反応が誘因された場合、反応速度論的同位体効果により、多段的に同位体的不均質を生み出すことは自明である。実際、炭素同位体置換キラル化合物を開始剤とする不斉触媒反応は、有意なエナンチオ過剰をもたらすことが実験的に確認されている[26]。左右の相対的な差で示した同位体比ではなく、個別 $\delta^{13}C_{\text{amino acids}}$ や $\delta^{15}N_{\text{amino acids}}$ の値については、分析の確度・精度を確立する上でいくつかの留意点[27-30]があるので付記しておく。

4. 「アミノ酸前駆体」の定義とアミノ酸への反応機構の分類

宇宙地球化学の分野で使われる「アミノ酸前駆体」は、加水分解してアミノ酸になる前駆物質として扱われている。その概念は、1970年代前半のマーチソン隕石・マレー隕石、あるいはアポロ試料の分析結果等[60-64]をベースにして、1970年代後半から徐々に理解されるようになった[65]。Cronin (1976)では、「acid-labile amino acid precursors」、すなわち「酸加水分解に反応性を持つアミノ酸前駆体」と定義した上で、マーチン

Table 1

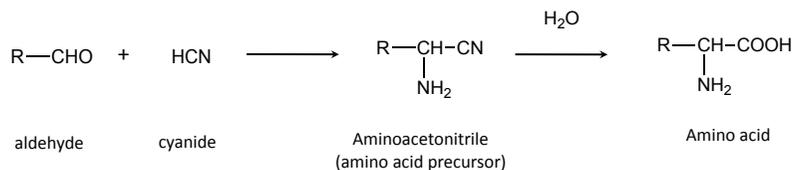
Amino acid	before hydrolysis	after hydrolysis
	nmol/g-meteorite	
Aspartic acid	1.0	8.8
Threonine	1.2	4.7
Serine	1.7	5.1
Sarcosine	8.6	12.5
Proline	4.4	10.5
Glutamic acid	3.5	20.5
Glycine	31.0	63.9
Alanine	17.1	28.7
α -Aminoisobutyric acid	19.9	27.4
α -Amino- <i>n</i> -butyric acid	5.3	7.9
Valine/Isovaline	4.6	11.5
Isoleucine	0.9	4.9
Leucine	0.8	5.2
β -Alanine	6.9	11.8
β -Aminoisobutyric acid	1.7	4.7
Total	108.6	228.1

ン隕石から水抽出されたアミノ酸画分について、酸加水分解の前後で検出量を比較している。Table 1に示すように酸加水分解によって、検出されるアミノ酸量が増大していることが分かる。より厳密に言えば、「水抽出」している段階で、すでに「弱い加水分解」(= mild hydrolysis)を受けている可能性もある。では、具体的に「アミノ酸前駆体」は、どのような前駆物質であるか。その生成経路と基本構造の分類を試みる。

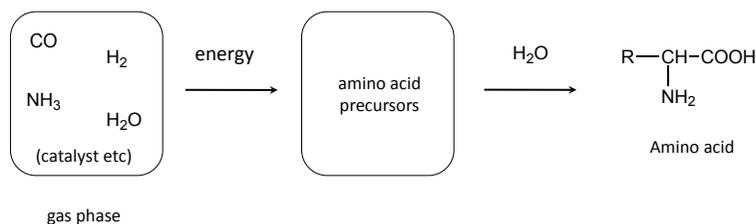
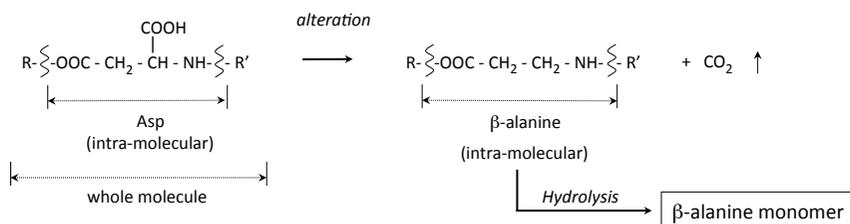
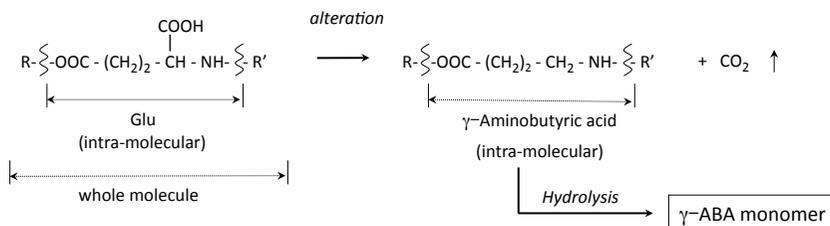
4.1 主な経路と反応機構：ボトムアップか、トップダウンか。

低分子からの分子進化の概念をわかりやすく説明するために、ボトムアップ的に進む反応経路の代表例を示す。ストレッカー型反応(Strecker-type; Adolph Strecker, 1850)は、シアン化水素とアンモニアが反応してアミノニトリルになり、加水分解を経てアミノ酸が生成する機構である(図4-1)。官能基の置換反応は、他にも知られている。例えば、有機酸のアミノ化によるアミノ酸生成、アミン化合物のカルボキシル化によるアミノ酸生成、アミノ基やカルボキシル基の官能基置換(例：図2)によるアミノ酸生成などの化学修飾によるアミノ酸生成も挙げられる[66]。ただし、Cronin (1976)のように「酸加水分解に反応性を持つアミノ酸前駆体」と定義するのであれば、これらの部分的化学修飾は、酸加水分解を受ける前に反応が終わっている必要がある。ストレッカー型反応および類似反応(エ

[1] Strecker type reaction



[2] Fischer-Tropsch type reaction

[3] Intra-molecular alteration [e.g., α -decarboxylation]3-1. Intra-molecular aspartic acid \rightarrow β -alanine3-2. Intra-molecular glutamic acid \rightarrow γ -Aminobutyric acid

[4] Ring opening reaction [e.g., lactam to amino acid]

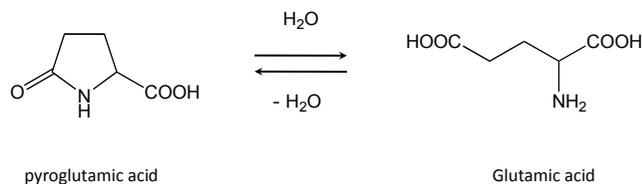


図4：[1]ストレッカー型反応，[2]フィッシャー・トロプシュ型反応，[3]分子内アミノ酸の変成(α -位脱炭酸反応：文献[71, 72]を改変)，[4]ラクタム開環反応(ピログルタミン酸とグルタミン酸)

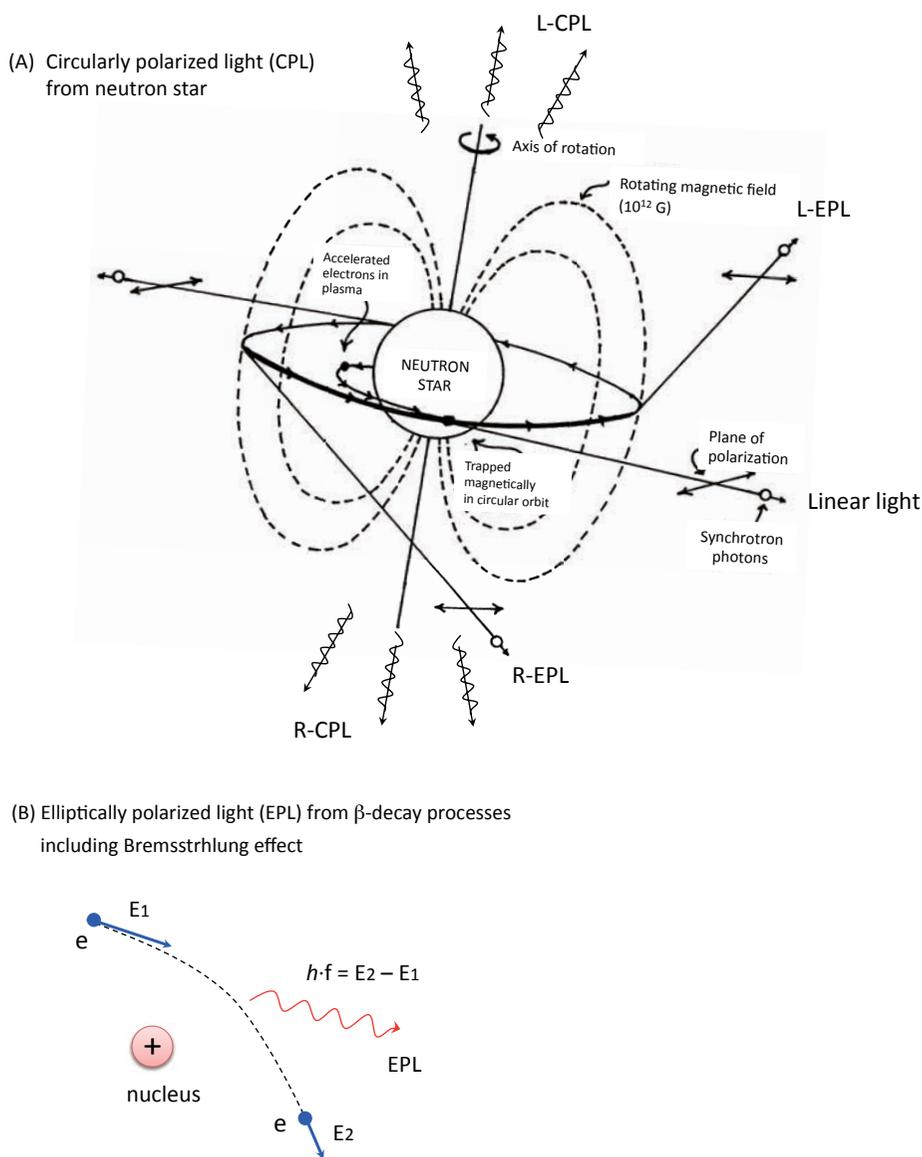


図5：(A) 中性子星からの円偏光シンクロトロン放射. 文献[57]を改変, (B) β 偏極電子の制動放射によるブレムストララーゲ光と楕円偏光の発生. h : プランク定数, f : 周波数.

エネルギーや実験条件を変えた反応系)の重要な点は、低分子が徐々に化学的に修飾され、ボトムアップ的にアミノ酸を形成することである。

次に、高分子からの分子進化の概念をわかりやすく説明するために、トップダウン的に進む反応経路の代表例を示す。フィッシャー・トロプシュ型反応 (Fisher-Tropsch type; Germany, World war II) は、

混合ガス系に圧力、温度を加えることにより（無機触媒を加えることもある）、多種多様な分子が生成する反応である（図4-1）。窒素源をガスに加えた系(CO, H₂, NH₃)の生成物を酸加水分解するとアミノ酸が検出される[67,68]。フィッシャー・トロプシュ型反応および類似反応の重要な点は、比較的分子量の大きい分子集合体が初生的に生成し、その後の酸加水分解によ

てトップダウン的にブレークダウンし、アミノ酸を形成することである。

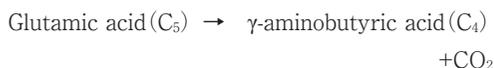
実際の地球外試料に含まれるアミノ酸の生成経路と反応履歴は、あたかも「web」のように、複雑に多層的に混成している。以上は、初生的な反応機構の分類を推定する判断材料になるが、プロセスがボトムアップかトップダウンか明瞭に区別するのは、非常に困難である。

4.2 アミノ酸前駆体の基本構造の分類

Croninによる定義「酸加水分解に反応性を持つアミノ酸前駆体」を前提にした場合、その前駆体の骨格は、どのような有機化学的特徴を保有しているのだろうか。大きく分類すると、アミノ酸前駆体が「分子間結合」で成立しているか、「分子内結合」で成立しているか、という観点で次の2つにまとめられる。

前者は、アミノ酸の官能基が、化学的に結合した状態の骨格である。前述のニトリル基を持つアミノニトリルのような基本骨格もこの分類に含める。カルボキシル基やアミノ基は、他の化合物と化学結合を形成しやすい。アミノ酸同士が結合したペプチドは、炭素質隕石中では非常に稀な存在[69]であるが、アミノ酸分子と他の化合物が結合したものであれば、多種多様な組み合わせが存在するだろう。この場合、有機化合物だけでなくマトリックスを構成している無機物も重要である。すなわちカルボキシル基やアミノ基は、鉱物表面とも化学吸着し、アミノ酸複合体を形成するからである。

カルボキシル基やアミノ基の双方が、結合態であってもその中の分子内アミノ酸は、光などの変成を受けて二次生成物としてのアミノ酸前駆体となりうることが知られている。代表的な反応例として、分子内のアスパラギン酸やグルタミン酸の α -脱炭酸反応が挙げられる(図4-3)。



両端が、化学的に安定化されていても母体となる分子内では、変成作用が進行することを示唆している。

後者は、環状構造などの全く別の状態の骨格である。例えば、図4-4のように、環状化合物のピログルタミン酸(グルタミン酸の分子内脱水縮合で形成)は、加水

分解を受けた後、開環してグルタミン酸を生成する。すなわち、この開環・閉環反応は可逆的であり、熱による脱水反応か、水付加による加水分解反応が引き金になる。代表的な非タンパク性アミノ酸の一つである γ -アミノ酪酸(C₄; Appendix)も熱変質を受けると、2-ピロリジノンという5員環ラクタム(含窒素複素環式化合物)になる[70]。同様に、 γ -アミノ酪酸よりも炭素鎖が一つ多い5-アミノ吉草酸(C₅)は、6員環ラクタムの2-ピペリドンを形成する。この環状構造を形成する性質は、カルボキシル基とアミノ基が炭素鎖の末端に付いた ω -アミノ酸でよく知られているが、それ以外でも環状化合物を形成するアミノ酸は存在するだろう。

5. 不斉の起源：左・右の分子非対称(立体的偏り)は何に起因するか

5.1 異方性因子

キラルな物質に対する左回りと右回りの円偏光は、各々の吸収強度に差が生じる。この現象を円二色性(Circular Dichroism: CD)といい、左右それぞれに対する吸光係数が異なる(Cotton効果)。円偏光による分子の不斉分解反応は、左右の円偏光に対するモル吸光係数の差 $\Delta \epsilon (= \epsilon_l - \epsilon_r)$ とモル吸光係数 ϵ の比で定義される異方性因子 g 値によって決定される[31]。

$$g\text{-factor} = \Delta \epsilon / \epsilon$$

アミノ酸分子の g 値は、アミノ酸の種類、波長、円偏光の純度等でも変動する。この異方性因子は、左・右それぞれの分子に対する「不斉分解」プロセスで成立する値であり[32]、pH依存性[33]も知られている。固相状態[34]、真空紫外域[35]でも不斉分解反応は進行し、軟X線域[36]であっても異方性因子による分解の規定は考えられる。高輝度の単色光と連続スペクトルの白色光を比較した場合、 g 値が積分される連続スペクトルは、より自然界の状態に近い。

5.2 不斉源は、偶然か必然か。

最初の不斉源として有力視される候補がある。例えば、星形成領域あるいは中性子星からの円偏光シンクロトロン放射、 β 崩壊などの「弱い相互作用」が挙げられる。前者は、太陽質量8~30倍程度の超新星爆発の後に形成される中性子星から放射される円偏光~楕

円偏光の連続スペクトルを代表例とする(図5)。中性子星の両極側からは、左・右の円偏光が放射される。したがって、星形成領域の方位によって左か右の円偏光のいずれかが照射されることになる。また公転周期による円偏光の実効度も考慮しなければならない。この仮説と分子非対称の因果を説明するためには、「コイントス」のような偶然性を否定できない。磁場を伴う白色矮星の連星系やオリオン座分子雲の可視～赤外線光散乱の円偏光も知られている[37,38]。

後者は、Lee and Yang (1956)によって予見され[39]、その翌年にWu et al. (1957)によって実証されたパリティ非保存(対称性の破れ、[40])に基づいている。特に、 β 崩壊の際に放出される偏極電子あるいは偏極電子の制動放射(ブレムストララーグ光)の楕円偏光[41]を有力視する仮説も存在する。この仮説には、制動放射の偏光度は、非常に小さく(<5%程度)であり[42]、分子非対称性の因果関係の実験的証明が難しいという点がある。上記の仮説を含む一連の総説は、既報を参照されたい[18-20, 43, 44]。

5.3 「不斉分解」か「不斉合成」か。

炭素質隕石中の有機分子は、遊離態よりも高分子量の結合態が主要な形態と考えられている[45]。大別すると、FOM(Free Organic Matter, 遊離性有機物)、LOM(Labile Organic Matter, 易分解性有機物もしくは準難分解性有機物)、ROM(Refractory Organic Matter, 難分解性有機物)に分けられる(図6)。溶媒不

溶性の高分子を特に、IOM(Insoluble Organic Matter)と呼ぶ。有機物の吸着形態は、「アミノ酸」そのものの形でマトリックスに比較的弱く結合して存在しているか(物理吸着)、前述のように「アミノ酸前駆体」として存在している、あるいは化学的な結合を介してマトリックスに吸着している(化学吸着)、と考えられる。特に、熱変成を受けると、「アミノ酸あるいはアミノ酸前駆体」は、官能基の消失とともに、芳香族化が進み、徐々にROMやIOM等の不溶性高分子有機物に取り込まれていくと考えられる。IOMに保持されている低分子有機物は、含水熱分解処理を行い、可溶性フラクションに分けられれば、解析が可能な場合もある[46]。このため、将来的にアミノ酸等の有機化合物を現場で分析するためには(in-situ analysis)、マトリックス効果(水、鉱物、高分子有機物)の克服が総じて問題になる。

5-1.で述べた異方性因子に基づくアミノ酸不斉分解の報告例は、1977年以降、いくつか知られる[20]。では、結合態で左・右の区別の無い分子(アミノ酸前駆体)から左・右の非対称分子を創成する厳密な意味での「不斉合成」プロセスと異方性因子の相関関係はどうであろうか。高分子量のアミノ酸前駆物質であっても不斉が誘因され、光学活性が発現されること(=不斉合成)は実験的に確認されている[47]。しかし、現時点では不斉合成プロセスと前述の異方性因子g値に対応するような、不斉創成の統一的な理論が確立されておらず、今後の検証が待たれている。

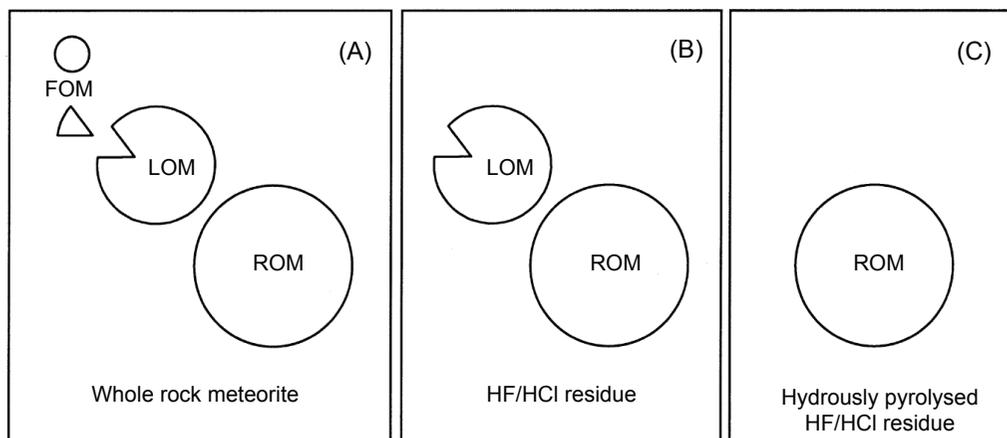


図6：炭素質隕石中のFOM(Free Organic Matter, 遊離性有機物)、LOM(Labile Organic Matter, 易分解性有機物もしくは準難分解性有機物)、ROM(Refractory Organic Matter, 難分解性有機物)と化学処理による分画。(a) 全組成に占めるFOM、LOM、ROM。(b) HF/HCl残渣の成分。(c) HF/HClによる含水加水分解後の残渣。文献[45]を改変。

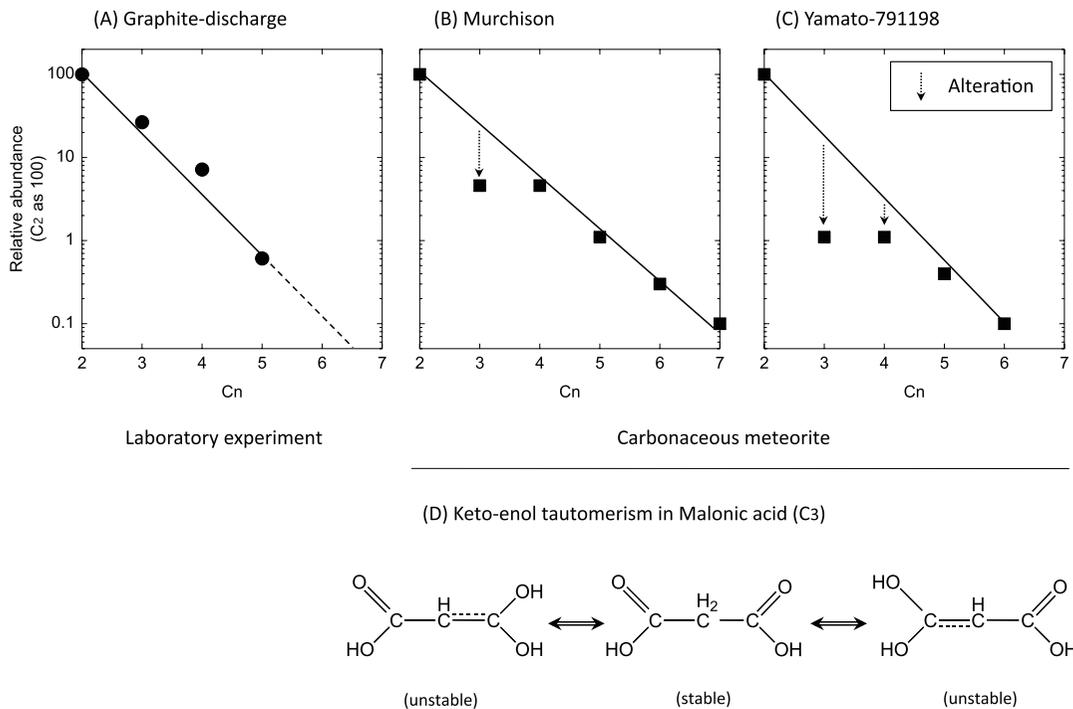


図7: (A) グラファイト放電による室内実験で生成したジカルボン酸の存在比(炭素数2-5をプロット), (B) Murchison隕石, (C) Yamato隕石に含まれるジカルボン酸の存在比(炭素数2-7をプロット). 文献[48]を改変.

高分子有機物は、非常に複雑な構造を有しているため、アミノ酸前駆体の正確な把握は、容易なことでない。しかし、アミノ酸の立体的対称性の破れをもたらしたのは「不斉分解」か「不斉合成」か、という問題は、物質進化を先導した主役は「アミノ酸」か「アミノ酸前駆体」か、という根源的な問いでもある。

6. 有機酸から水質変成を読み解く

6.1 有機物の互変異性

前述では、アミノ酸の光学異性(立体異性)について触れた。この他、有機化合物の情報からマトリックス中での水質変成を読み解く一つの方法として、互変異性(tautomerism)による存在度比較が挙げられる。最も単純な互変異性としてアセトン为例にあげると、アセトンの99.9997%はケト形であるのに対して、エノール形は0.0003%しか存在しない。ビニル基(CH₂=CH-)にヒドロキシル基が付加したビニルアル

コールは、分子として非常に不安定であり、化合物として扱われない(Appendix)。アセトンの構造式が、ケト形で示される理由はここにある。

6.2 室内実験と炭素質隕石の有機酸

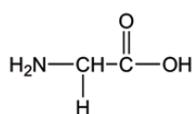
有機酸のうちジカルボン酸のケト-エノール互変異性は、水質変成の識別に有効である。水中でのグラファイト放電(最大推定温度<6000 K)により生成したジカルボン酸の存在比(図7-A)と炭素質隕石から抽出したジカルボン酸の存在比(図7-B,C)を示す[48]。図7-B,Cでは、炭素数3のマロン酸が分子内のケト-エノール互変異性による不安定性に起因して、炭素数2のシュウ酸や炭素数4のコハク酸よりも分解が速いことが分かる。この対数プロットからの「ずれ」が、マトリックス中での水質変成度を推定するのに有効である。

7. 蛇紋岩化作用とアミノ酸の水質変成から示唆される「共進化」の履歴

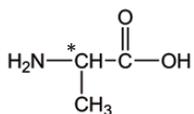
マーチソン炭素質隕石に含まれるイソバリンという

Amino acids

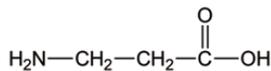
Appendix



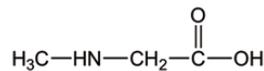
Glycine (C₂)



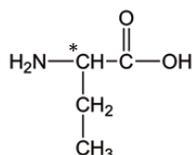
α-D-,L-Alanine (C₃)



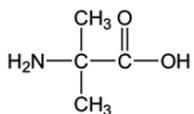
β-Alanine (C₃)



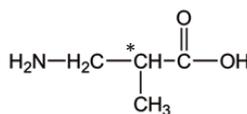
Sarcosine (C₃)



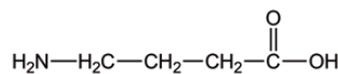
α-D-,L-Aminobutylic acid (α-ABA: C₄)



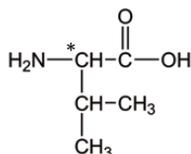
α-Aminoisobutylic acid (α-AiBA: C₄)



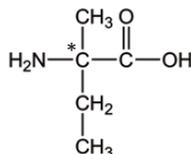
β-D-,L-Aminoisobutylic acid (β-AiBA: C₄)



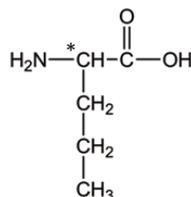
γ-Aminobutylic acid (γ-ABA: C₄)



D-,L-Valine (C₅)



D-,L-Isovaline (C₅)



D-,L-Norvaline (C₅)

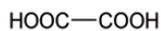
* chiral center

... others

Takano & Ohkouchi

Dicarboxylic acids

Appendix



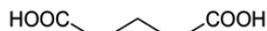
Oxalic acid (C₂)



Malonic acid (C₃)



Succinic acid (C₄)



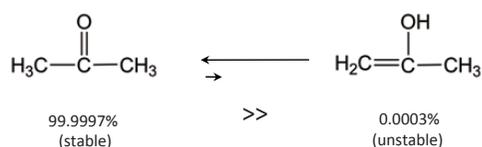
Glutaric acid (C₅)



Adipic acid (C₆)

... others

Keto-enol tautomerism in Acetone (C₃)



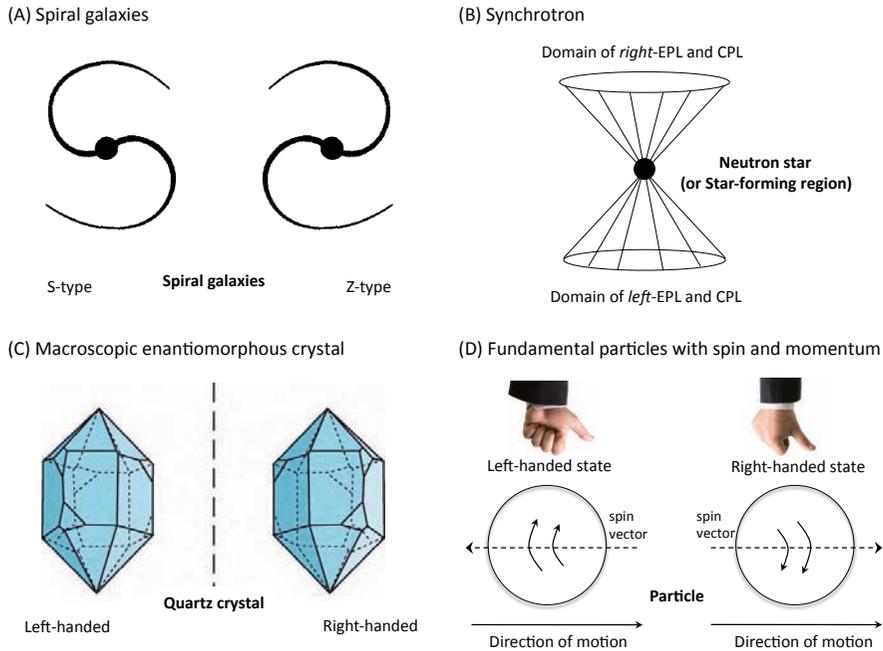
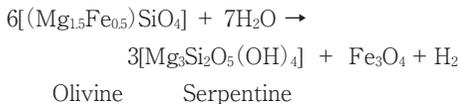


図8：(A) 銀河系の渦成因，(B) シンクロトロン放射，(C) 無機鉱物(例：水晶)の結晶形態，(D) 電子および陽電子のスピンスベクトルとモーメント．文献[57-59, 73]を改変．

α -位に水素の代わりにメチル基を持つ非タンパク性アミノ酸のエナンチオ過剰率を精査したところ，同一の炭素質隕石であってもエナンチオ過剰率は，均質ではなく不均質に濃集していることが分かっている[49]．特に不均質な箇所は，カンラン石(Olivine)が水質変成してできる蛇紋石(Serpentine)のような含水鉱物を多く含んでおり，アラニンとイソバリンの Ival/Ala 比と Ser/Olv 比には，正の相関が見られている．



この反応では，還元ガスが発生する．水・鉱物・アミノ酸とL-アミノ酸のエナンチオ過剰には，何らかの相互作用があったことが示唆される．アミノ酸の異方性因子の変動幅は，非常に小さいため，一次的な「不斉分解」もしくは「不斉合成」プロセスだけでは最大18.5% [17]のエナンチオ過剰を説明することはできない．その理論値と実測値のギャップを説明するには，二次的な「水・鉱物・有機物(例：アミノ酸)の共進化」という観点からの検証が，今後の重要な鍵となる．

8. 「CNOサイクル反応」による核子分化と軽元素集合体としての小惑星

ESIA (Enantiomer-specific isotope analysis) を通じて引き出される情報が，どこまで辿ることができるか．今後の検証次第であるが，初生的な核子分化プロセスを包括しておく必要があるだろう．水素の核融合の素反応として，P-P連鎖反応とCNOサイクル反応がある．CNOサイクルは，文字通りC(炭素)，N(窒素)，O(酸素)の原子核が関わっている．CNO-1サイクルでは， ^{12}C ， ^{13}N ， ^{13}C ， ^{14}N ， ^{15}O ， 4He が主体で，CNO-2サイクルでは， ^{15}N ， ^{16}O ， ^{17}F ， ^{17}O ， ^{14}N ， 4He が主体となる．C，N，Oの太陽系元素存在度は，水素・ヘリウムに次いで上位である．「C型小惑星」を調べる上で，Cに加えて，NやOの元素としての動態は，重要な科学対象となる．さらに，化合物レベルで見ると，分子として安定な含窒素・含酸素化合物である複素環式化合物は，より初生的な元素の情報を保存していると考えられる．前述のアミノ酸および前駆体に付いているカルボキシル基(-COOH)やアミノ基(-NH₂)は，官能基として，やや反応性が高く，水質変成を受けやすい．そ

れに対して，複素環式化合物(例えば，含窒素複素環のテトラピロール: [50, 51])は，化学的に安定な反面，動きにくい(脱離しにくい)部位を保持しており，水質変成前の元素の履歴を残している可能性がある。

9. おわりに

生化学の研究でノーベル賞を得ているウォルド(G.Wald)は，アインシュタイン(A.Einstein)に「なぜ，生物はL型アミノ酸を使うのかを考えている」と話すと，アインシュタインは，「私もなぜ電子は，マイナスなのか不思議に思っていた。マイナス電子の世界とプラス電子が闘って，マイナス電子の世界が勝ったと考えついた」と答えたという。するとウォルドは，「それこそ私が考えていたことです。L型アミノ酸も…(つづく)」と述べたという逸話がある[52]。このような議論は，19世紀初頭のピオ(J-B. Biot)や19世紀半ばのパスツール(L. Pasteur)の時代から脈々と続いてきたのだろう。

互いに鏡像対称関係にある分子は，その相互作用ハミルトニアンがパリティを変えないものである限り，エネルギー的にも陽子・中性子の核子組成でも全く同一であり，特にどちらかが優勢となることは無い。上記の他にも，マクロスケールからミクロスケールに至るまで，様々なサイズの「対称性の揺らぎ」(図8)を不斉源として考慮する仮説も存在する。

どのようにして，最初の有機物の不斉が発現し，増幅され，その他の要因と共進化してきたのか。純然とした非生物的な物質進化のプロセスを観察できる先太陽系の「実験室」が，C型小惑星と表現することができる。

謝辞

本特集号『初期太陽系物質科学の最前線』の執筆機会を与えて下さった橘 省吾 ゲストエディターに感謝申し上げたい。塚本 尚義 先生(北大院理)，奈良岡 浩 先生(九大院理)には，本原稿への有用なコメントを頂いた。また，藪田ひかる博士(阪大院理)には，本稿を査読して頂いた。炭素質隕石の有機物分析に生涯を捧げられ，有機宇宙化学のマイルストーンを構築されてきた，アリゾナ州立大学の John R. Cronin 名誉教授が，

本稿執筆中の2010年6月に急逝された。謹んで Cronin 先生への弔意とともに，これまでに開拓・蓄積された恩恵の大きさに改めて敬意を表したい。

参考文献

- [1] 理科年表, 2009.
- [2] Anders, E. and Ebihara, M. 1982. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 2363-2380. ; Anders, E. and Grevesse, N. 1989. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 197-214.
- [3] 吉川 真. 2010. 「はやぶさ」後継ミッションの進捗状況報告, PPS005-10, JpGU meeting: 矢野 創. 2010. はやぶさ2: ミッション設計と理工学目標, PPS005-10, JpGU meeting: 橘 省吾, はやぶさ2サンプリングチーム. 2010. はやぶさ2リターンサンプルでめざすサイエンス: 地球, 海, 生命の原材料物質. PPS005-10, JpGU meeting.
- [4] 高木ら. 2010. 遊・星・人, 19, 48-55.; 廣井・杉田. 2010. 遊・星・人, 19, 36-47.
- [5] Hayes J. M. 1967. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 1395-1440.
- [6] Kvenvolden K. A. et al. 1970. *Nature* 228, 923-926.
- [7] Oro J. et al. 1971. *Nature* 230, 105-106.
- [8] Lawless J. et al. 1971. *Science* 173, 626-627.
- [9] Cronin J. R. et al. 1979. *Science* 206, 335-337.
- [10] Shimoyama A. et al. 1979. *Nature* 282, 394-396.
- [11] Engel, M.H. and Macko, S.A. 1997. *Nature* 389, 265-268.
- [12] Pizzarello, S. and Cronin, J.R. 1998. *Nature* 394, 236-236.
- [13] Sephton, M.A. 2002. *Nat. Prod. Rep.* 19, 292-311.
- [14] 藪田ひかる. 2008. *Res. Organic Geochem.* 23/24, 73-97.; 藪田ひかる. 2010. 遊・星・人, 19, 28-35.
- [15] Cronin, J.R. and Pizzarello, S. 1997. *Science* 275, 951-955.
- [16] Pizzarello, S. and Cronin, J.R. 2000. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 329-338.
- [17] Glavin, D. and Dworkin, J. 2009. *PNAS* 106, 5487-5492.
- [18] Cronin, J. and Risse, J. 2006. 3 Chirality and the Origin of Homochirality. In *Lectures in Astrobiology*:

- From Prebiotic Chemistry to the Origins of Life on Earth, 73-114.
- [19] Meierhenrich, U. 2008. Amino Acids and the Asymmetry of Life. *Advances in Astrobiology and Biogeophysics*, Springer.
- [20] Meinert, C. et al. 2010. *Symmetry* 2, 1055-1080.
- [21] Boato, G. 1954 *Geochim. Cosmochim. Acta* 6, 209-220.
- [22] Hayes, J.M. et al. 1990. *Org. Geochem.* 16, 1115-1128.
- [23] Saigusa, Y.C et al. 2008. Site-specific $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ analysis of alanine by NMR. In *Proc. 4th Inter. Symp. Isotopmers.* 285-286.
- [24] Takano, Y. et al. 2009. *Anal. Chem.* 81, 394-399.
- [25] Takano Y. et al. Enantiomer-specific isotope analysis (ESIA) of D- and L-alanine: nitrogen isotopic hetero- and homogeneity by microbial and chemical processes. In *Earth, Life and Isotopes*, Kyoto University Press, pp. 387-402.
- [26] Kawasaki, T. et al. 2009. *Science* 324, 492-495.
- [27] Metges, C.C. and Petzke, J.K. 1999. The use of GC-C-IRMS for the analysis of stable isotope enrichment in nitrogenous compounds. In *Methods for investigation of amino acid and protein metabolism*. CRC press LCC, Florida, USA., 121-132.
- [28] Evershed, R.P. et al. 2007. Compound-specific stable isotope analysis in ecology and paleoecology. In *Stable isotopes in ecology and environmental science*, Blackwell Publishing, pp. 480-540.
- [29] Chikaraishi Y. et al. 2010. Instrumental optimization for compound-specific nitrogen isotope analysis of amino acids by gas chromatography/combustion/isotope ratio mass spectrometry. In *Earth, Life, and Isotopes*, Kyoto University Press, pp. 367-386. ; Chikaraishi Y. & Ohkouchi N. 2010. An improved method for precise determination of carbon isotopic composition of amino acids. In *Earth, Life, and Isotopes*, Kyoto University Press, 355-366.
- [30] Takano, Y. et al. 2010. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 24, 2317-2323.
- [31] Balavoine, G. et al. 1974. *J. Am. Chem. Soc.* 96, 5152-5158.
- [32] Flores, J. et al. 1977. *J. Am. Chem. Soc.* 99, 3622-3625.
- [33] Nishino, H. et al. 2001. *Org. Lett.* 3, 921-924.
- [34] Greenberg, J. et al. 1995. *J. Biol. Phys.* 20, 61-70.
- [35] Meierhenrich, U. et al. 2005. *Angew. Chem. Inter. Edit.* 44, 5630-5634.
- [36] Nakagawa, K. et al. 2005. *J. Elect. Spectr. Relat. Phenom.* 144, 271-273.
- [37] Bailey, J. et al. 1998. *Science* 281, 672-674.
- [38] Fukue, T. et al. 2010. *Origins Life Evol. Biospheres*, 40, 335-346.
- [39] Lee, T. and Yang, C. 1956. *Phys. Rev.* 104, 254-258.
- [40] Wu, C. et al. 1957. *Phys. Rev.* 105, 1413-1415.
- [41] Goldhaber, M. et al. 1957. *Phys. Rev.* 106, 826-828.
- [42] Seo, T. and Hayashi, T. 1981. *Viva Origino* 10, 15-20.
- [43] Bonner, W.A. 1991. *Origins Life Evol. Biospheres*, 21, 59-111.
- [44] Cline, D.B. 1995. *Physical Origin of homochirality in life*, AIP press. New York.
- [45] Sephton, M.A. et al. 2003. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 2093-2108.
- [46] Oba, Y. and Naraoka, H. 2006. *Meteor. Planet. Sci.* 41, 1175-1181.
- [47] Takano, Y. et al. 2007. *Earth Planet. Sci. Lett.* 254, 106-114.
- [48] Shimoyama, A. et al. 1994. *Bull. Chem. Soc. Jpn.* 67, 257-259. ; Shimoyama, A. and Shigematsu, R. 1994. *Chem. Lett.* 23, 523-526.
- [49] Pizzarello, S. et al. 2003. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 1589-1595.
- [50] Hodgson, G.W. et al. 1969. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 943-958.
- [51] Hayatsu, R. et al. 1972. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 555-571.
- [52] 大島 泰郎. 2008. 生命の起源の研究に向けて. 石川統ほか, シリーズ進化学3「化学進化・細胞進化」岩波書店, pp.191-225.
- [53] Hoefs, J. 2007. *Stable Isotope Geochemistry*, Springer. 翻訳本は, J. ヘフス著(和田秀樹・服部陽子 訳)同位体地球化学の基礎. Springer Japan.
- [54] Michener, R. and Lajtha, K. 2007. *Stable isotopes in ecology and environmental science*, Blackwell Publishing.

- [55] Ohkouchi, N, Tayasu, I, Koba, K. 2010. *Earth, Life, and Isotopes*. Kyoto University Press.
- [56] Pizzarello, S. and Huang, Y.S. 2005. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 599-605.
- [57] Bonner, W. A. and Rubinstein, E. 1987. *Biosystems* 20, 99-111.
- [58] Mason, S.F. 1987. *Biosystems* 20, 27-35.
- [59] Capozziello, S. and Lattanzi, A. 2006. *Chirality* 18, 17-23.
- [60] Kvenvolden, K.A. et al. 1970. *Nature*, 228, 923-926.
- [61] Harada, K., Hare, P., Windsor, C., Fox, S. 1971. *Science*, 173, 433-435.
- [62] Oro, J. et al. 1971. *Nature*, 230, 105-106.
- [63] Lawless, J. et al. 1971. *Science*, 173, 626-627.
- [64] Cronin, J. and Moore, C. 1971. *Science*, 172, 1327-1329.
- [65] Cronin, J. 1976. *Origins Life Evol. Biosph.*, 7, 337-342.
- [66] 原田 馨. 1980. 化学進化(1)低分子生物有機化合物の生成, 化学総説No.30 物質の進化, 学会出版センター pp.109-132.
- [67] Hayatsu, R., Studier, M.H., Anders, E. 1971. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 939-951.
- [68] Anders, E., Hayatsu, R., Studier, M. 1973. *Science*, 182, 781-790.
- [69] Shimoyama, A. and Ogasawara, R. 2002. *Origins Life Evol. Biosph.*, 32, 165-179.
- [70] e.g., Islam, M.N. et al. 2003. *Bull. Chem. Soc. Jpn*, 76, 1171-1178.
- [71] Takano, Y. et al. 2004. *Earth Planets Space*, 56, 669-674.
- [72] Kudo, J. et al. 2006. *Org. Geochem.*, 37, 1655-1663.
- [73] Boyd, R.N., Kajino, T., Onaka, T. 2010. *Astrobiol.*, 10, 561-568.

特集「初期太陽系物質科学の最前線」

Acfer 094隕石における宇宙シンプレクタイトの存在度

阿部 憲一¹, 坂本 直哉², 坂本 尚義^{1,2}

2010年7月12日受領, 2010年11月4日受理.

(要旨) 宇宙シンプレクタイト(COS)は現在知られている太陽系物質の中で最も重い酸素同位体組成を持ち、太陽系初期の水に由来することが示唆されている。COSが原子数比でFe : O : S ≈ 4 : 4 : 1の特徴的な化学組成を保持していることを利用して、FE-SEM-EDSによりAcfer 094隕石の広範囲かつ高空間分解能なX線元素マッピングを行い、COSを探索した。1 mm四方の元素マップを7面取得し、1~260 μm²の大きさのCOSを66個同定した。COSの平均面積は32 μm²、個数存在度は9個/mm²であり、Acfer 094隕石マトリックスにおいて体積存在度521 ppmで普遍的に存在することが明らかになった。

1. はじめに

酸素は太陽系において3番目に存在度が高い元素で、固体物質においては最も存在度が高い元素である。また、酸素はいろいろな化合物を形成し、固体・気体・液体のすべての相に分配される。そのため、酸素同位体は太陽系の物質進化の最もよいトレーサーの一つだと考えられている。

酸素には質量数16, 17, 18の3つの安定同位体が存在し、天然ではそれぞれ99.757 : 0.038 : 0.205(%)の割合で存在している。酸素同位体の変化の割合は、地球の標準平均海水(SMOW)からの偏差を千分率(‰)で表したδ値 $\delta^i\text{O} = [({}^i\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{試料}} / ({}^i\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{SMOW}} - 1] \times 1000$ (i = 17, 18)が一般的に用いられている。蒸発や凝縮などの熱力学が支配するプロセスにおいて、酸素同位体組成は質量差に依存し、縦軸にδ¹⁷O、横軸にδ¹⁸Oをとった3酸素同位体図上でその変化は傾き1/2の直線で表される。

隕石の主要な構成物であるCaやAlに富む難揮発性包有物(CAI)やコンドリュール、それらの間を埋めるマトリックス物質はこの地球型質量分別線から外れ、

傾き約1の直線で表される酸素同位体異常を示すことが分かっている。この傾き約1の直線は¹⁶O成分に富む端成分と、^{17,18}Oに富む端成分の2成分混合によって説明されている。これまでに¹⁶Oに富む物質は前述したCAIの他に、アメーバ状オリビン凝集物(AOA)などの星雲ガスからの高温凝縮物から見つかっているが[1]、^{17,18}Oに富む物質は特定されていなかった。

2007年に坂本らによって炭素質コンドライトAcfer 094隕石から発見された物質は3酸素同位体図上で隕石構成物の傾き約1の直線の延長線上に位置し、現在見つかっている太陽系物質の中で最も^{17,18}Oに富む極端に重い酸素同位体組成を持つ(δ^{17,18}O = +180‰)[2]。瀬戸らによる鉱物学的研究により、この物質は直径10~30 nm、長さ100~200 nmの柱状の磁鉄鉱(Fe₃O₄)と100~300 nmの大きさを持つワーム状の鉄ニッケル硫化物からなるシンプレクタイト構造をしていることが明らかにされ、宇宙シンプレクタイト(COS)と名付けられた[3]。この磁鉄鉱と鉄ニッケル硫化物は約1:1の割合で混ざり合っているため、COS粒子全体の原子数比はFe : O : S ≈ 4 : 4 : 1というユニークな化学組成を持つ。このような組成はCOSに特徴的で、他の隕石構成物からは見つかっていない。この物質は原始太陽系星雲のH₂O(水あるいは水蒸気)によって金属鉄又は硫化鉄が酸化されて形成され、

1. 北海道大学大学院理学院
2. 北海道大学創成研究機構
abeken@ep. sci. hokudai. ac. jp

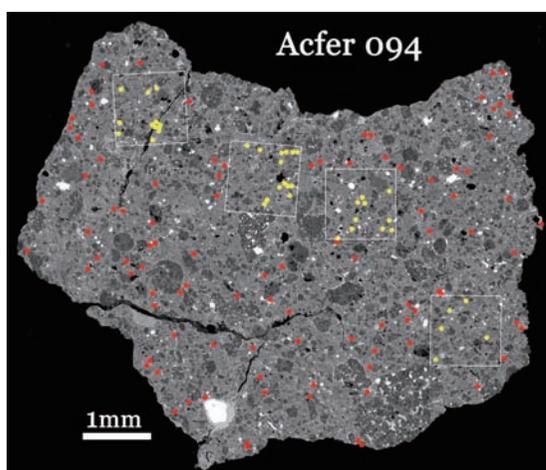


図1: Acfer 094隕石の反射電子像。白枠は1 mm四方のX線元素マッピング領域。赤丸は反射電子像のコントラスト観察により発見したCOS, 黄丸はX線元素マッピングにより発見したCOSを示す。

H₂Oの酸素同位体組成を反映するものと考えられている [2, 3]。

本研究では, Acfer 094隕石中のCOS粒子の存在度とサイズ分布を決定する事を試みた。これまでにCOSについては酸素同位体異常を利用した探索が行われてきたが, 同位体分析は広領域を分析するのに長時間を要するので, 存在度やサイズ分布のような統計学的研究に対してサンプル数を増やす事は難しく, 精度を上げられない。そこで本研究では, COSが持つ特徴的な化学組成に着目した。COSと同様の化学組成を持つ物質はすべて同位体異常を示すことが報告されているので [2], COSは化学組成による同定が可能である。そこで, X線元素マッピング法を用いてAcfer 094隕石の広範囲の系統的なCOSの探索を行い, その体積存在度と粒子サイズ分布を見積もった。

2. 広範囲高解像度X線元素マッピング法

本研究では炭素質コンドライトAcfer 094隕石の異なる2枚の研磨薄片を用いた (Acfer 094#1, Acfer 094#2)。薄片全体の大きさはそれぞれAcfer 094#1が23 × 17 mm, Acfer 094#2が8 × 5 mm (図1)である。

薄片観察およびCOSの探索にはエネルギー分散型X線分析装置(EDS, Oxford INCA Energy)が付属した電界放出型走査電子顕微鏡(FE-SEM, JEOL JSM-7000F)を用いた。反射電子像は物質の平均原子番号

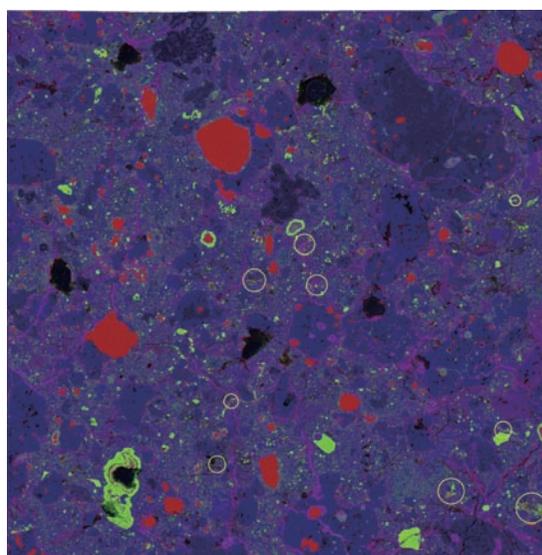


図2: Acfer 094隕石の1 mm四方領域のRGBカラー合成X線元素マップ。Feを赤, Sを緑, Oを青として合成している。青色はケイ酸塩鉱物又は酸化鉱物, 赤色は金属鉄, 黄緑色は硫化鉄鉱物に相当する。紫色の脈は地球上の風化で形成される水酸化鉄鉱物。COSは特徴的なオレンジ色に表示されるため発見することができる。黄丸は発見したCOSの位置を示している。

の差によりコントラストがつくため, COSは磁鉄鉱(Fe_3O_4)よりは明るく, 硫化鉄(FeS)よりは暗く見える。COSはこの反射電子像の微妙なコントラストの違いからも発見することはできる (図1赤丸)が, 人為的な見落としがあるため系統的な探索は困難である。そこで本研究ではX線元素マッピング法を用いた。X線元素マップは加速電圧15 kV, 照射電流10 nAの分析条件で取得された。電子顕微鏡像観察により発見した最小のCOSが同定できるように, X線元素マップは45 μm × 60 μm の領域を256 × 192ピクセルの画素で取得した。このとき, 同時に反射電子像も取得した。これらのマップの画素解像度は約0.2 $\mu\text{m}/\text{pixel}$ に相当するが, 薄片内での電子線の拡がりのため, X線元素マップの実際の空間分解能は1 μm 程度である。この高空間分解能を保持したまま広範囲(1 mm × 1 mm)を分析するために, 同じ大きさのX線元素マップを432面取得した。1 mm四方に相当する領域のX線元素マップを取得するのに約20時間を要した。これは同じ面積を同位体分析した場合に比べ約10分の1の時間である。取得したX線元素マップの1ピクセルあたりのX線の積算時間は約2.3ミリ秒であった。得られたX

線元素マップはわずかに強度差があるものがあるため、Adobe Photoshopを用いてすべてのX線元素マップ間のレベル補正をした。その後、薄片におけるCOSの位置の同定を容易にするために、これらのX線元素マップを結合して1 mm四方のモザイクマップを作成した。X線元素マップの結合にはAdobe PhotoshopのPhotomerge機能を用いた。正確にマップを結合するために、画像のコントラストが最もはっきりしている反射電子像を最初に結合し、結合した各面の位置情報を保存したファイルを作成した。X線元素マップのモザイクマップはその位置情報ファイルを用いて反射電子像と全く同じ結合位置になるよう作成にした。

COS粒子を同定するために、COSを構成する元素であるFeとO、SのX線元素マップを用いた。これらのX線元素マップからFeを赤、Sを緑、Oを青としたRGBカラーの合成元素マップを作成した(図2)。そのFe-S-O合成元素マップにおいて隕石の大部分を構成しているコンドリュールやマトリックス物質などのケイ酸塩鉱物や酸化鉱物は青色、金属鉄は赤色、硫化鉄鉱物は黄緑色に見える。Acfer 094隕石は砂漠で発見された隕石であるため、地球上で風化を受けた時に形成される水酸化鉄鉱物(FeOOH)の脈が薄片の至る所に存在している。Fe-S-O合成元素マップ上でこの水酸化鉄鉱物は紫色に見える。また、水酸化鉄鉱物と似た元素で構成されている磁鉄鉱(Fe_3O_4)は、Acfer 094隕石における存在度は極めて低いがわずかに存在しており、マップ上で水酸化鉄鉱物に比べ少し赤い紫色に見える。一方、COSは特徴的なオレンジ色に見え(図3(b))、他の物質から明確に区別することが可能である。COSを同定するために、マップから発見したすべてのCOS粒子に対してX線スペクトルを取得し、すでに報告されているCOS [2]の化学組成を持つ事を確認した。X線スペクトルを取得する際に、硫化鉄鉱

物と水酸化鉄鉱物の境界付近からはCOSのスペクトルと似たものが得られるため注意が必要である。

同定されたそれぞれのCOS粒子に対し、10~50 nmの画素解像度を持つ反射電子像を取得し粒子面積を計算した。硫化鉄鉱物を伴っているCOS粒子は、反射電子像にFe-S-O合成元素マップをオーバーレイしたイメージからCOS領域の境界を定め、硫化鉄鉱物を取り除いた領域を1個のCOS粒子として面積を算出した(図3)。本研究では、COS粒子は不規則な形状をしているので、この面積値を求めることによりCOS粒子サイズと対応させることにする。

COSはマトリックス中に存在しているが、1 mm四方のFe-S-O合成元素マップ中にはコンドリュールやCAIなどの大きな隕石構成物や、それらの鉱物破片も含まれている。Acfer 094隕石は特に角礫岩化された隕石であるため、1 mm四方のマップにおけるマトリックス領域が占める割合には変動があり、COSの存在度を算出する時にマトリックス領域で規格化する必要がある。そこで、すでにAcfer 094隕石のマトリックス存在度を見積もっているNewtonら [4]と同様の定義を用いて50 μm より小さい物質をマトリックス物質とし、マップ中のマトリックス存在度を見積もった。マップ中から50 μm 以上の物質を除外するために反射電子像およびFe-S-O、Mg-Ca-Al合成元素マップを用いた。Fe-S-O合成元素マップは金属鉄や硫化鉄鉱物を、Mg-Ca-Al合成元素マップはケイ酸塩鉱物の形状をトレースするのに有効である。

3. Acfer 094 隕石におけるCOSの存在度

Acfer 094隕石で1 mm四方のX線元素マップを7領域取得し、合計66個のCOS粒子を同定した。取得したすべての1 mm四方のX線元素マップからCOSは必ず発見され、1 mm四方のX線元素マップ1領域におけるCOSの個数存在度は最も多い領域で15個、最も少ない領域で5個であり、1領域あたりに平均9個のCOS粒子が含まれていた。同定したCOS粒子の最小面積および最大面積は、それぞれ0.9 μm^2 と261.6 μm^2 であり、本研究で用いたX線元素マップの空間分解能にほぼ等しい面積のCOS粒子まで発見された。図4に同定したCOS粒子の面積分布を示す。ヒストグラムは小さいCOS粒子ほど指数関数的に増加してい

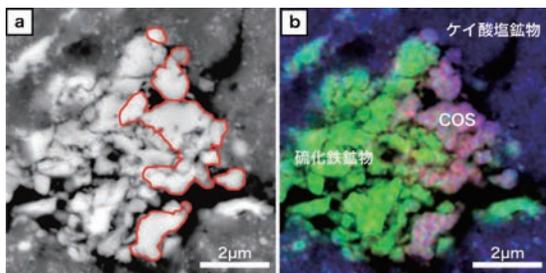


図3: COSの反射電子像(a)とFe-S-O合成X線元素マップ(b)。
(a)の赤線はCOS粒子を示している。

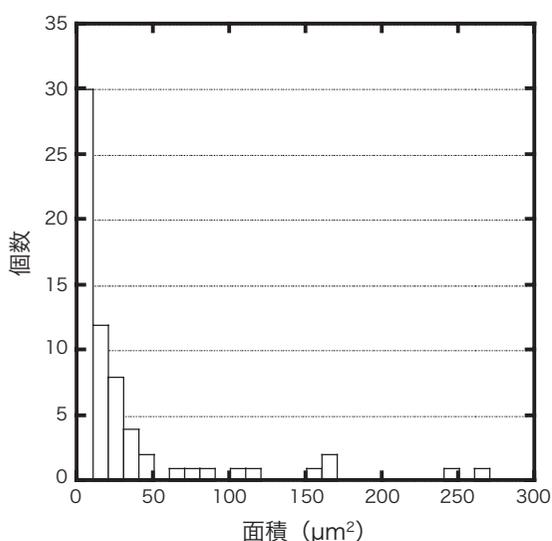


図4: COS粒子の面積分布. 粒子面積が小さくなるほど個数が指数関数的に増加している.

るように見える, 同定したCOS粒子の平均面積は $32.4 \mu\text{m}^2$ であった.

7 mm^2 のX線元素マッピング領域におけるマトリックス領域は 4.11 mm^2 と計算された. これはマトリックスの存在度が59%であることに相当する. 大きなコンドリュールが多数含まれているマッピング領域が2領域あるため, [4]で報告された63%に比べわずかにマトリックス存在度が低くなっている. マトリックスで規格化したCOSの体積存在度は $521 \pm 64 \text{ ppm}$ と計算され, COSはAcfer 094隕石マトリックス中に普遍的に存在していることが分かった.

4. COSがAcfer 094隕石のみから発見される原因

本手法によりCOSはAcfer 094隕石1 mm四方の領域からは普遍的に発見された. しかし, 他の炭素質コンドライトから同様の手法を用いてCOSの探索を行っているが, 現在までに発見されていない [5]. 何故Acfer 094隕石からしかCOSは見つからないのだろうか. これには(1) Acfer 094隕石以外には元々COSが無かった, (2) COSは他の隕石にも元はあったが, 減少した(無くなった)の2つの可能性が考えられる. ここからはそれぞれの可能性について考察する.

(1)については, Acfer 094隕石の特殊性が考えられ

る. 炭素質コンドライトは隕石母天体の形成領域や時期を反映した原材料の違いに由来すると考えられている8つの化学的グループに分類され, それには全岩化学組成と全岩酸素同位体組成が一般的に用いられている. しかし, Acfer 094隕石は, 全岩化学組成はCMコンドライト [6, 7], 全岩酸素同位体組成はCOコンドライトに類似した特徴を持ち [8], どの化学的グループにも分類されていないユニークな隕石である. 従って, Acfer 094隕石は他の隕石とは異なる特別な隕石であり, COSはAcfer 094隕石に固有の物質である可能性が考えられる.

(2)については, Acfer 094隕石の始原性が考えられる. 走査電子顕微鏡および透過電子顕微鏡によるマトリックスの詳細な研究から, Acfer 094隕石のマトリックスには隕石母天体での水質変成作用で形成されると考えられている層状ケイ酸塩鉱物がほとんど含まれず (1 vol%以下), 典型的に $200 \sim 400 \text{ nm}$ 程度の大きさを持つフォルステライト組成のカンラン石やエンスタタイト組成の輝石, 硫化鉄鉱物, そして大量のアモルファス物質 (40 vol%)を含んでいることが報告されている [9]. 組織や化学組成から, このアモルファス物質は分子雲又は太陽系星雲からの凝縮物であり, FeO成分に乏しいケイ酸塩鉱物は太陽系星雲中でアモルファス物質からの結晶化又はアニーリングにより形成されたことが示唆されている. ALHA77307隕石もマトリックスにアモルファス物質を含んでいることから [10], Acfer 094隕石と同程度に始原的だと考えられているが, 近年, 始原的な隕石のさらに詳細な分類により低度の熱変成作用を受けていることが示唆されている [11]. また, Acfer 094隕石マトリックスには他の隕石に比べて高いプレソーラー粒子の濃集が報告されている [e.g., 4, 12]. 以上の特徴からAcfer 094隕石は隕石母天体での水質変成や熱変成の作用を受けた証拠が無く, 太陽系初期の情報をよく保存した最も始原的な隕石の1つだと考えられている [e.g., 4, 9]. 従って, COSが見つまっているAcfer 094隕石は他の隕石に比べて“超”始原的であり, 他の隕石では水質変成や熱変成などの二次作用によってCOSが破壊されてしまったために発見されないという可能性が考えられる. この場合, COSは高度に始原的な隕石を識別するよい指標になると考えられる.

現時点で(1)と(2)のどちらかを判断することはでき

ないが、Acfer 094隕石が特別な隕石であるという他の特徴に乏しいことから、(2)の方がもっともらしいように思われる。COSは現在までにAcfer 094隕石以外から発見されていないことから、他の隕石におけるCOSの存在度はかなり低いことが予想される。そのため、Acfer 094以外の隕石について本手法を用いてマトリックス部分の分析面積をさらに増やしていく必要がある。

5. おわりに

本研究で用いた広範囲高解像度X線元素マッピング法により、Acfer 094隕石の7 mm²の領域から1~260 μm²の大きさを持つCOSを合計66個同定した。同定したCOSは平均面積32.4 μm²、個数存在度9個/mm²であった。マトリックスで規格化した体積存在度は521 ppmで、Acfer 094隕石マトリックス中に普遍的に存在していることが分かった。この手法で得られた元素データはCOSの探索だけではなく、他にもプレソーラー SiCや炭酸塩鉱物などの特徴的な化学組成を持つ物質の探索にも活用することができる。

現在、我々が手に入れることができる隕石物質は、たまたま地球に落ちて来たものだけである。その中であって、Acfer 094隕石のように太陽系初期の情報を多く保存している高度に始原的な隕石は非常に希少であり、同じような隕石が落ちてくる可能性は極めて低いだろう。今後のサンプルリターンに期待したい。

謝 辞

Krot, A. N.博士には大変貴重なAcfer 094隕石薄片を提供して頂きました。また、投稿原稿を丁寧に査読して頂いた木村眞博士、本記事の執筆機会を与えて下さった橘省吾博士にこの場をお借りして深く感謝の意を申し上げます。

参考文献

- [1] Clayton, R. N. et al., 1973, *Science* 182, 485.
- [2] Sakamoto, N. et al., 2007, *Science* 317, 231.
- [3] Seto, Y. et al., 2008, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 72, 2723.
- [4] Newton, A. et al., 1995, *Meteoritics* 30, 47.
- [5] 阿部ら, 2008, 連合大会, P137-008
- [6] Wlotzka, F. 1991, *Meteoritics* 26, 255.
- [7] Spettel, B. et al., 1992, *Meteoritics* 27, 290.
- [8] Bischoff, A. et al., 1991, *Meteoritics* 26, 318.
- [9] Greshake, A., 1997, *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 437.
- [10] Brearley, A., 1993, *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1521.
- [11] Kimura, M. et al., 2008, *Meteoritics & Planetary Science* 43, 1161.
- [12] Floss, C. and Stadermann, F. 2009, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, 2415.

特集「初期太陽系物質科学の最前線」

隕石中の炭酸塩の Mn-Cr 年代測定

藤谷 渉¹, 杉浦 直治¹, 市村 康治¹, 高畑 直人², 佐野 有司²

2010年7月12日受領, 2010年11月4日受理.

(要旨) 始原的隕石である炭素質コンドライトには母天体上で水質変成を受けたものが存在し, 含水鉱物や炭酸塩, 硫酸塩などを含む. 炭酸塩は微量元素として Mn を含み, 短寿命放射性核種である ^{53}Mn を用いた年代測定を適用することができる. 本研究では, 隕石母天体の形成とその後の変成のタイムスケールを調べることを目的に, 炭素質コンドライトに属する CM コンドライト中の炭酸塩に対し年代測定を行い, その形成年代を求めた. 分析した4つの隕石について, 炭酸塩の形成年代はすべて一致し, 現在から45億6340(+40/-50)万年前ということが分かった. この結果に基づいて, 小惑星形成の時期と継続時間について議論する.

1. はじめに

1.1 隕石中の炭酸塩

始原的隕石である炭素質コンドライトには, 程度の差はあるが, 広範囲にわたって水質変成の痕跡がみられる [1]. 特に CI, CM, CR コンドライトといった隕石グループは, 層状ケイ酸塩(サーペンティンなど)や酸化物(マグネタイトなど), 炭酸塩や硫酸塩などの二次鉱物を含み, その影響は顕著である. このことは, 炭素質コンドライトの母天体(反射スペクトルの比較から, C型小惑星だと考えられている [2])において, 地質学的進化・表層環境変遷に水と岩石の反応が重要な役割を果たしてきたことを示す.

水質変成によって生じた二次鉱物は隕石母天体の進化・変遷の記録をとどめており, 形成した年代を調べることで, 小惑星の形成や変成の年代を明らかにすることができる. この点で, プライマリーな情報を保持するコンドロールや難揮発性包有物(CAI)の形成年代(例えば [3], [4])とは年代の意味が異なる. このような太陽系最初期に起こった出来事の年代を高時間分解能で明らかにしようとするとき, 短寿命放射性核種を

用いた年代測定は非常に有効である. そこで本研究では, CM コンドライトに含まれる炭酸塩に対して二次イオン質量分析計(SIMS)を用いた ^{53}Mn - ^{53}Cr 年代測定(半減期370万年)を行った. 短寿命放射性核種を用いた年代測定の原理は1.2節で詳しく述べる. 短寿命放射性核種を用いた年代測定法は様々なものが現在までに考案されているが [5], それらはあらゆる鉱物について適用できるわけではなく, 実質的に年代測定できる鉱物はかなり限定されている. 隕石中の炭酸塩は一般に微量元素として Mn を含むため, ^{53}Mn - ^{53}Cr を適用して高精度で年代が決定できる数少ない鉱物の一つである. また, 隕石中の炭酸塩はその酸素同位体 [6], 炭素同位体 [7] などから形成したときの温度が推定されており, 0-20 °C 程度だと考えられている. この情報は炭酸塩の形成年代が求められた際, その時の隕石母天体の温度がおよそ室温くらいであったことを示唆し, 母天体の熱史を考えるうえで非常に重要である.

1.2 ^{53}Mn - ^{53}Cr 年代測定

^{53}Mn は電子捕獲により半減期370万年で ^{53}Cr に壊変する放射性核種である. この核種は太陽系形成時に存在していたという証拠があるが [8], 370万年という半減期は太陽系の年齢より十分に短く, 現在では検出可能なレベルで太陽系物質中には残っていない. しかし, もし ^{53}Mn がまだ存在していた時期にある物質が形成

1. 東京大学 大学院理学系研究科
2. 東京大学 大気海洋研究所
fujiya@eps. s. u-tokyo. ac. jp

し、その物質内で同位体的に閉鎖系になった場合、放射同位体 ^{53}Mn が壊変した先の安定同位体 ^{53}Cr の存在度に変化が生ずる。すると、閉鎖系になった時点でのCr同位体比、すなわちCr同位体比の初生値($^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$)₀と比べ過剰に存在する ^{53}Cr の存在量を測定することで、その物質が形成した当時の ^{53}Mn の初生値($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀を求めることができる。過剰 ^{53}Cr の大きさは、その物質のMn/Crに比例する。Crに比べてMnが多ければ、もともと存在していた ^{53}Cr に比べて壊変起源の ^{53}Cr の量が多くなるからである(式1)。

$$\frac{^{53}\text{Cr}}{^{52}\text{Cr}} = \left(\frac{^{53}\text{Cr}}{^{52}\text{Cr}} \right)_0 + \frac{^{55}\text{Mn}}{^{52}\text{Cr}} \times \left(\frac{^{53}\text{Mn}}{^{55}\text{Mn}} \right)_0 \dots \textcircled{1}$$

ここで、 $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ 、 $^{55}\text{Mn}/^{52}\text{Cr}$ は現在の分析値、($^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$)₀、($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀は物質が閉鎖系になった時点での値(初生値)である。

実際に($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀を調べる際には、同時期に閉鎖系になったと考えられる複数の物質(化学組成が異なる鉱物)について $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ 、 $^{55}\text{Mn}/^{52}\text{Cr}$ を測定し、得られたデータを $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ vs. $^{55}\text{Mn}/^{52}\text{Cr}$ のグラフにプロットする(図1)。すると、式1により、同時期に閉鎖系になった物質の分析データは直線上にプロットされ、その傾きが($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀に対応する。この直線のことをアイソクロンという。このようにして($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀を求めることができれば、異なった時

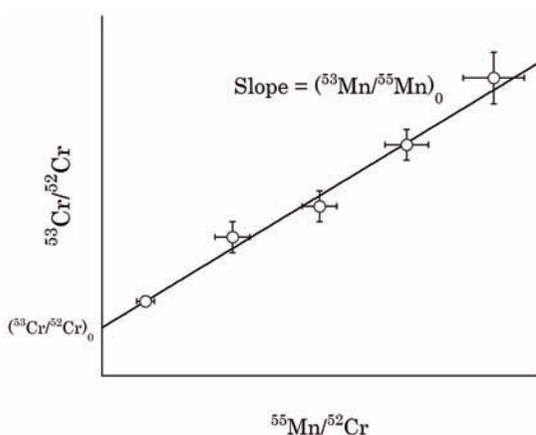


図1: アイソクロンの概念図。横軸に $^{55}\text{Mn}/^{52}\text{Cr}$ 、縦軸に $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ をとると、同時期に閉鎖系になったと考えられる物質の分析データは直線上にプロットされる。この傾きから ^{53}Mn の初生値($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀が求まる。グラフのy切片は、閉鎖系になったときの $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ の値を表す。

期に閉鎖系になった物質間で($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀を比較することで、閉鎖系になった時間の差(相対年代)を求めることができる。これが、短寿命放射性核種を用いた年代測定の原理である。ここで、短寿命放射性核種を用いた年代測定はその性質上、測定対象となる物質が現在より何年前に形成した、という絶対年代を求めることができないということに注意されたい。もし絶対年代を求めたい場合は、 ^{53}Mn の初生値($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀と絶対年代がともに精度よく測定されている試料(一般にanchorという)と比較する必要がある。 ^{53}Mn - ^{53}Cr 年代測定の場合、通常anchorにはLEW86010あるいはD'Orbignyというアングライト(エコンドライトの一種)を用いる。本稿内の絶対年代はすべてLEW86010をanchorにして計算してあり、LEW86010の($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀とPb-Pb年代測定法による絶対年代はそれぞれ($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀ = (1.25 ± 0.07) × 10⁶ [9], 4558.55 ± 0.15 Ma [10]と求められている(Maは100万年前を意味する)。

1.3 先行研究で得られた炭酸塩の年代

この節では現在までに先行研究で報告されたCMコンドライトに含まれる炭酸塩のMn-Cr年代を概観してみる[11-14]。図2に報告されたデータがまとめてあり、それぞれの点が異なる隕石の炭酸塩に対応する。横軸は炭酸塩の絶対年代を、縦軸はそれぞれの隕石が受けた水質変成の度合いを表しており、上から下に向かって水質変成をより受けていることを示す(CM～の数字が水質変成度を表し、この数字が小さいほど激しく水質変成を受けている)。また、anchorであるLEW86010アングライトと、CAIのPb-Pb年代[4]も一緒にプロットしてある。CAIは一般に太陽系物質でもっとも古い形成年代を示し、その年代は太陽系そのものの年代とみなされている。なお、炭酸塩のデータはすべてSIMSを用いて得られたものである。

さて、このグラフを見て気付くことが数点ある。まず1つ目に、炭酸塩の年代でCAIよりも古いものが存在する。これは一般に考えられている惑星形成論、太陽系物質の進化とは矛盾する。なぜならば、炭酸塩は隕石母天体内での水質変成によって結晶化したものと考えられており、その年代は母天体が形成した年代よりも若く、その材料の一部であったであろうCAIよりも当然若いはずだからである。

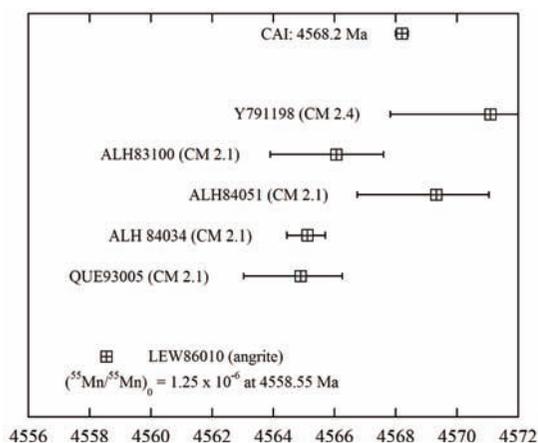


図2: 現在までに報告されているCMコンドライト中の炭酸塩の ^{53}Mn - ^{55}Cr 年代. LEW86010のanchorを用いて相対年代を絶対年代に焼き直してある. LEW86010は ^{53}Mn - ^{55}Cr 年代測定の際通常anchorとして用いられるアングライトで, Pb-Pb年代と ^{55}Mn の初生値($^{55}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀がともに精度よく決まっている(本文参照). CAIのPb-Pb年代は太陽系の形成年代に等しい.

2つ目に, 炭酸塩の年代に, 600万年ほどの幅がある (de Leuw et al., 2009 [13]) は変成度と相関していると主張しているが, これまでに年代が測定された隕石はCM 2.1がほとんどであり, 水質変成の度合いはほぼ等しい). これはCMコンドライト母天体における水質変成の熱源を考えると, やや奇妙な結果である. 水質変成は小惑星が形成する際に取り込まれた氷が何らかの熱源によって融解し, その結果生じた水と岩石が反応して起こる. その熱源として最も寄与するのがケイ酸塩鉱物の主成分であるAlの放射性同位体, ^{26}Al (半減期: 73万年) の壊変エネルギーによる熱である [15]. 先に述べたように, 炭酸塩の形成した温度はおよそ室温くらいであり, 熱源の半減期の短さを考えれば年代値がそれほど幅をもつということは考えづらい.

我々は上記の点に着目し, このような結果はSIMSによる分析上の問題に起因すると考えた. SIMS分析では装置内で異なる同位体間, 元素間で分別が起こる. 特に, 元素間の分別は数倍のレベルで起こる. これは, 元素によって装置の感度が異なるためである. この効果を補正するために, 得られた元素比(^{53}Mn - ^{53}Cr 年代測定の場合は $^{55}\text{Mn}/^{52}\text{Cr}$)を, 元素組成既知の標準試料を分析した値で規格化しなくてはならない. この規格化定数($^{55}\text{Mn}/^{52}\text{Cr}$)_{measured} / ($^{55}\text{Mn}/^{52}\text{Cr}$)_{true}のことを相対感度係数という. このとき, 分別の程度は分析対象

とする物質の鉱物, 化学組成に依存する. この効果をマトリクス効果という. したがって, 炭酸塩の ^{53}Mn - ^{53}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を準備する必要がある.

しかしながら, 先行研究ではこの分別の補正が正しく行われていない. なぜならば, Mn/Crを精度よく分析できるほど十分Crを含有する炭酸塩が天然には産出せず, 適切な標準試料を準備できないからである. そのため, やむをえずアメリカ・アリゾナ州産のサンカルロス・オリビンで代用していることがほとんどである. これは, 前節で説明したアイソクロン(図1)において, データの横軸の値が正確に決まっていないことを意味する. もしこの値が系統的にエラーを含んでいるとすると, グラフの傾きに相当する ^{53}Mn の初生値($^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$)₀の見積もり, そして年代値の見積もりも当然誤りを含むことになる.

以上のような状況を踏まえ, 本研究ではCMコンドライト中の炭酸塩の ^{53}Mn - ^{53}Cr 年代測定を行うとともに, マトリクス効果補正のための標準試料を準備した. 具体的には, Mn, Crをドープしたカルサイト(方解石: CaCO_3)を実験室で合成し, それを用いてMn/Crの相対感度係数を評価した. 本研究により, 隕石中の炭酸塩に対して不確定性の小さい ^{53}Mn - ^{53}Cr 年代が求まり, 小惑星の形成とその変成についてより詳細な年代情報が得られることが期待される. さらに, 炭酸塩の年代がCAIの年代よりも古くなってしまいう矛盾が解決され, 他の年代測定の結果と調和的な確固たる初期太陽系年代学を構築することを目指す.

2. 試料と分析手法

隕石試料はCMコンドライトに属するMurchison (CM 2.5), Y791198 (CM 2.4), ALH83100 (CM 2.1), Sayama (CM 2.1)を準備した. 水質変成度が異なる試料を分析することで, 先行研究から示唆されるような年代と変成度の関係を確認することができる. また, Y791198とALH83100に関しては炭酸塩の年代が先行研究で報告されているので, それらと比較することで, 本研究で合成した炭酸塩標準試料の効果を確かめることができる.

隕石試料は, 直径1/2あるいは1インチのガラスディスクにエポキシ樹脂を使用して貼り付けた. 樹脂が

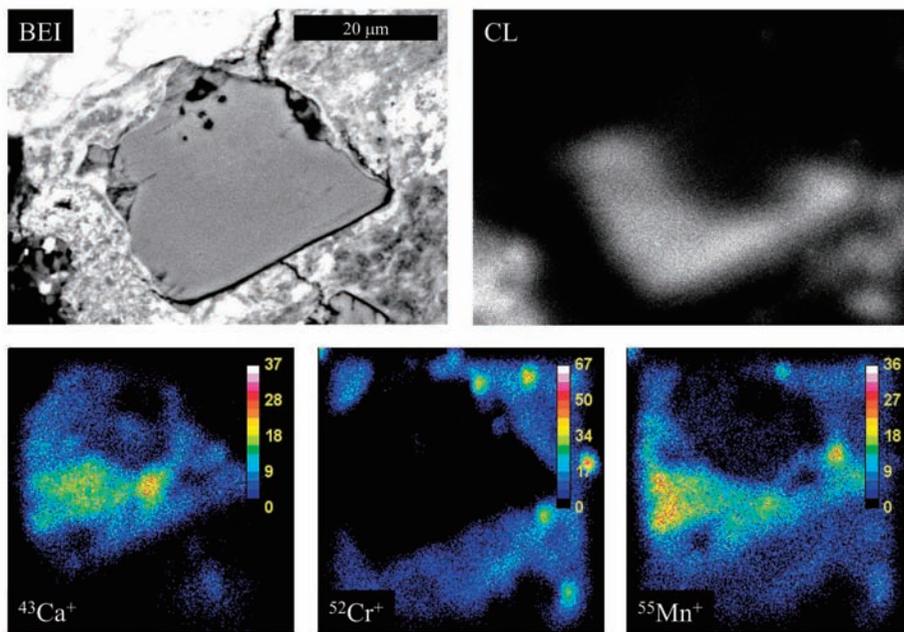


図3：Murchisonに含まれるカルサイトの電子顕微鏡(SEM)像(上)とNanoSIMSによるイオン像(下)。SEM像は左が反射電子像(BEI)，右がカソードルミネッセンス(CL)像。CLは微量元素の分布を調べる際に有効な手段とされる。SEM像のスケールバーは20マイクロメートル。イオン像の視野は50 x 50マイクロメートル。CL像およびイオン像から、元素組成は均質ではなくゾーニングがあることがわかる。

硬化した後、厚さが100マイクロメートル程度になるように隕石を切断した。その後アルミナ研磨粉を用いて表面を研磨し、最終的に粒径0.25マイクロメートルのダイヤモンドペーストで仕上げた。表面には炭素蒸着を施し、電子顕微鏡観察や同位体分析の際、試料表面がチャージアップするのを防いだ。

炭素蒸着を施した試料は、まず走査型電子顕微鏡(SEM)を用いて表面を観察し、ターゲットとなる炭酸塩を探した。また、発見した炭酸塩に対して、エネルギー分散型X線分光(EDS)を用いて炭酸塩の化学組成、特にMnの存在量を調べ、カソードルミネッセンス(CL)を用いてMnなど微量元素の分布の観察を試みた。図3にMurchison隕石中に見つかったカルサイトの反射電子像(BEI)、CL像、NanoSIMS(後述)によるイオン像を示す。Murchison隕石ではカルサイトが主な炭酸塩鉱物である。典型的な粒子サイズは30マイクロメートルほどであり、Mnを最大0.7重量パーセントほど含む。また、CL像からはカルサイトにゾーニングが見られ、 $^{55}\text{Mn}^+$ および $^{43}\text{Ca}^+$ のイオン像と強度分布がよく一致していた。これはY791198中のカルサイトにも共通の特徴である。このように、CL像

はMnが濃集している領域を調べるために効果的であり、年代測定に適した粒子を容易に探し出すことができる。Y791198も同様にカルサイトが主な炭酸塩であるが、ALH83100とSayamaはドロマイト(苦灰石： $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)が主な炭酸塩であった。Mnの含有量は概してドロマイトのほうが多く、Sayamaに含まれるドロマイトは最大1.4重量パーセントのMnを含んでいた。

炭酸塩の標準試料は以下の手順で準備した[16]。まずフラスコ中で NH_4Cl 、 $\text{CaCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{MnCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{Cr}_2(\text{CH}_3\text{COO})_4 \cdot (\text{H}_2\text{O})_2$ 、 $\text{N}_2\text{H}_4 \cdot 4\text{HCl}$ 、 CH_3COONa の水溶液を調整した。フラスコに連結した試験管に $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ を入れ、発生した二酸化炭素およびアンモニアを水溶液に導いた。 $\text{CaCl}_2 + (\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{CaCO}_3 + 2\text{NH}_4\text{Cl}$ の反応により水溶液中には炭酸カルシウムの粒子が沈殿し、この粒子にはMnとCrが含まれている。この炭酸カルシウムの粒子は後方散乱電子回折(EBSD)によりカルサイトの多結晶であることが確認された。典型的な粒子サイズは300マイクロメートル程度であり、MnとCrの存在量はそれぞれ0.7、1.1重量パーセント程度であった。この合成した粒子

は隕石試料と全く同様にエポキシに埋め込み, 表面を研磨した後, 炭素蒸着を施した。

SIMSによる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)を用いて行った。カルサイトの標準試料と隕石中の炭酸塩に対して, 16 kVで加速した O^- イオンの一次イオンを電流値1 nAに調整し, 試料表面に照射した。一次イオンビームの直径は約5マイクロメートルである。次に, 発生した二次イオンを8 kVで引き出した後 $^{43}Ca^+$, $^{52}Cr^+$, $^{55}Mn^+$ を扇状磁場で質量分析し, 3つの二次電子増倍管で同時検出した。その後磁場の強さを変えて, $^{53}Cr^+$ を $^{52}Cr^+$ と同一の二次電子増倍管を用いて検出した。分析はこの一連の流れを150サイクル繰り返し, 分析時間は1サイクル当たり最初の磁場($^{43}Ca^+$, $^{52}Cr^+$, $^{55}Mn^+$)が2秒, 次の磁場($^{53}Cr^+$)が5秒である。隕石中の炭酸塩に対しては粒子サイズに応じて複数のスポットを分析したものもある。図3のイオン像は一次イオンビームを電流値20 pA, 直径1マイクロメートル以下に絞り, 試料表面を走査して, 元素の二次元的分布を調べたものである。

合成したカルサイトの標準試料はNanoSIMSで分析した後, 電子線マイクロアナライザ(EPMA)によってMn/Crの元素比を求め, NanoSIMSで得られた $^{55}Mn^+ / ^{52}Cr^+$ と比較して相対感度係数を評価した。合成カルサイトには1つの粒子内にMn/Cr比で約10%程度の不均一性が存在するため, NanoSIMSで分析したスポットの周囲をEPMAで分析した。EPMA分析では加速電圧15 kV, 電流値12 nAの電子線を用いた。電子を照射することによる試料表面のダメージを避けるため, ビームを直径約20マイクロメートルにデフォーカスし, スポット1点につき分析時間は1分に制限した。

隕石の分析で得られた $^{53}Cr / ^{52}Cr$, $^{55}Mn / ^{52}Cr$ は合成したカルサイトの値で規格化した。隕石中の炭酸塩は通常 Cr^+ のカウント数が非常に少ないため($^{52}Cr^+ \sim 1$ cps), 増倍管のノイズを補正する必要がある。ノイズは検出器の直前にあるデフレクターの電圧を -10 Vずらし, イオンを検出器に入れない状態で計数して見積った。データにつける誤差は得られたシグナルのPoisson分布および標準試料の分析値の再現性に基づいて計算した。得られたデータは $^{53}Cr / ^{52}Cr$ vs.

$^{55}Mn / ^{52}Cr$ のグラフにプロットした後, 各データについて縦軸, 横軸両方の誤差を加味し, York法[17]によって傾きとその誤差を見積もった。

3. 結果と考察

Mn, Crを含んだカルサイト標準試料に対してMn/Cr相対感度係数($(^{55}Mn / ^{52}Cr)_{SIMS} / (^{55}Mn / ^{52}Cr)_{EPMA}$)を求めたところ, 0.63 ± 0.04 (2σ)であった。また, 先行研究において標準試料として代用されていたサンカルロス・オリビンも分析したところ, 相対感度係数は 0.95 ± 0.02 であった。オリビンの相対感度係数は先行研究のそれと一致しており(例えば[18]), 合成カルサイトと比べて約1.5倍大きな値を示した。このことは, もしオリビンを標準試料として代用して $^{55}Mn / ^{52}Cr$ の較正を行った場合, 炭酸塩の標準試料を用いた場合に比べて値が2/3倍になってしまうことを示す。つまり, 先行研究で得られたアイソクロンは横軸の値が2/3倍に縮小されている可能性があり, グラフの傾きは見かけ上1.5倍の値になる。式1によるとグラフの傾きが1.5倍になれば($^{53}Mn / ^{55}Mn$)₀の値も1.5倍になり, ^{53}Mn の半減期370万年を考慮すると年代は約220万年古くなってしまふ。

次に隕石の分析結果について述べる。4つの隕石(Murchison, Y791198, ALH83100, Sayama)に含まれる炭酸の形成年代はそれぞれ4562.6 (+1.4/-1.9) Ma, 4563.9 (+1.1/-1.3) Ma, 4562.8 (+0.8/-1.0) Ma, 4563.9 (+0.6/-0.7) Maであった。それぞれの隕石について求められた($^{53}Mn / ^{55}Mn$)₀の値は, LEW86010隕石のPb-Pb絶対年代および($^{53}Mn / ^{55}Mn$)₀の値を用いて絶対年代に対応させている。年代はすべて誤差の範囲内で一致し, 平均4563.4(+0.4/-0.5)Maであった。これはCAI形成から約500万年後に相当する(図4)。

本研究で得られたデータは以下に述べる非常に重要なことを示唆している。一つ目に, 本研究では先行研究のデータと比べて若い年代が得られている。特に, Y791198とALH83100については先行研究で年代が報告されているが, それらと比較して有意に年代が若い。これは炭酸塩の標準試料を用いて $^{55}Mn / ^{52}Cr$ のデータを正しく較正した結果であると解釈できる。ALH83100に関しては, オリビンとカルサイトのMn/Cr相対感度係数の違いを補正すれば, 先行研究[13]と

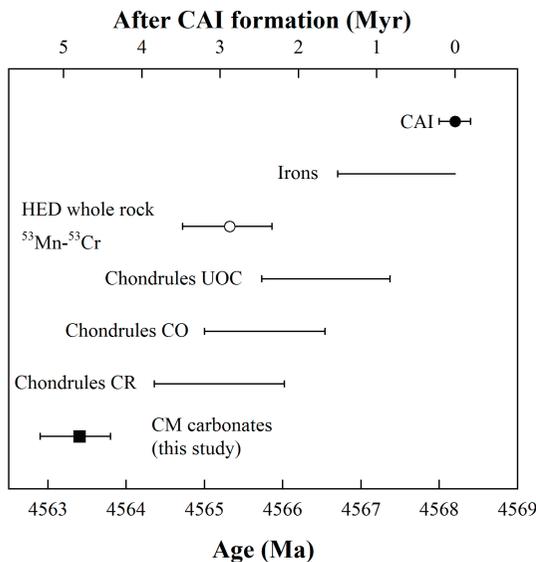


図4：本研究で得られたCMコンドライト中の炭酸塩の⁵³Mn-⁵³Cr年代。本研究で得られた炭酸塩の形成年代は概して先行研究のものより若い。この結果は先行研究でコンドライトおよびエコンドライトから得られた年代情報と合わせて、小惑星の形成がCAI形成後から400万年は継続していたことを示唆する。

本研究で得られた年代は誤差の範囲で一致する。しかしY791198に関しては、先行研究[12]と本研究で得られた年代はMn/Cr相対感度係数の差を補正しても一致しない。この原因は現在のところ不明であるが、少なくとも本研究によってY791198の炭酸塩はCAIよりも古い形成年代を示す、という結果は否定された。そもそもCAI形成後すぐに小惑星が形成してしまうと、含まれている²⁶Alの壊変エネルギーによる発熱であつという間に天体は溶けてしまい、コア・マントルに分化した天体になってしまう[19]。おそらくエコンドライトと呼ばれる分化隕石はそのような天体から飛来したものであろう。したがって、始原的隕石であるCMコンドライト中の炭酸塩が4563.4 Maに結晶化したというのはその意味でもっともらしく、炭酸塩の標準試料を用いて⁵⁵Mn/⁵²Crのデータを正しく較正すれば、矛盾のない、他の年代測定とも調和的な年代が得られる。

二つ目に、本研究で得られた年代値は水質変成の度合いに関わらずすべて4563.4 Maで一致している。これは先行研究で報告された年代データが約600万年の幅をもつことと対照的な結果である。しかし先に述べ

たように、異なる隕石で炭酸塩の形成年代が一致することは、水質変成の熱源である²⁶Alの半減期が73万年と短いこととむしろ整合的であろう。

以下では本研究で得られた年代と他のコンドライトグループおよびエコンドライトから得られている年代情報とを関連づけて、初期太陽系における小惑星の形成期間について論じてみたい(図4)。

様々な隕石の中で、エコンドライトと呼ばれる隕石は火成岩の組織を示し、分化した天体を起源にしている。また、一部の鉄隕石はそのような天体のコアを起源にしている。天体が溶融するための放射性熱源は²⁶Alであり、その半減期から分化隕石の母天体は太陽系形成後、つまりCAI形成後130万年以内に集積しなければならない[19]。一方、鉄隕石のW同位体組成からは母天体内でのコア・マントル分離の時期が推定されており、CAI形成後150万年以内に分離が起こったとされる[20]。HED隕石と呼ばれる隕石グループはその反射スペクトルから小惑星Vestaに類似する天体を起源にしていると考えられており、様々なHED隕石に対して⁵³Mn-⁵³Cr全岩アイソクロンが求められている。この年代はマントル内に存在するHED隕石のリザーバー間でMnとCrが分別した年代を表すと解釈され、その年代は4565.6 Ma (CAI形成から約300万年後)である[9]。以上のように、少なくとも一部の小惑星はCAI形成後百数十万年以内に形成し、まだ多量に存在していた²⁶Alを熱源として大規模溶融、コア・マントル分化を経験したのである。

一方、天体内の温度がそれほど上昇せず、大規模な溶融を経験しなかった始原的な小惑星はいつ形成されたのであろうか。コンドライトはそのような始原的な小惑星を起源にしており、コンドルールやCAIといった太陽系星雲で形成された物質を含んでいる。コンドライトの中でも非平衡普通コンドライト(UOC)やCO、CRタイプの炭素質コンドライトなど熱・水質変成をあまり受けなかった隕石に対しては、含まれているコンドルールの²⁶Al-²⁶Mg年代が報告されている[21]。それによるとUOCやCOコンドライトのコンドルールとCAIの形成年代差は200万年程度であり、CRコンドライトのコンドルールはそれよりやや若い。コンドライト母天体はコンドルール形成後まもなく集積したと考えられるため[21]、少なくともコンドルールの年代が求められているようなUOC、CO、CRコンド

ライトの母天体はCAI形成後200万年以降に形成し、 ^{26}Al の熱源による加熱をあまり受けなかったのであろう。しかしながら、あくまでコンドロールの年代が求められているコンドライトに限っての話であって、熱・水質変成を受けてコンドロールの ^{26}Al - ^{26}Mg 年代がリセットされてしまったようなコンドライトはその限りではない。

そして、水質変成の度合いが比較的激しいCM, CIタイプの炭素質コンドライトに関しては、本研究で分析したような変成による二次鉱物が母天体の集積とその後の変成のタイムスケールについて情報を与える。CMコンドライト中の炭酸塩は水質変成の早い段階で形成し[22]、そのときの温度は室温程度であったと考えられる[6, 7]。本研究で得られた炭酸塩の形成年代はCAI形成後500万年であるため、母天体の形成はCAI形成後400万年ほどだったのであろう。 ^{26}Al はそのころにはほとんど壊変してしまっていて、CAI形成時の1/50程度しかない。そのため、母天体はあまり加熱されなかったのである。

このように、最新の初期太陽系年代学の結果は、分化した小惑星が形成した後に始原的な小惑星が形成した、という結論を導く。これは、一見不可解な結論のように思われるかもしれない。なぜならば、分化した天体ももともとは始原的な材料物質からできているに違いないからである。おそらく、分化した小惑星が集積した場所は太陽に近く、微惑星の面密度が大きいいため、小惑星は短時間に集積してまもなく溶融してしまったのであろう[23]。一方、太陽からの距離が遠い場所ではそれより後に小惑星が集積し、あまり温度が上がらなかったため始原的な特徴を保持していると考えられる。このように太陽から遠い場所に始原的な小惑星が形成されることは、観測からわかっている小惑星のタイプの空間分布とも整合的である。

以上のように考えると、小惑星の形成時期とその分化あるいは変成との関係は、熱源である ^{26}Al の存在量という観点から整合的に説明することができる。そして、現在までに得られている年代情報を総合すると、初期太陽系において、小惑星の形成は少なくともCAI形成後400万年程度は継続していたことがわかる。今後、分析技術の進歩に伴ってより高精度な年代情報が飛躍的に増えていくことが期待される。コンドロールやCAIといった太陽系星雲中で形成した物質のみならず、

コンドライト中の二次鉱物やエコンドライトの詳細な分析により、隕石母天体の集積とその進化についてより一層の知見を得ることができるであろう。

4. まとめ

4種類のCMコンドライトに含まれる炭酸塩に対して ^{53}Mn - ^{53}Cr 年代測定を行った。適切な標準試料を用いて分析を行った結果、4つの隕石に含まれる炭酸塩は4563.4(+0.4/-0.5)Maという形成年代を示した。これは先行研究と比べて有意に若い年代であり、水質変成の熱源である短寿命放射性核種 ^{26}Al の存在量と整合的である。本研究によって不確定性の小さい炭酸塩の形成年代が求められたことで、隕石母天体の分化・変成の程度とその形成時期との関係は ^{26}Al の存在量という観点から整合的に説明できることがわかった。現在までに報告されているエコンドライトとコンドライトに関する年代情報から、小惑星の形成は少なくともCAI形成後400万年程度まで継続していたことが明らかになった。

謝辞

本稿の査読者である横山哲也博士(東京工業大学)には多くの的確なコメントをいただきました。Sayama隕石のサンプルは米田成一博士(国立科学博物館)、中村智樹博士(東北大学)に提供していただきました。本稿の内容について、比屋根肇博士(東京大学)には大変有益なアドバイスをいただきました。本稿を執筆する機会を与えてくださいました橘省吾博士(東京大学)にこの場をお借りして御礼申し上げます。

参考文献

- [1] Brearley, A. J., 2006, in *Meteorites and the Early Solar System II*, 587.
- [2] Tholen, D. J., 1989, in *Asteroids II*, 1139.
- [3] Kurahashi, E. et al., 2008, *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 3865.
- [4] Bouvier, A. and Wadhwa, M., 2010, *Nature Geosci.* 3, 637.
- [5] Kita, N. T. et al., 2005, in *Chondrites and the*

Protoplanetary disk, 558.

- [6] Clayton, R. N. and Mayeda, T. K., 1984, *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 151.
- [7] Guo, W. and Eiler, J. M., 2007, *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 5565.
- [8] Birck, J. L. and Allègre, C. J., 1985, *Geophys. Res. Lett.* 12, 745.
- [9] Lugmair, G. W. and Shukolyukov, A., 1998, *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 2863.
- [10] Amelin, Y. 2008, *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 221.
- [11] Endress, M. et al., 1996, *Nature* 379, 701.
- [12] Brearley, A. J. and Hutcheon, I. D., 2002, *Meteorit. Planet. Sci.* 65, #5185.
- [13] de Leuw, S. et al., 2009, *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 7433.
- [14] Tyra, M. A. et al., 2009, *Lunar Planet. Sci.* 40, #2474.
- [15] Urey, H. C., 1955, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 41, 127.
- [16] Sugiura, N. et al., 2010, *Geochem. Journal* 44, e11.
- [17] Ludwig, K. R., 2003, in *Berkeley Geochronology Center Special Publication* 4, 1.
- [18] Hoppe, P. et al., 2007, *Meteorit. Planet. Sci.* 42, 1309.
- [19] Hevey, P. J. and Sanders, I. S., 2006, *Meteorit. Planet. Sci.* 41, 95.
- [20] Qin, L. et al., 2008, *Earth Planet. Sci. Lett.* 273, 94.
- [21] Krot, A. N. et al., 2009, *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 4963.
- [22] Zolensky, M. E. et al., 1989, *Icarus* 78, 411.
- [23] Ghosh A. et al., 2006, in *Meteorites and the Early Solar System II*, 555.

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(TIMS)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

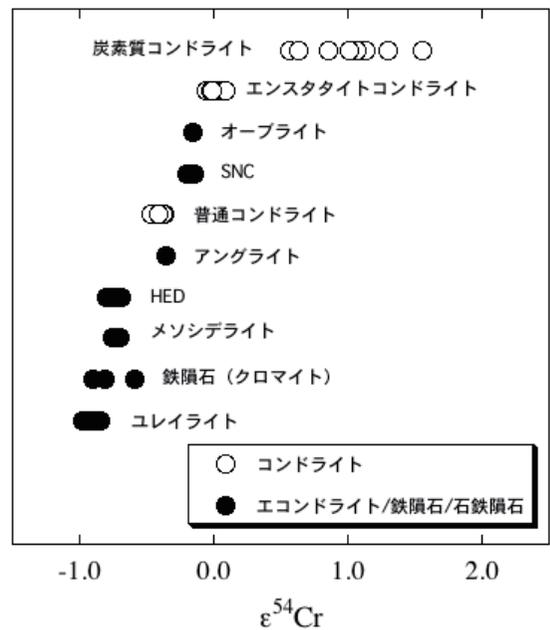


図1: コンドライト, エコンドライト, 石鉄隕石、鉄隕石の $\epsilon^{54}\text{Cr}$ 値。データは[12, 20]より引用。

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法で求めている[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枠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

特集「初期太陽系物質科学の最前線」

高精度・微小領域酸素同位体局所分析の取り組み

牛久保 孝行¹

2010年7月12日受領, 2010年11月3日受理.

(要旨) 二次イオン質量分析計はミクロンスケールの微小な試料の同位体比分析が可能である。ウィスコンシン大学では、二次イオン質量分析計を用いた酸素同位体比分析の高精度化に取り組み、約15ミクロン径のイオンビームを用いて $\pm 0.2\%$ 、約2ミクロン径のイオンビームを用いて $\pm 1\%$ の分析精度(いずれも標準試料分析値の分散, 2SD)を達成した。これらの分析法を用いて、4億7千万年前の堆積岩から回収された隕石由来のクロマイトや、NASAのスターダスト探査機によってWild 2彗星から持ち帰られた彗星コンドリュールの酸素同位体比の特徴を明らかにした。

1. 初期太陽系物質の酸素同位体

酸素は太陽系で水素とヘリウムに次いで3番目に多い元素で、3つの安定同位体、 ^{16}O (99.76%), ^{17}O (0.04%), ^{18}O (0.20%)がある。酸素は難揮発性の酸化物や珪酸塩鉱物(例えば ZrO_2 , Al_2O_3 , Mg_2SiO_4 など)から有機物、揮発性の高い水(H_2O)や一酸化炭素(CO)まで、多様な物質に幅広い温度・圧力条件下で安定して存在する。そのため酸素は、原始太陽系星雲でのガス組成の変化や塵とガスとの反応、微惑星の集積後の熱変成や水質変成、惑星形成後の分化や表層環境の変化、といった太陽系の形成・進化の様々な過程に関わり、その度に太陽系物質の酸素同位体比組成は変化(多様化と均質化)を繰り返してきたと考えられる。初期太陽系物質の酸素同位体比を測定することで、その物質が形成した環境やその場に存在したガスや塵の酸素同位体比の痕跡を知ることができる。こうした情報は、太陽系の形成過程と太陽系物質の進化を理解するうえで、重要な手がかりにひとつになることが期待される。

初期太陽系物質の酸素同位体比組成の概略を図1に示す。酸素同位体比は標準海水(VSMOW)を基準とした千分率(‰)で表示される($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$)。殆どの地

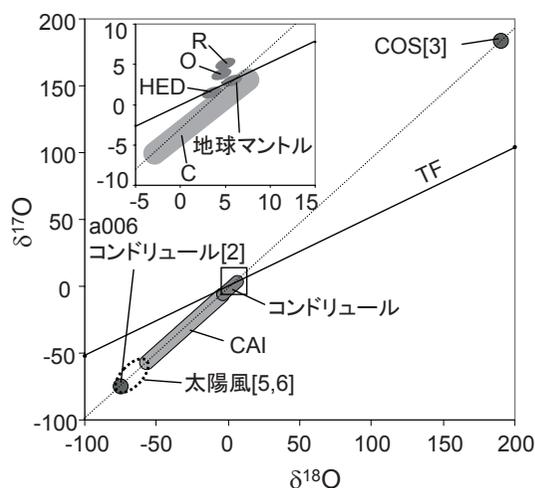


図1: 初期太陽系物質の酸素同位体組成の概略図。コンドライト隕石の包有物(コンドリュールやCAI, COSなど)は傾き約1の線の沿うようにして広い範囲に分布している。隕石母天体(微惑星)や地球や火星にも、小さいながらも有意な酸素同位体比の違いがあることが知られている。TF:地球物質の典型的な同位体比分別線(Terrestrial Fractionation line), R:Rコンドライト, O:普通コンドライト, C:炭素質コンドライト, HED:HED分化隕石。

球物質は典型的な傾き約1/2の同位体比分別線(Terrestrial Fractionation line; $\delta^{17}\text{O}=0.52 \times \delta^{18}\text{O}$)上に分布する。一方で、多くの地球外物質がTerrestrial Fractionation lineから外れた酸素同位体比組成を持つ

1. ウィスコンシン大学マディソン校
ushi@geology.wisc.edu

ことが知られている。地球外物質の Terrestrial Fractionation line からのずれの大きさを表す指標として $\Delta^{17}\text{O}$ 値 (= $\delta^{17}\text{O} - 0.52 \times \delta^{18}\text{O}$) が用いられることがある。始原始的なコンドライト隕石の小さな CAI (Ca や Al に富む包有物) やコンドリユール, Cosmic Symplectite (COS, 磁鉄鉱 (Fe_3O_4) と鉄ニッケル硫化物の微細結晶集合体) では、全体で 200% 以上の酸素同位体比の変動がみられ、しかも質量に依存した同位体比分別直線 (傾き約 1/2) とは明らかに異なる傾き 1 の線上に分布している。また、小惑星に由来する様々な隕石母天体や、地球や火星などの惑星の間にも酸素同位体比に僅かではあるが有意な違いがあることが知られている。太陽系物質の酸素同位体比の不均一性や分布がどのようにして形成されたのか、時間や空間分布がどうだったのか、理論・実験・分析の面から様々な議論がなされている [1]。

本稿では、アメリカ、ウィスコンシン大学の WiscSIMS Laboratory で行われている、二次イオン質量分析計 (SIMS) を用いた酸素同位体比局所分析法の精度向上のための取り組みと、初期太陽系物質へ適用した 2 つの例について紹介する。二次イオン質量分析計は、加速したイオン (一次イオン) を収束させて試料に照射することで試料表面の物質をはじき飛ばすようにしてイオン化 (二次イオン) し、質量分析を行う機器である (図 2)。セシウムイオン源 (Cs^+) と酸素イオン源 (O^+) を使い分けることで、陽イオン化しやすい物質 (例えばマグネシウムやカルシウム) と陰イオン化しやすい物質 (例えば酸素や炭素) の両方とも分析できる

ことや、イオンビームを絞ることで 10 ミクロン前後の領域の同位体比や微量元素濃度の分析ができることから、コンドライト隕石の包有物など、小さな試料やミクロンスケールで大きな同位体比の不均一が予想される試料などの研究に用いられている。特に初期太陽系物質の酸素同位体比の研究において、二次イオン質量分析計の果たした役割は極めて重要である。図 1 における傾き 1 の分布の両端である極めて ^{16}O に富む a006 コンドリユール ($\delta^{18}\text{O} \sim \delta^{17}\text{O} \sim -75\%$) [2] や太陽系の始原始的な水の酸素同位体比組成 ($\delta^{18}\text{O} \sim \delta^{17}\text{O} \sim 180\%$) を反映していると考えられる COS の発見 [3,4]、太陽風の酸素同位体比分析 [5,6]、太陽系物質の素材となったであろう珪酸塩プレソーラー粒子の発見 [7] 等、太陽系の形成を考える上で鍵となる物質の酸素同位体比は、二次イオン質量分析計により分析されたものである。しかも、これら重要な研究に多くの日本人研究者が関わっていることは特筆するに値する。

2. 一つ一つのデータを評価すること

ウィスコンシン大学の WiscSIMS Laboratory では、マルチ検出器を搭載した二次イオン質量分析計 CAMECA IMS 1280 (図 2(a)) を用いて、地球物質や地球外物質の同位体比や微量元素濃度分析を行っている。二次イオン質量分析計は U-Pb 年代測定や微量元素分析などに広く用いられてきたが、WiscSIMS では安定同位体 (酸素、炭素、硫黄、珪素など) の高精度分析技術に特化し、累帯構造を持つ鉱物試料のマикро

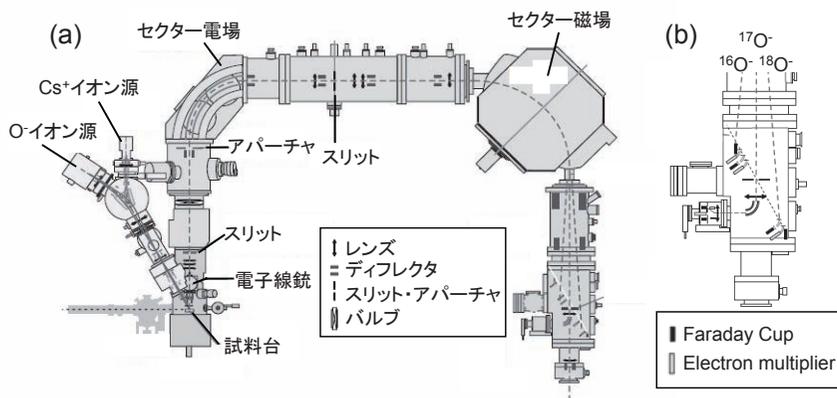


図2：(a)二次イオン質量分析計 (CAMECA IMS 1280) の概略図。
(b)検出器付近の拡大図。(8)から加筆修正)

スケールの同位体比の変動などを調べることで、地球科学や惑星科学の研究においてバルク分析では得られなかった新しい知見を得ることを目指している[8]。地球外物質の酸素同位体比分析では、3つの検出器を使用して酸素の3同位体イオン強度を同時に計測し、分析中の二次イオン強度の僅かな揺らぎの影響を最小限に抑えている(図2(b))。

初期太陽系物質では、微細な構造を持ち同位体比が均一でないことが予想されるものや、試料そのものがごく少量しかない場合がある。とりわけ、ミクロンスケールの分析を得意とする二次イオン質量分析計に期待されるのは、そうした“制約付き”の試料を分析することであろう。二次イオン質量分析計による分析は微小領域とはいえ破壊分析である。試料によっては複数のデータを取得し再現性を確認することが難しい場合も考えられるので、一つ一つのデータにどの程度の誤差があるのかを評価する必要がある。

珪酸塩や酸化物の酸素同位体比分析では、酸素イオンの生成量が多く十分な量のイオンを検出できるため、大抵の場合は、イオン検出数からくる統計誤差よりも、検出器のS/N比や感度の変化など分析器の安定性からくる変動の方が大きい。そこで、頻繁に標準試料を分析して分析器の状態を確認しつつ、未知試料の分析は前後の標準試料の分析値で規格化する方法を採用している[9]。例えば、(標準試料4分析)+(未知試料10分析)+(標準試料4分析)+(未知試料10分析)…という具合に分析を行う。一つ一つの未知試料分析データの不確定性には、未知試料分析の前後に行った標準試料分析値の分散(Standard Deviation, SD)を採用している。分散を分析回数の平方根で割った標準誤差(Standard Error of the Mean, SE)は、一つ一つのデータの不確定性の評価としてはふさわしくないと考えている。効率良く分析を行うため、未知試料と標準試料は一緒に埋めて研磨することを推奨しているが、薄片試料などそれができない場合には、標準試料の薄片を別に準備して交互に分析している。

二次イオン質量分析計の分析では、試料表面の形状や、試料ホルダーで試料がマウントされている位置によっても同位体比分析値にずれが出ることがある。このずれは、一箇所に埋めた標準試料を分析する限り決して認識されることがないので見過ごされがちである。様々なテスト分析の結果、標準的な1インチの試料ホ

ルダーを使う場合、標準試料と未知試料共に試料ホルダーの中心から半径5mm以内に埋め、表面の凹凸(たとえばエポキシと試料の段差)を数ミクロン以内に抑えれば、試料表面形状による同位体比分析値($\delta^{18}\text{O}$)のずれは、分析精度と同程度の $\pm 0.3\%$ の範囲内に収まることが確かめられている(詳しい要件やテスト分析の結果については[8,9]を参照していただきたい)。

また、高精度分析の要件に合うように準備された試料では、試料ホルダーを交換しても分析値にずれが出ないことを確認している[9]。未知試料と標準試料と一緒に埋めてあることが高精度分析の必須条件であると考え、無理をして標準試料を不適切な位置に埋めたり、試料表面に凹凸をつけたりしてしまうことは明らかに間違いである。

次に、こうした取り組みを踏まえ、筆者が分析技術開発を担当した2つの研究例について紹介する。

3. 隕石化石(Fossil Meteorite)の母天体の推定

まず、酸素同位体比の高精度分析に取り組んだ例として、古生代に地球に降着した地球外物質の起源に関する研究を紹介する。

スウェーデン南部の約4億7千万年前(古生代オルドビス紀)の石灰岩層から化石化した隕石が大量に発見された。隕石化石中に残されていたコンドリユールの形状や、変成されずに保存されていたクロマイト(FeCr_2O_4)粒子の大きさや主成分元素濃度などから、見つかった隕石化石は全てLコンドライトと推定された[10]。Lコンドライトとは普通コンドライトの一種で、H, L, LLの3つに分類されている。さらに、隕石化石が見つかったスウェーデン南部の石灰岩層のほか、同時期に堆積したと推定されるスウェーデン南部の別の石灰岩層や中国南部の石灰岩層に、隕石化石から見つかったクロマイトと良く似たクロマイトが濃集していることがわかった。このことは、約4億7千万年前に地球外物質の降着量が全球的に増大したことを示唆している[11]。石灰岩中のクロマイト粒子の殆どは、恐らく微隕石の形で降着したと考えられる。石灰岩中のクロマイト粒子の主成分元素組成や形状の分布は、隕石化石のものとはほぼ一致するが、一つ一つのクロマイト粒子がLコンドライト的かどうかを判断するのはきわめて難しい。しかし、酸素同位体組成の $\Delta^{17}\text{O}$ 値で

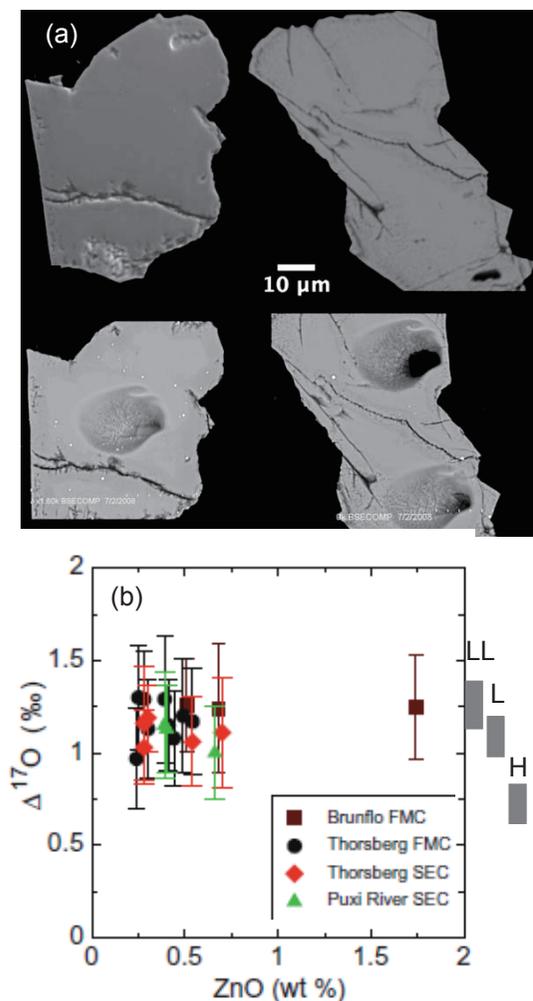


図3：(a)約4億7千万年前の石灰岩層から回収されたクロマイト粒子の走査電子顕微鏡写真。上段は酸素同位体比分析前、下段は酸素同位体比分析後の様子。右下の画像に示した粒子の上側の分析孔の分析では、分析中に試料を突き抜けてエポキシに到達してしまったため、データは破棄されている。(b)クロマイト粒子のZnO含有量と $\Delta^{17}\text{O}$ 値。欄外に3種類の普通コンドライト(H, L, LLコンドライト)の典型的な酸素同位体比の範囲を示す。クロマイト粒子は元素組成に若干の違いが見られたが、酸素同位体比はいずれもLコンドライトの酸素同位体比と調和的であった。FMC:隕石化石から回収されたクロマイト粒子(Fossil Meteorite Chromite grains), SEC:堆積岩から回収されたFMCと良く似た組成のクロマイト粒子(Sediment-dispersed Extraterrestrial Chromite grains)。([12]から加筆修正)

あれば、クロマイト粒子が結晶成長をした隕石母天体と同じ値を持つ可能性が高いことと、隕石母天体の種類ごとに特徴的な $\Delta^{17}\text{O}$ 値を持つ(例えば炭素質コンドライト(図1の記号C)なら $<0\%$ 、普通コンドライト(図

1の記号O)のH, L/LLならそれぞれ $\sim 0.7\%$ 、 $1.0 \sim 1.4\%$)ことから、クロマイト粒子の起源を推定できる可能性が高い。そこで、Philipp R. Heck博士らと協力し、個々のクロマイト粒子の酸素同位体比が全てLコンドライト的であるか、それとも多様な隕石母天体を起源に持つのかを、酸素同位体比を用いて検証する研究を行った[12]。

分析の標準試料にはレーザー・フッ素化法で酸素同位体比を求めた南アフリカ産クロマイト(UWCr-2, $\delta^{18}\text{O}=4.59 \pm 0.17\%$, 2SD)を用いた。分析した試料は、スウェーデン南部(Thorsberg)とスウェーデン中央部(Gärde)の石灰岩採石場で見つかった12個の隕石化石のクロマイト粒子、同じ採石場の石灰岩から回収されたクロマイト粒子、中国湖北省宜昌市近郊(Puxi River)の石灰岩層から回収されたクロマイト粒子(いずれも約4億7千万年前の地層のもの)のほか、比較として普通コンドライト(Hessle (H5), Guareña (H6), Ergheo (L5), St-Séverin (LL6))の研磨試料を作成し、研磨面で見つかったクロマイトを分析した。分析には直径約15ミクロン、強度5nA, 20kVに加速されたセシウムイオンビームを用いた。試料から出た酸素イオン(^{16}O , ^{17}O , ^{18}O)は、10kVに加速され、静電場と磁場を使って質量分別された後に別々のFaraday Cup検出器で同時に計測した。それぞれの分析点で ^{16}OH 分子イオンの強度を計測し、 ^{17}O イオンに対する ^{16}OH 分子イオンの補正が 0.5% を超えるデータは除外した(分析条件については[12]に詳しい)。また、分析点を走査型電子顕微鏡で観察し、大きな亀裂や包有物、エポキシを含む分析点のデータは除外した(図3(a))。

標準試料の分析の再現性は、 $\delta^{18}\text{O}$ で約 $\pm 0.3\%$ 、 $\Delta^{17}\text{O}$ 値で約 $\pm 0.2\%$ (共に2SD)であった。また、普通コンドライトのクロマイトの分析値は $\Delta^{17}\text{O}$ 値で $0.68 \pm 0.15\%$ (Hessle (H5)), $0.67 \pm 0.18\%$ (Guareña (H6)), $1.09 \pm 0.13\%$ (Ergheo (L5)), $1.24 \pm 0.10\%$ (St-Séverin (LL6))(誤差は複数分析データの2SE)で、全岩の文献値と誤差の範囲で一致した。以上から、クロマイトの酸素同位体比を分析することで少なくともHコンドライト($\Delta^{17}\text{O} \sim 0.7\%$)とL/LLコンドライト($\Delta^{17}\text{O}=1.0 \sim 1.4\%$)を有意に見分けられることが確かめられた[12]。

図3に隕石化石のクロマイト粒子(Fossil Meteorite Chromite, FMC)と石灰岩から回収されたクロマイト

粒子 (Sedimentary-dispersed Extraterrestrial Chromite, SEC) の $\Delta^{17}\text{O}$ 値を示す [12]. 分析前には, 4億7千万年間も石灰岩中に埋蔵されていたこと, クロマイト粒子の主成分元素組成 (主に FeO と ZnO) に若干ではあるが有意な違いが見られたことから, 変成作用によって元の酸素同位体比がみだされてしまっていることが懸念された. しかし, 組成の違いや産出地 (スウェーデン vs 中国), 産状 (隕石化石 vs 堆積岩) に関係なく分析した全てのクロマイト粒子が $\Delta^{17}\text{O}=1.0 \sim 1.3\%$ という値を示し, Lコンドライトの酸素同位体比と調和的であることがわかった. 以上から, (a) 4億7千万年前の石灰岩層から回収されたクロマイト粒子は元の酸素同位体比を保持している, (b) スウェーデンや中国の石灰岩層で確認されたクロマイト粒子の濃集は, Lコンドライト的な酸素同位体比を持つ地球外物質の降着量が一時的に増大したことを示している, と解釈している. これは, 約4億7千万年前に何らかの原因でLコンドライト母天体が破碎され, その時にできた大量の破片が速やかに地球領域まで運ばれ, 地球に大量に降着したという説を支持する結果となっている.

4. 彗星コンドリュールの酸素同位体比分析

4.1 極微小領域分析の取り組み

次に, 1~3ミクロンのセシウムビームを用いた極微小領域の酸素同位体比分析の取り組みを紹介する. 極微小領域の酸素同位体比分析は, 微細な層構造や結晶中の包有物, 粉末等の研究に対する期待が高く, 2006年から分析法の開発と改良に取り組んでいる. 1ミクロンよりも小さな構造や試料の分析には NanoSIMS という優れた分析機器があることから (NanoSIMS については, 例えば [13] や本特集号の [14] に詳しい), ウィスコンシン大学では, 直径1~3ミクロンのセシウムイオンビームを用いて1%の精度で酸素同位体比分析を行うことを目指して開発を行ってきた. 図4に地球の高度変成岩のジルコン (ZrSiO_4) の酸素同位体比を分析した際に, セシウムイオンによって削られてできた分析孔の断面写真を示す. 大きさ約 0.5×1.0 ミクロン (深さ約1ミクロン), 約2pAのセシウムイオンビームを用いて約24分間の分析を行い,

酸素2同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) で $\pm 2.0\%$ (2SD) の再現性を得た [15]. 現在は, 酸素2同位体比分析では 2×3 ミクロン, 約20pAのセシウムイオンビームを用い, 10分弱の分析で $\pm 0.7\%$ (2SD) の再現性を得るのが標準となっている [9].

初期太陽系物質の酸素同位体比を分析する場合, 地球物質のように Terrestrial Fractionation line 上に分布することが仮定できないので (図1), 酸素の安定同位体の中で最も存在量の少ない ^{17}O を含めた酸素3同位体比分析 (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) が必要となる. ^{17}O のイオンを十分な量検出するためには地球試料の酸素2同位体比分析 (^{16}O と ^{18}O) よりも強いセシウムイオンビームが必要であり, 極微小領域の分析が難しい. 地球試料の酸素2同位体比分析の経験に基づき, 極微小領域の分析技術を地球外物質の酸素3同位体比分析に応用する試みを初めて行ったのが, NASAのスターダスト探査機により回収された彗星コンドリュールの酸素同位体比分析であった [16,17]. これは中村智樹博士, 野口高明博士, 土山明博士らとの共同研究として行われた.

4.2 彗星コンドリュールを分析する

コンドリュールは主にオリビン ($(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$) やパイロキシン ($(\text{Mg,Fe,Ca})\text{SiO}_3$) 等の珪酸塩鉱物とガラスからなる直径数百ミクロン程度の球粒で, 火成岩的な組織と鉱物組み合わせを持つことから, 原始太陽系星雲内で珪酸塩が融解するほど加熱された後に急冷却してできたと考えられている. コンドリュールはコンドライト隕石に普遍的に, かつ大量に含有されていることから, 少なくとも現在の小惑星帯領域 (3~5天文単位) ではコンドリュールを形成した高温プロセスは頻繁に起きていたと考えられている. 一方で, 海王星よりも遠い軌道 (>30天文単位) を回る太陽系外縁天体が形成する領域では, コンドリュールを形成したような高温プロセスは起きなかったであろうと考えられている. そのため, 太陽系外縁天体が起源と考えられる短周期彗星には, コンドリュールの存在は予想されていなかった.

NASAのスターダスト探査機は, 短周期彗星 Wild 2 に接近し, 貴重な彗星の塵試料を地球に持ち帰った. 回収された彗星の塵試料からは, 20ミクロン程度と小さいながらもコンドリュールに良く似た火成岩的な

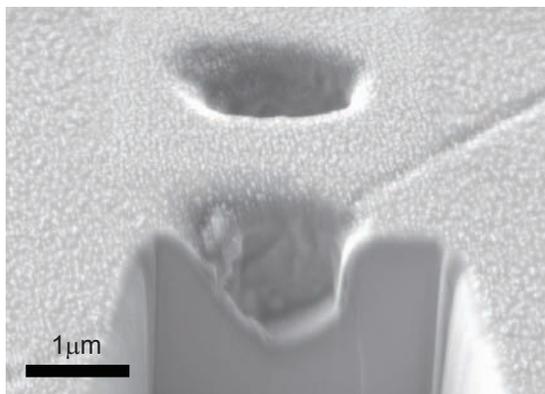


図4：ジルコンの酸素2同位体比分析後の分析孔の走査電子顕微鏡写真。約2pAのセシウムイオンビームを用いて約24分間の分析後、FE-SEMに備え付けられたガリウムイオンビーム(FIB)を用いて分析点を切断し断面を観察した。([15]から加筆修正)

組織を持つ結晶質物質(彗星コンドリュール)が見つかった。そこで、この予想外の存在である彗星コンドリュールの起源を知るための手段の一つとして、微小領域分析技術を生かして酸素同位体比分析を担当することになった(彗星の塵試料の初期分析から彗星コンドリュールの発見、観察のための技術開発の経緯等は[17]に詳しい)。

分析試料が非常に小さいため、6mmのエポキシディスクに彗星コンドリュール試料と標準試料を埋めて研磨し、特製の7つ穴ホルダーに装着して分析する方法を用いた。分析法の打ち合わせの後、速やかにオリビン粒子を用いた模擬試料が作成され7つ穴ホルダーを使ったテスト分析が行われた。その結果、6mmのエポキシディスクの中心から半径0.7mmの範囲に試料が埋められている限り、±1% (2SD)の精度と確度で分析できることがわかった。彗星コンドリュールの分析は、試料を持参した中村博士と共同で行った。分析には1.5×2.5ミクロン、強度13pA、20kVに加速されたセシウムイオンビームを用いた。試料から出た酸素イオン(¹⁶O、¹⁷O、¹⁸O)は、10kVに加速され、Faraday Cup(¹⁶O)とElectron Multiplier(¹⁷O、¹⁸O)検出器で同時に計測した。¹⁷Oイオンに対する¹⁶OH分子イオンの寄与は概ね0.2%未満であった。図5に彗星コンドリュール(Torajiro)の酸素同位体比分析の結果を示す[16]。数ミクロンの細粒のオリビンやパイロキシン結晶からなる彗星コンドリュールは、炭素質コン

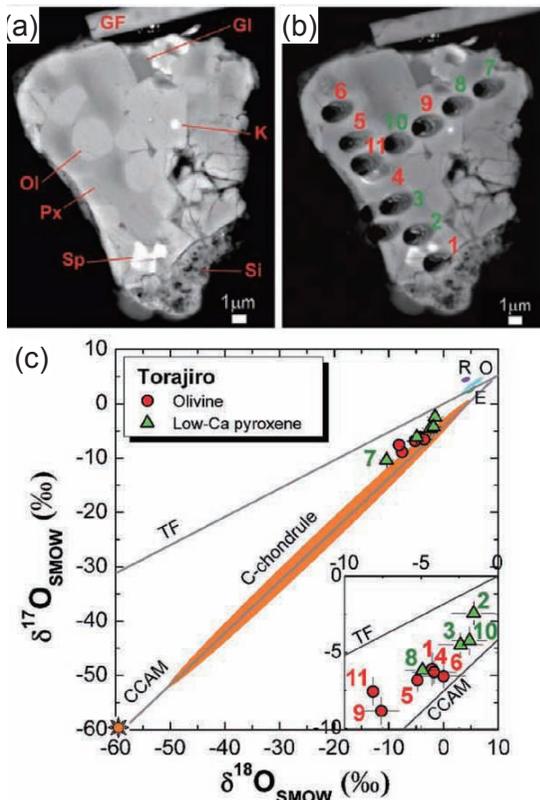


図5：(a) スターダスト探査機により短周期彗星81P/Wild 2から回収された彗星コンドリュールの走査電子顕微鏡写真。(b) 酸素同位体比分析後の走査電子顕微鏡写真。(c) 彗星コンドリュール(Torajiro)の酸素同位体比データ。([16]から加筆修正)

ドライトのコンドリュールと良く似た酸素同位体比組成を持つことがわかった。さらに、別の彗星コンドリュール(Gozen-sama)は酸素同位体比が不均一で、 $\delta^{18}\text{O} \sim \delta^{17}\text{O} \sim -50\%$ 近い大きな同位体比異常を持つオリビン結晶が含まれていることがわかった。火成岩的な組織を持ちながら酸素同位体比に不均一が見られることや、組織中にガラスが存在することは、短い時間で加熱と急冷却するコンドリュールの形成過程と調和的である。また、分析した3つの彗星コンドリュールの酸素同位体比が、いずれも炭素質コンドライトのコンドリュールの酸素同位体比の範囲と一致している。短周期彗星や太陽系外縁天体が形成する領域では、コンドリュールを形成するだけの十分な熱源が無いと考えられることから、彗星コンドリュールは、炭素質コンドライトのコンドリュールが形成された小惑星帯外

縁部から海王星の外側まで何らかの機構で運ばれ、母天体に集積したのではないかと考えている [16].

4.3 さらに分析技術の向上を目指して

彗星コンドリュールのように、100ミクロンに満たない小さな粒子をエポキシに埋めて研磨する場合、小さなエポキシディスクを作成することは (a) 研磨面の表面積が小さく取り扱いが楽である、(b) 小さな試料を個別に研磨することで試料毎に適切な研磨面を出すことができる、(c) 使用するエポキシの量を最小限に抑えることでエポキシからの脱ガスによる¹⁶OHイオン(¹⁷Oイオンの妨害イオン)の生成量を抑制できる、といった利点がある。一方で、複数穴のサンプルホルダーは分析の際の試料表面電場をゆがめてしまい、分析精度が悪くなる可能性があるといった問題点もある。そこで、現在WiscSIMS Laboratoryでは、中嶋大輔博士が試料の取り扱いと分析精度の向上を目指して、サンプルホルダーの改良と詳しい性能検査に取り組んでいる [18]。また、分析の際に試料表面を観察するCCDカメラの画質を向上させ、より精密に分析点を決定できるようにするため、カメラの光源を赤みがかったハロゲンランプから青色ダイオードへと変更した。光源の波長が短くなり、かつ色収差が軽減されたことで、CCDカメラの空間分解能が約3ミクロンから約2ミクロンへと向上した [19]。

極微小領域分析は、様々な組成や組織をもつ試料への適用が行われており、分析上の工夫や試料の取り扱いに関する経験はさらに蓄積されていくと思われる。こうした経験を礎にしてさらなる分析法の改善を行い、その成果をお伝えしていくことができればよいと考えている。

5. おわりに

コンドライト隕石や宇宙塵などの初期太陽系物質はミクロンスケールの複雑な構造を持つものがある。また、探査機等によって回収される試料は、限られた量の試料から最大限の知見を得ることが求められる。二次イオン質量分析計を用いた微小領域局所分析法は、こうした貴重な試料の同位体比や微量元素の情報を調べ、初期太陽系物質の起源や太陽系の形成過程を理解するために適した手法であると考えられる。

上に述べた2つの研究事例から筆者が実感したのは、それぞれの分野におけるエキスパートである複数の研究者が、同一の研究目的の達成に向けて共同作業を行うことが極めて重要だということである。共著者の誰一人が欠けても、ここで述べたような結果はまず得られなかったであろう。本特集号が、今後こうしたいくつもの”研究者の輪”を形成するきっかけになればよいと願っている。

謝辞

木多紀子博士、中嶋大輔博士、中村智樹博士には原稿の作成に際して助言をいただきました。査読していただいた橘省吾博士には多くの建設的なコメントをいただきました。分析法の開発に際して木多紀子博士とJohn W. Valley博士から多くの協力と助言を受けました。分析法の開発にはNASA(NNX09AC30G)とNSF(EAR05-09639)の助成を受けています。ウィスコンシン大学WiscSIMS LaboratoryはNSFの共同利用施設として助成を受けています(EAR03-19230, EAR07-44079)。

参考文献

- [1] Yurimoto, H. et al., 2007, in *Protostars and Planets V*, 849.
- [2] Kobayashi, S. et al., 2003, *Geochemical Journal* 37, 663.
- [3] Sakamoto, N. et al., 2007, *Science* 317, 231.
- [4] 坂本直哉, 2009, *遊星人* 18, 25.
- [5] Hashizume, K. and Chaussidon M., 2005, *Nature* 434, 619.
- [6] McKeegan, K. D. et al., 2010, *LPSC XLI*, #2589 (abstract).
- [7] Nagashima, K. et al., 2004, *Nature* 428, 921.
- [8] Valley, J. W. and Kita, N. T. 2009, *Mineralogical Association of Canada Short Course* 41, 19.
- [9] Kita, N. T. et al., 2009, *Chemical Geology* 264, 43.
- [10] Schmitz, B. et al., 2001, *Earth and Planetary Science Letters* 194, 1.
- [11] Schmitz, B. et al., 2008, *Nature Geoscience* 1, 49.
- [12] Heck, P. R. et al., 2010, *Geochimica et Cosmochimica*

Acta 74, 497.

- [13] 伊藤元雄, メッセンジャー・スコット, 2007, 遊星人 16, 308.
- [14] 藤谷渉ほか, 2010, 遊星人本特集号
- [15] Page, F. Z. et al., 2007, *American Mineralogist* 92, 1772.
- [16] Nakamura, T. et al., 2008, *Science* 321, 1664.
- [17] 中村智樹ほか, 2009, 地球化学 43, 143.
- [18] Nakashima, D. et al., 2010, LPSC XLI, #2259 (abstract).
- [19] Ushikubo, T. et al., 2010, *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement* 74, A1069 (abstract).

特集「初期太陽系物質科学の最前線」

局所分析法の最先端

— 超高感度極微量質量分析システムの開発 —

江端 新吾¹, 石原 盛男¹, 公文代 康介¹, 身深 亮²,
内野 喜一郎², 塚本 尚義³

2010年7月12日受領, 2010年11月12日受理.

(要旨) 本研究では, これまでにない性能を持った質量分析システムの開発を行なっている. 同システムでは, フェムト秒レーザーを用いたポストイオン化技術が採用され, 従来と比べて100倍の感度向上が確認された. また, 質量分解能は21,000以上であることが確認され, さらに空間分解能40nmのイメージングが実現された. これらのことから, 本システムを用いることによって, サンプルリターンミッションによって持ち帰られた貴重なサンプルを超高感度, 超高質量分解能, 超高空間分解能で分析することが可能になると期待される.

1. はじめに

2010年6月14日小惑星探査機「はやぶさ」が無事地球に帰還し, 小惑星サンプルの分析が現実のものとなりつつある. これまでに行なわれたサンプルリターンミッションは, 初期太陽系物質科学に多数の新知見をもたらした [e.g. 1, 2]. 「はやぶさ」計画においても大きな成果が期待されている. しかし, 持ち帰られる試料は極微量であり, 詳細に分析するには微小領域を高感度で分析可能な装置が必要である.

現在, 二次イオン質量分析計(SIMS)は微小領域の高感度分析法として広く知られている. 宇宙試料の分析においても非常に有用な分析手法であり, これまで多くの有益な結果が得られている [e.g. 3-5]. SIMSは試料のイオン化に一次イオンビームを用いる. 一次イオンビームを試料表面に照射すると, 試料を構成する原子がたたき出される(スパッタリング). スパッタされた試料の一部はイオン化(二次イオン)しており, これらを質量分析することで試料の分析が行われる. しかしながら, SIMSでの二次イオン化効率は非常に低い (< ~1%) ことが知られており, 一般的にスパッタ

された粒子のうち99%以上が中性粒子である. この中性粒子が検出できればさらなる感度の向上が望め, リターンサンプルのような極微量しかない試料の分析に有効であると考えられる.

このSIMSの限界を補完する手法として, 二次中性粒子質量分析法(SNMS)が開発された. SNMSは, 一次イオンビームによってスパッタされた中性粒子をポストイオン化し, 質量分析する方法である. この手法は, SIMSの欠点の一つであるマトリックス効果の軽減が可能という利点を併せ持つ. ポストイオン化には, 電子を用いる方法(e-gas SNMS, e-beam SNMS [e.g. 6])やレーザーを用いる方法(Laser SNMS [e.g. 7])がある. Laser SNMSでは, 電子を用いる手法と比較して高感度化が実現しやすい. レーザーによるポストイオン化を用いたLaser SNMSには, レーザーの波長に共鳴する特定の元素をイオン化する共鳴型[e.g. 8]と高出力レーザーを照射することにより, 多光子吸収イオン化を起こす非共鳴型[e.g. 9, 10]の2種類のタイプが存在する. しかし, 共鳴型では検出できる粒子種が特定の元素のみとなる欠点があり, 非共鳴型では, すべての元素がポストイオン化される可能性はあるが, それを実現するには高いレーザーパワー密度を必要とし, レーザー光源が巨大なものとなる問題があった.

本研究では, フェムト秒レーザーを光源に用いるこ

1. 大阪大学大学院 理学研究科

2. 九州大学大学院 総合理工学研究院

3. 北海道大学大学院 理学研究院

ebashin@mass.phys.sci.osaka-u.ac.jp

とにより、コンパクトで高感度の非共鳴型Laser SNMSの実現を図っている。局所分析システムとするため、高い空間分解能を持つ液体Gaイオン源を用い、多重周回飛行時間型質量分析計も組み合わせて高質量分解能も達成しようとしている。本論文では、このような「超高感度極微量質量分析システム」の開発の現状について報告すると共に、今後の展望について述べる。

2. 超高感度極微量質量分析システムの開発

大阪大学に設置されている「超高感度極微量質量分析システム」の写真と模式図を図1, 2に示す。以下

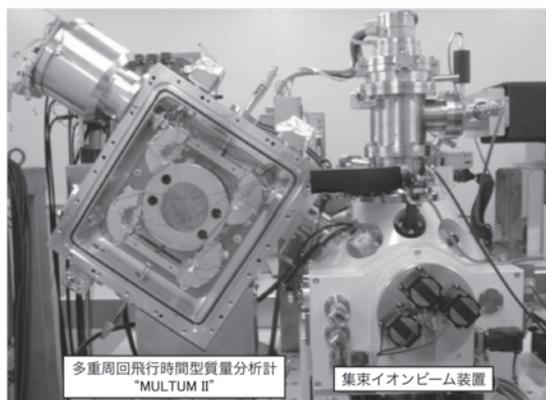


図1：(a). 超高感度極微量質量分析システムの写真。本システムは集束イオンビーム装置(FIB：右)、多重周回飛行時間型質量分析計“MULTUM II” (左)、フェムト秒レーザーで構成されている。レーザーはFIB装置の裏側のガラス窓から入射される(図1b)。

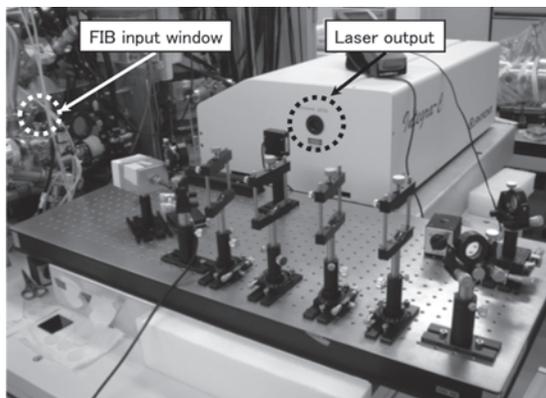


図1：(b). 超高感度極微量質量分析システムに用いたレーザー光学系の写真。図1aの裏側から撮影している。レーザーはIntegra-Cユニットから出射し、ミラーで3度反射させレンズで集光した後、ガラス窓を通してFIB装置内のスパッタリングされた粒子に照射した。(図7の模式図を参照)

の各節において同システムの各部位について簡単に紹介する。

2.1 高空間分解能 Ga-FIB装置

Ga-FIB装置には、エスアイアイ・ナノテクノロジーのSMI3050MTを改良して用いた。液体金属イオン源であるGaイオン源は他のイオン源に比べてビームが絞りがやすく、数ナノメートルオーダーのビーム径が期待できる。Gaイオン源は一般的に二次イオン化効率が低いことが知られているが、本システムにおいてはパルスレーザーによりポストイオン化を行うため、ビーム径を絞ることに重きを置いている。本システムにおけるイメージングにはGaイオンビームの特徴を最大限生かすことが可能な走査型イメージングを採用した。走査型イメージングはビームを試料表面上に走査させ、測定点をx方向にm点、y平面上にn点設定し $m \times n$ 個のスペクトルを取得する方式である。試料表面上の各点で取得したスペクトルは、それぞれ独立に保存し、得られた大量のスペクトルからある m/z についての強度分布を再構成する。イメージの各画素の最小サイズはビーム径に依存している為、ビーム径を絞るにより超高空間分解能が実現可能となる。本装置によって得られる二次電子像の空間分解能は30keVで4nmである。

一次イオンは任意の時間(200-1000ns)でブランキングし、スパッタリングをパルスのに行い飛行時間型質量分析計に接続している。サンプルチャンバーの真空度は $\sim 1.5 \times 10^{-5}$ Paであった。サンプルステージを55度傾斜させることによりスパッタ効率を向上しつつ質

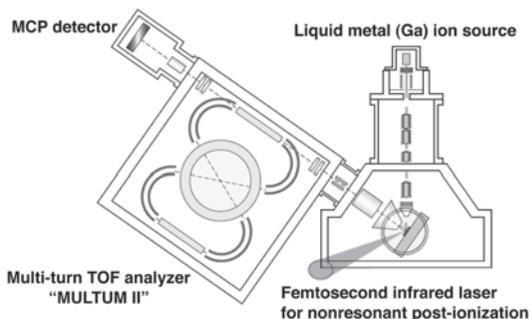


図2：超高感度極微量質量分析システムの模式図。Gaイオンビームを照射後、フェムト秒レーザーをスパッタされた粒子に照射し、ポストイオン化を行なった。生成された二次イオンはMULTUM IIによって質量分離され(図3を参照)、MCP検出器で検出された。

量分析計に二次イオンを導入した。

2.2 フェムト秒レーザーによるポストイオン化

光によるイオン化では、一般的に1つあるいは複数の光子を元素に吸収させることにより電離エネルギーを越えてイオン化する。共鳴多光子イオン化では、まず元素の基底準位からある励起準位へ、共鳴的に1光子吸収をさせて励起する。その励起状態の寿命の間に、さらに光子を吸収させてイオン化する。つまり段階的多光子吸収でイオン化するものである。光強度が十分強くなると、共鳴準位がなくともイオン化する非共鳴多光子イオン化が起こる。全元素を非共鳴イオン化させようとすると、非常に大きなレーザーパワー密度が必要となる。パルスレーザーのパワー密度 I は次の式で求められる。

$$I = \frac{E}{St}$$

E はパルスエネルギー、 S はビームスポットの断面積、 t はレーザーパルスの時間幅である。ビームスポットの断面積を一定とすると、パワー密度を上げるにはパルス幅を短くするかあるいはパルスエネルギーを上げる必要がある。

これまでのポストイオン化ではピコ秒レーザーが用いられることもあったが、これでは全元素を非共鳴イオン化するには至らなかった[e.g. 14]。さらにパルス幅の短いフェムト秒レーザーを用いれば、より多くの元素を非共鳴多光子イオン化によりほぼ100%イオン化できる可能性があり、同時に元素間の感度差を軽減することも期待される。また、波長のスペクトル幅が広いことから多光子共鳴イオン化の効果も期待できる。本システムでは、フェムト秒レーザーとしてQuantronix社のIntegra-C 2.5を用いている。同レーザーは、コンパクトでありながらパルス当たり2.5mJの高出力を実現している。その繰り返し周波数は1kHz、波長は786nm、パルス幅は120fsである。同レーザーから出力されたビームは、レンズを用いた光学系(図1b)により直径約100 μ mのスポットに絞られ、サンプル表面から約100 μ m上部に照射される。

2.3 多重周回飛行時間型質量分析計“MULTUM”

飛行時間型質量分析法(time-of-flight mass spectro-

metry; TOF-MS)は、1946年にStephensにより紹介され、1970年代以降のパルス計測技術の進歩により、さまざまな分野で有用な質量分析法として利用されるようになってきている。その特徴は主に次の3つに集約される。(1)原理上測定できる質量範囲は無限である。(2)1回のイオン化現象から完全なマススペクトルが得られ、その所要時間は一般的に数十ミリ秒以内である。(3)非常に高い透過率を持つので高感度が達成される。

原理は至ってシンプルであるので以下簡単に説明する。一定の加速電圧 V で加速されたイオン(質量 m 、価数 z)が、飛行距離 L を飛行した場合の飛行時間 T は、

$$T = L \sqrt{\frac{m}{2zeV}}$$

となる。ここで、 e は素電荷である。したがって、飛行時間を測定することにより、イオンの質量電荷比 m/z を測定することが出来る。質量分解能 $m/\Delta m$ は、飛行時間スペクトルのピーク幅 ΔT (すなわち、到着時間の広がり。飛行時間型の場合、通常半値幅をとる。)と

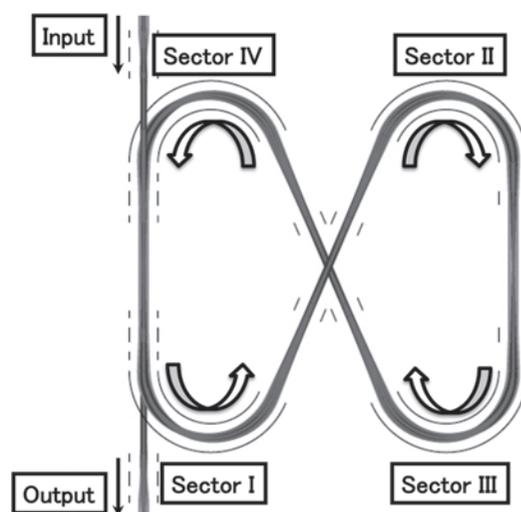


図3: MULTUM IIの模式図。リニアモードの場合、イオンはInputから導入され、直進し、Outputから出射される。多重周回モードの場合、イオンはSector Iから順番にSector IVまで8の字の軌道を進む。TOF-MSの質量分解能は飛行時間、すなわち飛行距離に比例するが、この多重周回TOF-MSは同一軌道を多重周回させる事で高い質量分解能を得ることができる。また完全時間・空間収束を満たすイオン光学系を持つため、多重周回させることによる質量分解能・感度の低下が抑えられる。

$$\frac{m}{\Delta m} = \frac{T}{2\Delta t}$$

の関係にあり、ピーク幅 Δt を小さくする(広がらないようにする)か、または飛行時間 T をのばす(飛行距離を伸ばす)ようにすれば質量分解能を向上させることが可能である。

本システムの質量分析部には多重周回飛行時間型質量分析計“MULTUM II”が装備されている。1998年に大阪大学で開発された多重周回飛行時間型質量分析計は同一軌道を何度も周回させることにより飛行時間をのばし(図3)、小型の装置であるにも関わらず、高質量分解能化を実現した。その1号機であるMULTUM Linear plusは35万という質量分解能を達成した[15]。2号機であるMULTUM IIは1200回周回(飛行距離1500m)させることにより、質量分解能250,000を達成した[16]。高精度の同位体分析を可能にするためには近接する同位体スペクトルを完全に分離することが必要であり、本システムに装備されたMULTUM IIはそれを実現可能にする重要な質量分析計となっている。

2.4 データ取得システムおよび制御プログラム

二次イオンはマイクロチャンネルプレート(MCP)によって検出され(図2)、デジタルオシロスコープ(Wave Runner 104MXi, LeCroy; maximum sampling rate: 10GS/s)によって集録される。イオン源、引き込み電極、MULTUMのセクター電極I(射出口)、IV(導

入口)に印加する電圧およびデジタルオシロスコープのトリガーは、デジタルパターンジェネレーター(Model 555 pulse generator, Berkeley Nucleonics, CA, USA)によってタイミングを制御した。

本システムにおける制御プログラムのタイミングチャートを図4に示す。本システムではレーザーの繰り返しレートをマスタトリガとした。レーザーがポストイオン化領域に到達するタイミングを逆算し、一次イオンビームを任意のパルス幅で照射した(図4a)。続いてスパッタされた粒子をレーザーによってポストイオン化し(図4b)、生成した二次イオンは引き込み電極によって任意のタイミング(1.5 μ s後以降に調整)で質量分析部に導入された(図4c)。飛行時間型質量分析計の $t=0$ はこのタイミングとなる(図4d)。二次イオンを多重周回させない場合(Linear mode)は、セクター電極は常にOFFにしておく。多重周回させる場合(Multi-turn mode)、セクター電極Iには周回数に応じたタイミングで電圧印加を行い、セクター電極IVには取得する質量範囲にタイミングを調整した。

3. 超高感度極微量質量分析システムの性能

3.1 ポストイオン化によるイオン化効率の上昇について

各種試料を用いレーザー照射による二次イオンシグ

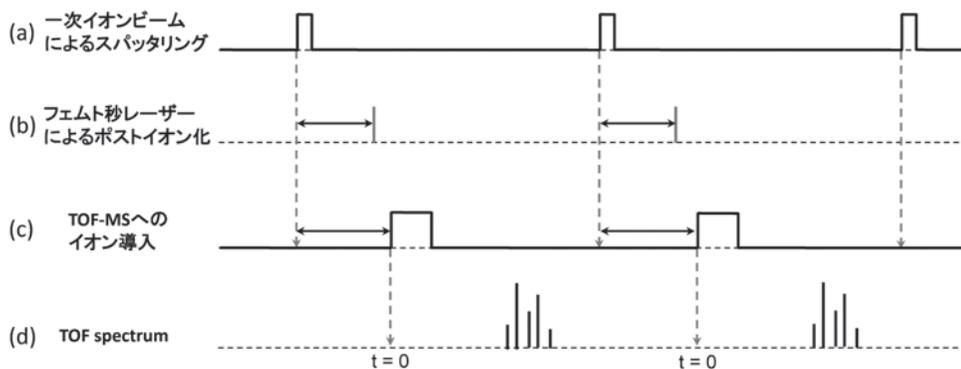


図4: 本システムにおける制御プログラムのタイミングチャート。(a)一次イオンビームの照射タイミングとパルス幅,(b)フェムト秒レーザーの照射タイミング,(c)飛行時間型質量分析計への二次イオン導入タイミング,(d)取得されたTOFスペクトル例。効果的にポストイオン化を行うためにはマスタトリガであるレーザー照射タイミングとの同期が最も重要である。(a),(b)とのタイミング,(a),(c)とのタイミングを調整することによりマススペクトルの強度と質量分解能を決定した。

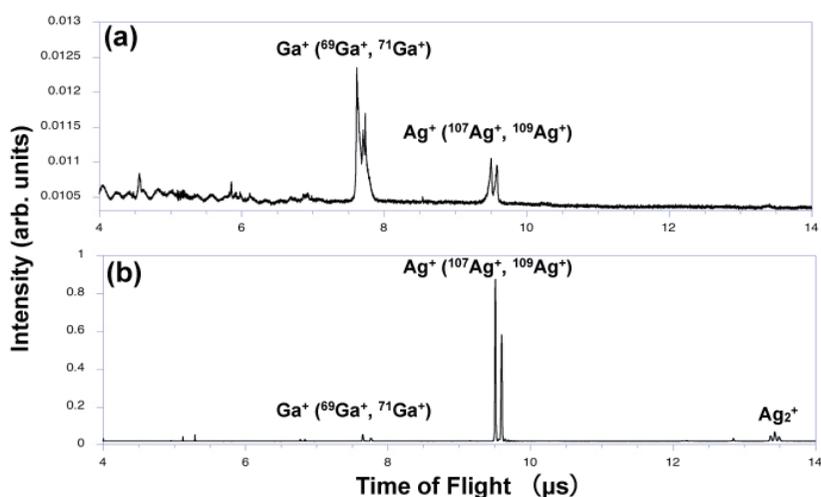


図5: Ag⁺の信号. (a) レーザー照射しないTOF-SIMSモード. (b) レーザー照射したSNMSモード. (b)のスペクトル強度は(a)に比べて100倍増加した. また, レーザー照射した場合, Ag₂⁺のクラスターイオンも検出された. このことは通常は中性であったクラスターイオンでもレーザー照射によりイオン化されることを示している.

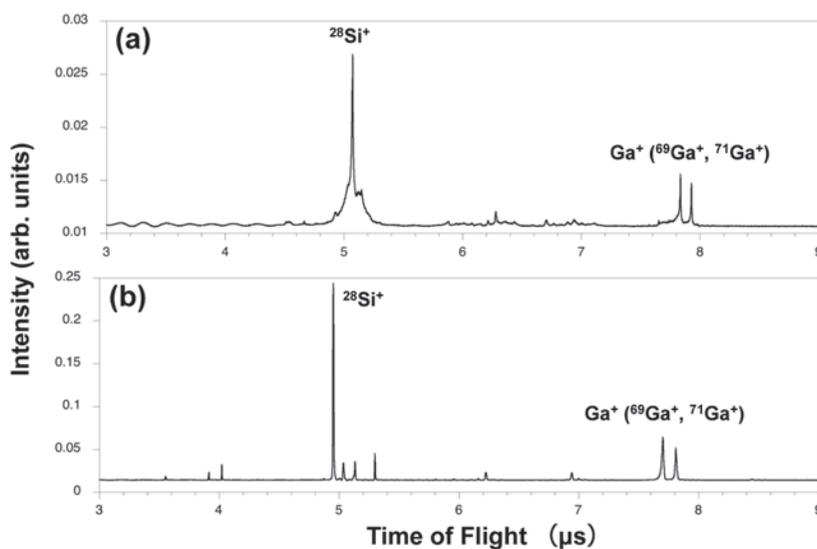


図6: Si⁺の信号. (a) レーザー照射しないTOF-SIMSモード. (b) レーザー照射したSNMSモード. (b)のスペクトル強度は(a)に比べて10倍増加した. Agの場合と比較して信号の増加率は低い.

ナルの増加を観測した. 一次イオン加速エネルギーは30keV, 一次イオン電流は12nA, 一次イオンビーム径は $\leq 1 \mu\text{m}$, 一次イオンパケット幅は $\sim 500\text{ns}$ であった. 照射レーザー強度は 1.8mJ/pulse , 繰り返し周波数は1kHz, 照射レーザーパワー密度は $\sim 8 \times 10^{13} \text{W/cm}^2$ であった. デジタルオシロスコープで1,000回の飛行時間測定を加算平均し, TOFスペクトルを取得した.

多重周回させない, 直線モード(飛行距離: 0.8m)で測定し, その際の質量分解能は $\sim 100-500$ であった. 分析試料はC, Mg, Al, Si, Fe, Cu, Pd, Ag, Pt, Auのプレートを用いた. 分析前に各種試料の酸化膜を除去するため, 数分間プレスパッタを行なった.

ポストイオン化することにより, すべての試料でシグナルの増加を確認できた. 図5にAgのポストイオ

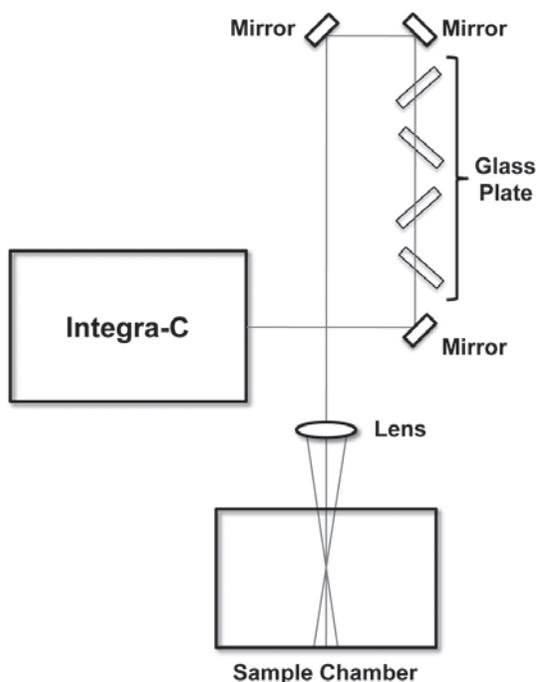


図7：レーザー光学系の模式図。レーザーパワー密度を変化させる為、ミラーの間にガラス板をハの字型に挿入している。ガラス板の角度を変化させたり、取り除いたりによりパワーを調節できる。

ン化、図6にSiのポストイオン化のデータを示す。AgにおいてはこれまでのTOF-SIMSの信号と比較して約100倍の信号増加を示し、Siのデータは10倍の増加を示した。この結果は非共鳴多光子イオン化により超高感度化が実現されたことを示している。また、レーザー照射した場合、 Ag_2^+ のクラスターイオンも検出された(図5)。このことは通常は中性であった分子イオンでもレーザー照射によりイオン化されることを示している。AgとSiでは10~100倍といった元素による感度差があることも確認できた。このことから、レーザーパワー密度が一定の場合、元素によってイオン化効率が大きく異なっていることが推測できる。そこで、レーザーエネルギーを変化させ、全ての元素が飽和するパワー密度を探索した。

3.2 レーザーエネルギー依存性

各種試料(金属及びSi)を用い、二次イオンシグナル強度のレーザーパワー密度依存性を観測した。一次イオン加速エネルギーは30keV、一次イオン電流は12

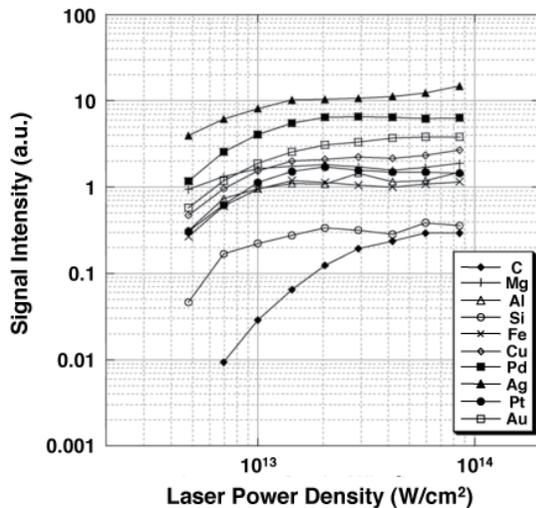


図8：10種類の元素(C, Mg, Al, Si, Fe, Cu, Pd, Ag, Pt and Au)における飽和特性。全ての元素が $\sim 7 \times 10^{13} \text{ W/cm}^2$ 以上のパワー密度で飽和していることがわかる。

nA、一次イオンビーム径は $\leq 1 \mu\text{m}$ 、一次イオンパケット幅は $\sim 1 \mu\text{s}$ であった。レーザー径は固定し($\sim 140 \mu\text{m}$)、光路上に光学基板(ガラス)を設置し、基板角度を変えて光の入射角を変化させることで透過レーザー強度を変化させた(図7)。デジタルオシロスコープで1,000回の飛行時間測定(直線モード)を加算平均し、TOFスペクトルを取得した。

本実験の結果を図8に示す。全ての試料は $\sim 7 \times 10^{13} \text{ W/cm}^2$ 以上で飽和していることがわかった。この結果は、フェムト秒レーザーが照射された領域において、全ての元素が100%イオン化されたことを示している。Au, Cu, Fe, Mg, Al, Pt, Pd, Agの感度差は1桁以内におさまった。以上の結果はこれまでのSIMS分析における元素間のイオン化効率のばらつき[e.g. 17, 18]の軽減に成功したことを示している。

しかし、SiとCは2桁の感度差がまだ存在している。この原因の一つとして以下のことが考えられる。図8はイオン化された原子の強度について議論しており、原子は完全にイオン化していることを示している。しかし、スパッタされる粒子は、原子だけではなく分子やクラスターとしても存在している。レーザーによるポストイオン化の際、分子やクラスターのフラグメント化が起こり、中性粒子が生成されるのであれば、トータルのイオン化効率は減衰することになる。SiとCは共有結合結晶であるので、スパッタされた際に分子

やクラスターとして飛び出す可能性が高いと考えられる。この感度差はスパッタされた際の原子/分子+クラスター比に起因していると考えられる。

3.3 質量分解能

Pd(パラジウムプレート)を試料としてMULTUMを周回させた場合の質量分解能を確認した。一次イオン加速エネルギーは30keV、一次イオン電流は12nA、一次イオンビーム径は $\leq 1 \mu\text{m}$ 、一次イオンパケット幅は $\sim 500\text{ns}$ であった。照射レーザー強度は1.8mJ/pulse、照射レーザーパワー密度は $\sim 8 \times 10^{13} \text{W/cm}^2$ として実験を行なった。デジタルオシロスコープで1,000回の飛行時間測定を加算平均し、TOFスペクトルを取得した。図9はPdプレートを試料として測定したTOFスペクトルを示している。直線モード(飛行距離: 0.8m)での質量分解能 $m/\Delta m$ は500(FWHM)であった。10周回させた場合(飛行距離: 13.8m)、質量分解能 $m/\Delta m$ は7,500(FWHM)まで向上した。この結果より、数十周ほど周回させることで代表的な干渉・妨害イオンを分離できる質量分解能が得られることが分かった。本システムではこれまで質量分解能21,000(500周回)を確認している[12]。Okumura et al. (2005) [16]によると、500周回で質量分解能が100,000以上達成されており本システムはその性能に達していない。多重周

回飛行時間型質量分析計において質量分解能を決定する最も重要な要因はセクター電極の電源の安定性である。電源の安定性は様々な要因によるノイズによっており、電源回路の改良、設置環境および調整次第でさらなる高質量分解能を達成できると考えられる。

3.4 質量イメージング

試料にSiとSiO₂のパターンで構成される半導体を用いて、元素イメージの取得を試みた。 $m/z=14, 28, 29, 44, 56$ の元素イメージを100×100ピクセルで取得した。一次イオン加速エネルギーは30keV、一次イオン電流は7nA、一次イオンビーム径は100nm、一次イオンパケット幅は $\sim 500\text{ns}$ であった。移動ステップは187.5nm/stepで各ピクセル当たり10ショット照射した。照射レーザー強度は1.8mJ/pulse、繰り返し周波数は1kHz、照射レーザーパワー密度は $\sim 8 \times 10^{13} \text{W/cm}^2$ であった。直線モードで飛行時間測定し、測定時間は約15分であった。

各質量で得られたイメージを図10に示す。二次電子像における明るい領域はSi、暗い領域はSiO₂に対応している。 $m/z=14, 28, 29, 56$ のイメージはSiの分布と対応しており、 $m/z=44$ のイメーはSiO₂に対応している。以上のことから、本システムにおいて元素に対応した質量イメージングが可能であることが示され

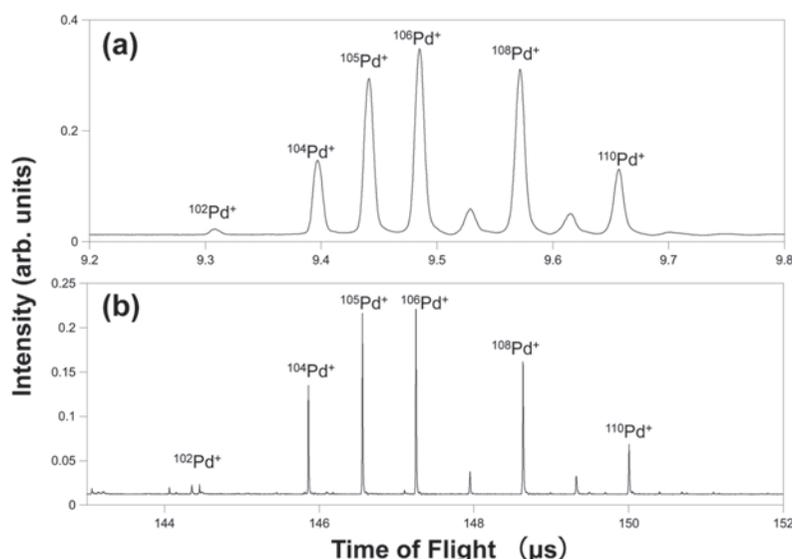


図9: 本システムにおける質量分解能の評価。Pdの6つの安定同位体($m=102, 104, 105, 106, 108, 110$)を用いて評価した。(a) リニアモードでの測定(飛行距離は0.8m)。質量分解能は500(FWHM)。(b) 多重周回モードでの測定(10周回: 飛行距離は13.8m)。質量分解能は7500(FWHM)。多重周回させることによって質量分解能が向上していることがわかる。

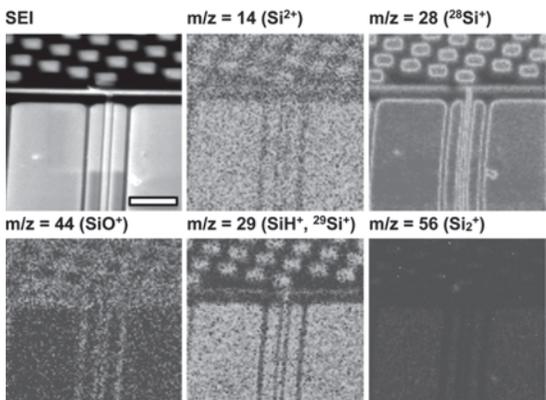


図10：本システムを用いて取得した半導体のSiの二次電子像 (SEI) と二次イオン像。SEI像におけるスケールバーは5 μ m。各二次イオン像も同様のスケールで取得した。m/z=44のイメージはm/z=14, 28, 29, 56と反転したイメージになっていることから、本システムによって組成を反映した元素イメージを取得できることが示された。

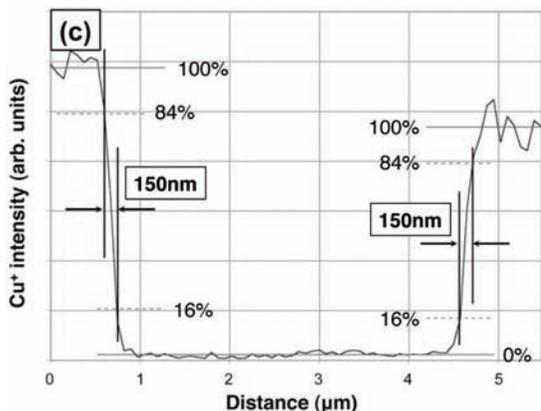
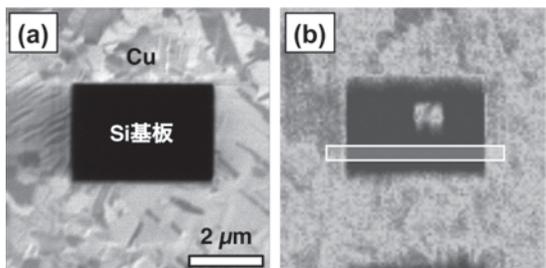


図11：一次イオン電流を \sim 100pAにした時の空間分解能の評価。(a) 評価用半導体 (Siの基板の上にCuの層を付加したもの) の二次電子像。スケールバーは2 μ m。(b) (a) の領域のCu⁺イメージ。イメージは100x100pixelsで取得した。(c) Cu⁺イメージにおける白線内の強度プロファイル。空間分解能はCuとSiの境界部で評価した。強度プロファイルの16-84%のライン (点線) から空間分解能は150nmと評価した。

た。

次に、照射一次イオンビームの電流量を変化させ、イメージングにおける空間分解能を評価した。試料はSi基板上にCu微細パターンを配置した評価用試料を用いた。一次イオン加速エネルギーは30keV、一次イオン電流は \sim 100pA、 \sim 10pAについて比較した。一次イオンパケット幅は \sim 500nsであった。周回数は1周、レーザー径は \sim 150 μ mであった。一次イオン電流が \sim 100pAの際は、測定領域(7.5 μ m \times 7.5 μ m)を100 \times 100pixelに分割し、各pixelで50回の飛行時間測定を加算平均してデータ取得した。測定時間は \sim 30minであった。一次イオン電流が \sim 10pAの際には、測定領域(0.75 μ m \times 0.75 μ m)を100 \times 100pixelに分割し、各pixelにおいて30回の飛行時間測定を加算平均した。測定時間は \sim 30minであった。

一次イオン電流が \sim 100pAの際、Cu⁺イメージの空間分解能は150nmであった(図11)。一次イオン電流

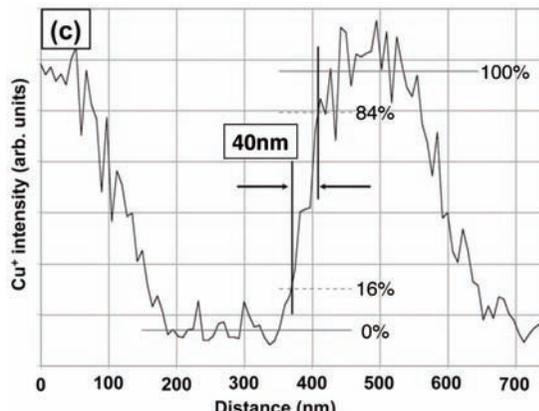
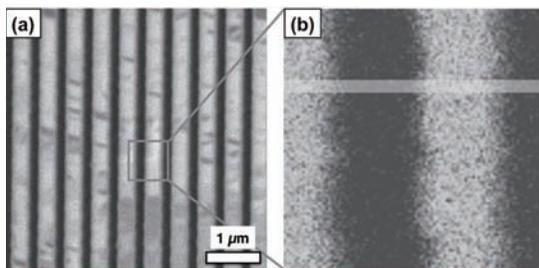


図12：一次イオン電流を \sim 10pAにした時の空間分解能の評価。(a) 評価用半導体 (Siの基板の上にCuの層を付加した基板) の二次電子像。スケールバーは1 μ m。(b) (a) の領域のCu⁺イメージ。イメージは100x100pixelsで取得した。イメージの横幅は0.75 μ m。(c) Cu⁺イメージにおける白線内の強度プロファイル。空間分解能は40nmであった。

が $\sim 10\text{pA}$ の際、 Cu^+ イメージの空間分解能は 40nm であった(図12)。これはTOF-SIMSの世界最高空間分解能と同等であった[19]。

一次イオン電流が $\sim 10\text{pA}$ の場合、FIBのスペックからビーム径は 14nm であることから 40nm という空間分解能は予想される空間分解能に達していない。このような結果となった理由は次の3点が考えられる。1つ目は一次イオンビームのドリフトである。ドリフトには様々な要因が考えられるので容易には判断できないが、分析室の振動の除去、磁場の遮蔽等対策をさらに行なうことが必要だと考えられる。2つ目にはイオンビーム照射による表面形状の変化である。今回用いた試料は空間分解能を簡単に評価できるような単純なものである。エッジ部分の削られ方次第では、それがイメージのボケにつながると考えられる。3つ目にはスパッタされた物質の試料への再付着である。この効果も2つ目の理由と同様にイメージをボケさせる要因となると考えられる。以上の問題を解決することで更なる空間分解能の向上が期待できる。

4. 今後の展望

以上述べたように、極微量な試料を超高感度で分析することが可能になりつつある。しかし、依然元素による感度差は残っており、レーザーによるポストイオン化についてはその機構は完全に解明されたわけではない。また、リターンサンプルの詳細分析においては、更なる空間分解能の向上が必要である。したがって、性能向上の余地がまだまだあると考えられる。

我々は現在、日本電子と共同で「超高感度極微量質量分析システム」の新型機の開発に着手している。新型機では、一次イオンビームのスポットサイズを 4nm に押さえることにより、空間分解能の向上が期待できる。また、新たに 40fs という超短パルスレーザーを採用し、100%イオン化可能な強度を保ったままビームスポットの断面積を広くすることによって、マトリックス効果の低減、ポストイオン化効率の向上を目指している。

本研究により開発される新システムを用いることで、サンプルリターンミッションによって持ち帰られた貴重なサンプルを超高感度、超高質量分解能、超高空間分解能で分析し、初期太陽系物質科学に多くの新知見

をもたらすことが期待される。リターンサンプルの他にも例えばプレソーラー粒子のように非常に微小な粒子(典型的には $<1\mu\text{m}$)の局所分析にも応用できる。プレソーラー粒子の年代測定を行うことが可能になれば太陽系だけでなく、銀河系形成に至るまでの年代を決定できるかもしれない。また、 10nm を切るような超微小粒子の存在も予言されており[20]、本システムを用いたイメージングにより発見できるかもしれない。

このように非常に優れた性能を持っており将来性のあるシステムであるが、未だ開発途上であり分析にはかなりの専門的知識と技術を要する。はやぶさ2が地球に帰還する頃には新システムにより多くの実験データが得られており、更に改良され簡便に使用可能となるはずである。本システムは固体微粒子分析を通じて環境科学、半導体工学に、細胞などの生体試料分析を通じて医学、薬学にそのまま適用可能であり、他分野においても大きな貢献が期待される。惑星科学に留まらず、本システムを応用できる新しい研究を多く提案することができれば、「超高感度極微量質量分析システム」の更なる発展の近道になるであろう。

謝 辞

本研究を進めるにあたって日本学術振興会マイクロビームアナリシス第141委員会の皆様には多大なご助力をいただいた。また、投稿原稿に有意義なコメントをして頂いた査読者の永島一秀博士、本記事の執筆機会を与えて頂いた橘省吾博士に感謝する。本研究は文部科学省日本学術振興会科学研究費補助金学術創成研究費(No. 16GS0214)の助成を受けたものである。

参考文献

- [1] McKeegan, K. et al. (2009) LPSC. XL, Abstract #2494.
- [2] Brownlee, D. et al. (2006) Science, 314, 1711-1716.
- [3] Yurimoto, H. et al., (1998) Science, 282, 1874.
- [4] Itoh, S. et al., (2003) Nature, 423, 728-731
- [5] Nagashima, K. et al., (2004) Nature, 248, 921-924.
- [6] Oechsner, H. and Gerhard, W. (1972) Phys. Lett., 40A, 211.
- [7] Becker, C. and Gillen, K. (1984) Anal. Chem., 56, 1671.

- [8] Shichi, H. et al (2003) *Appl. Surf. Sci.* 203–204, 228–234.
- [9] A. Wucher et al. (1998) *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, 12, 1241–1245.
- [10] He, C. and Becker, C. (1999) *J. Appl. Phys.* 86, 3463–3468.
- [11] Ishihara, M. et al. (2010) *Surface and Interface Analysis*, 42, 1598–1602.
- [12] Kumondai, K. et al. (2006), *ASMS LVI.*, proceeding A062517.
- [13] Mibuka, R. et al. (2008) *Applied Surface Science* 255, 1595-1598.
- [14] Lompre, L. et al. (1976) *Phys. Rev. Lett.*, 36, 949-952
- [15] Toyoda, M. et al. (2003) *J. Mass. Spectrum.*, 38, 1125-1142.
- [16] Okumura, D. et al. (2005) *Eur. J. Mass. Spectrum.* 11, 261-266.
- [17] Benninghoven, A. (1973) *Surf. Sci.*, 35, 427-457.
- [18] Storms, H. (1977) *Anal. Chem.*, 49, 2023-2030.
- [19] Sakamoto, T. et al. (2008) *Applied Surface Science* 255, 1617-1620.
- [20] Kozasa et al. (1991) *Astron. Astrophys.*, 249, 474-482.

「2009年度最優秀研究者賞受賞記念論文」

化学実験から惑星の起源・多様性の理解を目指して

関根 康人¹

2010年10月13日受領, 2010年11月5日受理.

(要旨) 惑星科学は、これまで主に地球物理学と天文学、岩石学にまたがる分野として発展してきたが、地球外生命の可能性さえ研究課題の視野に入ってきた今世紀においては、このような物理系分野だけでなく、化学や堆積地質学から生物学までを含む、他に類を見ない超分野型総合理学へと研究の裾野を広げる必要があるだろう。しかし現実的には、惑星における化学や堆積地質学の本格的な展開は現在でも黎明期にあり、生物学の展開に至ってはさらに道のりは遠い。著者はこれまで、惑星表層環境の形成・進化を物理的理解から化学的理解の段階へと進めること、そして惑星において化学を展開することを目標として、惑星上の地質的・化学的プロセスを模擬した室内化学実験を行ってきた。本稿では、タイタンや原始地球における大気形成と進化を例として、1. 微惑星から惑星形成、2. 表層環境の安定性と進化、に関して、著者のこれまでの研究を紹介する。

1. はじめに

なぜ地球は生命に満ち溢れる惑星になったのか、地球以外に生命を宿す天体は存在するのか、という問いに答えることは、地球惑星科学における最大の目標の1つである。これまで様々な研究者によって、惑星系や衛星系がガスと塵からなる原始太陽系円盤から形成され、現在の姿に至る大まかな道筋は立てられてきた。しかし、これにより上記の生物学にもつながる問いに答えが得られたかというところではないだろう。それは、これらの研究は主に古典的な物理学(力学、熱力学など)に基づいたもので、生物学的な問いに答える上で不可欠な、惑星・衛星の進化段階における数多くの物質進化や化学反応の素過程をきちんと考慮してはいないからである。例を挙げれば、氷衛星エウロパがどのようにして形成し、その内部海がどのような加熱機構で維持されているのかといった、大まかな物理過程の理解は惑星形成論や惑星探査によって得られたものの、内部海の化学組成やpHの進化、酸化還元状態

といった化学的情報はほとんど得られていない。したがって、生物学の中でも惑星科学に隣接する極限環境生物学でさえ、これまでのところ、これを惑星において展開することは困難であった。すなわち、大胆な言い方をすれば、20世紀までの惑星科学において、研究の中心は惑星物理学であり、特に、惑星や衛星における生命を育む環境の形成と進化に対する化学的、生物学的理解は非常に乏しかった。

ところが、惑星形成に関する大まかな物理的道筋が立てられた現在、我々の興味は惑星における生命の存在に否応なく向かっている。実際、近年の火星探査ローバーによる堆積岩による古環境推定[1]や、カッシーニ探査機による土星衛星エンセラダスの水プルーム内の有機分子の発見[2]は、地球環境進化を明らかにしてきた堆積地質学的・地球化学的アプローチが、地球外に存在する未開拓な豊かなフィールドに向け展開しつつあることを示している。さらに木星系探査計画や火星次世代ローバー探査計画における探査計画を見ても、今後の惑星科学の目的が、惑星形成の物理的理解から化学的理解、そしてその地質学的検証へと向かっていることは疑いなく、それはその先の極限環境

1. 東京大学大学院新領域創成科学研究科
sekine@k.u-tokyo.ac.jp

生物学をはじめとする惑星における生物学の展開へつながっていく重要な布石となろう。

筆者がこれまで行ってきた研究を一言で表せば、このような“惑星化学”という学問の創成を目指した、惑星・衛星における化学の展開である。具体的には、タイタン、原始地球、氷衛星などを研究対象とし、その形成から現在の姿に至るまでの地質・化学プロセス（例えば、大気化学反応、隕石衝突、熱水活動、気候変動など）を化学実験や地球化学分析により調べ、得られた実験データを基にそれぞれの天体の大気・表層進化を議論してきた。このような個々の地質プロセスにおける化学反応の解明は、太陽系内はもちろんのこと、それらを一般化することで、今後の太陽系外の地球程度の質量を持つ惑星大気の推定にも通じるだろう。本稿では、2章で惑星大気の起源、3章で惑星表層環境の進化に関する一連の研究を紹介するのに加え、紙面の許す限り今後の展望についても述べたい。

2. 起源：微惑星から惑星・衛星大気の形成

惑星や衛星における大気や海洋、そして生命の起源に化学の視点から迫るためには、それらを構成するC, N, O, Hといった揮発性元素が、初期太陽系においてどのような分子種として分布し、どのように変成されるのかを理解することが必要である。特に、惑星形成は微惑星の衝突の繰り返しであることを考えればわかるように、初期太陽系において衝突現象は重要かつ支配的な地質プロセスであるが、これは同時に重要な化学プロセスでもある。ここでは、特に筆者がこれまで研究してきた土星の衛星タイタンを話題の中心にし、原始太陽系星雲から大気の形成までの初期段階における化学進化過程を見ていくことにする。

2.1 原始ガス星雲における触媒反応： 氷微衛星の化学組成

地球型惑星や氷衛星が、どのような化学組成の大気を持つのかを考える際、重要な制約条件は材料物質（微惑星・微衛星）の化学組成である。特に、原始太陽系星雲や原始ガス惑星星雲内の比較的温度の高い領域（ $\sim 300\text{--}1500\text{ K}$ ）では、星雲ガスに含まれる一酸化炭素(CO)や二酸化炭素(CO₂)、窒素(N₂)が、主成分である水素分子(H₂)と反応し、熱力学的に安定なメタ

ン(CH₄)や炭化水素(C_mH_n)、アンモニア(NH₃)と水(H₂O)へと変換される可能性が提案されていた[3]。これらの揮発性分子種は円盤が冷却するに従い、それぞれ異なる温度でハイドレート氷などの形で微惑星や微衛星に取り込まれ、惑星や氷衛星に供給される。特に氷衛星の場合、上記のCH₄やNH₃への変換反応の有無によって、含まれる炭素量、窒素量、H₂O氷量は大きく異なる。またこれら分子種は、地表の温室効果や物質循環、内部海の凝固点降下など、表層内部進化にも影響を及ぼすため、原始太陽系星雲時にこれらの変換反応の有無を明らかにすることは重要である。

原始太陽系星雲におけるCH₄(やNH₃)の生成反応には、気相反応と触媒反応がある。しかし、CO(やN₂)の共有結合による高い活性化エネルギーのため、気相反応によるCH₄への変換は、ガス惑星内部のような高温環境($T > 2000\text{ K}$)でなければほとんど起きない[3]。一方、固体金属表面で起きる触媒反応は、吸着過程により反応全体の活性化エネルギーを下げるため、気相反応が通常進行しないような温度下においても活発に進行する可能性がある。特に、周囲より温度や圧力の高い原始木星や原始土星の周りの周惑星星雲内では、この触媒反応により、広範囲でCH₄(とNH₃)が生成するという予想が立てられ[3]、タイタンをはじめとする氷衛星の材料物質は、原始太陽系星雲の氷微惑星よりも還元的な炭素(窒素)化合物に富んでいると考えられていた[4]。しかしながら、これらの研究では、工業化学分野で行われた効率のよい条件($P = 1\text{ bar}$, $T = 513\text{--}553\text{ K}$, H₂/CO = 0.6–15.1)での実験データを、周惑星星雲条件($P = 10^6\text{--}10^3\text{ bar}$, $T = 400\text{--}1500\text{ K}$, H₂/CO = 1000)まで外挿したもので、現実的な条件で本当にこの触媒反応が進行するのか実験的に調べた研究はなかった。

そこで著者らは、原始木星や原始土星に形成される周惑星星雲と同様の条件において触媒反応実験を行い($P = 10^4\text{--}1\text{ bar}$, $T = 475\text{--}650\text{ K}$, H₂/CO = 1000)、星雲ガスに含まれるCOやCO₂からCH₄が生成される反応率やそのメカニズムを調べた[5,6]。その結果、これまでの予想に反し、星雲ガスのようなH₂に富む条件においても、低圧になると触媒表面に吸着したCが水素化されるよりも先にグラファイト化してしまい、触媒表面を覆って反応を妨げる触媒被毒が起きることがわかった(図1)。またN₂に関して、Cによる触媒被

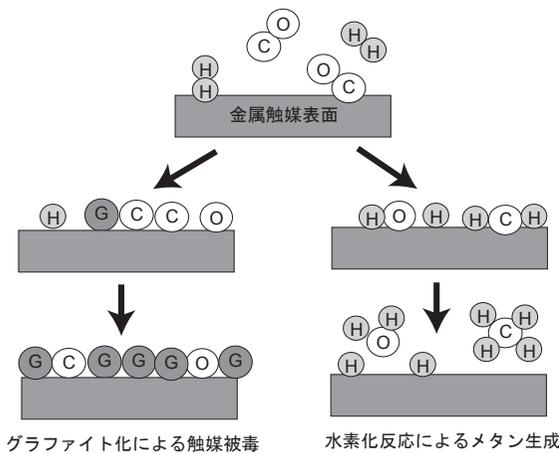


図1: 金属表面におけるCOの水素化反応と触媒被毒の概念図。金属表面に吸着したCは、H₂分圧が高い場合、表面のHにより水素化されCH₄を生成する。一方、H₂分圧が低い場合は、CはHを反応する前に、不活性なグラファイト(G)化して表面を覆ってしまい、反応を妨げる。

毒が起きた場合、N₂が吸着できなくなるためNH₃への変換も非常に起きにくい。得られた触媒反応率を原始ガス惑星円盤モデルに組み込んだ結果、原始木星や原始土星の周惑星星雲において、触媒被毒の影響で炭素・窒素化合物の化学進化はほとんど進行せず、氷衛星の材料物質は、基本的に原始太陽系星雲の氷微惑星の組成を反映した酸化的なものになることが分かった[5,7,8]。この結果は、エンセラダスの水プルームの化学組成が、彗星のそれに基本的にはよく似ているというその後の観測とも調和的である[2]。

この周惑星星雲で大規模な化学進化は起きにくいという結果を考えると、氷衛星の組成の違いを使って、原始太陽系星雲の温度進化へ制約を与えることができるかもしれない。なぜなら、上記の場合、氷衛星の組成の違いは、単純に原始太陽系星雲の各揮発性分子の凝縮温度の違いが反映されることになるからである。実際、木星の衛星カリストでは、地表面にCO₂が見ついているがCH₄は観測されていない[9]。このことは、原始木星が衛星系を形成した段階での5 AU付近の原始太陽系星雲が、CO₂が凝縮できるが(< 80 K)、CH₄は凝縮できない(> 50 K)温度だったことを示しているかもしれない(図2)。一方、土星系衛星ではCO₂のみならずCH₄も観測されているので[2]、土星系形成時期の10 AU付近の原始太陽系星雲の温度は50 K以下だったのであろう(図2)。ただし、次章でも述べる

ように、タイタン大気に始原始的なアルゴン(Ar)がほとんど見つかっていないことから[10]、Arが凝縮する30 Kを下回ってはいなかったと考えられる。このような氷衛星の組成から予想される円盤温度の違いは、単純に太陽からの距離の違いを反映しているのかもしれない。また、原始木星系では原始太陽系星雲内のギャップの形成に伴い[11]、衛星系形成の終了が原始土星系よりも早く起きたことを示唆しているのかもしれない。衛星の化学物質はこれから示していく様々な地質プロセスを経て変成されていく可能性があるため、上記の議論をより確実なものにするためには、詳細な氷衛星の化学組成・地質を調べる探査や、さらなる室内実験が必要となる。しかしながら、このような初期の材料物質の違いが、氷衛星の多様性(例えば、タイタン、ガニメデ、カリストに見られる)を生み出した本質的な一因になっているということは言えるであろう。

2.2 衝突脱ガスの化学反応：惑星大気形成と変成

微惑星・微衛星に取り込まれた揮発性成分が、惑星・衛星の大気を形成する際、必ず経験する変成過程が衝突脱ガスである。衝突脱ガスとは、天体の高速衝突時に発生する衝撃波により、衝突天体と惑星の一部が高温高圧状態に圧縮され、その後の希薄波による断熱膨

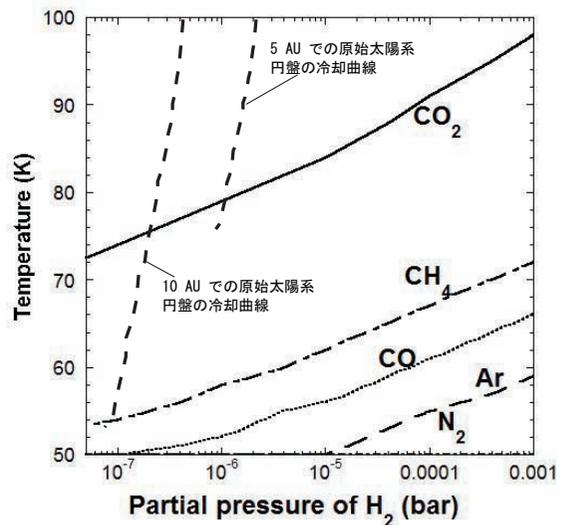


図2: 原始太陽系円盤における各分子種の凝縮温度曲線と5, 10 AUでの円盤温度の冷却曲線。円盤の温度圧力進化、各分子のH₂に対する存在量は参考文献[5, 8]に基づく。

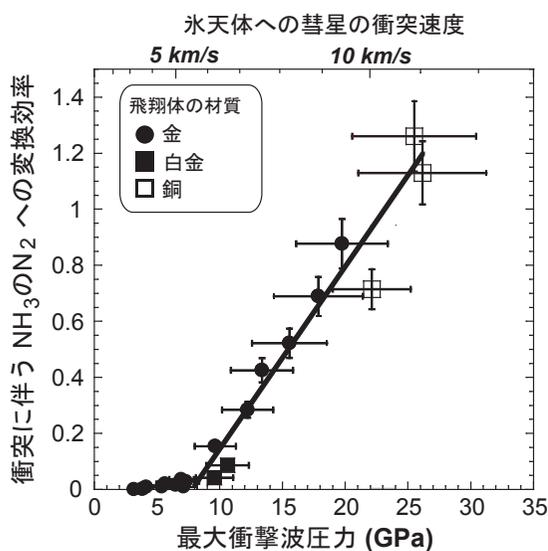


図3: 最大衝撃波圧力に対するNH₃からのN₂変換効率。縦軸は、衝撃波圧力を経験した標的中のNH₃がN₂に変換される割合を示す。上軸は、インピーダンスマッチング法 [12] により求めた、下軸の最大衝撃波圧力を発生するために必要な氷天体への彗星衝突の衝突速度を示す。

張冷却過程で、天体に含まれていた揮発性成分がガスとして表層に放出される過程である [12]。特に、集積後期や後期隕石重爆撃期におきる超高速衝突では、元々微惑星に含まれていた分子が完全に分解され、その後、高温状態で安定な別の分子に再結合した後に表層に供給されることも起きる。したがって、このような衝突脱ガスが開始する衝突速度や、脱ガス気体の化学組成を調べることは、惑星・衛星大気の起源を制約し、それらの現在の化学組成を理解することに直結する。

ところが、このような重要性にも関わらず、これまでの衝突実験では脱ガス気体の化学組成を測定する研究はほとんど行われてこなかった。なぜなら、従来の実験では多くの場合、火薬を加速の燃料として用いるため、その燃焼ガスと衝突発生ガスとの区別が困難であったためである [13]。我々は近年、高出力レーザーパルスを飛翔体の加速に使った化学的にクリーンな衝突システム(レーザー銃)を構築し、衝突により生成する気体成分の分析を行ってきた[14-17]。レーザー銃のメカニズムについての詳細は他稿に譲るとして、本稿では特に、前章の氷衛星の形成に関連したタイタン大気の起源について話を進めたい。

タイタンの表層環境は、太陽系で最も地球のそれに

似ていると言われる。タイタンの厚い大気(1.5 bar)の主成分はN₂であり、地表には地球の水循環に似たCH₄循環も存在している。カッシーニ探査機が明らかにした、タイタンと地球とのさらなる類似点は、タイタンのN₂大気が地球と同じ脱ガス二次大気であるということである [10]。これはタイタン大気中に始原的Arがほとんど含まれていないという観測結果がから導かれたものがあるが、Arの欠乏はさらに、微衛星形成時にArと同様の温度(< ~30 K)で凝縮するN₂も微衛星には含まれていなかったこと、したがってタイタンのN₂は元々もっと高温でも凝縮するNH₃(< ~100 K)として微衛星に取り込まれ、何らかの反応を経て現在のN₂になった可能性を示唆する。

地球大気の起源論に基づいて考えると、タイタンに限らず惑星や衛星の脱ガス二次大気は、集積時に材料物質の加熱溶融と分化、それに伴う大規模脱ガスとそこでの変成という過程を経て獲得されたと考えられる。しかし近年の観測から、タイタンは部分的にしか分化しておらず、初期から現在まで冷たいままであった可能性が示唆された [18]。したがって、タイタンの場合、地球のように集積時の大規模脱ガスにより、現在の大气が形成されたのではない可能性がある。未分化のタイタンに厚い二次大気が存在するという問題は、単なるタイタンの問題というだけでなく、我々が持っている惑星・衛星の脱ガス二次大気形成概念への挑戦であるともいえる。

我々はこの問題に対して、約39億年前に起きたとされる後期隕石重爆撃期 [19] が、タイタンN₂大気の形成に関して重要な役割を果たしたのではないかと考えている [17]。後期隕石重爆撃期における彗星の高速衝突では、タイタン氷地殻中に含まれていたNH₃氷が脱ガス分解しN₂を生成するかもしれない。実際、NH₃-H₂O氷へのレーザー銃を用いた衝突実験により求めた、衝突脱ガスN₂生成率と衝突衝撃圧力の関係(図3)を見ると、タイタン集積後の高速衝突(~秒速11 km)では、NH₃が効率的にN₂に変換されることが分かる。一方、集積途中の微衛星の衝突では(~秒速3 km)N₂の生成はほとんど起きていない。この実験データを、タイタンへの彗星の衝突の数値シミュレーションに組み込むことにより、衝突1回当たりにタイタンに供給されるN₂量と、元々存在していた大気を吹き飛ばす散逸量を計算することができる。その結果、

彗星衝突でタイタンに供給される N_2 の内、彗星自身に含まれていた NH_3 の分解による供給はわずかであり、大部分は地殻中の NH_3 の分解によるものであることがわかった。また、集積中に大気を形成しなかった場合でも、後期隕石重爆撃期において現在の N_2 量を生成することができることがわかった。さらに、仮に後期隕石重爆撃期以前に何らかの大気をもっていたとしても、タイタンのように重力が小さく揮発性元素を多く含む天体では、活発な供給と散逸により、大気の入替わりが起きることがわかった。これらの場合、生成される N_2 量はタイタン地殻中の NH_3 含有率と地表温度によって決まる値に漸近してゆくことになる。現在の N_2 量を生成するために必要な NH_3 含有率は1-4%程度であり、これは前章で述べた原始ガス惑星星雲内で NH_3 への変換が起きなかった場合に予想される微衛星の NH_3 含有率(0.5-5%)ともよい一致を示す[8]。

ところで、タイタンにおいて後期隕石重爆撃期に N_2 大気が生成するのならば、他の氷天体でもそのようなことは起きないのであろうか。氷天体において、彗星衝突で N_2 が生成する条件は、(1)氷天体自身に NH_3 が含まれること、(2)衝突速度が十分早いこと、の2つである。木星系衛星では、表面に NH_3 氷は見つかっておらず、条件1が満たされなかった可能性がある。土星系以遠では、微惑星の形成温度は十分低いため、条件2が重要になる。氷衛星への彗星衝突の場合、ガス惑星の強い重力により、彗星は高速度(秒速6-60 km)で衝突するので、 NH_3 は容易に N_2 に変換される(図3)。例えば、衝突による N_2 生成と散逸の計算をトリトンで行った結果、後期隕石重爆撃期後の N_2 量は約 10^{18} kgとなり、トリトン表面の N_2 霜の観測による N_2 量の推定(10^{16} - 10^{19} kg)[20]とも矛盾しない。また、土星系の他の衛星でも、地質活動のあるエンセラダスを除けば、表面に NH_3 の存在は観測されていない。これは、形成後の彗星衝突で、表面付近の NH_3 は N_2 にほぼすべて分解し、 N_2 ガスは宇宙空間に散逸したためであろう。一方、冥王星やカロンのような矮惑星やその衛星の場合、衝突速度が低いため(～2 km/s)、衝突による NH_3 の N_2 への変換は起きない。これらのことは、タイタンやトリトンの N_2 と冥王星の N_2 は、その起源が根本的に異なることを示唆している。このように、仮に同じ材料物質で出来ていたとしても、ガ

ス惑星の衛星なのか矮惑星なのかで衝突による変成の度合いは大きく異なり、それが現在見られる個々の天体の特徴を形作る主要な要素となっているのだろう。

もし上記の結果のように、タイタンの N_2 が後期隕石重爆撃期に形成されたとすると、1つの重要な問題が残る。それは、タイタン N_2 の同位体比($^{15}N/^{14}N \approx 5.5 \times 10^{-3}$)が、地球の値(3.5×10^{-3})よりも高い(つまり ^{15}N に富む)という点である[10]。これまでは、タイタンの窒素の同位体は元々地球と同じ値であり、それが形成直後の太陽からの強い紫外線による大気散逸で同位体的に重くなったと解釈されていた[10]。しかし、後期隕石重爆撃期に大気が形成された場合、散逸による同位体分別はほとんど起きないため、タイタンの重い窒素同位体比は初生的であるということになる。我々は、酸素同位体と同様に、窒素同位体にも太陽系内で大規模な不均一があるのではないかと推測している。分子雲や原始太陽系星雲の紫外線自己遮蔽効果を考えると、これらの環境で N_2 から生成した NH_3 やHCNは、ちょうどCOから生成する H_2O が ^{18}O や ^{17}O に富むように[21]、 ^{15}N に富むことになる。この ^{15}N に富んだ NH_3 氷は、少なくとも土星形成領域までは、 ^{14}N に富んだ N_2 ガス($^{15}N/^{14}N \approx 2 \times 10^{-3}$) [22]とは混じらずに、タイタン大気中の N_2 の高い $^{15}N/^{14}N$ 比を実現したのだろう。一方、内側太陽系では蒸発した NH_3 と N_2 が同位体的に均一になり、地球のような低い $^{15}N/^{14}N$ 比を実現したのかもしれない。このように考えると、初期太陽系における揮発性元素の振る舞いが、酸素だけでなく窒素も含めて統一的に理解できるかもしれない。このような可能性を検証するためには、これまでほとんど未知であった外側太陽系天体の揮発性分子の化学組成や同位体比データが重要になる。今後の大型望遠鏡による彗星の揮発性元素の同位体観測や、冥王星などの外惑星探査の結果が待たれる。

図3の実験結果は、地球の脱出速度での衝突では、 NH_3 はほぼ完全に N_2 に分解してしまうことも示している。惑星集積モデルによると、質量小さいM型星の周りには、地球や火星サイズの惑星が氷微惑星から形成される可能性が示されている[23]。このような惑星は、集積途中に NH_3 が分解した非常に厚い N_2 大気を形成することになるだろう。 NH_3 の微惑星での含有量が太陽系と同じ(約1%)だと仮定しても、 N_2 大気の圧力は100気圧以上になる可能性がある。このような

非常に厚い N_2 大気を持つ，“スーパータイタン”とも呼ぶべき地球サイズの氷惑星は、低質量星の周りでは普遍的な存在かもしれない。

3. 大気進化と地表環境の安定性

ダイナミックに形成した大気や表層環境は、その後、数10億年という長期にわたって進化していくことになる。地球型惑星や氷衛星の場合、 H_2 は宇宙へ散逸するため、大気海洋組成の進化とは初期組成からの不可逆的な酸化に他ならない。そして、長期にわたる地表環境の安定性を理解するためには、酸化還元状態が変化していく中で、惑星の気候がどのようにして安定に保たれるのか、あるいは不安定に陥るかを惑星システムとして理解することが必要である。ここでは、タイタンや原始地球のような還元的大気をもつ天体の表層環境の安定性、そして原始地球における酸化的大気への移行である大酸化イベントに関する著者らの研究を紹介する。

3.1 還元大気中の有機物エアロゾルの役割

近年の地質学的・地球化学的研究によると、20億年以上前の地球大気中の CO_2 濃度推定値では、地表を温暖にできるかが疑問視されており[24,25]、大気表層が酸化される前に高濃度存在することができる CH_4 などの還元的气体による温室効果が重要とされている。 CH_4 を含むような還元的大気の場合、 CO_2/CH_4 比が0.5以下であれば、地球においても光化学反応により有機物エアロゾルが生成し、タイタンのように濃密な層を形成する。このようなエアロゾル層は、大気上層で太陽光の大部分を吸収・散乱し、地表を冷却する強力な反温室効果を持っている[26]。これまで現在のそのような酸化的大気における炭素循環と地球表層環境の安定性について多く研究がなされてきたが、還元的大気における安定性については、ほとんど研究はなされていない。なぜなら、生成する有機物エアロゾルについて、その生成過程や組成、生成率や光学特性などほとんどが実験的・観測的に未解明であるからである。このようなエアロゾルが、惑星スケールでどのような役割を果たしているのか理解するのに最も良いリファレンスはタイタンであろう。このように、原始地球がどうしてハビタブルであったのかという問題は、地球科

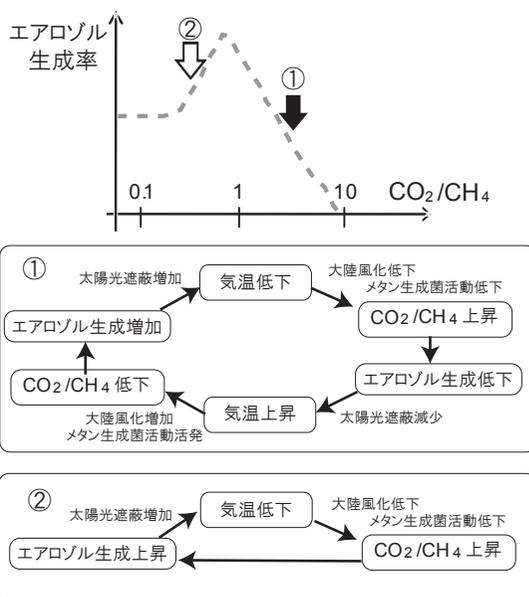


図4：大気中の CO_2/CH_4 比に対する有機物エアロゾル生成率変化の概念図(実験データは [30] に基づく)。高い CO_2/CH_4 比を持つ大気組成では、エアロゾル生成と気温変化は負のフィードバックの関係にあるが、低い CO_2/CH_4 比を持つ大気組成では、正のフィードバック関係にあることが予想される。

学だけの問題ではなく、タイタンや系外惑星まで広く関連性のある重要な課題である。

有機物エアロゾルの生成とは、言い換えれば CH_4 の高分子化である。そして、 CH_4 の高分子化は、反応系から水素原子(H)が効率的に除去されることで不飽和炭化水素の存在量が多くなり、これらがさらに重合されることで進行する。したがって、何がエアロゾルの生成を決定しているかという問いは、何が大気中のHを除去しているのかという問いに言い換えることができる。実際、現在有機物エアロゾル生成が起きているタイタンでも、大気化学モデルによると、熱圏に近い大気の上層ではHは直接宇宙空間に散逸するが、成層圏以下では不飽和炭化水素と反応してしまい、現在の大気中の不飽和分子量やエアロゾルの生成率を説明できないことが示唆されている[27]。そのため、成層圏には何かしらの効率的なH除去プロセスがあるだろうと言われていた[27]。

筆者らはこれまで、タイタン大気におけるH除去過程として、有機物エアロゾル表面反応が重要な役割を果たしていることを実験的・理論的に示してきた

[28,29]. エアロゾル表面反応とは、大気中のHがエアロゾルと衝突し他のHと反応することで、不活性な H_2 になる反応である。 H_2 は分子量が小さく短時間で宇宙空間に散逸し大気中から除去される。筆者らの研究によると、熱圏近くの高層大気で生成した有機物エアロゾルの種は、大気中を沈降してくる間の中間圏や成層圏で触媒のようにHを除去し、大量の不飽和炭化水素が存在できるように働いていることが示唆される。不飽和炭化水素は、成層圏でさらなるエアロゾルの生成や成長に寄与したり、大気上層に拡散しエアロゾルの種の材料になったりすることになる。実際、エアロゾルの表面反応を組み込んだ新たな大気化学モデルでは、タイタン大気中の不飽和炭化水素量とその分布をよく再現しており[29]、このこともタイタン大気でのエアロゾル表面反応の重要性を示していると言える。

このように考えると、還元大気中に生成する有機物エアロゾルは、惑星システム内のサブシステムの1つであることがわかる。例えば、タイタンにおいて地表温度が何かの理由で上昇したとする。その場合、大気中の CH_4 濃度(CH_4 飽和蒸気圧)が上昇し、材料が多くなる分、エアロゾル生成率は上昇するだろう。このことは大気中でのエアロゾルの数密度の増加になるため、エアロゾル表面反応がさらに起きるようになる。このことは、不飽和炭化水素の増加と、結果的にさらなるエアロゾル生成率・大気中の数密度の上昇を引き起こす。すると今度は、濃密なエアロゾル層の形成により、地表温度は下がり CH_4 の濃度が低下することにより元の状態に戻る。このように、エアロゾルはタイタン地表環境を安定化させる負のフィードバックの中心となっている可能性がある。

原始地球の場合、エアロゾルのフィードバックは負に働くだけでなく、正にも働く可能性があり非常に複雑である。なぜならば、地球型惑星の場合、エアロゾル表面反応だけでなく、大気中に存在する CO_2 濃度によって、エアロゾルの生成率は大きく変化するためである[30]。例えば、 CH_4 大気に CO_2 を徐々に加えて行った時、エアロゾルの生成率は上昇することが知られている[30]。これは、 CO_2 が上記の表面反応と同様にHのシンクとなって、不飽和炭化水素の存在量が上昇するからである。しかし、ある CO_2/CH_4 比を境に、今度は CO_2 量が増えるほどエアロゾル生成率は悪くなる。これは、 CO_2 がHを消費しても過剰に存在し、今

度は不飽和炭化水素やエアロゾル自身を酸化することに使われるからである。このようにエアロゾル生成率と大気中の CO_2/CH_4 比の間には、最大値をとるような関係があることが予想される[30](図4)。もし、 CO_2/CH_4 比が大きい CO_2 に富む大気組成(図4：黒矢印)であった場合、何かしらの理由で地表温度が低下したとする。すると、大陸風化の低下(CO_2 上昇)とメタン生成菌の活動低下(CH_4 低下)により、 CO_2/CH_4 比は増加する。このことは、エアロゾル生成率の低下とそれによる反温室効果の低下で地表温度の上昇を引き起こし、地表環境は安定することになる(負のフィードバック)[31]。一方、 CO_2/CH_4 比の小さい CH_4 に富む大気組成(図4：白矢印)であった場合、地表低下に伴う CO_2/CH_2 比の増加は、エアロゾル生成率の上昇と地表温度のさらなる低下を引き起こす(正のフィードバック)。

このように同じ惑星であっても大気組成のわずかな違いによって、気候変動に対する安定性は大きく変わってしまう可能性がある。特に、原始地球の場合、恒星進化に伴う太陽光度の上昇により、大気中の CO_2 濃度は徐々に低下していくため[32]、より最近に近い時代に、上の様な内在していた気候の不安定性が出現しやすくなるはずである。このような地球型惑星に内在する気候の不安定化が本当に起きうるのかを確かめるためには、今後、様々な大気組成でのエアロゾル生成率を求めただけでなく、光学定数やエアロゾルの構造も実験的に明らかにし、総合的に判断することが必要となるだろう。ただ、このような不安定化が起きるとすれば、 CO_2/CH_4 比が小さくなる原生代-太古代境界付近(約30-20億年前)であり、このことと次章でべるスノーボールアース(全球凍結)を含むヒューロニア氷河期が、同じ原生代-太古代境界付近に発生していることとは、無関係ではないかもしれない。

3.2 大酸化イベントにおける気候、大気、生命のフィードバック

地球の大気海洋の酸化還元状態は、時間と共に徐々に変化してきたわけではなく、ある特定の時期に安定状態から別の安定状態へ急激に移行する変動期を経て進化してきたと考えられている。大気中酸素(O_2)濃度は、約23億年前と約7億年前に急激に上昇したことが知られている(図5)[33]。約23億年前には、それま

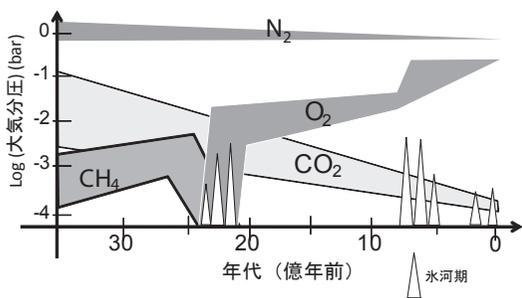


図5：様々な地球化学データにより制約された、地球大気組成の進化と氷河期の起きた時期と規模との関係を示す [30-38]。O₂濃度の上昇する約23億年前と約7億年前に、大規模な氷河期が繰り返し起きていたことが分かる。

ではほぼ無酸素状態であった還元的大気に、O₂が現在の値の約10²倍(10² PAL)まで急激に上昇する大酸化イベントと呼ばれる事件が起きた [33,34]。そして、約7億年前には現在と同じ程度の大気O₂レベルにまで達し、海洋も深海までほぼ全域が酸化になった。生命の進化にとってもO₂上昇は重大事件であり、大酸化イベント後には真核生物が、約7億年のO₂上昇の後には大型生物がそれぞれ登場している [35]。

近年、この2度の酸素上昇期が、スノーボールアース(全球凍結)を含む大規模氷河期の発生時期とよく一致することが分かってきた(図5)[35]。このことは、

地球システムの中で、気候変動が、大気海洋や生命と何かしらの因果関係(フィードバック)を持って共進化していることを暗示している。特に、大酸化イベントでは、これと時をほぼ同じくしてヒューロニアン氷河期と呼ばれる、汎大陸規模の氷河期が少なくとも3回繰り返し起きていたことが分かっている[36]。この大酸化イベントとヒューロニアン氷河期に関する因果関係に関しては、いくつかの仮説が提案されているが、これまで因果関係を実証する具体的な地球化学的証拠はなかった。

筆者らは、24-22億年前の堆積物層が連続して露出しているカナダ・ヒューロニアン累層群など北米五大湖周辺地域を中心に地質調査を行い、気候変動とO₂上昇の因果関係を実証する証拠を探すべく、岩石試料の地球化学分析を行ってきた。気候変動とO₂濃度上昇の因果関係を調べるためには、この繰り返し起きた氷河期から氷河期後の気候回復期に、O₂濃度がどのように変化したのかを明らかにする連続的な地球化学データが必要になる。これまでの多くの研究では、硫化物中の硫黄の質量非依存同位体分別[33,35]、碎屑性のウラン鈳や赤色砂岩[33]の存在から、それらが形成された時点でのO₂濃度が制約されてきたが、これらはいずれも上記の鈳物が形成した層準1点での情報であり、氷河期前後の連続的なデータを得ることは難しい。

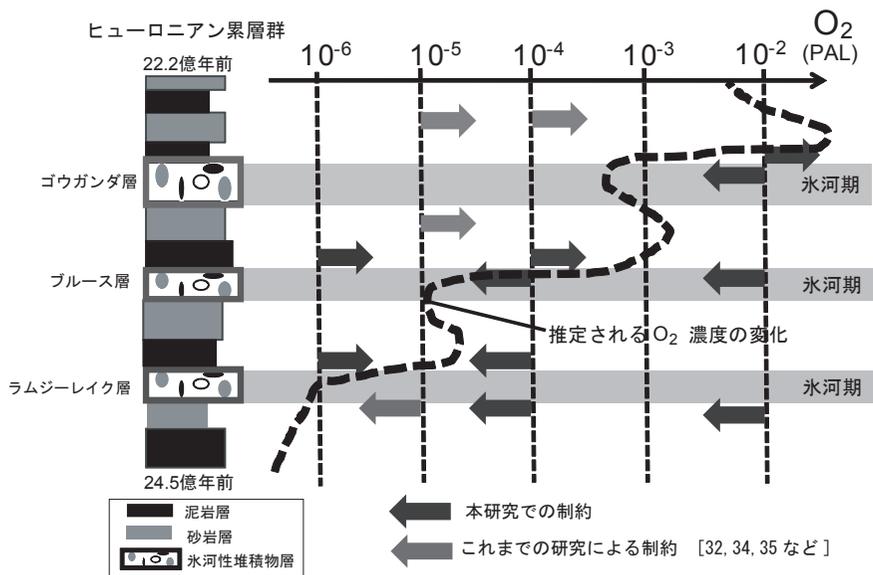


図6：簡略化したヒューロニアン累層群の柱状図と対応するO₂濃度変化。O₂濃度は、岩石試料中の酸化還元敏感元素量などから推定(詳しくは本文を参照)。

そこで筆者らは、酸化還元敏感元素と呼ばれる、大気海洋の O_2 濃度に依存して価数が増減し、挙動が変わる遷移金属の堆積物中の存在量に注目した。例えば、モリブデン(Mo)、レニウム(Re)、オスミウム(Os)は、酸素濃度が高い時に大陸から海洋に供給される。一方、鉄(Fe)やマンガン(Mn)は、酸素濃度の上昇により海洋中で酸化して沈殿する。特に、酸化還元電位の異なるいくつかの元素の堆積物中の存在量を比較し、その時の O_2 濃度を挟み込むことで制約することができる。例えば、MoやReは O_2 濃度が比較的低い 10^5 PAL程度でも酸化され海洋に流れ出す[37]。一方、Mnは非常に酸化還元電位が高く、 10^2 PAL程度以上ないと酸化沈殿しない[38,39]。我々は岩石試料の化学分析の結果、ヒューロニアン累層群で、最も時代の古い氷河期直後の海底堆積物中にMoとReが濃集し、次に古い2番目の氷河期の直後にはOsが濃集していることが分かった。これは両氷河期の直後に、それぞれ $pO_2 \sim 10^5$ PALおよび $pO_2 \sim 10^4$ PAL程度の酸化的環境が実現し、これらの元素が大陸から海洋に運ばれ始めたことを示唆する[40, 41]。最後に一番新しい氷河期では、Mnが沈殿する程度 O_2 濃度が高くなっていることがわかった($pO_2 \sim 10^2$ PAL) [39]。これらの地球化学的証拠は、図6のように氷河期後の気候回復期に O_2 濃度が上昇し、この繰り返し起きた氷河期に伴って段階的に O_2 が上昇していったことを示唆している。

氷河期の後に O_2 が上昇していることは、気候変動がトリガーとなって光合成生物の活動を活性化させたように見える。では、実際に氷河期の直後のどのような環境変化が、 O_2 上昇を引き起こしたのであろうか。筆者らは次に、大規模氷河期からの気候回復時に何が起きたのか明らかにするため、気候回復期における堆積物中の無機・有機炭素同位体測定と大陸風化の度合いを調べる化学風化指標測定を行った[42]。その結果、3回のヒューロニアン氷河期の後に、いずれも炭素同位体比の負異常があることが分かった。特に、スノーボールアースの可能性のある最後の氷河期直後の有機炭素同位体の負異常は、全地球史における堆積物中で最も大きいものであった[42]。さらに、堆積物中の化学風化指標を調べると、この炭素同位体比の負異常は、地表温度の上昇に伴う激しい大陸風化とほぼ同時に起きていることが分かった[42]。

この大規模氷河期の直後に見られた、炭素同位体の

負異常と地表気温の上昇という2つの証拠を同時に説明する1つの可能性は、メタンハイドレートの大規模分解である[42]。メタンハイドレートに含まれる CH_4 は非常に ^{12}C に富んでいることが分かっている。このような CH_4 が氷河期後に氷の融解に伴い大量に放出されれば、炭素同位体の負異常を引き起こし、その温室効果で地表は急激に温暖になる。実際、炭素同位体の負異常を説明するために必要な量のメタンが放出された場合、地表温度は $30^{\circ}C$ 近く上昇し、化学風化指標で見られる激しい大陸風化を整合的に説明する。そのような温暖状況では、激しい大陸風化により、光合成生物の栄養塩であるリンが大量に大陸から供給される。このことが、光合成生物の大繁殖と O_2 放出を引き起こしたのかもしれない。放出された O_2 は、大気や表層に存在する還元的な物質を酸化することに使われることになる。それにより、メタン生成菌などの嫌気的細菌が生息する還元的な環境の減少や CH_4 自身の酸化により、大気中の CH_4 濃度の低下を引き起こす。この CH_4 の低下は、次なる氷河期を引き起こすことになる。このような正のフィードバックは、大気や浅海に CH_4 がほぼなくなり、 O_2 が大気に満ちるまで続くことになり、大酸化イベントの駆動力だったのかもしれない[42]。

前章で述べた還元的地球型大気における気候の不安定性と、本章で述べた氷河期をトリガーにする O_2 の増大を総合して考えると、地球のようにプレートテクトニクスを維持し生命を育む惑星では、 CH_4 大気から O_2 大気への急激な進化は、ほぼ必然的に惑星の年齢や大きさに対してある種の相関をもって現れるということが予想される。このような大気組成と惑星の年齢・大きさとの相関関係が、系外惑星の観測で統計的に議論できれば、地球のような惑星システムを持つ天体の普遍性を議論できることにもなるかもしれない。

4. 最後に

今後、惑星表層環境の形成と進化を、物理的理解から化学的理解へと1つ上の段階に進めるためには、さらなる各過程の化学実験とモデリングによる定量的研究が必要である。しかし、それと同時に必要なのは、様々な化学分野(地球化学、触媒化学、応用化学、有機生物化学)や地質学分野(堆積学、古環境学、水文学、

雪氷学)の研究者たちに、豊かなフロンティアとして惑星というフィールドを紹介し、積極的な人的参入と交流を促すことであろう。その意味において、他に類を見ない学術融合の場としてモデルケースとなるポテンシャルを、惑星科学は秘めている。惑星分野に化学を本格的に展開するためには、少なくとも今後10年は、様々な分野の研究者を巻き込みつつ化学実験によるデータの蓄積と評価を行なうことが必要であり、その後10年は、得られた実験データや探査結果に基づく、惑星形成過程の化学を含むモデルの構築を行なうことが目標となる。その後、築かれた惑星化学や惑星地質学の基盤の上に、惑星生物学を展開してくれる若者が現れバトンをつなげることができれば、一惑星科学者としてこれ以上望むことはない。

謝 辞

本稿は、2009年度最優秀研究者賞記念論文として執筆しました。内容は、大学院生時代にご指導いただいた松井孝典先生や岩澤康裕先生をはじめ、杉田精司、門野敏彦、紫藤貴文、山本孝、今中宏、クリス・マツケイ、ビシュン・カレー、エマ・ベイクス、セバスチャン・レボノワ、玄田英典、オリビエ・モーシスの各氏との共同研究としての成果であり、また、その後の助手・助教時代の田近英一、多田隆治、後藤和久、山本信治、鈴木勝彦、大河内直彦、仙田量子、小川奈々子、磯崎行雄、ジョセフ・カーシュビンの各氏との共同研究の成果です。また、ここに書ききれなかった諸先輩や後輩、学生たちとの議論を通じて学んだ成果でもあります。心より御礼申し上げます。また、倉本圭氏には有益な査読意見をいただきました。感謝申し上げます。

参考文献

- [1] Squyres, S. W. et al., 2004, *Science* 306, 1709.
- [2] Waite, J. H. et al., 2009, *Nature* 460, 487.
- [3] Prinn, R. G. and Fegley, Jr. B., 1989, in *Origin and Evolution of Planetary and Satellites atmospheres*, 78.
- [4] Lunine, J. I. and Stevenson, D. J., 1985, *Astrophys. J. Supp.* 58, 493.
- [5] Sekine, Y. et al., 2005, *Icarus* 178, 154.
- [6] Sekine, Y. et al., 2006, *Meteorit. Planet. Sci.* 41, 715.
- [7] Mousis, O. et al., 2006, *Astron. Astrophys.* 459, 965.
- [8] Alibert, Y. and Mousis, O., 2007, *Astron. Astrophys.* 465, 1051.
- [9] Hibbitts, C. A. et al., 2002, *J. Geophys. Res. Planets* 107, 14-1.
- [10] Niemann, H. B. et al., 2005, *Nature* 438, 779.
- [11] Sasaki, T. et al., 2010, *Astrophys. J.* 714, 1052–1064.
- [12] Melosh, H. J., 1989, *Impact Cratering: A Geologic Process* (New York: Oxford Univ. Press).
- [13] Tyburczy, J. A. and Ahrens, T. J., 1986, *J. Geophys. Res.* 91, 4730.
- [14] Ohno, S. et al., 2008, *Geophys. Res. Lett.* 35, L13202.
- [15] Kawaragi, K. et al., 2009, *Earth Planet. Sci. Lett.* 282, 56.
- [16] Fukuzaki, S. et al., 2010, *Icarus* 209, 715.
- [17] Sekine, Y. et al., submitted.
- [18] Iess, L. et al., 2010, *Science* 327, 1367.
- [19] Gomes, R. et al., 2005, 435, 466.
- [20] McKinnon, W. B. et al., 1995, in *Neptune and Triton*, 807.
- [21] Yurimoto, H. and Kuramoto, K., 2004, *Science* 305, 1763.
- [22] Marty, B. et al., 2010, *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 340.
- [23] Ogiwara, M. and Ida, S., 2010, *Astrophys. J.* 699, 824.
- [24] Rye, R. and Holland, H. D., 1998, *American J. Sci.* 298, 621.
- [25] Rosing, M. T. et al., 2010, *Nature* 464, 744.
- [26] McKay, C. P. et al., 1991, *Science* 253, 1118.
- [27] Yung, Y. L. et al., 1984, *Astrophys. J. Supp.* 55, 465.
- [28] Sekine, Y. et al., 2008a, *Icarus* 194, 186.
- [29] Sekine, Y. et al., 2008b, *Icarus* 194, 201.
- [30] Trainer, M. G. et al., 2006, *Proc. Nat. Acad. Sci.* 103, 18035.
- [31] Pavlov, A. A. et al., 2003, *Geology* 31, 87.
- [32] Tajika, E. and Matsui, T., 1990, in *Origin of the Earth*, 347.
- [33] Canfield, D. E., 2005, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 33, 1.
- [34] Pavlov, A. A. and Kasting, J. F., 2002, *Astrobiology* 2, 27.

- [35] Hoffman, P. F. and Schrag, D. P., 2002, *Terra Nova* 14, 129.
- [36] Young, G. M., 2004, in *The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry, and Climate*, 161.
- [37] Anbar, A. D., et al., 2007, *Science* 317, 1903.
- [38] Kirschvink, J. L., et al., 2000, *Proc. Nat. Acad. Sci.* 97, 1400.
- [39] Sekine, Y. et al., in prep.
- [40] Goto, K. T., et al., in prep.
- [41] Sekine, Y., et al., *Geochim. Cosmochim. Acta Supp.* 73, A1193.
- [42] Sekine, Y., et al., 2010, *Geochem. Geophys. Geosys.* 11, Q08019.

御池山隕石クレーターに検出された負の重力異常

坂本 正夫¹, 志知 龍一²

2010年7月20日受領, 2010年8月20日受理.

(要旨) 長野県飯田市上村にある御池山隕石クレーターでは、クレーター内の基盤岩チャート・砂岩とフォールバック層(クレーター形成時に空中放出した角礫岩類がクレーター内に堆積した層)内のチャート・砂岩の角礫とから衝撃変成石英が大量に確認され、インパクトクレーターとして発表された。このクレーターでは、海外のインパクトクレーターに共通する負の重力異常が検出された。負の重力異常が生じている現象を海外のインパクトクレーターと比較検討した。その結果、クレーター形成時の衝撃圧縮によって主に基盤岩が破碎されたために密度が低下して生じたと考えられる。

1. はじめに

長野県飯田市しらびそ高原で、赤石山脈西麓にある御池山(1905m)の山頂を含む南東斜面には直径約900mの半円形の地形が存在する(図1)。この地形内の角礫層や基盤岩に含まれる石英の単結晶内に幅1~3ミクロンの非晶質層が形成された Planar Deformation Features(PDFs)(正式な日本語用語は未定:面状変形組織)をラマン分光分析と光学顕微鏡などを使って検出し、インパクトの決定的な証拠として御池山隕石クレーター(以下、御池山クレーターと呼ぶ)の存在が報告された(図2) [1]。PDFsは、クレーター内の基盤岩のチャート・砂岩の石英粒から確認されたが、フォールバック層内の角礫のチャート・砂岩の石英粒から確認されたものが最も良好に形成されている(図3)。

海外のインパクトクレーターは176ヶ所で確認されている。その内、最も多くのクレーターで石英のPDFsの検出が衝突の証拠として報告されている。他に、シャッターコーン(衝撃を受けて円錐形に変形した地表の岩石)や溶融ガラス類、隕石類、衝撃生成鉱物、

重力異常なども報告されている。中でも重力異常の検出は、物質的な証拠とは異なりクレーター地形の全体に関する地球物理学的な手法として貴重な情報を得ることができる。海外のインパクトクレーターの研究では、重力異常の研究成果は古くから報告がある。West Hawk Lake crater(カナダ, 直径3.2km)では、カナダに多く見られる湖水の中で特段に水深の深いことに注目し、最初に重力測定を行った結果がインパクトの仮説を支持する成果につながった。その後、クレーター内部にクレーター形成時の角礫層が存在してい



図1: 位置図
MTL: 中央構造線 ISTL: 糸魚川-静岡構造線 表示の無い一線: 道路
地形図: 国土地理院2万5千分の1「光岳」使用

1. 飯田市美術館
2. 元中部大学
ic90877@city.iida.nagano.jp

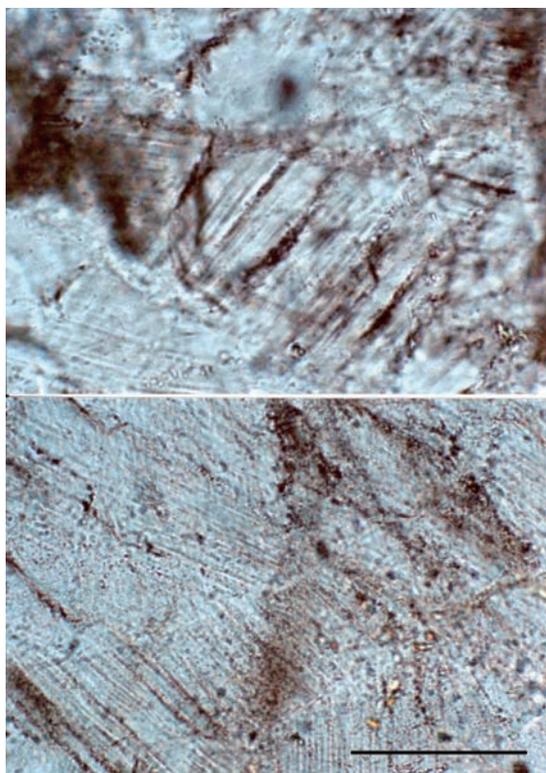


図2：PDFsの顕微鏡写真(2枚組) フォールバック層中のチャート礫の石英 スケールは0.1mm

ることを示した[2]. インパクトクレーターの研究では重力異常の検出だけで衝撃の証拠とすることは不可能であるが、クレーター内部に密度の低くなる堆積物が存在することを示唆したり、基盤岩の破碎が広がって岩石の密度低下を招いている事などの情報が得られる[3]. また、Monturaqui impact crater(チリ, 直径460m)のような規模の小さいクレーターでも重力異常の検出が有効であることを示している[4].

御池山クレーター(図4)は、急峻な山岳地帯にあって、クレーター形成後の早い段階でクレーター地形の崩壊が起こった可能性が高い。そのため、衝撃によって形成された様々な物質や現象の多くが崩壊したり消失したりしてしまったと考えられている[1]. 衝撃を示す証拠類の中で、重力異常の検出は御池山にも当てはめる事のできる数少ない現象把握の手段である。すなわち、証拠の多くが消失したクレーター地形の中でも、衝撃を受けた状態が検出できる可能性があるからである。そこで、御池山一帯の重力測定を行って、衝

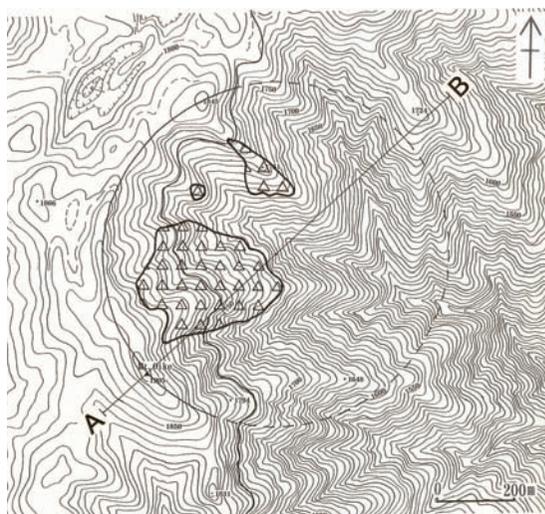


図3：御池山クレーター内に残存する理論的フォールバック層(△印の範囲) A.Bは図8の断面の位置

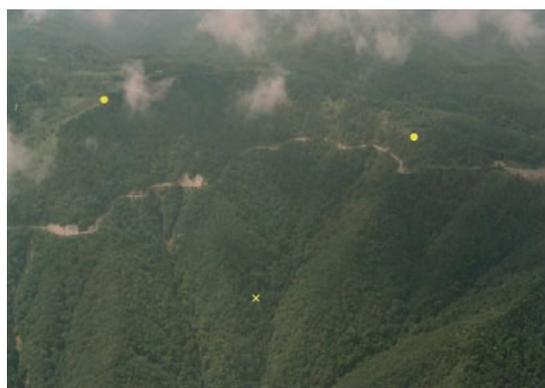


図4：御池山クレーターの空中写真 2点間を結ぶ弧がクレーター縁 ×印はクレーター中心

撃を受けたことによる重力異常の検出を試みた。なお、海外に存在する大小様々な隕石クレーターで重力異常の報告はあるが、その内御池山クレーターの規模に近い小さなサイズのクレーターから報告のある重力異常と比較検討し、御池山クレーターの地形的地質的な特性を示す。

2. 赤石山脈の重力分布の概要

赤石山脈の地質構造は、中央構造線を西縁として、東側へ三波川帯・戸台構造線・秩父帯・仏像構造線そして山脈の中軸をなす四万十帯、さらに東縁をなす糸魚川―静岡構造線へと帯状構造をなしている[5]. 大



図5：赤石山脈を中心にした重力分布図 Gravity Research Group (1994)より抜粋。太線コンターは重力異常値ゼロを示し、その北側が負、南側が正を示す。御池山周辺のみ円形が負を示す。白丸は飯田市中心地を示す。

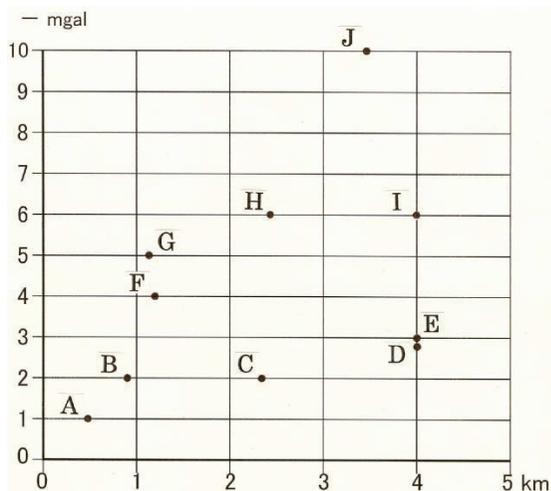


図7：シンプル型クレーターの直径と重力異常値の関係を示すグラフ
A：Monturaqui B：御池山 C：Holleford D：Suvasvesi N E：Gow Lake F：Darwin G：Pretoria Saltpan H：West Hawk Lake I：New Quebec J：Kgagodi

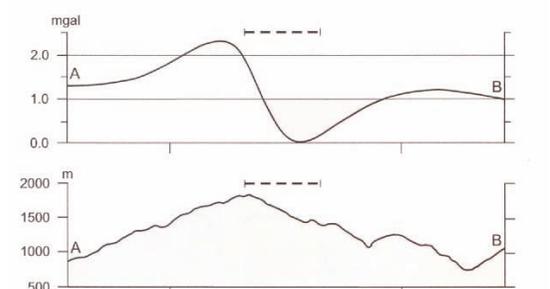
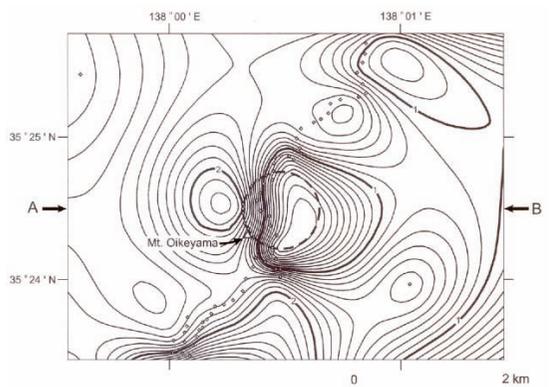


図6：御池山周辺の重力分布図(上図) 四角印：測定ステーション、破線：クレーター位置
A-B：中図・下図の断面位置、重力値断面図(中図) 破線区間：クレーターの直径と位置、地形断面図(下図)

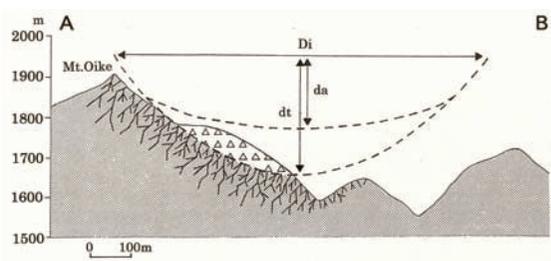


図8：御池山頂上とクレーター中心を通る地形断面 網目：基盤岩 ひび割れ線：基盤岩の割れ目 △印：フォールバック層 Di：直径 da：見かけの深さ dt：真の深さ A-B：図3の位置

規模な帯状構造は、太平洋側からのプレートによる強い圧縮を受けて形成されてきたもので、赤石山脈は日本の山地形成運動の中にあって最大の隆起量を示す[6].

こうした地質構造をもつ赤石山脈では、中部日本の内陸部で全体が負の重力異常を示す。それに対して、太平洋側と日本海側との両側では正の重力異常への転換が行われている。特に、赤石山脈を含む太平洋側では北から南へ徐々に負から正へ移り変わっていく。赤石山脈南部は太平洋寄りに位置し、負の異常域の周辺部に相当する(図5)[7].

赤石山脈では、山脈の走向方向に緩やかな重力の変化があるととともに側方にも緩やかな変化を示す。し

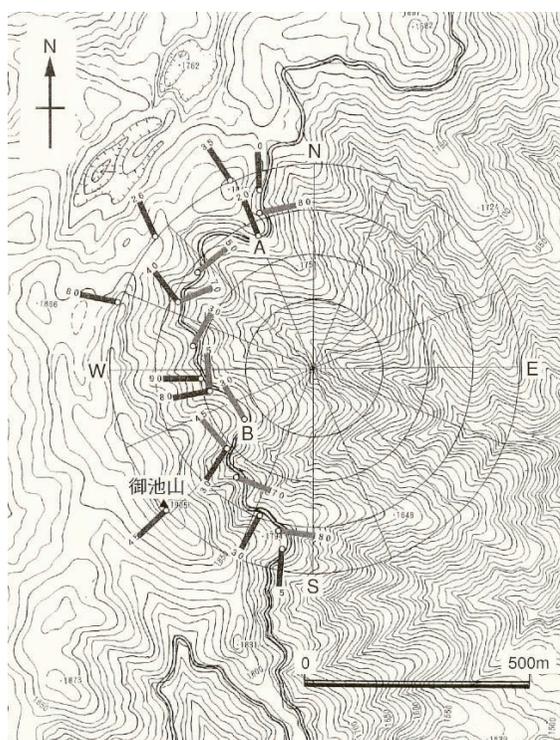


図9：御池山クレーター内の基盤岩に形成された割れ目の方向クレーターを中心から放射状(A)と同心円状(B)に割れ目が発達

かし、山脈の西縁を走る中央構造線沿いでは際だって高密度になっていて重力の変化が激しい。地表での中央構造線は縦谷の構造谷を形成しているが、地下では三波川帯や秩父帯に相当する領域までに高密度域が及び特異な重力場を形成しているとみられる。このことは、赤石山脈を走る中央構造線が右横ずれ運動を行う活断層[8]であることも原因と考えられる。

中央構造線に沿った重力異常域は幅の広い帯状を示すが、南北方向の変化では赤石山脈の全体的な傾向と調和し、北から南へ向かって負から正へと移り変わっていく。茶臼山塊の一角に位置する御池山付近でも似た重力異常の分布傾向にあり、赤石山脈全体の傾向性の範囲内にある。しかし、御池山付近には負の重力異常のスポットが表れている[7]。こうした相対的に負の異常は赤石山脈では他に認められない。御池山一帯は砂岩・泥岩を主体にしてチャート挟む比較的単純な地質であり、全体が複合斜構造をなし、地質・構造上で特異な重力異常を生じる地質学的な要素は見当たらない[9]。



図10：割れ目の露頭写真 A：放射状(図9のA) B：同心円状(図9のB) 黒矢印：割れ目の方向

3. 重力測定結果

御池山エコーラインの起点はしらびそ峠(1831.7m)にあり、南へ延びた尾根沿いを通り上村下栗地区へつながっている。エコーラインの途中からは、大野地区を通して北又渡へ下る林道が分岐している。

起点のしらびそ峠を第1ステーションとして、エコーライン沿いとその分岐した林道それに半円形のクレーター縁沿いで、総延長15km間の114ステーションで重力測定を行った。測定には、LACOST & ROMBERG Gravity Meter 484を使用した。測定間隔は平均150mである。なお、測定区間内の標高は

表1：シンプル型クレーター重力異常表
mgal値：相対的な負の重力異常値 主な地質：重力異常を引き起こす原因相

記号	クレーター名 (国)	直径km	mgal	クレーター内の主な地質
A	Monturaqui (チリ)	0.46	-1	基盤岩
B	御池山 (日本)	0.9	-2	基盤岩
C	Holleford (カナダ)	2.35	-2	基盤岩・堆積層
D	Suvasvesi N (フィンランド)	4	-2.8	基盤岩・角礫層・熔融岩層
E	Gow Lake (カナダ)	4	-3	基盤岩
F	Darwin (オーストラリア)	1.2	-4	基盤岩・角礫層・堆積層
G	Pretoria Saltpan (南アフリカ)	1.13	-5	基盤岩・堆積層
H	West Hawk Lake (カナダ)	2.44	-6	基盤岩・角礫層
I	New Quebec (カナダ)	4	-6	基盤岩・熔融岩層・堆積層
J	Kgagodi (ボツワナ)	3.5	-10	基盤岩・熔融岩層・角礫層

1210mから1910mまでで、多くの区間が亜高山帯の中にある。測定したデータとともに、Gravity Research Group(1994) [7]が報告したデータの内、国土地理院発行の2万5千分の1地形図「光岳」「大沢岳」「上町」「上久堅」の範囲内で既に測定されている5ステーションのデータも含めた。ブーゲー密度は2.67で、Gravity Research Groupが採用した密度と同じである。

御池山エコーラインは御池山クレーターの内部を通過しているが、クレーター縁に近い部分を曲がりくねりながら縦貫している。重力分布をより詳細に測定するためには、クレーターの中心付近を通過するルートで測定したり、相互に交差するルートで測定したりすることが望ましい。しかし、クレーター周辺は標高1800m前後の山岳地帯であり急峻な地形であるために、エコーラインに沿ったルートとハイキングコースのあるクレーター縁以外には測定が不可能であった。

しらびそ峠から大野地区までの114ステーションでは、重力測定値についての潮汐補正・地形補正・フリーエア補正などすべての補正処理を行って重力異常図(図6)を作成した。図中の矢印で示した御池山々頂はクレーター縁に相当し、それより上方へ半弧を描くように8ステーションが示されている。その中央付近で重力値が最大になり、およそ+2mgalになる。それに対して、クレーター内のエコーライン沿いでは重力値が急激に減少し、最小でおよそ+0.1mgalになる。しかも、減少する方向に円形の重力異常域が認められる。そして、クレーターの縁から中心に向かって重力

の最大値と最小値の差はおおよそ2mgalになる。したがって、相対的に負の重力異常が円形に近い状態で存在する。

相対的な負の重力異常域が扁円状であり実際のクレーター地形より大きく表れている原因は、測定ステーションの位置的な偏りがあるためと考えられる。また、一般に低重力はクレーター縁を越えてわずかに広がる[10]ことも影響していると考えられる。しかし、クレーターを中心にした重力異常域が分布していることは確かである。そして、全長15km間での重力測定値では、相対的に負の値を示す部分は他に認められない。

4. 考察

4.1 負の重力異常が表れる原因

隕石クレーターに負の重力異常が表れる原因は、主に3種類あると考えられる。

1つ目は、クレーター内の堆積物による密度低下がある(表1, 図7)。Darwinクレーター(直径1.2km)の場合、インパクトによって形成されたDarwin glassを大量に含む厚さ100mの堆積物が存在し、クレーターに生じた-4mgalの負の異常のおよそ半分を占め、さらに残りの半分の異常も堆積物の下位にある低密度の角礫層の存在が推定されている。したがって、Darwinクレーターでの負の重力異常のほとんどが、クレーター内に堆積したインパクトに関係する堆積物

によって生じていると解釈されている[11][12]. また, Suvasvesi N クレーター(直径4km)でも角礫層と溶融岩層の存在によって -2.8mgal が報告されている[13].

West Hawk Lake クレーター(直径3.2km)では密度2.67に設定し, 合計194 ステーションの測定データを得て7方向の重力断面を作成した. 地域的な重力傾向を除いた結果, -6mgal の負の異常を得た. これは, クレーター内に厚くフォールバックして堆積した角礫層が主体の低密度物質によって生じたものである[2]. Gosses Bluff クレーター(直径22km)でも似たような現象が報告されている[14].

Pretoria Saltpan クレーター(直径1.13km)の場合, 34 ステーションでの重力測定が行われ, 重力の地域傾向を除いた残りの異常は -5mgal に達した. この主な原因は, クレーター内に厚く横たわるクレーター形成後の粘土層や泥灰岩層とその下に重なるフォールバックした角礫層によって密度低下を生じている[15]. このクレーターでは, インパクトによる角礫層の上に, その後湖成層が厚く堆積したため, それらの地層によって密度低下を生じている.

御池山クレーターの場合, インパクトガラスや溶融した岩石は発見されていないので, こうした密度低下の原因には相当しない.

2つ目は, クレーター内の堆積物と基盤岩の破碎との両方がもたらす密度低下である. New Quebec クレーター(直径3.4km)では, クレーターの東西を横断する方向の重力測定を行った. 地域的な重力傾向を取り除いた異常値は -6mgal に達した. この異常は, クレーター内に堆積した角礫層と破碎された基盤岩の両方が, 周囲の通常の基盤岩より密度が低いために生じていると考えられている[16]. Kgagadi クレーター(直径3.5km)では厚い角礫層の存在とその下位にある花崗岩基盤の破碎による密度低下で -10mgal の異常が報告されている[17](表1, 図7).

また, Lappajjarvie クレーター(直径17km)では, フィンランド地質調査所が重力探査を行い, 約 -10mgal の円形の負の異常を明らかにした. このクレーターは深く侵食を受けているために堆積物はあまり残っていない. しかし, 基盤岩の上にはインパクトによって形成された溶岩であるKarnaiteが覆っている. 負の異常はクレーター内を充填するこの溶岩と破碎された基盤岩とによって生じている[18].

御池山クレーターの場合, 急峻な地形で円形の約40%しか残っておらず, かなりの部分は崩壊してしまっている. そのような状況の中でもクレーター内にはフォールバック層としての角礫層が存在するか推測した. クレーターの直径(D)に対する見かけの深さ(da)と真の深さ(dt)は, 次の数式を使って計算した[3].

$$(1) da = 0.13 D^{1.06} \quad (2) dt = 0.28 D^{1.02}$$

クレーターの直径を900mとして計算値を現在の御池山の南東斜面の地形に当てはめた結果, フォールバック層がわずかに残っていることが推定され, 実際に現地で確認されている(図3). しかし, その角礫層はクレーター内の一部分に極めて薄く分布する程度で, クレーター内の負の重力異常を生み出すだけの体積として貢献しているとは考えにくい.

3つ目は, クレーターの基盤岩の破碎によって生じた密度低下である. Monturaqui クレーター(直径0.46km)ではインパクトによる角礫層は認められず, 基盤の花崗岩の破碎によって -1mgal の異常が報告されている[4]. たいへん規模の小さなクレーターでも負の重力異常が確認された事例である. Gow Lake クレーター(直径4km)の場合, 湖になった円形地形と負の異常の大きさが一致する. 地域的な重力傾向を取り除いた残りの異常は -3mgal であり, 湖の中心付近にだけ堆積している角礫層と負の異常の分布が一致しない. 異常の範囲がクレーター全域にまたがることから, 高度に破碎された基盤岩が主原因と考えられる(表1, 図7). さらに, Nicholson Lake クレーター(直径12.5km)でも同様の原因が考えられている[19]. こうした基盤岩の破碎が主原因で負の異常が生じる報告例は少ない.

御池山クレーターの場合, Gow Lake クレーターのように, 主として基盤岩の破碎によって岩石密度が低下し, 相対的な負の重力異常が生じていると考えられる. しかし, 破碎された基盤岩でさえも崩壊している部分が多いために, 密度低下を引き起こしている基盤岩の体積も少なくなっており(図8), それが直径900mの御池山のクレーターに表れた -2mgal という相対的に負の重力異常と考える. また, 堆積岩に形成されたクレーターは結晶岩に形成されたクレーターより負の重力異常が小さくなる傾向がある[10]. 御池山は堆積岩で構成され, 負の異常が小さいことの一因でもあると考えられる.

Grieve and Pesonen(1992)によると、地球上のインパクトクレーターで主な地球物理学的な特徴は負の重力異常が残っていることである。負の異常をもたらす主な原因は、インパクトによって形成された角礫層による密度低下や標的岩としての基盤岩の破碎による密度低下である。すなわち、一般的にインパクトによって角礫層と基盤岩の両方が負の異常を引き起こすと考えられるが、クレーターが形成されてから長い期間を経過する内に、クレーターの侵食やクレーター形成後の堆積物によって重力異常の表れ方が異なってくる。御池山クレーターでは、亜高山帯の急峻な山の斜面に形成されていることから、インパクト後の早い時期に多くのフォールバック層などが崩壊し、広く基盤岩がむき出しになり、さらに基盤岩自体もかなり崩壊を起こしていると見られる。

クレーターの侵食レベルは7段階あるが、重力異常とクレーター直径との間にはほんのわずかな影響しか現われない。しかし侵食レベル6～7ではその影響が目立つようになる[10]。御池山クレーターの場合、クレーター内に角礫層がわずかに残存しクレーター底が露出しているので侵食レベル6に相当し、負の重力異常が低下する原因になっていると考えられる。

4.2 基盤岩の破碎の形態

インパクトによって基盤岩が変形を受ける場合、断層や褶曲、多重リング、基盤岩の割れ目などとして表れることがある。断層として表れる場合、Gosses Bluff クレーター(直径22km)では断層が中央丘を取り囲むように同心円状に形成されているが、断層は網目状に連結した形状を示す[14]。Bee Bluff クレーター(直径2.4km)では、無数のスラストがクレーターを取り囲んでいる。Hico クレーター(直径9km)では、クレーターの外縁境界に明瞭なリング状の断層が取り巻いている。Decaturville クレーター(直径6km)でもほぼ円形の断層が取り巻いている。Serra De Cangalha クレーター(直径1.2km)では同心円状のリングがありそれに伴う環状の断層がある。Versailles クレーター(直径1.5km)では同心円状に取り巻く褶曲と断層があって放射状構造は認められない[20]。また、Wells Creek クレーター(直径14km)では、クレーター縁で放射状の断層があり、クレーターの中心部には外側に落ちるスラストがある[21]。

Popigai クレーター(直径100km)は大規模なインパクト構造であり、環状のオーバースラストが形成されているが、同時にクレーターを中心にした放射状の断層も多数形成されている[22]。このように、同心円状の断層と放射状の断層が同時に形成されているクレーターは、クレーターサイズに違いはあるが、他にHaughton クレーター(直径20.5km)、El' gygytyn クレーター(直径18km)、Sierra Madera クレーター(直径13km)、Riachao Ring クレーター(直径4km)、Pretoria Saltpan クレーター(直径1.1km)がある[21]。

さらに類似した構造で、同心円状の割れ目と放射状の割れ目が同時に形成されているものでは、Sythymenkat Lake クレーター(直径12km)とDeep Bay クレーター(直径10km)があり[20]、放射状の割れ目は、Gosses Bluff クレーター(直径22km)[14]とBeyenchime-Salata クレーター(直径7.5km)[22]がある。

御池山クレーターの場合、クレーター内の基盤岩の露頭で割れ目の方向を測定した結果、放射状と同心円状の両方の割れ目が同時に検出されている(図9)。割れ目は高角度に数cm単位で形成されていることが多い。御池山を含む茶臼山塊では構造運動で形成されている割れ目は粗い間隔で約N60W方向が一般的であるのに対し、クレーター内に限って特徴的な割れ方の方向を示している(図10)。御池山クレーターの場合には放射状と同心円状の断層を形成するまでには至らないが、海外のインパクトクレーターに見られる割れ目と同じ形成の仕方が認められる。この基盤岩の割れ目が負の重力異常の主な原因と考えられる。

4.3 基盤岩の破碎深度

Steinheim クレーター(直径3.4km)では高度に破碎を受けた中央丘でボーリング調査を行った結果、深度を増すことによってインパクトの影響が減少することが分かった。Brent クレーター(直径3.8km)では、衝撃で溶けた岩石領域の下に破碎された岩石が広がっていて、ボーリング調査の結果、地表より約1000m下までは破碎された岩相が認められた[21]。Gow Lake クレーター(直径4km)では、負の異常の多くは湖の下にある基盤岩が高度に破碎したためその深さは900mに達する[19]。Pretoria Saltpan クレーター(直径1.13km)ではインパクト後の堆積物が約140m積も

り，その下に破碎された花崗岩の基盤があり，クレーター底から約200mの深度まで続いている[23]. Pretoria Saltpan クレーターの直径が1130mであるのに対し御池山では直径約900mであり，規模がさらに小さいことから推定して，基盤岩の破碎はより少ないと見積もられる(図8).

一般に，シンプルクレーターの底にある基盤岩の割れ目による密度減少は，重力異常の低下に十分に貢献していない[10]. 御池山クレーターが低い負の重力異常を示していることは，その重力異常のほとんどを基盤岩の割れ目が引き起こしていること，さらには侵食が進んでいることのあらわれと見られる。

5. まとめと今後の課題

海外に存在するインパクトクレーターで比較的多く報告されている負の重力異常は，地表付近の密度がインパクトによって低下する現象である。その主因がインパクトに直接関係した基盤岩の破碎によることは共通した現象である。また，インパクトによって形成された角礫層や溶融岩類による負の異常や，インパクト後の堆積物による負の異常が生ずる。御池山クレーターでは，円形地形の約60%が崩壊し，基盤岩が露出している部分が多く，インパクト時に空中放出された角礫層はわずかしか存在しない。従って， -2mgal の負の重力異常は，砂岩・泥岩を中心にした基盤岩の破碎による密度低下が主因と見られる。

御池山クレーターでは，すでに石英の結晶構造内に Planar Deformation Features(PDFs) (面状変形組織)が存在することを明らかにされている。また，フォルバック層での角礫層の存在や，地質構造上の放射状と同心円状の割れ目の形成，負の重力異常も確認されている。崩壊してインパクトに関わる証拠の存在が少ない中で，今後もさらに多面的な証拠を求める研究を行っていく。

謝辞

御池山クレーターの研究を推進する中で，インパクトクレーターの重力異常に関して有益なご示唆を下さった岡山理科大学西戸裕嗣教授と西ハンガリー大学アーノルドグチック准教授に感謝申し上げます。本稿に

対し有益なコメントと適切な指摘をして下さった査読者のイタリア ダヌンツィオ大学 小松吾郎教授に感謝申し上げます。

参考文献

- [1] Sakamoto, M. et al., 2010, *Meteoritics & Planetary Science* 45, 1, 32.
- [2] Halliday, I. and Griffin, A., 1963, *Geophys.Res.*, 68, 5297.
- [3] Grieve, R.A.F. and Pesonen, L., 1992, *Tectonophysics*. 216. 1.
- [4] Ugalde, H. et al., 2007, *Meteoritics & Planetary Science* 42, 2153.
- [5] 狩野謙一, 2006, 日本地方地質誌 4, 中部地方, 250.
- [6] 壇原 毅, 1974, 日本測地学会, 250.
- [7] Gravity Research Group in South West Japan, 1994, *Geol. Surv. Japan*.
- [8] 坂本正夫, 1977, 中央構造線の総合研究, 2, 103
- [9] 坂本正夫, 1980, 中生代造構作用の総合研究, 2, 31.
- [10] Pilkington, M. and Grieve, R.A.F., 1992, *Reviews of Geophysics*. 30. 161.
- [11] Fudali, R.F. and Ford, R., 1979, *Meteoritics*, 14, 283.
- [12] Howard, K.T. and Haines, P.W., 2007, *Earth & Planetary Science*. 260. 328.
- [13] Werner, S.C. et al., 2002, *Physics & Chemistry of the Earth*. 27. 1237.
- [14] Milton, D.J. et al., 1972, *Science*. 175. 1199.
- [15] Fudali, R.F. et al., 1973, *Journal of Geology*, 81. 495.
- [16] Marvin, U.B. and Kring, D.A., 1992, *Meteoritics*, 27, 585.
- [17] Brandt, D. et al., 2002, *Meteoritics & Planetary Science*. 37, 1765.
- [18] Lehtinen, M. 1976., *Geol. Surv. Finland. Bull.* 282. 1.
- [19] Thomas, M.D. and Innes, M.J.S., 1977, *J. Earth Science*. 14. 1788.
- [20] Seeger, C.R., 1972, *Geological Society of America Bull.* 83, 3515.
- [21] Hodge, P., 1994, *Cambr. Univ. Press*. 1.
- [22] Masaytis, V.L., 1976, *Geol. Rev.*, 18. 1249.
- [23] Reimold, W.U., et al., 1992, *Geology*, 20. 1079.

円盤多波長直接撮像観測と円盤モデル

武藤 恭之¹

2010年10月11日受領, 2010年10月29日受理.

(要旨) 原始惑星系円盤の直接撮像観測は, 現在ハワイのすばる望遠鏡を用いた集中的な観測が進められている. また, チリに建設中で間もなく初期運用が開始されるALMA 望遠鏡を用いると, サブミリ波からミリ波の領域で, 赤外線との観測と同程度かそれ以上の分解能で原始惑星系円盤の直接撮像観測が実現できるようになると期待できる. このような状況を踏まえ, 本稿では原始惑星系円盤の直接撮像観測から円盤に対してどのような情報を引き出すことができるのかということの例を挙げて示したい. まず, 原始惑星系円盤中に惑星が存在したらどのような構造が観測されるのかということを議論する. また, 別の例として, 電波と赤外の観測の情報を利用して円盤の質量について制限を与えるようなモデルを提案する.

1. はじめに

原始惑星系円盤は, 若い星の周囲のガスと塵粒子からなる円盤であり, 惑星の生まれる現場だと考えられている. 近年の観測技術の発展により, 原始惑星系円盤の写真を撮ることが可能になってきている. 現在, 星周円盤の観測は, 近赤外線の領域ではハワイのすばる望遠鏡を用いた戦略枠プロジェクトSEEDS などによって精力的に進められている. また, 電波の領域では電波干渉計SMA を用いた観測も進められているが, 近赤外線ほどの分解能は達成できていない. しかし, 近いうちに初期観測が開始される予定であるチリの電波干渉計ALMA を用いると, サブミリ波の領域でも非常に高い分解能が実現されると期待されるため, 電波観測も今後急激に進展すると考えられる.

近年の近赤外線の観測によって, 原始惑星系円盤は非常に豊かな構造を秘めていることがわかってきた. たとえば, Fukagawa et al. [1] によるAB Aur 周囲の円盤の構造の観測では, 100 天文単位程度の広がりをもったスパイラル状の構造が観測された. この天体は, より中心星に近い領域(約20 天文単位) までの観測が

最近なされ, さらに豊かな構造が多く存在していることが分かっている [2].

このように, 新しい観測が多く出てくることが期待される状況において, 理論の立場からは何が必要になるだろうか. それは, 円盤の詳しいモデルを作り, 観測される構造は円盤のどのような状態に対応しているかを明らかにしていくことであろう. 本稿では, 円盤の物理状態とそこから観測されるであろう構造に関して, いくつかテーマを絞って述べていきたい.

2. 直接撮像観測でみる円盤

まず, このセクションではどの波長で円盤のどのような情報が得られるのかということを簡単にまとめておこう.

原始惑星系円盤の観測によって見える光には, 主に二つの種類がある. 一つは中心星の放射が円盤によって散乱される散乱光であり, いま一つは円盤そのものからの熱放射である. まず, 近赤外線およびサブミリ波の領域において, これらのうちどちらが見えるのかということを調べよう.

原始惑星系円盤のモデルとしてよく用いられるのは, 最小質量円盤モデル(惑星形成論まで含めたレビュー

1. 東京工業大学大学院 理工学研究科
muto@geo.titech.ac.jp

として Hayashi et al. [3]) である。このモデルでは、原始惑星系円盤の面密度として

$$\Sigma(r) = 1.7 \times 10^3 \left(\frac{r}{1\text{AU}} \right)^{-3/2} \text{ g/cm}^2 \quad (1)$$

また温度として

$$T(r) = 2.8 \times 10^2 \left(\frac{r}{1\text{AU}} \right)^{-1/2} \text{ K} \quad (2)$$

という値が用いられている。ここに、 r は中心星からの距離である。

まず、近赤外線の領域を考えよう。この波長帯での質量吸収係数はおおむね $10 - 100 \text{ cm}^2/\text{g}$ 程度であるから、円盤の高さ方向の光学的厚みは円盤のほとんどの領域で1を超えていることが分かる。したがって、円盤中心面から出た光は観測者には届くことがない。また、円盤の温度が低いために、円盤からの熱放射はそもそも非常に小さい。したがって、近赤外線では中心星からの光が円盤の上層部で散乱された光を主に観測することになる。つまり、すばる望遠鏡などで見える近赤外線の波長域では、原始惑星系円盤の上層の構造が反映されているということになる。

一方、電波の領域では質量吸収係数は $10^{-2} \text{ cm}^2/\text{g}$ 程度まで下がってくる。すると、たとえば直接撮像で受かってくるものが期待される、半径 100 AU 程度の領域では、円盤は光学的に薄い。また、このあたりの領域では円盤の温度も 10 K 程度であるので、円盤の熱放射が最も主要な放射になるということがわかる。つまり、電波観測においては円盤を見通すことができ、たとえば視線方向に積分した円盤の面密度といった量を観測できることになる。

このように、一言で円盤の直接撮像観測といっても、見ている情報は波長によってかなり異なることが分かる。したがって、それぞれの波長に合わせた円盤モデルを作っていくことが重要になる。また、円盤の違う場所を見ているということは、多波長の観測の情報をを用いることによって、円盤に関してより多くの情報が導き出せるということの意味する。この点からも、赤外線の観測と同程度の分解能を電波領域で達成できる ALMA 望遠鏡は、原始惑星系円盤の観測において重要な役割を果たすと期待できる。

原始惑星系円盤の直接撮像観測を議論するうえでもう一つ重要なことは、どの程度の大きさの構造が見えるかという点である。望遠鏡の解像度をおおむね 0.1

秒角と考えると、もし原始惑星系円盤が地球から 100 パーセクの距離にあるとすれば、だいたい 10 天文単位程度の大きさの構造が分解して観測できるということになる。この 10 天文単位という数字は、中心星から 100 天文単位程度の距離における円盤のスケール高さの程度の量である。ここに、スケール高さとは円盤の厚みの目安となる量で、円盤の音速 c をケプラー角速度で割った程度の大きさである。この量は力学的には重要な長さのスケールで、円盤の厚み方向の高さを決めるだけでなく、円盤面内の構造に関してもこの程度の大きさの変化が出てくると考えられる（詳細は後述する）。したがって、中心星から離れた領域に関しては、円盤の上の力学的な相互作用の現場を直接撮像観測によってそのまま捉えることができると期待できる。

3. 円盤・惑星相互作用と円盤中の惑星の証拠

ここまでで、円盤の直接撮像観測によって原始惑星系円盤上の詳細な構造をみるができるようになることを述べた。それでは、その構造とは具体的にはどのようなものであると期待されるであろうか。まずこのセクションでは、円盤・惑星相互作用を例にとって考えてみよう。

円盤・惑星相互作用とは、原始惑星系円盤とその中に存在する惑星との間の重力相互作用のことである。原始惑星系円盤中に存在する惑星は、周囲のガスと重力的に相互作用する結果、原始惑星系円盤に特徴的な面密度の構造を作る。その構造は、軽い惑星の場合は、密度波と呼ばれるスパイラル状の構造になる。一方で重い惑星の場合は、惑星軌道の周囲のガスを軌道反発で弾き飛ばしてしまう結果、惑星の軌道の周囲に面密度の小さい領域(ギャップと呼ばれる)を作る。

円盤・惑星相互作用の基礎過程についての詳細は、筆者による『天文月報』の記事[4]にあるので割愛するが、簡単にその概要をここでまとめておこう。

軽い惑星の場合、原始惑星系中の惑星は円盤中に密度波を励起するが、その定性的な性質は線形解析によって調べることができる。密度波とは、円盤中に励起された非軸対称な音波のことである。簡単のため、円盤は中心星の重力と回転の遠心力の釣り合ったケプラー一回転している状態にあるとし、惑星はその円盤中の

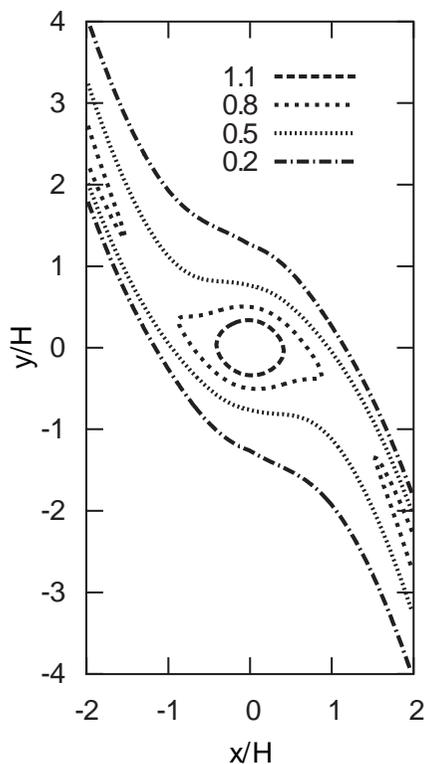


図1：線形解析によって求めた惑星周囲の密度の揺らぎ。

ある半径の部分円軌道していると仮定する。このとき、惑星の角速度と同じ速度で剛体的に回転している座標系に移ると、その系で惑星は止まって見える。一方で原始惑星系円盤のガスは、惑星の軌道の場所では止まっているように見えるが、惑星の軌道半径から離れた場所では方位角方向に相対速度を持っている。つまり、円盤ガスと惑星の間には相対速度が存在し、その大きさは惑星から離れるほど大きくなる。

さて、この円盤上には惑星重力によってどのような揺らぎが励起されるかを考えよう。まず、回転系では惑星が止まっているのだから、この系では揺らぎは定常的に見えると考えられる。流体力学の二次元超音速定常流に関する結果を用いると、惑星と円盤との相対速度が音速を超えるような領域で励起された摂動は、その相対速度の方向に向かって伸びたような構造になるということが知られている[5]。いま、惑星軌道の内側のガスは惑星よりも速く回転しているから、惑星軌道の内側にできた構造は惑星の回転速度の方向に引き伸ばされているということがわかる。一方、惑星軌

道の外側のガスはゆっくりと回転しているために、惑星の回転速度と逆の方向に引き伸ばされる。したがって、惑星との相対速度が超音速になるような領域では、惑星による摂動の結果、惑星を中心に方位角方向に引き伸ばされたような構造ができるということがわかる。

惑星と円盤ガスの相対速度が音速程度になるような点(この点は音速点と呼ばれる)は、惑星からスケール高さ H 程度離れた場所にある。この場所において励起される密度の揺らぎの大きさから、密度波の振幅を見積もってみよう。惑星からスケール高さ程度離れた場所での惑星の重力エネルギーの大きさは GM_p/H 程度である。ここに G は重力定数、 M_p は惑星の質量である。このエネルギーが、円盤ガスのエネルギーの揺らぎ(より厳密にはエンタルピー)と同程度の大きさになると考えられる。面密度 Σ の円盤ガスに対し、 $\delta\Sigma$ の揺らぎがあった時、円盤ガスのエネルギーの揺らぎの大きさは、音速を c とすると $c^2 \delta\Sigma/\Sigma$ と見積もられる。したがって、惑星がたてる密度波の典型的な振幅は

$$\frac{\delta\Sigma}{\Sigma} \sim \frac{GM_p}{Hc^2} \quad (3)$$

程度になる。したがって、揺らぎの大きさは惑星質量に比例している。たとえば、中心星から100天文単位の距離に存在する0.1木星質量程度の惑星の場合、だいたい10%程度の揺らぎになることがわかる。

図1に、線形解析によって求められた惑星近傍の円盤密度の揺らぎを示す。この図では、原点に中心星の周囲を円軌道で回転する惑星が存在し、横軸が円盤の動径方向、縦軸が円盤の方位角方向を表す。惑星近傍に限った計算を行ない、等高線は密度のゆらぎを表す。

図1には、式(3)でのパラメタ GM_p/Hc^2 を1と置いた計算を表すが、惑星質量に比例して揺らぎの大きさは変化する。また、この図の横軸・縦軸は、それぞれスケール高さで規格化された長さを表している。図1において、惑星を中心に斜めに伸びた構造ができていく。この構造が密度波であり、だいたいその幅がスケール高さ程度で、方位角方向には広がった構造になっているということが分かる。

軽い惑星と原始惑星系円盤の間の重力相互作用は、GoldreichとTremaineによる線形解析[6]を端緒として、現在も精力的に研究がされている。特に、惑星とガスの相対速度が亜音速となるような惑星近傍の構造

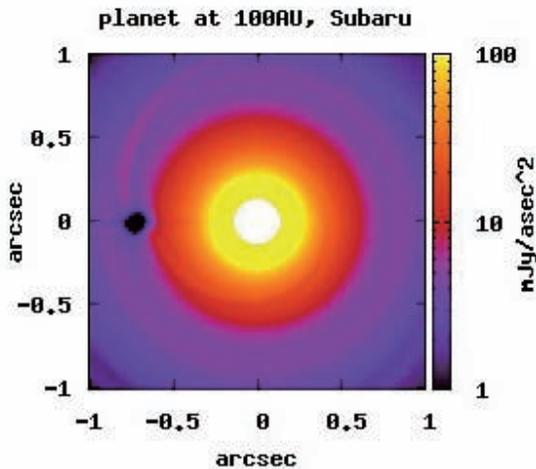


図2：すばる望遠鏡で、地球から140パーセクの位置に存在し、中心星から100天文単位離れた場所に質量比 2.5×10^{-4} の惑星が存在するような原始惑星系円盤を $1.6 \mu\text{m}$ の波長帯で観測した場合に得られると予想される画像。図の横軸・縦軸は秒角単位で表しており、色は円盤の明るさを $\text{mJy}/\text{arcsec}^2$ の単位で表している。図の左側の黒くなっている場所に惑星が存在し、そこから上側に密度波の構造が見えている。

については円盤の状態に依存する部分が大きく、まだ明らかになっていない部分も多い。しかし、相対速度が超音速となるような惑星から離れたところに励起されている密度波の構造についてはある程度の理解が得られている。

惑星の質量が大きく、パラメタ GM_p/Hc^2 の大きさがだいたい1程度の大きさになると、惑星はその軌道半径の付近にギャップを作るようになる。つまり、中心星から100天文単位程度の距離にある惑星を考えた場合、だいたい惑星の質量が木星質量程度を超えるとギャップを作るようになる。ギャップの幅や深さに関する研究は、たとえばCrida et al. [7] によるものがあるが、惑星の質量が大きければそれだけ深くて幅の広いギャップが生成され、スケール高さの数倍程度まで広がったギャップが生成されると考えられている。

なお、ギャップ生成の詳しいメカニズムや、ギャップをあけるための惑星質量の評価の詳細は、円盤の状態にも依存するということが分かってきた。特に乱流粘性の小さい静かな円盤に関しては、軽い質量の惑星についても長時間待てばギャップがひらく可能性があるということも指摘されている [8, 9]。

円盤構造の観測という観点からみると、ギャップを作るような大質量の惑星のほうが、円盤全体により広がった構造を作るために観測しやすいと考えられる。しかし、惑星の作る密度波も方位角方向には広がった構造をしており、また中心星から十分離れた場所に惑星が存在すれば、スケール高さ程度の構造も分解可能である。図2には、地球から140パーセク離れた場所に存在する原始惑星系円盤をすばる望遠鏡を用いて観測した場合にどのような構造が見えるかということ流体力学の数値シミュレーションの結果をもとに計算した図を載せる。この円盤には、中心星から100天文単位離れた場所に中心星との質量比が 2.5×10^{-4} の惑星が存在しているとしている。中心星の温度は 10^4K 、中心星の半径は2.3太陽半径を仮定し、中心星の質量を2太陽質量としたときに円盤の惑星の位置での面密度は $2.7\text{g}/\text{cm}^2$ 、スケール高さとの比は0.06となるように円盤のパラメタを仮定した。また、円盤面密度は半径の -2.3 乗、スケール高さとの比は半径の 0.27 乗に比例するようなモデルを採用した¹。惑星の付近から上方に向かって密度波の構造が見えていることが分かる。

ここまで、惑星は、円盤・惑星相互作用の結果、原始惑星系円盤中に広がった構造を作るということを通じてきた。このことは、原始惑星系円盤中に存在するであろう惑星を探すうえで非常に重要な点である。基本的に惑星は点源だから、直接撮像の画像から惑星そのものからの光を観測することは決して容易なことではない。また、惑星がガスに埋もれてしまっていれば、惑星からの光が届かないということも考えられる。しかし、円盤・惑星相互作用によって励起された円盤上の構造は広がっているために、比較的簡単に画像として得ることができる。そのような構造のパターンを解析することによって、どのような質量の惑星が惑星がどの場所にあるのかといった情報が得られると期待できる。

しかし、原始惑星系円盤に構造を作る原因は、惑星のみに限られているわけではない。たとえば、原始惑星系円盤内に起こっている乱流が原因となって円盤内に構造ができる可能性もある。そこで、原始惑星系円盤において観測された構造が本当に惑星のものである

¹ これらの値は、AB Aur の観測から示唆されている値を採用している。

のかどうかを検証する必要がある。その方法として有力だと考えられるのが、構造の時間変化の観測である。惑星が原始惑星系円盤の中に励起する構造は、基本的には惑星が中心星の周囲を回転する速度と一緒に回転している。その角速度はケプラー角速度であるから、もしも惑星が50天文単位の場所にあれば、一年間で約1度程度動く。この程度の変化であれば、数年間の観測によって検出することが可能であると考えられる。ここで注意すべきことは、円盤のあらゆる場所における構造は同じ角速度で動くということである。つまり、惑星から動径方向に離れた場所にある構造も、その場のケプラー角速度で動くのではない。これに対し、たとえば磁気乱流が原因となって生まれた構造は、その構造がある場所での円盤の回転角速度と同程度の速度で動く予想される。したがって、長期間の構造の時間変化の観測によって、原始惑星系円盤に惑星が存在することの強い証拠が得られるのではないかと期待できる。

4. 円盤構造から円盤の物理状態を探る可能性

ここまで、原始惑星系円盤における構造の観測から、円盤中に存在するであろう惑星の証拠をいかに捉えるかということを議論してきた。しかし、原始惑星系円盤の構造は、惑星以外にも色々な情報を含んでいると考えられる。そこでこのセクションでは、円盤構造の観測から円盤の物理状態を推定する可能性について、一例を挙げて議論したい。とくに、これら多波長のデータを組み合わせることで何か円盤の状態に対して制限を付けることができないだろうかということを考えてみたい。

問題を絞るために、今回は面密度分布にギャップが存在するような円盤を観測するというを考える。そして、ギャップ周囲の構造を詳細に観測することで、円盤の質量に対して制限を与えられる可能性があるということを提案したい[10]。

今回考えるモデルとして、面密度分布が

$$\Sigma(r) = 2.7\alpha g(r) \left(\frac{r}{100\text{AU}}\right)^{-3/2} \text{ g/cm}^2 \quad (4)$$

で与えられるような円盤を考える。ここに α は適当な数で円盤全体の面密度がどの程度であるかをパラメトライズしている。また、 $g(r)$ はギャップの形と深さ

を決める関数で、今回は100天文単位の位置で95%のガスが無くなっているような幅30天文単位のガウシアンを考えたギャップを考える。ギャップができる原因としては、たとえば重い惑星による摂動などを考えているが、今回は特にその原因を特定することなく、もしもこのような面密度の構造があったらどのようなかということを議論したい。

今回は、 α の値を色々に変化させ、円盤の自己重力を含めて円盤の垂直方向の構造を求め、その円盤がどのように観測され、どのような特徴が現れるのかということについて議論したい。円盤の垂直方向の構造を求める際には、この方向に円盤が静水圧平衡にあることを仮定する。円盤の自己重力も考慮に入れ、ポアソン方程式を満たすように密度分布を定める。垂直方向の構造を求める際には、円盤の温度に関する情報が必要になる。これについては、動径方向に

$$T(r) = 30 \left(\frac{r}{100\text{AU}}\right)^{-1/2} \text{ K} \quad (5)$$

と与えられるものとし、円盤の高さ方向には等温と仮定する。この仮定は、現実にはあまり成立していない可能性もあるが、今回は円盤自己重力の効果に特に注目するために等温とした。鉛直方向の温度構造については、今後より自己無撞着な方法で考慮に入れていくべきことである。また、密度構造から観測される円盤構造を求める際には、赤外線および電波の領域での観測を想定し、散乱光と熱放射を計算した。散乱光の計算では一回散乱を仮定し、多重散乱は無視している。円盤中の塵粒子の光学特性には大きな不定性があるため、それぞれの波長域で全吸収係数を5倍程度変化させて計算を行なった。また、円盤を真上から見ていると仮定して計算した。

ここで、今後の議論に重要になる量として、Toomreの Q パラメタを導入しておこう。これは

$$Q = \frac{\kappa c}{\pi G \Sigma} \quad (6)$$

として定義される量で、 κ は円盤のエピサイクリック振動数を表す。ケプラー角速度で回転する円盤については、エピサイクリック振動数とケプラー角速度は等しい。Toomreの Q パラメタは、円盤の自己重力がどの程度効いているかを表すパラメタで、 Q が1より十分に大きければ自己重力の効果は無視できる。一方で、 Q が1に近いときは自己重力の効果が無視で

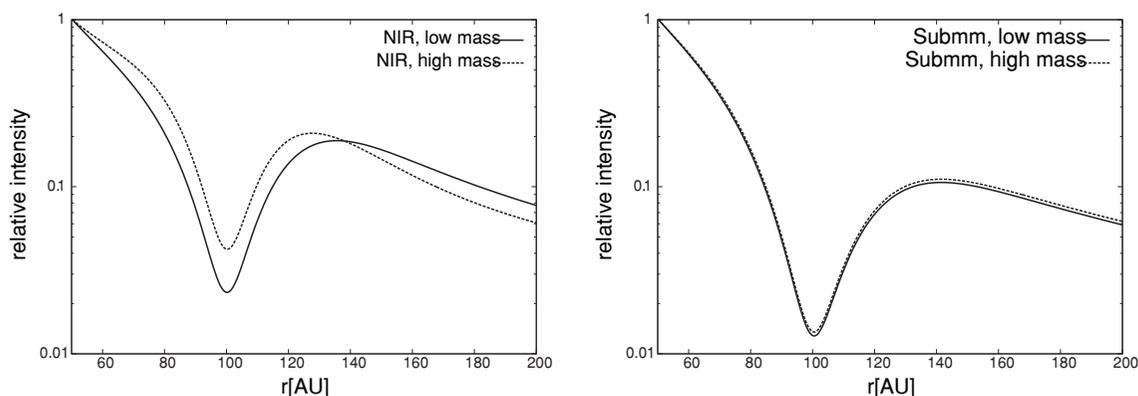


図3：ギャップの存在する原始惑星系円盤を観測した際のギャップ付近の明るさの分布。中心星から50天文単位離れた場所での明るさで規格化している。横軸は中心星からの距離、縦軸は相対的な明るさを示している。左は近赤外線観測した場合、右は電波で観測した場合を表し、実線は軽い円盤($Q = 15$ 程度)、点線は重い円盤($Q = 2$ 程度)を表す。

きなくなり、 $Q < 1$ となると軸対称の摂動に対し自己重力不安定が起こる。

図3には、求められた散乱光と熱放射の分布の一例を示す。今、軸対称の円盤を上から見た場合を考えているから、観測される光も軸対称である。そこで、図3には、明るさの動径方向の分布のみを示してある。また、観測される構造がどうなるかということに注目するため、中心星から50天文単位のところの明るさで規格化した分布を示している。この図を見てわかることは、電波観測では基本的に重い円盤でも軽い円盤でも同じような明るさの分布が観測されるのに対し、近赤外線の散乱光では異なる構造になるということである。特に散乱光の観測では、重い円盤の場合、100天文単位付近のギャップの領域の手前に、構造として少し明るい領域(ここではバンブと呼ぶことにする)ができる。

これらの構造がなぜできるのか、簡単な説明は次のように与えられる。まず、電波で同じ形になるのは、セクション2で述べたように、基本的には明るさの分布は面密度を反映しているためである。今回のモデルでは、面密度の絶対値は異なるものの面密度の分布は同じ形のモデルを考えているため、規格化された明るさで見ると同じような構造になる。

一方で、赤外線の散乱光で重い円盤の場合にバンブができることは、次のようにして理解できる。赤外線の散乱光で見ているのは円盤表面の構造であるから、円盤表面の高さがどのように分布しているかを理解できれば良い。ここで、円盤の表面とは、中心星からの

光に対して光学的厚みが1程度の大きさになる点である。もしも自己重力の効果を全く考えなければ、円盤表面の高さは面密度が増大するほど高くなる。なぜならば、円盤の面密度が大きければそれだけ多くの物質が存在するという事なので、中心星から出た光はより高い位置で散乱されるからである。ところが、円盤面密度が増えてToomreの Q パラメタが小さくなり、円盤自己重力の効果が効いてくると、その影響で円盤の表面も円盤中心面に向かって引き下げられる。この二つの効果を合わせて考えると、 Q パラメタが中途半端な大きさのときにもっとも円盤の表面が高くなるということが結論できる。今、円盤の Q パラメタは、円盤にギャップが存在するために動径方向に大きく変化しているようなモデルを考えている。したがって、ギャップの端の部分で円盤の表面が最も高くなることになる。この、ギャップ端での円盤表面の「盛り上がり」を反映して赤外線の散乱光にもバンブができている。

このようにして考えると、ギャップ端のバンブの強さが円盤の Q パラメタと相関しているということが予想される。これを示したのが図4で、横軸にはこのバンブの強さ、縦軸には中心星から35-50天文単位の範囲で平均した円盤の Q パラメタが描かれている。ここで、「バンブの強さ」は次のようにして求めた。まず、赤外線の明るさの動径分布のうち、あまりギャップの影響を受けていない35天文単位から50天文単位の範囲のデータをベキ関数によってフィットする。次に、求めたフィット関数で実際のデータを割り算

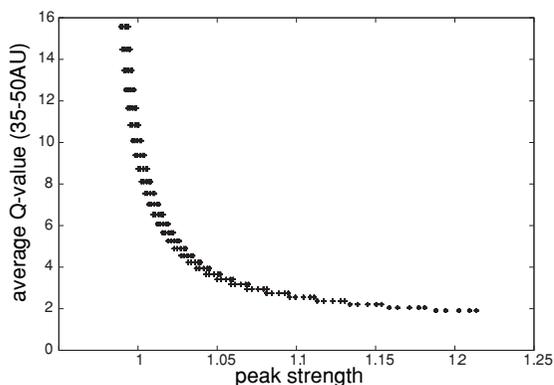


図4：近赤外線で、ギャップの前に現れる盛り上がりの大きさと円盤のQ値の関係。同じQパラメタ上の異なる点は、円盤中の塵粒子の全吸収係数が異なるモデルに対応する。

することで、規格化された明るさの分布を求める。このとき、ギャップの影響を受けていない部分のデータについて、規格化された明るさの分布はほぼ1となっている。最後に、この規格化された明るさの分布のうち、60天文単位(どのパラメタでもバンブ構造よりも内側にある)から100天文単位(ギャップの最も深いところに近い場所)の範囲内での最大値を求め、その値を「バンブの強さ」と定義した。これをみると、もしもバンブの強さがある程度強ければ、円盤のQパラメタが精度よく定まる可能性があるということが示唆される。

円盤の面密度は、電波の連続光の明るさから求めることが一般的である。しかし、これで求まるのは質量吸収係数 κ と円盤面密度 Σ の積であり、質量吸収係数の不定性のために円盤面密度には少なくとも2倍程度の不定性が存在する。しかし、今回の計算の結果は、電波の観測である程度質量が分かっている天体に対し、赤外線の散乱光の情報を組み合わせることで、重い円盤に関してはより良く円盤の質量が求まる可能性があるということを示唆している。なお、図4における「バンブの強さ」は、その導出の方法からもわかるように、原理的には直接撮像観測によってわかる明るさの空間的分布の観測量のみから定量化できる量であることに注意したい。

もちろん、今回のモデルには多くの不定性があることは注意しておかなければならない。特に、円盤の垂直方向の温度分布の取り扱いに関しては、等温という非常に簡略化したモデルを用いていることに注意して

おこう。しかし、今回述べたバンブの構造は自己重力の効いている円盤に特徴的な構造であると考えられる。今後、温度構造まで考慮したモデルを作り、どのように自己重力の効果を引き出して円盤の質量に対する制限を与えていけるかということをもより詳しく検討していきたい。将来の観測に対するモデルにつなげていきたいと考えている。そして、もしこのようなモデルを通じて実際に重い円盤が見つかってくれば、重力不安定による惑星形成の現場を直接観測するというのもできるかもしれない。

5. まとめ

すばる望遠鏡やALMA望遠鏡によって、赤外線から電波の領域で同じ分解能での原始惑星系円盤直接撮像観測を行なうことが現実のものになりつつある。そこで、理論の立場からは、円盤の構造から円盤の物理状態を引き出すモデルを構築していくことが必要である。本稿では、このようなモデルの例として、円盤・惑星相互作用の理論を用いて円盤の構造から円盤に惑星が存在するという証拠を掴むにはどのようにすれば良いかということと、赤外線と電波の観測から円盤の質量により強い制約を付けるためのモデルという二つの話題を取り上げた。原始惑星系円盤の直接撮像観測を行ない、円盤構造の時間変化や、構造の詳細な観測を行なうことで、原始惑星系円盤の状態について多くのことが言える可能性が高い。そして、そこから惑星形成に対する理解も深まっていくことを期待したい。

本稿を執筆する機会を与えてくださった編集長の田中秀和氏およびコメントを頂いた査読者の百瀬宗武氏に感謝いたします。筆者は、科学研究費補助金(特別研究員奨励費22・2942)の補助を受けています。

参考文献

- [1] Fukagawa, M. et al., 2004, ApJ, 605, L53.
- [2] Hashimoto, J. et al., 2010, Submitted.
- [3] Hayashi, C. et al., 1985, in Protostars and Planets II, 1100.
- [4] 武藤恭之, 2010, 天文月報, 103, 688
- [5] ランダウ L. D., リフシッツ E. M. (竹内均訳), 1971, 流体力学, (東京図書)

- [6] Goldreich, P. and Tremaine, S., 1979, *ApJ*, 233, 857
- [7] Crida, A. et al., 2006, *Icarus* 181, 587
- [8] Yu, C. et al., 2010, *ApJ*, 712, 198
- [9] Muto, T. et al., *ApJ*, 724, 448
- [10] Muto, T., 2010, in preparation

宇宙速度衝突による珪酸塩蒸発過程のその場時間分解発光分光観測

黒澤 耕介^{1,2*}, 門野 敏彦³, 杉田 精司¹, 重森 啓介³, 弘中 陽一郎³,
尾崎 典雅⁴, 城下 明之⁵, 長 勇一郎⁶, 境家 達弘⁷, 橘 省吾⁶, 大野 宗祐⁸,
藤岡 慎介³, Tommaso Vinci⁹, 兒玉 了祐⁴, 松井 孝典⁸

2010年10月12日受領, 2010年10月20日受理.

(要旨) 惑星形成過程末期では >10 km/sの“宇宙速度衝突”が頻繁に起こっていた. ところが, 個々の衝突で生じる珪酸塩の相変化, 蒸気内の化学反応の理解は進んでいない. 本研究では珪酸塩鉱物試料を ~ 1 TPaまで衝撃圧縮し, 圧縮直後から断熱解放までを時間分解分光計測することで, エネルギー分配過程を直接観測した. その結果, 宇宙速度衝突の場合, 電子が電離/電子再結合を介してエネルギー貯蔵庫として振る舞うことが示唆された. この電子挙動は衝突後の珪酸塩蒸発率や衝突蒸気雲の運動に影響を与える. そのため巨大衝突後の原始月円盤の初期状態や後期隕石重爆撃期の大気形成, 有機物合成過程に関する従来の理解が変化するかもしれない.

1. はじめに

アポロ計画による月の詳細探査や各種固体惑星/衛星探査の結果から, 太陽系内では衝突が普遍的に起こり, その進化に影響を与えてきたことがわかっている[e.g., 1]. 寡占的成長段階を経て形成された火星サイズの原始惑星は, その後の巨大衝突段階で, 衝突合体をくり返し, 最終的には, 地球サイズの天体と火星サイズの天体の衝突が起こることも予想され[e.g., 2], その際に放出された物質によって月が形成されたとも言われている(巨大衝突仮説)[3-5]. 原始惑星同士が衝突を繰り返して地球や金星程度の質量まで成長すると, 天体同士の衝突速度は 10 km/sを超える. 理論的には >10 km/sの衝突が起こると内惑星の主要構成要素である珪酸塩でさえも蒸発すると推定されている[6]. 珪酸塩蒸気の発生は (1)月の起源[e.g., 7], (2)衝突蒸

気雲中での生命前駆物質生成[e.g., 8], (3)原始火星の大気吹き飛ばし[e.g., 9], (4) Spherule bedの起源[e.g., 10]などの諸問題に重要な役割を果たしたと考えられている.

ところがその重要性にも関わらず, 実験的な困難のために個々の衝突で引き起こされる珪酸塩の相変化, 衝突蒸気雲中での化学反応はほとんど未解明であり, 上記の4つの過程は大きな不定性を含んでいる. これは天体衝突で達成される極限状況($>10^2$ GPa, $>10^4$ K)における珪酸塩の状態方程式が大きな不定性を持っていることが原因である[e.g., 11]. 状態方程式は衝突天体の運動エネルギーの分配過程を支配し, 衝突後の蒸発率や流体運動を決定する. この研究の遅れは, >10 km/sの衝突に相当するような衝撃圧縮を室内実験で再現することが困難であったために実証的な研究がほとんど行われてこなかったことによる. 核爆発, レールガン, 3段式軽ガス銃など >10 km/sの衝突に相当する, あるいはそれ以上の速度を持つ衝撃波を発生させる手法は存在するが, 物理量計測に十分な圧縮領域(>0.1 mm)を作り出せない, 運転コストや環境負荷が大きすぎるといった問題点があった. この状況は近年発達してきた大型レーザーを用いた実験によって大幅に変わりつつある. ~ 1 kJを超えるレーザーで

1. 東京大学大学院 新領域創成科学研究科
2. 日本学術振興会
3. 大阪大学レーザーエネルギー学研究センター
4. 大阪大学大学院 工学研究科
5. 福井大学附属国際原子力工学研究所
6. 東京大学大学院 理学系研究科
7. 大阪大学大学院 理学研究科
8. 千葉工業大学 惑星探査研究センター
9. Laboratoire pour l'Utilisation des Lasers Intenses, Ecole Polytechnique
kurosawa@astrobio.k.u-tokyo.ac.jp

飛翔体を加速、あるいは試料に直接照射することで、光学計測に十分な領域を >10 km/sの衝突時と同等まで衝撃圧縮し、極限状況にある物質の状態方程式構築のためのデータを取得することが可能となってきた[e.g., 12, 13].

石英(SiO_2)は最も単純な珪酸塩であるため、惑星科学分野で盛んに研究されている物質である。近年では工学分野においても加工のしやすさ、透明度、強い衝撃圧縮時に金属化を起こすなど、計測時に好都合な挙動を示す利点をもっているために、衝撃圧縮実験の参照物質として頻繁に用いられるようになってきており、1TPa程度までのHugoniot曲線上での圧縮率、比熱などのデータが揃いつつある[14, 15]. Hicks et al. (2006)による SiO_2 の比熱計測では、 >100 GPaの衝撃圧縮を加えると、定積比熱 C_v が固体比熱の高温極限である $3R$ (R は気体定数; Dulong-Petit則)よりも上昇することが示されている。これは SiO_2 の分子構造の破壊にエネルギーが使われるためだと解釈されている。彼らは物性計測の専門家なので、それ以上の議論は行われていないが、この結果は宇宙速度の天体衝突の描像を大きく変化させ得るものである。比熱の増加は衝撃圧縮時のエントロピー変化量を大幅に上昇させるため、衝突後の珪酸塩の蒸発率は従来考えられてきたよりも、大幅に高くなる。もしより現実的な珪酸塩でも C_v の上昇が起こるならば、巨大衝突後の原始月円盤の初期状態や、後期隕石重爆撃期に惑星表層で頻繁に発生していた衝突蒸気雲の組成を大きく変化させ得るが、他の珪酸塩に対する実測例はない。以上のような理由から主要珪酸塩に対する宇宙速度衝突時の圧縮率や比熱を計測し、圧力-エントロピー平面上のHugoniot曲線を決定、衝撃圧縮から断熱解放の流れの中でのエネルギー分配過程を理解し、宇宙速度衝突時の珪酸塩を記述する状態方程式を構築することが強く望まれている。

この状況を受けて我々は平成19年度から大阪大学レーザーエネルギー学研究センターの高強度レーザー「激光XII号」を用いた珪酸塩の衝撃圧縮実験を開始しており、複数の珪酸塩鉱物(Quartz, Diopside, Forsterite)の衝撃圧縮実験を行っている。工学分野においては衝撃圧縮直後(i.e., on Hugoniot)の計測が中心であるが、衝撃圧縮に続く断熱解放過程において流体運動が駆動され、相変化、化学反応が起こる。その

ために我々は解放過程も含めた観測を行っており(i.e., off Hugoniot)、その点で工学分野の先行研究とは異なっている。これまでに時間積分型分光計による計測を行い、(1)宇宙速度衝突によって確かに珪酸塩が蒸発すること、(2)衝撃圧縮された珪酸塩の定積比熱の上昇率には物質依存性があることを示してきた[16]. この実験においては、過去の衝突実験と比べて桁違いに強力な衝突閃光、及びレーザー光由来の予期せぬ迷光の影響によって装置が破壊される可能性があったため、光路を分割し装置の安全を優先させた。その結果、安全に光学計測を行う手法を確立することができた。この結果を受けて、昨年度は時間分解型分光計を用いてDiopside($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$)の衝撃圧縮—断熱解放過程をその場観測し、エネルギー分配過程を直接調べる実験を行った。今回は特に電離状態に焦点をあてて計測を行った。通常は圧力が高いほど電離しにくいと考えられるが、高压条件下では隣接する原子の電子雲同士が干渉するために電離状態がどうなっているのかは自明でなく、実験で検証する必要がある。電子が保持できるエネルギーは格子振動や化学結合に対して同程度以上に大きいため、電子挙動を観測することは衝撃圧縮-断熱解放におけるエネルギー分配過程を理解するための基本的な情報となる。本稿ではその結果を報告し、惑星科学上の重要性について議論したい。

2. 実験

実験は大阪大学レーザーエネルギー学研究センターに設置された大型レーザー「激光XII号 HIPER」を用いて行った。装置の詳細に関しては参考文献を参照して頂きたい[e.g., 12]. 我々の実験系は基本的には、(1)激光XII号、(2)真空チェンバー、(3)3-Dの標的位置調整装置、(4)集光光学系、(5)時間分解型高速分光計(浜松ホトニクス, C7700)から成る。実験の概念図を図1に示す。今回は標的に直接レーザーを照射し、標的に衝撃圧縮する手法を用いた。

以下に実験条件を整理する。レーザーのエネルギー、波長、持続時間、照射直径はそれぞれ、270-1030 J, 351 nm, 25 ns, 600 μm である。このときのレーザー照射強度は25-150 TW/ cm^2 となる。標的には20 μm 厚のCH燃料(ポリスチレン)、40 μm 厚のAl板、100 μm 厚のDiopside(透明)の3層構造試料を用いた。

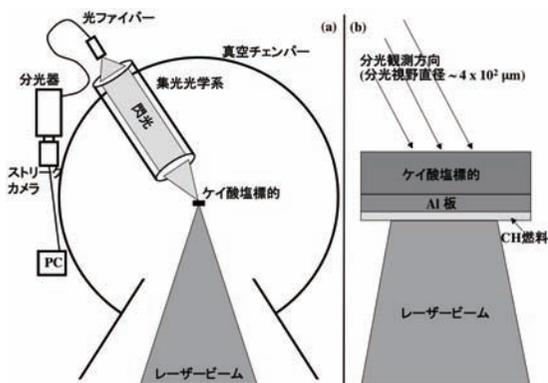


図1：実験装置模式図。

CH燃料にレーザーを照射することで、超高温のCHプラズマが発生し、急激に膨張する。その反作用でAl板、珪酸塩試料内に衝撃波が伝播する。Al板はCHプラズマが放つX線から珪酸塩試料を守る役割がある。またAlは珪酸塩と似たようなShock impedanceを持つために、効率よく衝撃波が伝播するという利点もある。Diopsideを用いる理由は試料が透明で光学計測に適していること、Ca, Mg, Si, Oは観測波長域に強い原子/イオンの発光輝線を持つためである。分光視野はレーザーの照射直径よりも小さくしてあり、試料背面の直径 $400 \mu\text{m}$ の領域である。分光観測波長域は $360\text{--}720 \text{ nm}$ であり近紫外から可視光領域のほぼ全域を観測している。分光計の露光時間 500 ns である。この条件での波長及び時間分解能(半値全幅)はそれぞれ 1.8 nm , 2 ns である。この時間分解能は標的内の衝撃波伝播時間($\sim 5 \text{ ns}$)より短い。分光計の波長及び感度校正には水銀灯とNIST-traceableのタングステン-ハロゲン灯を用いた。

3. 実験結果

時間分解型分光計を用いた結果、時間変化していく発光スペクトルを得ることができた。初期の連続スペクトルから Hugoniot 曲線上の温度を、発光輝線から蒸発後の Diopside 蒸気の温度、電子密度をそれぞれ推定した。以下では (a) 発光成分の時間変化、(b) Hugoniot 曲線上温度、(c) Diopside 蒸気の温度、電子密度の時間進化について、その詳細を述べる。

(a) 発光成分の時間変化：図2、図3に得られた発光

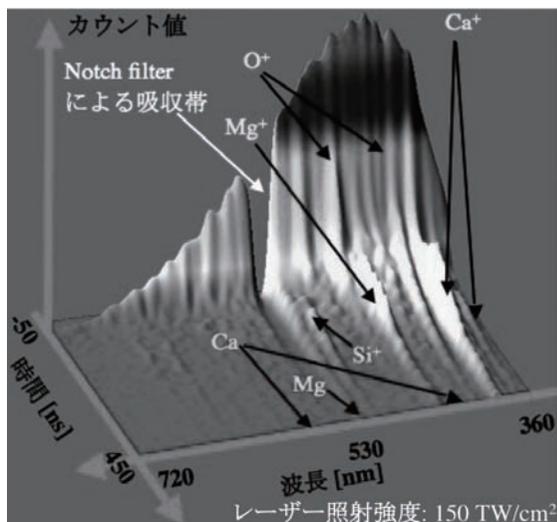


図2：時間分解発光スペクトル。レーザー照射強度は 150 TW/cm^2 。530 nm 付近の吸収帯はレーザーの2倍波から計測装置を守るために設置したNotch filterによるものである。

スペクトルの3次元プロット、分光感度補正後の発光スペクトルを示す。強い黒体放射による連続光から珪酸塩蒸気由来の輝線発光へ移り変わり、輝線強度比、輝線幅が変化している様子がわかる。これは衝撃圧縮直後の超臨界流体状態(※気体ではないので黒体放射を放つ)から相変化して蒸発し、さらに蒸気の温度、電子数密度が時々刻々変化していることを示している。発光成分の時間変化を見て行くと、最初期に卓越していた黒体放射は急速に減衰し O^+ の輝線が現れてくる($\sim 50 \text{ ns}$)。 O^+ 輝線が減衰してくると Si^+ , Ca^+ , Mg^+ の輝線が出現し($\sim 100 \text{ ns}$)、観測時間の後半にCaやMgの輝線が観測された($\sim 350 \text{ ns}$)。観測波長域に分子バンド発光を持つMgOやCaO [17]の発光は観測されなかった。

輝線の出現順序はイオン化エネルギーの大小でうまく説明できる。最初に出現する輝線がイオン化エネルギーの高い O^+ の輝線であることや、真空への断熱解放中であるにも関わらず Ca^+ , Mg^+ の輝線の強度が一度上昇していることから、CaやMgに関しては2階の電離まで起こしていると推測される。つまり初期には Ca^{2+} や Mg^{2+} が卓越していたが、電子再結合によって衝撃波到達 $\sim 100 \text{ ns}$ 後に Ca^+ , Mg^+ が生成され、発光輝線を出すようになったと解釈できる。

(b) Hugoniot 曲線上温度：発光初期の黒体放射温度から Hugoniot 上温度を計測した。観測スペクトル

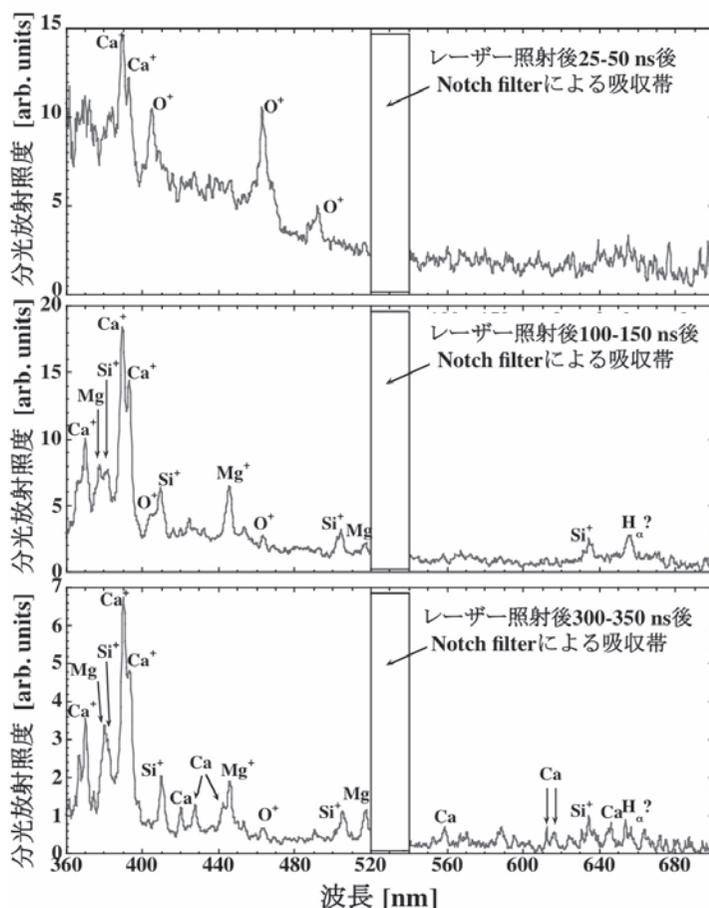


図3：分光感度校正を施した発光スペクトル。図2のスペクトルと同じshot。特定できた輝線には図中に元素名を記した。

と温度を変化させたPlanck関数を比較して、最小二乗法で黒体放射温度の最尤値を決定した。Fittingによる誤差はBootstrap法を用いて評価した[e.g., 18]。図4にレーザー照射強度に対するHugoniot上温度の測定値を示す。レーザー照射強度の上昇と共に温度が上昇していることがわかる。

(c) Diopside蒸気の温度，電子数密度進化：観測された発光輝線強度比と輝線の半値全幅から蒸気の温度と電子数密度を推定した[e.g., 19, 20]。以下ではその詳細を述べる。観測時間初期(< 50 ns)ではO⁺の407 nm, 465 nmを，観測時間中盤，後期はCaの430 nm, 559 nm, 612 nm, 646nmとSi⁺の413 nmの輝線を用いた。O⁺の輝線が観測されている時間では，輝線幅が大きすぎて輝線同士が重なってしまうために，通常用いられている Boltzmann plot作成による温度測定

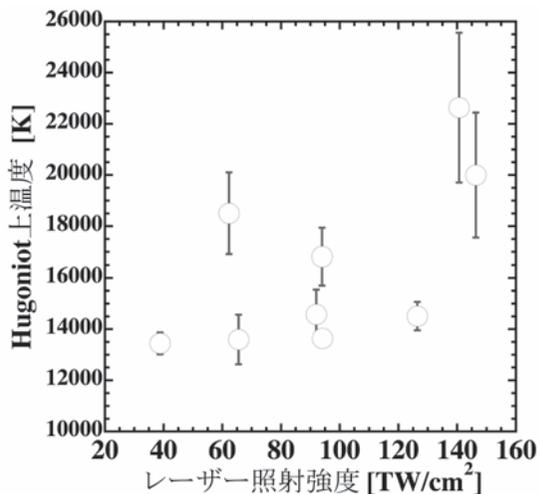


図4：レーザー照射強度に対するHugoniot上温度。

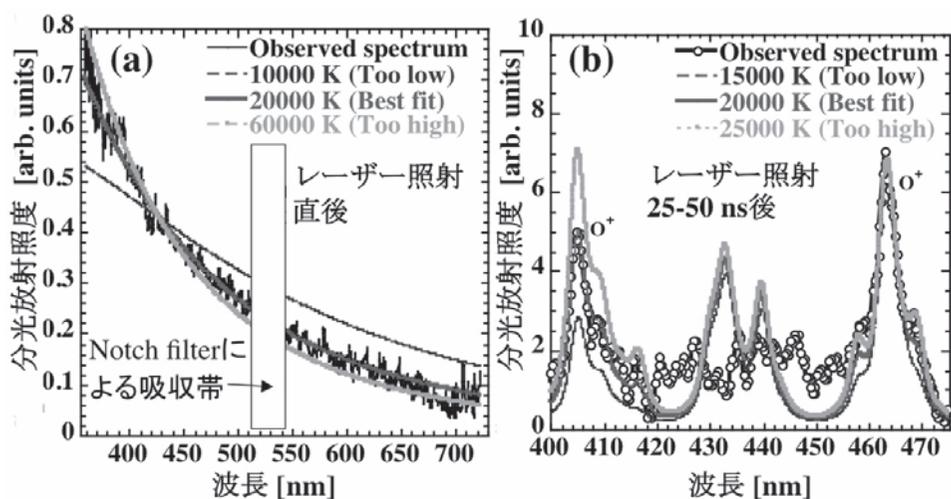


図5：スペクトル比較例。レーザー照射強度は 150 TW/cm^2 。(a)レーザー照射直後、温度を変化させたPlanck関数と比較している。(b)レーザー照射 25-50 ns後、温度、電子数密度を変化させた場合の O^+ の理論合成スペクトルと比較。理論的には425-445 nmにも O^+ の輝線が存在するが、今回の実験では観測されなかった。

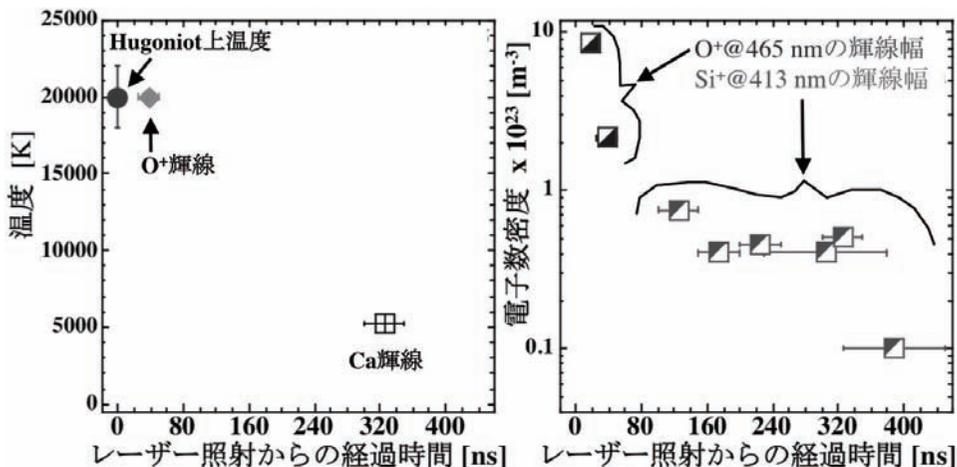


図6：Diopside蒸気の温度、電子数密度の時間進化。温度、電子密度を推定するのに用いた輝線は図中に記した。

[e.g., 20, 21]を行うことはできなかった。そこで温度、電子数密度を変化させた O^+ の理論合成スペクトルを作成し、観測スペクトルと比較することで最尤値を決定した。今回はイオン化が卓越している状況であるので、輝線形状モデルには電子衝突に由来する2次 Stark効果と装置による輝線広がり进行了考慮した。観測時間中盤-後期(100-450 ns)では Si^+ の輝線形状から電子密度を計測し、Caの原子輝線群の Boltzmann plot から温度を推定した。 O^+ 、 Si^+ の輝線に対して用いた Stark parameter はそれぞれ 0.0174 nm 、 0.099 nm (電

子数密度 $n_e=10^{22} \text{ m}^{-3}$ のときの半値全幅)である[19, 22]。温度推定の際の分光定数には O^+ に対しては NIST Atomic spectra databaseを、Ca原子に対しては Sugita et al. (1998)でまとめられたもの[21]を使用した。図5にスペクトル比較の結果を、図6に温度、電子数密度の時間進化を示す。時間と共に単調に減少していく様子が観測されている。このように時間分解分光計を導入することで、1 shotのデータから珪酸塩蒸気の温度、電子数密度の時間変化を推定することが可能となってきている。

4. 議論

本章では実験結果から明らかになってきた宇宙速度衝突時の電子挙動の重要性和その惑星科学上の意義、特に巨大衝突仮説や後期隕石重爆撃期への応用について議論する。

図7にHugoniot曲線上での温度、圧力の実験と理論の比較を示す。今回Diopsideが経験したHugoniot上圧力を実測することはできなかったため、レーザー光とCHプラズマの相互作用を考慮した次元数値流体計算「ILESTA」[23]及びレーザー照射強度に対する達成圧力の経験式[24]から求めたモデル圧力を使用していることを注意しておく。理論曲線は定積比熱が固体比熱の高温極限である“Dulong-Petitの値”で一定

表1：種々のエネルギーの比較。単位は[kJ/mol].

電離	格子振動	化学結合	構造破壊	内部エネルギー
Ca: 589.8	$C_v T = 3RT = 498$	Si-O: 466	SiO ₂ : 790	$0.5RT = 83$
Mg: 737.7	20000 Kのとき	N ≡ N: 945	[15]	20000 Kのとき
Si: 786.5	(1原子あたり)			(1自由度あたり)
O: 1313				

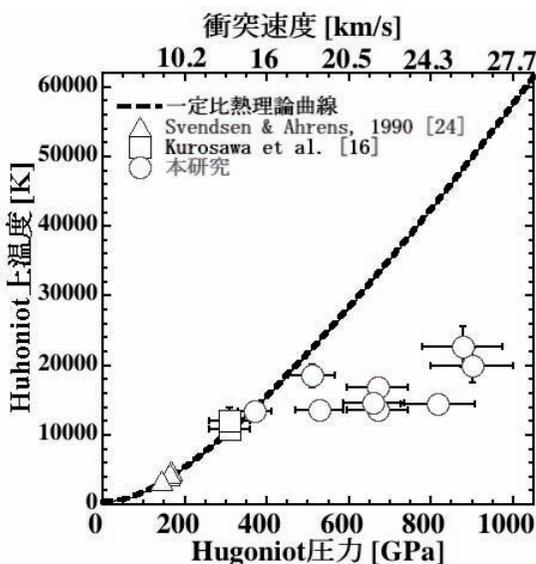


図7：Hugoniot上圧力に対する温度。本研究のHugoniot上圧力は数値流体計算と経験式から推定した。理論曲線は定積比熱がDulong-Petitの値1152 J/K/kgで一定として計算したもの。Hugoniot上圧力を達成するために必要な衝突速度(Diopside同士の衝突を仮定)を上X軸に示した。

であるとして計算したものである。310 GPaまで圧縮した先行研究の結果は理論曲線とよく一致しているのに対して[16, 25]、今回の結果は理論曲線よりも大幅に低温であることがわかる。この温度の不一致を説明するには、Hicks et al. (2006)で計測されたSiO₂の場合よりも大きな定積比熱の上昇が必要となる。その理由としてはSiO₂と同様の珪酸塩の構造破壊に加え、イオン化エネルギーの小さなCa, Mgが含まれることに起因する電離による吸熱が挙げられる。この場合、衝撃波通過によって上昇するエントロピーはさらに大きくなる。また輝線出現直後は、観測されるほとんどの輝線がイオン由来のものであること、観測波長域に強いバンド発光を持つMgO, CaOが観測時間内では観測されなかったことは、宇宙速度で衝撃圧縮された珪酸塩内では電離がおりやすく、観測した蒸気が高いエントロピーを持っているという推定と調和的である。また、真空中に急激に断熱膨張している珪酸塩蒸気のレーザー照射後25-50 nsの気体温度がHugoniot温度と近い値になっていることから電子挙動の重要性がわかる。同じ時刻で電子数密度は1/4まで激減している。これは電子再結合による発熱が珪酸塩蒸気の熱力学状態に影響を与えていることを示唆している。表1に電離に必要なエネルギーと種々のエネルギーとの比較を示す。このように電子の束縛エネルギーは他のエネルギー(格子振動、化学結合、構造破壊)に比べて同程度以上に大きい。このように宇宙速度で珪酸塩を衝撃圧縮すると電子が電離及び電子再結合過程を介し、一つのエネルギー貯蔵庫としてエネルギー分配過程に重要な役割を果たしうることが明らかとなってきた。我々は以前、Hugoniot曲線上での定積比熱の温度に対する上昇率は珪酸塩の種類によって大きく異なることを示した[16]。これは珪酸塩の組成や構造の違いに起因すると考えている。この考えが正しければ、衝撃圧縮時の電子挙動も珪酸塩の種類の違いによって大きな違いがある可能性が高い。今回用いたDiopsideでは>15 km/sを超えるような衝突でないで電離や構造破壊による定積比熱上昇は重要ではないと考えられるが、他の珪酸塩(例えばForsterite, Enstatiteなど)ではより低速の衝突から定積比熱が上昇する可能性がある。今後他の主要珪酸塩に対して同様の実験を行い、結果の違いを調べることによって、電子挙動を決定する物理過程を解明することができると思われる。

この電子挙動は珪酸塩の衝突蒸発過程に関する今までの理解を変える可能性が高い。衝撃圧縮直後の電離は、定積比熱を上昇させ衝撃加熱による昇温を抑えるために、エントロピー変化量が増加する。そのため衝突の際の珪酸塩の蒸発率は従来考えられてきたよりも高くなる[26]。さらに断熱解放中の電子再結合は衝突蒸気雲の流体運動に大きく影響を与える。電子がエネルギーを溜め込んでしまうと、気体の比熱比が減少し、衝撃圧縮によって不可逆的に蓄えられた内部エネルギーから膨張の運動エネルギーへの変換効率が小さくなる。そのために従来考えられてきたよりも、ゆっくりと長い時間をかけて膨張をすることになる。原始月円盤の解像度を上げた巨大衝突時の数値計算結果によれば、初期蒸発率が高い場合、角運動量の損失が起きて、月材料物質が原始地球に落下してしまうという問題点がある[7]。従来の ANEOS などを用いた巨大衝突の数値実験によって月を形成可能な衝突条件が調べられてきた(脱出速度程度の斜め衝突が最適)[e. g., 5]が、電子挙動によって珪酸塩の蒸発率や発生した珪酸塩蒸気の膨張速度が変化すると、巨大衝突仮説の成立条件を見直す必要があるのかもしれない。また珪酸塩の蒸発率は後期隕石重爆撃期における大気形成や有機物合成にとっても重要な変数である。珪酸塩の蒸発率が増加すると遊離酸素によって蒸気雲内の組成が酸化するため、衝突脱ガスで形成される大気組成はCO₂に富むような酸化的大気になりやすく、HCNなどの生命前駆物質は酸化されCOやNOに分解されてしまうかもしれない[e.g., 8]。また衝突蒸気雲の減温率が従来考えられてきたよりも小さくなることによって、化学反応のクエンチ温度が下がる。この場合、K/P事件時のSO₃のような低温安定成分や、生命前駆物質であるHCNなどの微量成分の生成量推定値は大幅に変更される可能性がある。

以上では今回の実験結果から考えられる惑星科学的应用を述べてきた。宇宙速度衝突時の珪酸塩の熱力学挙動を実測し、実験に基づいた状態方程式を構築することの重要性は大きい。これまでに基本的な実験手法、計測手順は確立されており、今後は主要珪酸塩鉱物に対して同様の計測を行い、衝撃圧縮時のエントロピー上昇量や電離状態の計測を行っていく予定である。

5. まとめ

珪酸塩鉱物であるDiopsideを ~ 1 TPaまで圧縮し、その場時間分解分光観測を行うことでエネルギー分配過程を直接観測した。その結果、超臨界流体状態からの蒸発及びイオン化を直接観測することができた。輝線の出現順序はイオン化エネルギーとよい相関があり、宇宙速度衝突時の珪酸塩は電離しやすい状態にあることが示唆された。また ~ 1 TPa 圧縮時のHugoniot上温度は理論推定よりも大幅に低いという結果は電離にエネルギーが使われることによって比熱の上昇が起こったと解釈できる。Diopside蒸気の温度、電子密度の時間進化からは電子再結合による発熱が珪酸塩蒸気を保温する役割を果たしている可能性が高いという結果が得られた。このように宇宙速度衝突時には電離/電子再結合による吸熱/発熱によって電子が一つのエネルギー貯蔵庫として振る舞い、エネルギー分配過程に重要な役割を果たすという描像がみえてきた。月形成過程や後期隕石中爆撃期における珪酸塩蒸気の役割を明らかにするためには、電子挙動を考慮した珪酸塩の状態方程式を構築することが必要である。

謝辞

本研究は大阪大学レーザーエネルギー学研究センターの共同利用・共同研究「宇宙速度衝突実験による珪酸塩の蒸発・化学反応過程解明」のもとに実施された。大阪大学レーザーエネルギー学研究センター、ターゲット部、レーザー部、計測部の方々に感謝致します。本研究をまとめるにあたり多くの有意義なコメントを下された、東京大学の阿部豊博士、永原裕子博士、鈴木宏二郎博士、岡田真人博士、JAXAの藤田和央博士、千葉工業大学の千秋博紀博士に御礼申し上げます。査読者の玄田英典博士には、適切なコメントを頂きました。御礼申し上げます。また本稿執筆を勧めて下さった千葉工業大学の和田浩二博士に感謝致します。本研究は日本学術振興会の支援を受けており、ここに感謝の意を表します。

参考文献

- Res., 95, B5, 6943.
- [26] Melosh, H. J., 2007, MAPS, 42, 2079.
- [1] BVSP, 1981, Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets, Pergmon, New York.
- [2] Kokubo E. and S. Ida, 1998, Icarus, 131, 171.
- [3] Hartmann, W. K. and D. R. Davis, 1975, Icarus, 24, 504.
- [4] Ida, S. et al., 1997, Nature, 389, 353.
- [5] Canup, R. M., 2004, Icarus, 168, 433.
- [6] Ahrens, T. J. and J. D. O'keefe, 1972, The Moon, 4, 214.
- [7] Wada, K. et al., 2006, The Astrophysical Journal, 638, 1180.
- [8] Mukhin, L. M. et al., 1989, Nature, 340, 46.
- [9] Melosh, H. J. and A. M. Vickely, 1989, Nature, 338, 487.
- [10] Lowe, D.R. et al., 1999, Science, 245, 959.
- [11] Melosh, H. J., 1989, Impact cratering A geologic processes, Oxford University Press, New York, 1989.
- [12] Kadono, T. et al., 2010, J. Geophys. Res., 115, doi:10.1029/2009JE003385.
- [13] Ozaki, N. et al., 2005, Phys. Plasma, 12, 124503.
- [14] Hicks, D. G. et al., 2005, Phys. Plasma, 12, 082702.
- [15] Hicks, D. G. et al., 2006, Phys. Rev. Lett., 97, 025502.
- [16] Kurosawa, K. et al., GRL, In press.
- [17] Pearce, R. W. B., and A. G. Gaydon, 1976, The Identification of Molecular Spectra, 4th edition, Chapman and Hall, New York.
- [18] Kurosawa, K. et al., 2009, J. Thermophys. Heat Trans., 23, No. 3, 463.
- [19] Griem, H. R., 1974, Spectral line broadening by plasmas, Academic Press, New York and London.
- [20] Kurosawa, K. and S. Sugita, 2010, J. Geophys. Res., 115, E10003, doi:10.1029/2010JE003575.
- [21] Sugita, S. et al., 1998, J. Geophys. Res, 103, 19427.
- [22] Lesage, A., 2009, New Astronomy Review, Vol. 52, 11-12, 471.
- [23] Takabe, H. et al., 1986, Phys. Fluid, Vol. 31, No. 10, 2884.
- [24] Lee, K.K.M. et al. 2006, J. Chem. Phys. 125, 014701.
- [25] Svendsen, B. and T. J. Ahrens, 1990, J. of Geophys.

林太陽系の日々 第1回 研究室での林先生

中澤 清¹

2010年2月28日、林忠四郎京都大学名誉教授が他界された。林先生の生涯にわたる偉大な業績は物理学、理論天文学、惑星物理学分野を超え、世界の科学分野から広く認められ、訃報に際しては国内外の多くの方々から弔辞が寄せられた。

林先生は宇宙初期での元素合成、恒星の進化、恒星(原始星)の形成過程、太陽系起源の分野で目覚ましい理論的研究成果を発表し続け、世界のこれら分野を牽引したことで国内外から最大級の評価を得てきた。林先生の各分野での業績や若い人たちへの研究指導などについては、日本物理学会誌[1]、天文月報[2]に詳しい紹介があるので、それらを参照して欲しい。特に、本会と関連の深い太陽系起源の研究に関わっては、中川義次君(神戸大学教授)によるすばらしい記事が日本物理学会誌[3]に掲載されている。ぜひ目を通していただきたい。

五月頃「遊星人」小久保編集委員から、「林先生の人となり、林研究室の日々の生活」を「遊星人」の記事として投稿して欲しいと要請され、一時は断つたものの最終的には引き受けることになった。小久保編集委員との話し合いに従い、3部に分けて、「研究室での林先生」、「林先生の教育・研究指導(仮題)」、「太陽系起源の研究-こぼれ話(仮題)」の順に、林先生の人とを紹介していきたい。林先生の研究への姿勢、研究指導・教育への思いを、断片的ではあれ、見ていただければ幸いである。なお、本誌で紹介する内容は、私が京都大学に在籍した時期に限り、また、研究に関する記述も太陽系起源の研究に限ったものであることを予めお断りしておく。

1. 研究室での一日

『いやね、大したことではないんだけど…』と言って大学院生室に林先生が入ってくる。夕方、5時過ぎか、6時頃のことである。そう言って、空いている椅子にどっかり座りこみ、まずは「ハイライト」に火をつける。しかし、その後、「大したこと」に関わる話は一切出てこない。

とにかく、林先生はシャイな方だった。院生室に入るにも先生なりの「理由」が必要だったようだ。先生のシャイさ加減を当時の学科秘書から聞いたことがあった。『先生が出勤してこられて1階からエレベータ

ーに乗っておられた。私(学科秘書)は2階から乗り込み、先生のお部屋のある5階まで一緒することになった。私は『おはようございます』と言い、先生は『あ…』と返事されましたが、そのとたん、くると体勢を入れ替え私に背を向けて、5階に着くまでエレベーターの隅下方を見つめ続けられたままでした。』この秘書はずっと前から学科に居た方で、林先生もよくご存じの職員であった。とにかく林先生はとてもシャイな方であった。

さて、院生室に座り込んだ林先生、それからが面白くもあり、大変でもあったが、その話は後に触れることとし、時系列を追って林先生の一日を紹介しておこう。

1. 東京工業大学大学院 理工学研究科

まずは紅茶タイムから

林先生は特別のことがない限り、10時半前後に研究室に到着する。まずはお湯を沸かし、紅茶を入れる。紅茶と「ハイライト」を味わいつつ、届いた書類や論文別刷、プレプリント¹⁾に目を通すことから先生の一日が始まる。送られてきた論文やプレプリントの中から、研究室の誰かの研究と関連しそうなもの、誰かが興味を持ちそうなものだけをピックアップし、院生室に顔を出す(この時、院生たちは「今日、林先生は来てるんだ!」と認識する)。「誰か」が教授室に呼ばれ、『君が興味をもっていると思ってね…』と論文を手渡される。

これ以後、林先生がどのように過ごしていたのか、ほとんど誰も知らない。長ければ、7時間ほどご自分の部屋に籠ったままであった。研究、あるいは時として、教育の準備に没頭していたに違いない。昨今の大学教員でこれだけの長時間、しかも連続して研究に集中できる人は稀であろう。当時もすべての先生たちが林先生のように長時間集中できたわけではない。林先生は、ご自分の研究時間を確保できるよう、ずいぶん努力していた。雑誌社やマスコミからのインタビュー、執筆依頼はことごとく断っていた。私の知る限り、学部の授業も前期、後期合わせて1コマしか担当していなかった。さらに、学内外の委員も極力辞退されていた²⁾。理学部長(1977-1979年)に推挙された直後の林先生の不機嫌さは今でも忘れられない。

林先生は「集中すること」をご自身のことだけでなく、研究室の助手や大学院生にも強く求めた。『研究というのは一本道ではない。時には迷ったり、引き返さざるを得ないこともある。一見無駄な時間のように見える試行錯誤が研究を飛躍させるためには必要である。それを可能にするには、十分な時間研究に集中することである。』と院生室に来ては力説していた。院生がアルバイトに時間を割くことにも苦言を呈していた。『アルバイトを終えれば、今日は一仕事終えた、という気分になり、その日はもう研究に集中できなくなる』

1) 投稿論文がジャーナルに掲載されるまでかなりの日時を要したことから、Eメールのなかった当時、投稿段階での「印刷前」研究論文として国内外の関連研究者に送付することが習慣であった。

2) にもかかわらず、京都大学計算機センターの設立には積極的に参画、設置後も運営委員(評議員?)として計算機環境のレベルアップのために貢献した。

というのが先生の弁であった。

林先生の生活パターンを思い出すたびに、昨今、大学の教員たちが長時間にわたって研究に集中できる環境にないことに危惧を感じる。授業や会議に飛び回り、教員と院生の会話はごく限られた時間枠内でしかできないような現実、このような研究・教育環境はなんとしても変えなければ、と思う。教員すべてがそうである必要はない。しかし、そうしたいと考える教員が、そうできるシステムがぜひとも必要である。

院生室に移る

『今日はどこの食堂に行こうか』と院生たちが夕食の相談をしている丁度その頃、林先生が院生室にやってくる。院生たち3~4人、時には5~6人が先生のお相手をするようになる。先生と院生たちとの話題は多岐にわたる。研究内容、研究に対する姿勢、教育に対する考え方、先生の若い頃やアメリカ留学生活、時々、社会的な事件・流行に対する感想、スポーツ談義、などなどである。

印象に残っているいくつかの具体的なやりとりを紹介しておこう。最も時間を割いたのが「研究」であった。『A君の計算だけどね』と喋り始める。A君がその場にしようがまいが関係なく議論は始まる。『彼の計算方式だと1セットのパラメーターで数値積分するのに随分時間がかかる、もっと精度を落とすなり、高速化の工夫をしないとどうにもならないではないか』と先生は言う。そして、『この計算の最も深いDo-loopはこの部分だから』と言って、演算の回数を「 $\cdot \cdot \cdot x \cdot \cdot \cdot x \cdot \cdot \cdot x \cdot \cdot \cdot = \cdot \cdot \cdot$ 」と黒板に書く。これをめぐって、差分方程式の精度を落とす、積分の分割巾を変える、パラメーター空間を覆う数を変えるなど、さまざまな工夫について議論が続く。先生だけでなく、計算機に強い院生もあれこれ意見を言う。この間、短くて1時間、時にはそれ以上に及ぶ。結果的に「肯定的」な結論が得られれば、先生が『君、A君に伝えておきなさい』と指示してこの話は終わる。

だが、いつも「肯定的」な結論に達するわけではない。その時は『結構難しい問題だな!』という言葉で一応その場は終わる。が、2、3日すると『君、ちょっと』と言われ、教授室に招かれる。『A君の問題だけどね、何とかなるよ。彼の計算では特殊関数をそのまま使っているが、近似式に代えれば演算時間は20分の1に

なるよ。メモを作っておいたのでA君に渡しておいてください。』と言われる。そう指示された院生が2, 3日前にA君の計算について議論したことを覚えていないことも多かった。

もう一つ、研究にまつわるやり取りを紹介しておこう。ある時期、西田君(撰南大学教授)が太陽系起源の問題とかかわって、制限3体問題の枠組みで軌道計算を行っていた。ある軌道要素をもって無限遠方から飛来した小質量天体が惑星重力によってどのように影響され、再び無限遠に遠ざかった時どのような軌道要素をもつか、軌道計算で調べていた。初期の軌道要素を連続的に変化させた時、最終的な軌道要素も連続的に変わる場合もあるが、あるパラメーター領域では最終軌道要素が激しく変動することもある。院生室にやってきた先生がこの問題を話題にし、こう主張した。西田君は初期条件(軌道要素)をとびとびに与えているが、もっと稠密に設定すれば、最終的な軌道要素も連続的に振舞うはずである、と。しかし、林先生のこの主張に対して、私は根拠のない「勘」から、また、西田君はその場になかったが、後日、自らの数値計算の経験から、反対した。『賭けようか』ということになり、ビール10本を賭けることにした。そして、計算機の精度ぎりぎり(4倍精度)で初期条件を変え、どちらの意見が正しいか数値計算で確認しようということになった。

1週間ほど経った頃、林先生が院生室に現れ、『君



ブランコに乗った林先生。1957年に研究室ハイキングで瑠璃溪に出かけたときの1コマ(林先生編集の「写真集」より)。

たち、フラクタル理論って知ってるかい?』と問いかけ、『賭けは西田君の勝ちだ』と言う(このあたりが、林先生はさすが)。フラクタル理論という言葉は聞いたことがあるものの、中身について十分理解している院生はいなかった。非線形性の強いシステムでは、どんなに初期条件を細かく設定しても、その結果が連続的に振舞うわけではないこと、しかしそれでもある種の規則性があることを、いくつかの具体的な例もと丁寧説明して貰った。西田君が詳細な計算を仕上げたのは随分後になってからで、その答えは林先生の予測通りであった。それにしても、以後「10本のビール」の話が出なかったことは残念である。

研究の話が一段落した後も、先生が立ち去る気配がない。一見、雑談に思えるが、話の内容は研究や教育の在り方に深くかかわっていた。たとえば、研究テーマはどのように選ぶべきか、どのような研究が質の高い研究なのか、若い研究者は当面の研究テーマ以外にどのような力量を身に付けておくべきか、大学院生を指導するような立場になった時何が一番注意しなければならないか、などなどである。そのほか、単名の論文なのに、なぜ「we」を使うのか³⁾、論文の著者の並べ方はどうあるべきか、といったさまざまな話を聞かされた。このような経験をした院生たちは、後の研究者としての、あるいは、教育者としての姿勢や倫理観に大きな影響を受けたに違いない。

とはいえ、ここまでくると、7時をはるかに過ぎていた。欠食児童にとってはもう限界である。『先生、お腹すきませんか?』と問いかけても、『いや、大丈夫』とわれわれの気分に気付くことなく、話は続く。煙草の在庫が尽きれば先生も帰るだろうとの思いから、『先生、タバコ1本いただいてもいいですか?』と問えば、『いいよ、いいよ、部屋(教授室)にいくらでもあるから…』との返事であった。だが、8時半を過ぎることは決してなかったように記憶している。先生なりに決めたスケジュールがあったのだろう。

3) 林先生によると、その理由は以下のとおりである。英国王立協会が創立され、学会誌が発行されるようになって(1660年代半ば)、研究論文の発表は「自然界の調和(法則性)について、われわれ人類は斯く斯くしかじかの認識到達しましたと創造主に報告する」形を取っていた。その名残が今まで続いているという。実験と観察を基調として芽生えつつあった「自然科学」と教会権威との間の摩擦を回避する便法だったのでは、というのが筆者の勝手な想像である。

林先生の一日、もう一つのパターン

林先生の一日はこれまで紹介してきたパターンだけではない。3時頃から夕方まで、院生と彼の直接的な指導者である助教授、助手を先生の部屋に呼び、院生の研究指導に当たる、というもう一つのパターンがある。この時間帯の前後は上述した通りであるが、この研究指導は極めて濃密で、研究推進上の困難の克服、論文のまとめ方、さらなる研究への展望など、この場で受けた林先生からの教育は院生にとって一生忘れられない教訓として体に浸み付いているのではなかろうか。今回は、紙面の都合上このことに触れられないが、次回に「個別指導」という形で紹介したい。

2. 林先生の一週間

週休3日制

昨今の大学では、土曜日がお休みに日曜日と合わせ週休2日制が普通である。しかし、週休2日制が社会的に採用され始めたのは1980年代中頃で、私が京都大学に在籍していた頃は、日曜日だけがお休みであった。

だが、林先生のカレンダーは世間から大きくずれていた。金曜日と土曜日は必ず大学に出てこられた。月曜日から木曜日の4日間は、学部の授業日も含め、大学に出てくるのは2日程度だった。曜日は確定していないものの、当時としては異例の週休3日制であった⁴⁾。大学に顔を見せない日は、ご自宅で終日研究に没頭していたという。

金曜日と土曜日は上で紹介した「林先生の一日」とは全く異なった一日となる。金曜日には、京都大学物理学第2専攻として最も重要な執行機関である「研究計画委員会」が開催される。林先生は研究室を代表し、あるいは、専攻・学科の中心的な教官としてこの会議には必ず出席していた。多少余談になるが、当時の物理学第2専攻・物理学科の意思決定機関は、最上位に博士課程院生以上を構成員とした教室会議(年に数回開催)、その下に執行機関としての「研究計画委員会」(毎週開催)があり、更にその下部実務組織として、庶

4) 当時、大学の教官は教育公務員特例法のもとにあり、「自宅研修」が認められていた。週休3日に法的な問題はない。

務委員会、図書委員会などがあった。この意思決定・執行機能構造は林先生が率先して構築したものである。民主的な湯川先生の影響を受けつつ、また、アメリカでの経験を踏まえて、ボトムアップを最大限取り入れ、同時に執行責任がどこにあるかを明確にした運営組織を目指した、とのことであった。

土曜日の林先生

土曜日の林先生のスケジュールは結構大変であった。10時半から、大学院修士用の授業「天体核物理学」がある。この授業では、星の構造、恒星の進化、星の形成、元素の起源について、一年間にわたって詳しい解説があった。これら天体现象を理解する上で必要となる基礎的な物理学、量子統計力学や原子核理論、輸送理論なども講義の中に自然な形で組み込まれていて、ブラックボックスのない講義であった。さらには、先生は毎年この授業を担当していたが、内容は少しずつ変わっていた。新しい研究が出るたびに講義ノートを書き換えていたからである。午後からは、林研究室として最も重要な2つのミーティングが待っている。

研究室会議

まずは「研究室会議」である。この会議に参画できるのはM2以上の院生、研究生、スタッフであった。研究室会議では、理学部教授会、先程述べた「研究計画委員会」、その他委員会の報告がある。この報告を通して、助手や大学院生は大学・学部の方針や専攻の教官人事の動向を知ることになる。多くの場合、院生側は報告されるまま聞いていたが、就職問題、OD(オーバー・ドクター)問題になると林先生と院生の間でそこそこのやり取りがあったように記憶している。

研究室会議は、研究室としてのスケジュールを決めていくという大事な機能があった。4月初めには年度内のおおよその予定を決め、6月頃には研究室の予算を議論する。林先生、あるいは、助教授の先生から今年度の収入見込みについて紹介がある。引き続いて、院生に対して予算要求を出すよう求める。『研究室として、・・は用意(整備)して欲しい』とか、『計算機使用料として・・万円認めて欲しい』といった予算要求である。当然のことながら、要求を単純に足し上げると収入見込みを超えてしまう。林先生はつじつまが合うよう調整しろ、と目で訴えるがご自身はあまり口出

ししない。あーだ、こーだと言いつ戻りつ議論の末、何とか年度予算案が決まり、あとは計算機委員(DC院生)と助手が財産管理することになる。

研究室会議では、このほか、一年間の節目、節目で行われる中間発表会やスポーツ大会に向けた研究室としての対応、ハイキングの日程や行き先、世話人等を決めていった。

コロキウム

研究室会議が終わり、多少の休憩の後、発表者にとっては恐怖のコロキウムが始まる。コロキウムでは発表者が自分の研究に関する重要論文を紹介する。ここに参加するメンバーは林研究室在籍者(スタッフとM2以上の大学院生、研究生)の他に、林研究室出身者で学内の他部局に在籍する者、近くの大学に在籍する者も加わり、総勢は25名から30名に達する。これだけの人数が集まるにも関わらず、コロキウムが行われるのは1スパンの林教授室であった。ぎゅうぎゅう詰めの状態でセミナーが始まる。真夏の京都はひどく暑い。教授室にはもちろんエアコンはあるが、これだけの人数が集まるともはや圧倒的にパワーが不足し、窓を開けてのセミナーとならざるを得ない。

コロキウムでは、毎回1人の発表者が論文を紹介する。特に若い院生(M2, D1)にとっては、発表の準備に1ヶ月ほど要していたのではなかろうか。厳しい質問が矢のように浴びせられるからである。気の弱い若い院生は、1週間ほど前からだんだん無口になり、当日土曜日の昼食は喉を通らないという者もいた。なにしろ、林先生を始め、レベルの高い教授、助教授が数人居並ぶなかでの発表である。若い院生たちが緊張するのも無理からぬところである。

コロキウムでは、発表者の発表論文に対する完全な理解・評価と、あらゆる観点から浴びせられる質問への的確な対応が求められる。本当はちゃんと理解していないのに適当にその場を繕おうとすればたちどころに攻め立てられ、時には、『これ以上聞いても無駄だ』と30分でコロキウムが終わることもあった。また、発表者が余り気にしておらず、したがって、前もって準備もしていなかったような事柄についても矢継ぎ早に質問が浴びせられる。『その観測結果のグラフにエラーバーが示されてないが、エラーバーはどのくらいか』とか、『著者が採用した仮定を君は妥当だと思う

のか』、『その結論はどれだけ一般性があると思っているのか、著者が示しているような状況以外に適用できると思うか』、『著者が前提としている状況が物理的にあり得ると思っているか』、などなどである。『エラーバーはこの図では見えないくらい小さなものだと書いてあります』などと答えようものなら、『君のいうエラーとはどんなエラーを意味しているのか』と先生からたまたみこまれる。

年間の開催可能な日数を参加者数で割り算すると、年に2回発表するかしないかの頻度になる。しかし、自らが発表していなくても、同僚たち、後輩たちがどのように攻め込まれているかは毎週経験する。このような経験を通して、長じれば、林先生がどのようなことに、どのような質問を投げかけてくるか、大体分かるようになる。それでも、先生から本質的な「疑問符」が打たれないような発表ができるようになるには、早くもD2、平均的には学位をとった後ではなかったらうか。

ある時、国立天文台の台長であった古在先生から『林研出身者の(研究会、セミナーなどでの)質問は林先生そっくりだな、ときとして、歩き方まで似ている』と本気とも冗談とも分からないことを言われたことがある。林研究室のコロキウムを数年間にわたって経験すると、本人の自覚ありなしには関係なく、「林先生」が身体に浸み込んでいるのかと、その時改めて思い知らされた。

3. 研究室の一年

中間発表会

私が在籍していた当時、林研究室の院生指導体制は、他の研究室からやっかみ半分、揶揄半分に「林太陽系」と呼ばれていた。太陽(林先生)の周りに惑星(中間指導者としての助教授、助手)が回り、その惑星の周りに衛星(院生)が回っていることを意味したものだ。林研究室全体としてカバーしていた分野は極めて広い。私の在籍していた当時、宇宙論、恒星の進化、恒星(原始星)の起源、太陽系起源、の大きなグループがあり、それぞれを助教授、助手がまとめつつ、林先生が全体を統括していた。独立心旺盛な院生たちはこれらグループに属さず、独自のグループで研究を進める者もい

た。なにしろ、20名近い院生、研究生がいたのだから、このような指導構造になるのは当然であった。

しかし、『院生の指導責任は自分にある』と先生は常々口にしていた。その具体的な形が「中間発表会」であった。林先生が、院生たちのある時点までの中間的研究成果を聞き、進捗状況を知った上で次への指針を与えるための身内の研究会であった。先生はある時、『年に3回やろう』と言い出したこともあったが、『それでは喋る材料がなくなる』というのが院生たちの反応で、中間発表会は平均的には一年に2回程度開催された。

中間発表会は通常3日間開催された。1日7時間としても計21時間、30名近い林研究室関係者がいれば、全員が発表するのは難しい。各発表は30分程度を想定していたが、そんな時間で終わるはずがない。コロキウムと同様、林先生からの質問が矢継ぎ早に発せられるからである。したがって、一回の発表会で関係者の約7割が発表する、というのが通例であった。中間発表会では、院生だけでなく、スタッフも研究現況を報告した。林先生ご自身も自らの研究を紹介する発表者の一人であった。林先生がいま何に没頭しているのかよく分かったし、先生がどのような問題を取り上げ、本質を損なうことなくいかに問題を単純化するのか、その手法を実感できるよい機会であった。

スポーツ大会・ハイキング

京都大学物理学教室では、研究室対抗のスポーツが盛んで、特に、ソフトボール、野球、バレーボールが教室認定の正式競技(?)であった。各種競技の試合は7月初め頃から始まり、7月末のある日に各種競技の優勝チームが出そろようスケジュールされていた。そして、同日夕方から大掛かりなビアパーティが開催された。

林先生はお若い頃(旧制中学、旧制高校時代に)柔道に打ち込まれていたという。腕前は、確か、5段だったと聞いた記憶がある⁵⁾。柔道だけでなく、野球や他のスポーツにも大変興味をもっていた。スポーツ大好きな林先生が、教室主催のスポーツ大会に興味を示さないわけがない。

夏場の暮は遅い。土曜日のコロキウムが終わった後でも十分明るい。再来週にバレーの試合があるとなれば、コロキウム終了後すぐに練習に入る。林先生



林先生を囲んでハイキングの記念写真(場所、時期ともに不詳；成田真二氏提供)。

はコートわきの椅子に腰かけ、練習試合を見守る。当時、日下君(金沢工業大学教授)、池内君(総合研究大学院理事)、佐藤勝彦君(自然科学機構構構長)といった強力なメンバーがいたものの、残りの多くのメンバーはもう一つであった。林先生は監督として練習試合でメンバーを注意深く見定めておき、本番では、誰をどこに、どのタイミングで起用するか、指示する。

野球やソフトボールでも同じである。研究室対抗の試合が予定されると、コロキウムが終わるやいなや、農学部のグラウンドに出向き、練習試合での院生たちのプレーを監督する。打順とか守備位置にまで言及し、調子の上がないバッター、ミス連発の野手の交代を告げる、など監督業に腕をふるった。ある時、林先生に『先生もプレーヤーとして入ってください。』とお願したことがある。その時の返事はこうだった。『昔、湯川研究室でのソフトボールの試合で、湯川先生(当時45～50才)が内野にボールを転がし、全力で一塁に駆け込んだ時、アキレス腱を痛めてしまった。当時僕は若かったが、あの年になったら自分も無理はできないとその時悟った。』

研究室のハイキングも恒例であった⁶⁾。春は、新入生を歓迎するハイキング、秋は研究に集中した気分を和らげるハイキングとして、年に2度研究室ごぞつての行事であった。京都は、東山、北山、西山、そして、宇治、摂津などハイキングに絶好の山々がある。4月

5) 柔道5段、6段というのは実力的には最高段位であり、それ以上は多くの場合名誉段である。

6) 研究室ハイキングの他に、理論系の3つの研究室(素粒子論、原子核理論、天体核)合同の「理論ハイキング」も恒例化していた。

初めの研究室会議で、春のハイキングの行き先、行程、世話人等が決まり、連休前後の天気の良い土曜日に(コロキウムをつぶして)山歩きとなる。当時、林先生は40代半ばから50代前半であったが、山頂を目指し、院生たちと同じ行程をクリアしていた。が、圧巻は下山したあとであった。

登った山が北山であろうが、東山であろうが、下山後向かった先は伏見、それも伏見の林先生のご自宅であった。ハイキング参加者は20人～25人ほど。お腹を空かした若者の食欲はただごとではない。ご自宅に招き入れられ、まずは鍋料理に舌鼓、アルコールも飲み放題。当時の助教授、助手の奥さんたちがハイキング当日林邸に集まり、林先生の奥さまを手伝って夕食会の準備をしていたらしい。後日、ある先輩の奥さんから『ひたすら白菜とねぎを何時間も切り続けていました』という話を聞いたことがある。

だが、院生たちは林先生の奥さまやご家族に迷惑をかけているという意識もないまま、飲み、食べ続ける。それが一段落すると、碁や将棋、トランプに興じることになる。林先生は碁や将棋で何人もの助手・院生の相手をする。そうこうしているうちに、もはや伏見から京都に帰る電車はなくなり、当然林邸で雑魚寝か徹夜の遊びとなる。

後日、林先生からこんな話を聞いたことがある。『研究を進めるには、ただただ机に向かって集中しているだけではだめだ。時には、頭の中から「研究」がすっかり抜けるような気分転換が必要である。』林先生は、スポーツやハイキング、囲碁がそのような精神作用を持つことを若い人たちに伝えたかったようだ。

謝 辞

私は当時の資料やメモを一切持っておらず、記憶のみに頼って本稿を書く破目になった。一部正確さを欠くこともあろうかと危惧し、当時をよく知るお二人に予め原稿をチェックしていただいた。お二人にはこの場をお借りして感謝したい。また、「遊星人」編集委員会、小久保編集委員には企画の段階から、査読、掲載写真の選定にいたるまで随分とご迷惑をお掛けしました。ありがとうございました。なお、本稿に使用した写真の1葉は林先生ご自身が編集された「写真集」から転載させていただきました。写真の転載を快く承

諾いただいた林先生の御子息、林暢夫氏に感謝いたします。

引用文献

- [1] 佐藤文隆, 杉本大一郎, ほか: 日本物理学会誌「BUTSURI」, Vol. 65, No. 10, 777-799, 2010.
- [2] 松田卓也, ほか: 天文月報, Vol.103, No.6, 394, 2010.
- [3] 中川義次: 日本物理学会誌「BUTSURI」, Vol. 65, No. 10, 787-791, 2010.

一番星へ行こう! 日本の金星探査機の挑戦 その13 ~古くて新しい電波掩蔽~

今村 剛¹, 安藤 紘基², 戸田 知朗¹, 岩田 隆浩¹
あかつき電波科学チーム

(要旨) 金星探査機「あかつき」は光学観測による大気運動の可視化に加え、電波掩蔽により大気鉛直構造を観測し、気温分布など気象学の研究に欠かせない情報を提供する。この観測のために必要となる、周波数が安定した電波を送信するために、「あかつき」には超高安定発振器を搭載している。これまでの経緯と現状について簡単に紹介する。

1. いまさら電波掩蔽?

およそ10年前に金星気象衛星の検討が始まったとき、電波掩蔽を行うことはわりとすぐに決まった。ミッションの華は多波長の連続撮像による流体運動の可視化に違いない[1]。しかし気象学の研究において気温情報が無いわけにはいくまい。大気の成層度を知らずして雲画像を解釈できようか。流体波動の伝搬を探るのにも気温擾乱の検出が決め手になるだろう。気温の遠隔測定の方法としては大気熱放射を分光することも考えられるが、金星の下層大気の温度変動は数℃以下と予想され、これを調べるために必要となる0.1℃程度の精度を達成することは容易でない。そこで我々は、観測点は限定されるが計測精度の高い電波掩蔽を選んだ。

普段は探査機と地上局の間の通信に用いる電波を、電波掩蔽では観測に利用する。地上局から見て探査機が金星の背後に隠れる時と背後から出てくる時、探査機から送信される電波は金星大気をかすめるように通過して地上局に届く(図1)。このとき電波が金星大気の影響で屈折する結果として、受信周波数が変化する。この周波数変化を分析すると屈折率の高度分布がわか

り、そこから気温の高度分布がわかる。「あかつき」の場合、気温を0.1℃の精度、高度分解能1kmで得ることを目指している。高度100km以上での屈折率からは電離層の電子密度を求めることもできる。受信電波強度の変化からは、硫酸雲の下に多く存在する電波吸収体である硫酸蒸気の分布がわかる。

電波掩蔽という手法自体は惑星探査の黎明期から使われてきた枯れた技術である。教科書に載っている太陽系惑星の温度構造のグラフはたいてい、電波掩蔽の観測結果である。金星でも1970年代から幾度となく実施されている[2]。しかし電波掩蔽は、たとえば地球気象研究において気象ゾンデを放球するようなものであり、いつでもどのように実施するかによって成果は全く異なるものとなる。初の金星気象衛星で5台の気象カメラと連携する電波掩蔽は、他機器との連携

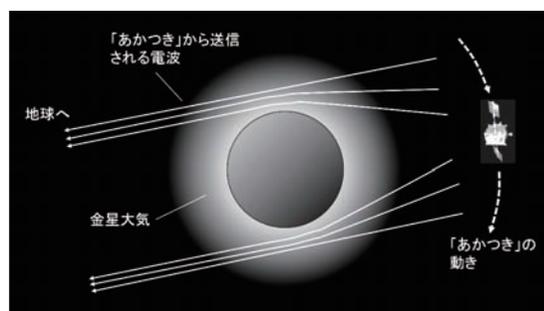


図1: 「あかつき」による金星大気の電波掩蔽観測のイメージ

1. 宇宙航空研究開発機構
2. 東京大学大学院
imamura.takeshi@jaxa.jp

がほとんどなかった過去のミッションとは目的を異にする。

金星の赤道域を周回する「あかつき」の場合、よくある極軌道の惑星探査とは違って、電波掩蔽の観測点は赤道域に集中する。太陽光エネルギーの入力が最大となり活発な大気運動の存在が予想される赤道域のデータが充実することも、気象学の観点からはこれまでに無いメリットであるように思われる。

2. 装置の準備

手法が確立しているとはいえ、目指す精度は簡単に達成できるものではない。金星大気の変動をもたらす微小な周波数変化を検出するために、基準周波数に対する周波数変動の割合が10のマイナス12乗以下という高い安定度の信号を送信する必要がある。そこで「あかつき」には超高安定発振器(Ultra-stable oscillator, 略してUSO)を搭載し、送信機の基準信号源を通常の発振器からこちらに切り替えて観測を行う。USOの中心部には周囲から断熱された水晶振動子があり、この温度を高い精度で安定化することによって周波数を安定化する。これまでの金星探査において上記のレベルのUSOは現在運用中の欧州のVenus Expressに搭載されたものだけである。Venus ExpressのUSOを開発したのはTimetechというドイツの会社であり、我々もこのUSOを採用することにした。雑居ビルのワンフロアで設計から製作までやっている小規模なメーカーであるが、小回りが利き、我々が押しつける難題にも熱心に対応してくれる。

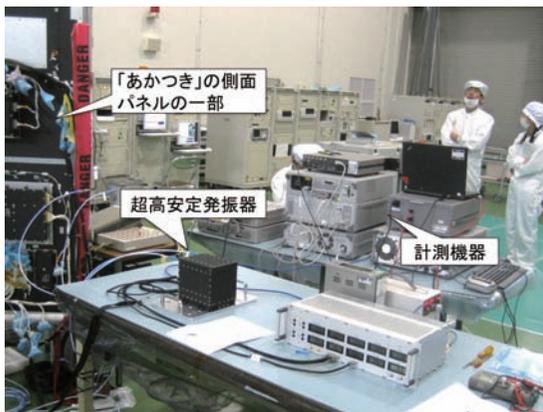


図2：2009年7月にJAXA宇宙科学研究所の衛星組み立て室で実施した超高安定発振器(USO)の評価試験の様子

USOは基本的に開発済みの機器という認識だったが、実際には衛星とのインターフェースや環境条件や出力周波数の違いから、色々な技術的課題が生じた。たとえば打ち上げロケットの低周波の振動が水晶振動子にとっては厳しいことがわかり、この対策と評価試験に時間を要した。この10年の間、ドイツに幾度も通って技術的な打合せをすることになり、フライトモデルの日本への到着は2009年7月、衛星に組み付けられるぎりぎりのタイミングとなった(図2)。

「あかつき」本体の制御にも一工夫必要である。電波の屈折角は数十度にも達する。そのため、観測時には高利得アンテナをまっすぐ地球方向に向けるのではなく、屈折角の分だけ向きを変える必要がある。この角度を計算して「あかつき」にプログラムする機能は地上の運用設備に組み込まれる。地球から見て「あかつき」が金星の向こうに隠れているときも、電波は屈折して地球で受信され続けるのである。

「あかつき」から送信された電波は長野県の山中にある臼田宇宙空間観測所の直径64mのアンテナで受信される(図3)。GHz帯の信号は数百KHzの信号に変換され、専用装置で波形ごと記録される。記録は水素レーザーで生成された精密な時刻信号に同期して行わ

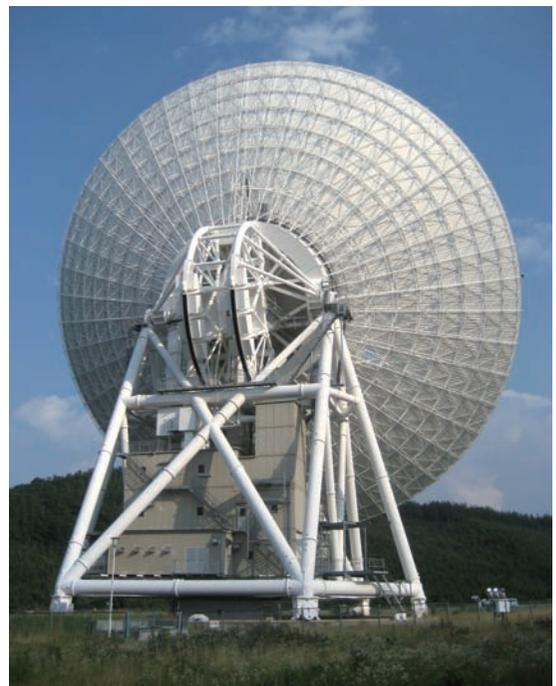


図3：臼田宇宙空間観測所の直径64mのパラボラアンテナ

れ, 記録データからわずかな周波数変動を取り出すことを可能にする. 観測装置そのものは地上にあるので, 惑星探査というよりも天体観測の趣がある.

3. 軌道上試験

2010年5月21日に「あかつき」が打ち上げられたあと, 5月28日にUSOをオンにして, まずは正常に立ち上がることに安堵する. 続いて6月2日にUSOを基準信号とする電波を臼田宇宙空間観測所で受信して記録した. 祈る思いで算出した周波数安定度は, 打ち上げ前に相模原キャンパスの衛星組み立て室で計測したもののよりも良かった. 宇宙空間にしばらく放置されて周辺の温度がよく安定していることが効いているのかもしれない. これなら本格的な気象研究に耐えるデータが得られそうだ. すぐにUSOを製作したTimetech社に結果を送り, これまでの努力に対して改めて謝意を伝える.

また2010年4月から6月にかけて3回にわたって, Venus Expressが金星で掩蔽されるタイミングに合わせて臼田宇宙空間観測所でVenus Expressからの信号を記録した. これは我々の記録装置とデータ解析ソフトウェアの動作を検証するためにVenus Expressチームの協力により実現したものである. 得られた周波数時系列とシミュレーション結果を比べると, 金星大気の影響が無いはずの部分でも周波数変化の傾向に微妙な違いがある. シミュレーションを見直し, それまで考慮していなかったいくつかの一般相対論的効果をドップラーシフトの計算に導入すると, ぴたりと合う. 宇宙はそうのようにできているのだと実感する. こうして解析した結果から見事に金星大気の鉛直構造が現れ, しばし結果に見とれた. 一足先に金星探査の気分を味わおう.

こうして「あかつき」の隠れた主役, 電波掩蔽の準備は整った. 本稿執筆時, ミッション最大の山場である金星周回軌道投入は1ヶ月後に迫っている.

参考文献

- [1] 今村 剛, et al., 2007, 遊星人 Vol.16, No.3, 226.
- [2] Tellmann, et al., 2009, J. Geophys. Res. 114, E00B36, doi:10.1029/2008JE003204.

2010年度 惑星科学フロンティアセミナー 参加報告

佐々木 貴教¹

9月5-8日に北海道小樽市のマリンヒルホテル小樽にて、「惑星科学フロンティアセミナー」が行われました。今年で5回目となりますが、今回も総勢26名(学生13名)という多くの方々が参加し、無事終了することができました。フロンティアセミナー実行委員会のメンバーであり、参加者であった執筆者から本セミナーの簡単な報告をいたします。

今回は国立天文台の田村元秀氏を招待して「系外惑星の観測」というテーマで、系外惑星観測の手法から最新の研究成果、および今後の観測計画について、丸二日間集中講義形式で講演をしていただきました(図1)。講演内容の章立ては以下のようなものでした。

-
1. 系外惑星のイントロと歴史
 2. 系外惑星の性質と成功している手法の紹介
 3. ドップラー法・アストロメトリ法・トランジット法・重力レンズ法
 4. 広義の直接観測・補償光学・コロナグラフ
 5. 地上観測・スペース観測
 6. 将来計画
-

初日は、系外惑星観測の歴史や一般的な天文観測のイントロからはじまり、系外惑星の性質を様々な相関をもとに示したり、観測手法の詳しい比較紹介をしたりしていただきました。二日目は、系外惑星の直接観測についての話を中心に、観測の現状から将来計画まで、大きな視点から多岐にわたる話題を提供していただきました。観測に関して初心者があることを十分に考慮された構成で、基本的なことから丁寧に講義していただいたので、参加者全員がしっかりと理解を深め



図1: 講演をしていただいた田村元秀氏

ることができたと思います。また講義中は常に質問が飛び交い、双方向のインタラクティブな講義となりました。田村氏によると、系外惑星観測についての包括的な教科書は(洋書を含め)まだないということなので、本セミナーの参加者は現段階で最も詳しい包括的な知識を二日間で得ることができたこととなります。最新的话题を短期集中的に学べるのも、フロンティアセミナーの魅力のひとつです。

なお、本セミナーの講義の様子は、mosirプロジェクト¹のメンバーにより全て撮影記録されています。講義の動画およびスライドはmosirプロジェクトのサイト²で誰でも視聴することが可能ですので、興味の

1. 東京工業大学 大学院理工学研究科
takanori@geo.titech.ac.jp

1. <https://www.cps-jp.org/~mosir/pub/index.html>
2. <https://www.cps-jp.org/~mosir/pub/list.html>

ある方はぜひご覧ください。

夏の北海道という快適な環境と興味深い講義によって、今年のフロンティアセミナーも大盛況の中、無事に終了しました（図2：集合写真）。長時間の講義をしてくださった田村元秀氏、フロンティアセミナー代表世話人のはしもとじょーじ氏、および北海道大学・神戸大学の学生スタッフのみなさまに感謝いたします。今年のフロンティアセミナーは、日本惑星科学会と神

戸大学惑星科学研究センター（CPS）との共催により実現することができました。惑星科学会からの補助により、一部の学生への旅費の援助が可能となりました。大変ありがとうございました。

来年度以降も、惑星科学フロンティアセミナーはフロンティアセミナー実行委員のもと開催される予定です。今回参加された方も残念ながらできなかった方も、みなさまの次回以降の参加をお待ちしております。



図2：全体集合写真

「月惑星探査の来たる10年」公開討論会 参加報告

諸田 智克¹, 石原 吉明²

2010年9月10日に神戸大学百年記念館六甲ホールにおいて、「月惑星探査の来たる10年」公開討論会が開催された。今更説明は不要かと思われるが、「月惑星探査の来たる10年」は日本惑星科学会の将来惑星探査検討グループが主催している活動であり、「惑星科学コミュニティの力量を自覚した上で探査の将来計画を自主的に企画する」ことを目的としている。ここで言う「将来」とは、具体的には2017年から2027年を対象としている。本活動の詳細は遊星人第19巻3号にあるのでそちらを参照されたい。

検討作業は、以下の3つの段階で進めることになっている。

第一段階：以下の5つのパネルによるトップサイエンスの抽出(括弧内はパネルリーダー)

- (1) 地球型惑星固体探査パネル(大谷・倉本)
- (2) 地球型惑星大気・磁気圏探査パネル(渡部・寺田・はしもと)
- (3) 小天体探査パネル(伊藤・塚本・荒川・渡部)
- (4) 木星型惑星・氷衛星・系外惑星探査パネル(中島・高橋・中本・木村・三好)
- (5) アストロバイオロジーパネル(小林・山岸)

第二段階：ミッション提案と優先順位づけ

第三段階：技術力・予算・国際協調などの観点から実現可能性を評価

今回の討論会では第一段階の中間報告として、8月末までに集められたトップサイエンス提案の内容とそれを受けての検討状況がパネルごとに報告された。会場には予想を超える参加者が集まったようで、当初予

定していた会場を変更せざるを得ないほど盛況であった。また、東工大、会津大、東北大、北海道大、JAXA相模原、高知大、東大、名古屋大の各サテライト会場との間のテレビ会議による接続もあった。以下に各パネルで議論された内容を報告する。

地球型惑星固体探査パネルでは、最多の20件のサイエンス提案があった。その内訳は、火星に関する提案が8件、月が7件、複数の天体にまたがるものが5件であり、科学テーマに力点が置かれたものや手法に力点が置かれたものなど様々であった。パネルリーダーからの報告では、内部構造と表層の進化過程の解明を2大目標として、サイエンス提案の分類を行っていた。提案数が多く、内容や提案レベルも多様であったこと、募集期限から討論会まであまり時間が無かったこともあり、トップサイエンスの洗い出しとそれぞれのテーマの位置づけの整理という点では検討が十分では無かったように感じられた。しかし、サイエンス提案の更なる具体化の必要性や、科学的観点だけでなく実現性や体制の考慮の必要性、第二・三段階との連携の必要性といった指摘がされており、今後の議論の方向性は明確にされていた。

地球型惑星大気・磁気圏探査パネルでは、文章でのサイエンス提案が2件あり、パネルリーダーからの報告では関係者らと議論しているアイデアや既存のロードマップに沿ったトップサイエンスの紹介があった。地球型惑星大気の報告では、「大気の起源と進化」と「惑星気象・気候システム」に関する諸問題をあげた上で、「一点突破、全面展開」を狙った探査ではなく、地道に観測を蓄積することが重要であると述べられていた。地球・惑星磁気圏探査に関しては、「太陽活動に支配される太陽・惑星圏の環境の解明」、「宇宙ガスを支配

1. 宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究所
2. 国立天文台 RISE 月探査プロジェクト
morota@planeta.sci.isas.jaxa.jp

する普遍的法則の解明]、「人類の宇宙進出を支える知識基盤の構築」が三大目標としてあげられていた。磁気圏探査は惑星科学会だけでなく地球電磁気・地球惑星圏学会と協力して検討を進める必要がある。今後の協力体制の構築が課題であろう。

小天体探査パネルに関しては、4人のパネルリーダーがそれぞれの専門分野である衝突、軌道力学、物質分析、地上観測の関係者に事前にヒアリングを行っており、最も計画的にサイエンス提案の募集を行っていたように感じた。結果的に11件の提案があり、それらを始源度と天体サイズの2つの軸を使ったダイアグラム上で分類していた点が興味深かった。そのダイアグラムを見ると、始源的・未分化天体に関心が高かったようである。また同一の天体を複数回探査することの重要性にも触れられていた。

木星型惑星・氷衛星・系外惑星探査パネルでは、今後10年の探査計画として米国・欧州との共同ミッションであるEJSM計画の紹介がなされ、木星大気に関する重要課題は、深部大気組成の解明と大気構造・大気力学の理解であることが報告されていた。また将来を見据えて、数値モデリングの推進、系外惑星の観測の必要性が強調されていた。氷衛星探査は、ハビタブル環境の調査であり、1.生命の兆候を捉える、2.内部構造の理解、3.進化史の把握という3つの要素でまとめられていた。内部海の存否は氷衛星の熱史にとって特に重要なテーマであり、それに関する具体的な探査提案の中でも、高エネルギーニュートリノを使った手法が興味深かった。系外惑星に関しては、太陽系外の地球型惑星大気の分光観測と氷惑星の探査の提案がされていた。本パネルは取り扱う対象や現象が広範囲にわたっている。また木製型惑星については、EJSM計画で日本はJMO(磁気圏周回機)を担当しており、地球電磁気・地球惑星圏学会を中心として検討がすすんでいることもあり、統一的な指針をまとめていく為には、地球型惑星大気・磁気圏探査パネルと同様に、今後の協力体制の構築が欠かせない。

アストロバイオロジーパネルでは、提案募集時点では独立したパネルではなかった為、他のパネルへの提案でアストロバイオロジーに関係するものが取り上げられた。アストロバイオロジーは「我々はどこから来

たのか？我々は孤独な存在なのか？」という誰もが一度は考える根源的な疑問に対して最も直接的な回答を与えることの可能な分野である。パネルリーダーからは、生命探査(複雑有機物も含む)の探査方法や、その為に必要となる技術等の前提条件が示され、さらに2つの具体的な探査案について紹介された。生命探査が荒唐無稽な手の届かないものではなく、努力すれば手の届くところまで来ているのだということを感じた。

全体として議論になったのは、パネル間をまたがるようなサイエンステーマを第一段階でどうやって拾い上げていくか、という問題についてであった。今回定義されたパネルごとの議論上ではトップサイエンスとして位置づけられないものでも、複数のパネルをまたがって関連するビックサイエンスがあり得る。しかし今回の検討の枠組みではそのようなテーマについてその重要性を議論する場や段階が用意されていないように思われる。今後、パネル内の議論を深めていくことになると思われるが、パネル間の情報交換と議論も平行して進める必要を感じた。

学際的・複合科学的な色合いが強い惑星科学・月惑星探査を取り扱う以上、各々のバックボーンに応じた複数のトップサイエンスがあり得るため、第一段階の議論を始める際に分野全体としてのトップサイエンスとは何か？科学的観点のみからどうやってトップサイエンスを抽出するのか？は当然でてくる疑問であり、真っ先に整理すべき議題である。しかし今回の討論会全体を通して、提案者はもちろん、パネルリーダーの間でもその疑問に対して共通認識がないままに科学の議論を進めているように感じた。その結果、パネルごとにヒアリングのやり方や検討の進展具合に大きな開きがあった。また、検討が進んでいるパネルであっても、個々のサイエンステーマが惑星の起源・進化の大きな枠組みの中でどう位置づけられるかについての議論が十分であったとは思えない。トップサイエンス抽出にはまだまだ長い道のりがあることを痛感し、多くの参加者が不安を抱いたのではないかと想像する。当初、11月にはトップサイエンスの抽出が終わり、具体的なミッション提案を行う第二段階に移行するはずであった。しかし上述した諸々の問題を受けて、討論会の最後に事務局から、第一段階の期間を延長すること、

検討を進める為にパネルごとに分科会を設けることが発表された。

これまでも将来探査を検討する活動はあったが、それらと今回の活動の大きな違いは前述の目的の中の「コミュニティの力量を自覚すること」と「自主的に企画する」の部分に表れている。特に前者に関して、科学的観点からはあれも大事これも大事と総花的に言いたくなるが、予算はもちろん、我々の技術力もマンパワーも有限であるため、優先順位づけは必須である。この検討会のやり方には様々な意見があるかもしれないが、我々がこれからの10年に本当にやるべきことが何か、を議論する場ができたことは間違いなく前進である。自らの反省を込めて述べさせて頂くが、サイエンステーマ提案者もパネルリーダーに頼るだけでなく、トップサイエンス抽出に向けて積極的に議論を先導し、パネルを構成する人員全員でトップサイエンスを作り上げるくらいの自主性があってこそ、惑星科学かろうか。

最後になりましたが、本討論会の開催に尽力された「月惑星探査の来たる10年」事務局の方々、パネルリーダーの方々に感謝します。また、この報告を執筆する機会を与えてくださったのは小林直樹さんでした。有り難うございました。

New Face

武藤 恭之 (東京工業大学大学院理工学研究科地球惑星科学専攻)

皆様こんにちは、武藤恭之(たかゆき)と申します。私は、2010年3月に京都大学で学位を取得し、4月から東京工業大学大学院理工学研究科地球惑星科学専攻で、学振研究員として研究をしています。

私は、中学・高校のころに講談社ブルーバックスや雑誌『Newton』を読んで漠然と宇宙や物理に興味を持ち、よく名前が出ていた佐藤文隆教授が居るということで京都大学を目指しました。しかし、入学時すでに佐藤先生は退官されていたようでした。それでも、縁があって京都大学の天体核研究室に所属することができ、犬塚修一郎准教授(現在は名古屋大学教授)の指導のもと、学位を取得することができました。

私の研究テーマは、惑星形成論、特に円盤と惑星の重力相互作用(円盤・惑星相互作用)や惑星移動に関する話題です。しかし、大学院に入るときにこの研究をやりたいと決めていたわけではありませんでした。京都大学の天体核研究室では、「宇宙論・重力・宇宙物理」を三本柱とした、宇宙に関連する話題全般を研究テーマとして扱っていたため、研究室のメンバーが行なっている研究も多様性に富んでいます。そして研究室の方針として、修士1年の間は研究テーマを定めずに、幅広い分野の基礎的な勉強をするということになっていました。特に、修士1年の間は勉強をするという方針は徹底されており、研究室の雑用をすることすら認められずに(研究室の行事の企画などは修士2年の仕事でした)教科書を読むこととなります。どのような教科書を読んでもよいのですが、物理学専攻ということで、やはり友人と一緒に素粒子物理学の教科書や一般相対性理論の教科書を読むことが多かったように思います。そして、そのような知識は現在でも時々役に立つことがあります。さらに、違う分野の友人を作れたということは非常に価値のあることだっ



たと思っています。

修士1年の終わりのころ、そろそろ修士論文のための話題を決めなければならないと思っていたとき、犬塚さんから「熱海で惑星形成の研究会があるから、修士1年の人で興味がある人は参加してもよい」という連絡がありました。交通費が出るからという不純な動機で同期の友人と連れ立って参加しましたが、教科書に書かれていないような話題が多く出てきて、大変興味を持ったということ覚えてます。そして、手始めに円盤・惑星相互作用の計算を始めたら、そのまま博士課程の研究にまでつながっていきました。現在までに、論文出版までこぎつけたテーマとしては、円盤・惑星相互作用における磁場の影響[1]や粘性の影響[2]、軽い質量の惑星周囲のギャップ生成[3]、円盤の密度波の影響下におけるダスト粒子の運動[4]などがあります。

京都大学に在籍している間に最も印象に残っているのは、中村卓史教授の「なぜそうなるかを三行で説明せよ」という言葉です。中村さんには直接指導を受けていたわけではないのですが、この言葉を事あるごとに仰られていました。私の取り組んでいた円盤・惑星相互作用の問題では、計算量の多さに辟易とするようなこともあり、大変に複雑な現象だと考えられること

もあります。私自身、最初に勉強した時は「三行で説明することなど可能なのか」と思い、最初に研究室のセミナーでそのように発表した時は「ダメッ」との一言。しかし、研究を進めるうちに基本的な部分は非常に簡単な物理で決まっているということがだんだんわかってきて、原始惑星移動に関して自分なりの説明を数式三つほどで付けることができるようになりました。ある時の研究室のセミナーの後で、中村さんから「その説明は良いと思うなあ」と言われた時は、小さな喜びを感じました。

大量の計算に惑わされることなく（あるいは大量のデータに惑わされることなく）、現象の本質を見抜くことができれば三行で説明できるのだということは、今後も肝に銘じていかなければならないと思っています。

最近、特に東工大に来てからは、取り組む話題も少しずつ変わっているような印象もあります。まず、普

段の研究室のセミナーで耳にする話というのは京都にいた頃とは全く異なりますから、新しい興味がわいてきます。また具体的な研究内容としても、実際に観測的研究を中心に行なっている方たちとの協力が始まりつつあるところです。本誌の記事では、原始惑星系円盤を「観測する」ことを念頭に置きつつ、原始惑星系円盤や円盤・惑星相互作用に関する話題を簡単にまとめ、最近行なった計算の結果についても触れています。お時間があれば、こちらにも目を通していただければ幸いです。

参考文献

- [1] Muto, T. et al., 2008, ApJ, 679, 813.
- [2] Muto, T. and Inutsuka, S.-i., 2009, ApJ, 701, 18.
- [3] Muto, T. et al., 2010, ApJ, 724, 448.
- [4] Muto, T. and Inutsuka, S.-i., 2009, ApJ, 695, 1132.

黒澤 耕介 (東京大学大学院 新領域創成科学研究科 複雑理工学専攻)

皆様、こんにちは。東京大学大学院新領域創成科学研究科複雑理工学専攻の黒澤耕介と申します。2010年3月に「An experimental study on phase changes and chemical reactions due to hypervelocity impacts using emission spectroscopy」という題名の博士論文で学位を取得し、現在は学振PD(DC2からの資格変更)として研究を行っております。博士論文の内容の一部が本号に論文として掲載される予定です。よろしかったらご覧下さい。

今回New Faceを書かせて頂く機会を頂き、改めて学部4年で大学院選択をして、杉田研究室にて過ごした5年間を振り返ってみると、非常に多くの方にご迷惑をかけ、お世話になってきたなあと思いました。そこで本稿では、その時々を紹介させて頂き、お礼に代えさせて頂ければ、と思います。また私のことをよく知らない方々には、どんな研究をどんな方々で行ってきたのかお伝えすることで、自己紹介とさせていただきます。

私の小さい頃からの興味は、夜空に見える恒星や惑



星はどんな風にできてきたのだろうか?ということでした。高校時代に天体の運動などの現象は物理学で理解できるということを知った私は、東京都立大学理学部物理学科に入学し、4年生当時は「宇宙理論研究室」に所属しておりました。研究室では銀河衝突や超新星爆発に関する理論的な研究を行っており、数式をバリバリ解いていく雰囲気です。当時の先生は「数学はポエムだ。」(!!?)と言っておりました。数学は嫌いではなかったですが、あくまで道具であってポエムには思えなかった自分は、大学院では外に出ようと決めました…

大学院をあれこれ調べて行くうちに、東大の複雑理工学専攻に松井・杉田研究室という惑星を研究している研究室があることを知りました。複雑理工学専攻ならば物理学科出身でも馴染みやすいと考え、大学院見学会で杉田先生を訪問したところ、彗星に弾丸を撃ち込んで穴を開け、中身を調べる計画があつて、それに絡んでいるということを知りました。あまりにスケールの大きい話に感銘を受け、弟子入りさせて頂くことに決めました。

5年間で杉田先生には様々なことを教わりました。物理学科出身で惑星科学の知識が乏しかった私に、熱く激しく雄弁に惑星科学の面白さを伝えて下さいました。また衝突閃光学を叩き込んで頂き、それを発展、応用させることで学位論文としてまとめることができました。

修士1年の頃はいくつかのテーマに取り組んだものの結果が出ず、「テーマのゴミ箱」と化した非常に苦しい時期でした。しかしこの頃に取り組んだ、衝撃波の伝播、化学平衡、化学反応速度論などに関する知識や、書き貯めた簡単な数値計算コードは今でもよく使っており、苦しい時期も無駄ではなかったと思います。修士2年になって「天体衝突によるHCN合成に関する実験的研究」に取り組みました[e.g., 1]。研究を行うにあたり、千葉工業大学の石橋高博士、大野宗祐博士、大阪大学の門野敏彦博士には、実験装置の使い方はもちろん、データの取り方、解釈の仕方、研究の背景に至るまでご指導頂き、現在でも私の研究の基本となっています。特に当時博士課程に在籍されていた石橋さんには色々と教わり、様々な迷惑をかけました。クールな雰囲気[e.g., 2]とは裏腹に「気合いだよ」といって実験上の様々な困難を片付けるその姿に、「自分みたいな者はもっと気合いをいれて取り組まなければいかん!」と思われました。大野さんが修士課程学生だった頃に使用されていた真空チャンバーを基本に、余っていた真空部品を組み合わせて自分なりの実験装置を組み上げ、HCNのピークを検出したときは、5年間の大学院生活の中でも、最も嬉しかった瞬間でした。

学生時代は様々な共同研究に参加させて頂く機会を頂きました。M1からM2にかけては愛知東邦大学の高木靖彦博士が進めておられた微小重力条件下でのクレータ形成実験にお手伝いとして参加させて頂きました[3]。高木先生は2006年度の衝突研究会で、私がガラス

ビーズ入りのコンテナを叩きまくり、次のShotの準備をする姿を「今日の黒ちゃん」という題名のムービーで紹介して下さい、多くの方に私の存在を知って頂ききっかけを作って下さいました。この実験を通じてJAXAの長谷川直博士とも出会うことができました。長谷川先生には現在進行形のJAXAの2段式軽ガス銃を用いた実験でも大変お世話になっております。博士課程に進学した後は、大野さんが物質・材料研究機構の1段式火薬銃を使って広島大学の関根利守博士と共同で進めておられた炭酸塩の脱ガス実験に参加させて頂きました。関根先生とは衝突業界の中でも特に近い研究をしているために様々な学会で一緒させて頂く機会が多く、懇親会や学会からの帰り道で色んなお話を伺うのが何よりの楽しみでした。D2になった頃には月探査衛星かぐやのRSAT/VRAD/RSチームに参加し、衛星運用のお手伝いをさせて頂きました[4]。深夜の運用は体力的にキツかったですが、千葉工業大学の並木則行博士、JAXAの岩田隆浩博士、今村剛博士、国立天文台水沢の野田寛大博士、石原吉明博士から色々とお話を聞くことができ、大変勉強になりました。また月の裏側の重力場が明らかにされていく様子を見ることのできたのは幸運であったと思います。

博士課程では発光分光法を用いたいくつかの研究を行いました。最初のきっかけは修士の頃に補助的に行っていたCN₂分子の分光測定の結果が分子分光理論から想定されるものとはかけ離れていたことでした。「はやぶさ」帰還時にカプセルが受ける空力加熱の理論予測をされていたJAXAの藤田和央博士と議論していくうちに、レーザー照射で生じた過渡的な系を観測しているために現れてしまう分子振動状態の非平衡性に起因するものだということがわかりました。同時期に振動状態の非平衡性に影響を受けない並進-回転温度測定法を開発することができました[5]。またD3になりたての頃に取り組んだ発光輝線幅を用いた高温岩石蒸気の圧力計測法の確立[6]の際にも議論させて頂き、多くの建設的なご意見を頂きました。現在は藤田先生が進めている火星からの無着陸サンプルリターンに関する実験を、JAXAの小澤宇志博士と共同で行っています[7]。

D2になってからは、大阪大学レーザーエネルギー学研究センターに設置された大型レーザー「激光XII号」

を用いて、世界でも初めての珪酸塩の衝撃圧縮蒸発過程の発光分光計測に取り組みました。この実験においては修士の頃にも散々お世話になった、門野先生に多大なるご助力を頂きました。持続時間～10 nsのレーザーで～100 μm の試料を～1 TPaまで圧縮して計測するというのは、光が空気中を、電気信号がケーブル内を通過する時間までも計算に入れておかないとタイミング同期ができない特殊な世界で、最初は大変苦勞しました。大型実験は自分一人の力ではどうにもならない難しさがあるのですが、阪大レーザー研の重森啓介博士、弘中陽一郎博士、佐野孝好博士には計測や実験に関して多大なるサポートをして頂き、なんとかデータを取得し[8]、学位論文としてまとめることができました。

大学院生活を振り返ったときに忘れられないのが、実験系ならではの多くの業者の方々との出会いと交渉の数々です。杉田先生には、1000万円の高額実験装置の選定や交渉を体験させて頂き、大変よい経験になりました。特に職人肌の技術の方の専門知識と人情味に触れることは研究生生活の楽しみの一つでした。

一見色々な研究を手当たり次第にやってきたように思われるかもしれませんが、私の中では「隕石重爆撃期」というキーワードで結びついています。地球が形成された後の時代において最大の質量、エネルギー流入を経験したこの時代の地球表層環境を推定することこそが、その後の生命起源などの重要問題を解決する鍵になると思っています。M1になったばかりの頃に流行の「Nice model」が提唱され、様々な惑星探査機が豊富なデータをもたらしてくれる時代になり、今や後期隕石重爆撃問題は太陽系全体の描像に関わる問題になりつつあります。幅広いエネルギーを持った加速銃(衝突速度: 0.3-60 km/s)[9]を用いた研究に関わってきた経験は、太陽系天体に残された隕石重爆撃の傷跡を解釈するための大きな武器にできると考えています。

最後になりますが、学位をとるまでにお世話になった全ての方にお礼申し上げます。まだまだ色々ご迷惑をおかけすることもあろうかと思いますが、今後ともよろしくお願い致します。

参考文献

- System Impact Bombardment, #3010.
- [2] 並木 (2009), 遊星人, 18, 159-161, Figure 6.
- [3] Takagi et al. (2007) LPSC, XXXVIII, #1634.
- [4] Namiki et al. (2009), Science, 323, 900-906.
- [5] Kurosawa et al. (2009), Journal of Thermophysics and Heat Transfer, 23, 463-472.
- [6] Kurosawa and Sugita (2010), JGR, 115, E10003, doi:10.1029/2010JE003575.
- [7] 小澤ら (2010), 宇宙科学技術連合講演会講演集, 3A11.
- [8] Kurosawa et al. (2010), GRL, In press.
- [9] Kadono et al. (2010), JGR, 115, E04003, doi:10.1029/2009JE003385.
- [1] Kurosawa et al. (2008), Workshop on the Early Solar

2010年度秋季講演会報告

2010年度日本惑星科学会秋季講演会実行委員長(名大LOC) 渡邊 誠一郎¹

2010年10月6日から8日にかけて、名古屋大学東山キャンパス野依記念学術交流館にて2010年度秋期講演会が行われました。例年通り、大学院生など若い研究者が多く、活気にあふれた会となりました。期間中、大きな混乱や事故もなく、講演会を無事終えることができました。参加いただいたみなさまには、心から御礼申し上げます。

昨年度の秋季講演会は東京大学で開催され、出席者も多く盛況でしたので、名古屋開催ではだいたい出席者が減少するのではとLOCでは危惧する人もいました。実際には、参加者数は、事前登録していただいた方が123名、当日登録の方が47名で、合計170名という、なかなかの数字を残すことができました。

一般講演数の合計は129件で、うち口頭発表が85件、ポスター発表が44件でした。口頭発表とポスター発表の両方が義務付けられている最優秀発表賞のエントリー講演は6件で、上述の口頭・ポスターの数にはそれぞれカウントされています。また、一般講演とは別に最優秀研究者賞特別講演が1件行われました。城野信一会員プロデュースの名古屋色予稿集(140ページ)は、110部を販売しました。

今回の準備で一番大変だったのは、学会新サーバーで秋期講演会システムの開発をお願いしながら、それをテストして、実際に運用することになりました。荒川政彦情報化専門委員会委員長が中心となり、テレビ会議を何度も開き、技術担当者と打ち合わせながら開発を進め、秋期講演会システムに関しては新サーバー上で運用することができました。現行サーバーが、ちょうど発表賞講演申し込みの締め切りに近い時期にハ

ードウェア・トラブルを起こした時は、開発中の新サーバーで何とか急場をしのぎ、申し込み締め切りの延長などによって対応しました。

講演会場の野依記念学術交流館は、当学会ではほぼ貸し切り状態であったため、2階のコンファレンスホールで講演会を行い、1階を受付、ポスター会場、喫茶、会合スペースとして使用しました。廊下部分の両側にポスターを設置しましたが、やや狭かったかも知れません。講演会中はホストの礼儀?として、最大限、講演を聞くようにしました(まあ、単にLOCの仕事を他の人たちに任せてなまけていたと見えたでしょうが...)。講演時間が8分+質疑3分ということで、やや慌ただしく、また交代時間も取っていなかったため、次第にスケジュールに遅れが生じ、座長の方には心労を掛けたかと申し訳なく思います。もともと生協等の学内食堂が混雑する時間帯を避けるため、午前の講演時間を12時45分まで伸ばしていましたが、さらに遅い昼休みの時間帯にも「月惑星探査の来る10年・第一段階トップサイエンス中間報告」や「はやぶさ2の衝突探査から考える小惑星探査(LOC企画)」などが開催され、「お腹がすいた」とお叱りも受けました。

初日には最優秀発表者賞選考のセッションが行われ、今年も努力のうかがえる内容のプレゼンテーションを聞くことができました。夕刻には、ポスターセッション with BEER と銘打って、ポスター内容を肴にビールを飲みながら議論をする時間帯を設けました。城野会員が酒屋からビールサーバーを運び、氷で冷やして提供してくれました。

二日目には、総会において、東京大学大学院の荒川雅会員が、最優秀発表賞を受賞したことが発表されました。氷XIを経た氷Ihが示すメモリー効果を実験に

1. 名古屋大学
seicoro@eps.nagoya-u.ac.jp



秋季講演会会場風景：野依記念学术交流館ホール

より発見した点が高く評価されたとの松田佳久選考委員会委員長からの講評がありました。荒川会員は昨年度のも最優秀研究者賞受賞の東京大学の関根康人会員とともに表彰を受けました。総会の後、最優秀研究者賞特別講演が行われ、関根会員が、「化学実験から惑星の多様性の理解を目指して：惑星物理学から惑星化学、そして惑星生物学へ」というタイトルで、明快でエネルギーに満ちた大音量講演をされました。惑星科学者はもっと周辺分野に進出して、ポストを増やしていこうとの呼びかけには、うなずく若人がたくさんいました。懇親会は、100名近い参加者を得て、学内レス



2010年度最優秀発表賞授賞式：
左が受賞者の荒川雅会員（東京大学）、右が賞状を渡す渡邊誠一郎会長代理

トラン花の木で楽しく行われました。名古屋大学環境学研究科の研究科長として超多忙な山口靖会員には、LOCの唯一の仕事として、懇親会に参加してもらい、挨拶をお願いしました。

私は実行委員長であるにもかかわらず、仕事はほとんどせず、準備・運営は、もっぱら荒川政彦会員、城野信一会員、古本宗充会員に分担していただきました。またWEBや投稿システムについては、大学院博士後



ポスターセッション：活発な議論が行われた

期課程の河村恵里会員が面倒をみてくれました。名古屋大学の地球惑星物理学講座の大学院生やアルバイトの学生にもお手伝いをいただきました。さらに、出村裕英部会長など行事部会や昨年度の東京大学LOCの方々には引き継ぎやその後のアドバイスなどをいただき大変助かりました。改めてこの場をお借りして深く御礼申し上げます。また、来年度の秋期講演会が、加藤学実行委員長を筆頭とする宇宙科学研究所LOCのもと、ますます盛大に行われますことを祈念しています。



2009年度最優秀研究者賞受賞者の関根康人会員(東京大学)による特別講演

JSPS Information

- ◇日本惑星科学会第34回総会議事録
- ◇日本惑星科学会第85回運営委員会議事録
- ◇日本惑星科学会第86回運営委員会議事録
- ◇日本惑星科学会第87回運営委員会議事録
- ◇日本惑星科学会賛助会員名簿

◇日本惑星科学会第34回総会議事録

日 時：2010年10月7日(木) 16:30-17:40
 場 所：名古屋大学東山キャンパス 野依記念学术交流館
 愛知県名古屋市千種区不老町

正会員数：612名

定 足 数：61名

出 席 者：102名

委 任 状：104通(議長：102, 佐々木晶：1, 林祥介：1)

1. 開会宣言

城野総務専門委員長が開会を宣言。

2. 議長団の選出

議長に小林直樹会員，書記に大竹真紀子が運営委員会から推薦され，了承された。

3. 議 事

3.1 第10期下期中間報告

中本財務専門委員長より財務中間報告が行われた。おおむね予定通り執行している。サーバ更新費用が予算をオーバーし、超える分は分割払いを検討中である。

荒川情報化専門委員長より新サーバ導入に関する現状説明があった。予定通りに新サーバ運用開始ができなかった。理由は、入会申し込み関連のバグ出しに時間がかかり、またハードウェアの故障によるシステムダウンがあったためである。現状部分的に新サーバで運用中。今後はレンタルサーバの運用方針を決定し、その後に新サーバへの移行を年内に行うことを予定している。ソフトウェアの準備もほぼ終わっている。開発予算は200万円であったものが現状260万円となっている。財務と調整中。

採択

第10期下期活動報告の採択が行われ、賛成多数で了承された。

3.2 第11期上半期予算案

中本財務専門委員長より第11期上半期予算案の説明があった。サーバ開発に今後毎年30万円の支出が新たに必要となる。第10期下期におけるサーバ更新の分割払い残額を増額し、他の支出を圧縮することで対応を考えている。特別会計は例年通りである。

Q：遊星人を減額する見込みはあるのか？

A：ここ1, 2年の実績からは可能な数字と考える

採択

第11期上期予算案の採択が行われ、賛成多数で了承された。

4. 報告事項

4.1 自然災害に伴う会費免除措置について

中本財務専門委員長より自然災害に伴う会費免除措置を例年どおり行うとのアナウンスがなされた。

4.2 学会賞授賞式：2010年度最優秀発表賞審査結果発表および表彰状贈呈

4.2.1 審査結果発表

議長より2010年度最優秀発表賞の受賞者が荒川雅会員と発表された。

4.2.2 表彰状贈呈

渡邊副会長より表彰状と副賞が荒川雅会員および関根康人会員(2009年度最優秀研究者賞)に贈呈された。

4.2.3 審査講評

松田学会賞選考委員長により、荒川雅会員の受賞理由の説明があった。

4.3 2010年度秋季講演会の報告

渡邊名大LOC委員長より、2010年度秋季講演会の報告があった。参加者事前登録120名、当日登録44名、口頭発表85件+1(特別講演)、ポスター44件であった。

4.4 2011年度秋季講演会の案内

加藤ISAS/JAXALOC委員長より、2011年度秋季講演会の案内があった。期間は2011年10/23-25であり、会場は相模女子大となる予定である。

4.5 役員選挙の案内

城野総務専門委員長より、役員選挙を12月に実施するとのアナウンスがあった。

4.6 その他

永原会員より、大型研究計画を巡る最近の動向について説明がなされた。

- ・2007年4月学術会議により、大型研究について長期的マスタープランが必要との提言があった。
 - ・2008年夏 大型研究(探査だけでなくすべての大型研究が対象)マスタープラン作成着手。
 - ・2008年秋冬 主に共同研究利用研究所中心にアンケート実施、100件以上が提案される。その後ヒアリングが実施された。
 - ・2010年春 マスタープランの提案(地球、固体、生命、探査、SCOPE)。
 - ・2010年6月14件のうち9件が学術会議リストから補助対策事業として採択された。
 - ・2010年9月18件が大型プロジェクトの推進として選定される。地球惑星科学からはSCOPEのみ選定。学術会議として改訂版の作成を決定。新規提案募集中で今後応募案の検討予定。多くの方からの応募を望む。
- 春山会員より、月惑星探査の来たる10年への提案がなされた。
- ・現在の検討会の進め方の課題として、リソースを抜きにした検討は有効性に欠け、責任と権利があいまい。
 - ・検討案をミッションとして実現するためのプロセスが不確定。
 - ・上記理由により一度現在の検討を止めて、多くの人がミッションを議論する場をつくり、すでに動いているミッションに参加し、それらミッションをよりよいものにするかを考えてはどうか。またすでに得られているデータを利用することも考えるべき。
 - ・探査に関わる人の人事交流が必要。
 - ・既存のミッション提案スキームを改定する努力をする。
 - ・1-2年かけてもアンケートをとるなどして幅広く進め方を議論するべき。

5. 議長団解任

6. 閉会宣言

◇日本惑星科学会第85回運営委員会議事録

期 間：2010年9月7日(火)～9月21日(火)

議 題：月科学研究会の設置の承認，専門委員会委員の追加承認

運営委員会委員：

(出席者)22名

井田茂，林祥介，渡邊誠一郎，杉田精司，永原裕子，倉本圭，佐々木晶，荒川政彦，中村昭子，中村良介，城野信一，渡部潤一，中本泰史，三河内岳，小久保英一郎，出村裕英，橘省吾，並木則行，はしもとじょーじ，小林直樹，山本哲生，田中秀和

(欠席者)1名 高橋幸弘

成立条件：期間内に議決返信のあった者を委員会出席とみなす

議決方法：上記期間内にe-mailにより投票

議題1：月科学研究会の設置の承認

賛成多数により議題は承認された。賛成：22，反対：0

小林直樹運営委員による説明：

設置目的：月科学の推進と将来の月探査のコーディネート

提案者：荒井朋子，荒木博志，石原吉明，唐牛讓，大竹真紀子，倉本圭，小林直樹，佐伯和人，杉原孝充，並木則行

活動内容：

- ・メーリングリストを活用して月科学に関する議論や意見交換を行う
- ・月科学，月探査に関するセミナーや研究会を開催する
- ・「かぐや」データを中心とする月探査データを用いた月科学・教育の涵養

設立主旨：

会長談話にありましたように月周回衛星「かぐや」は1年4ヶ月の間月周回軌道から数多くの鮮明な画像，近赤外からガンマまでの各種波長帯における分光観測データ，磁場，重力，測地データを我々にもたらし，数々の科学成果を挙げてきました。月探査は周回衛星からのリモートセンシングの成功を得て，着陸探査，サンプルリターン探査など次のステップに向けて進みつつあります。しかし，一方で「限られた予算の中，何故今月なのか？日本が月探査を進める理由は何なのか？」という問いかけがなされております。こうしたナイーブな問いかけに真摯に答えて行くには月科学・月探査を推進する研究者相互の意見を切磋琢磨する場，有機的にアイデアを膨らませる場が必要であると考えております。また，「かぐや」は科学衛星としては成功してまいりましたが，そのデータの利用に関して，月科学のコミュニティの拡大や教育などに関しての取り組みはまだ十分ではありません。月科学コミュニティの足腰をしっかりとするためのにも，「かぐや」のデータ利用の促進も欠かせません。

以上の理由により，月科学コミュニティの活動を促進するために，惑星科学会のサーバー機能を利用したいと考え，この度「月科学研究会」の設立提案を致します。

議題2：専門委員会委員の追加承認をお願いしたい。

賛成多数により議題は承認された。賛成：22，反対：0

財務専門委員会 荒井朋子

◇日本惑星科学会第86回運営委員会議事録

日 時：10月6日(水) 18:00～21:00

場 所：名古屋大学東山キャンパス野依記念学术交流館

運営委員会委員：

(出席)井田茂, 林祥介, 渡邊誠一郎, 杉田精司, 永原裕子, 倉本圭, 佐々木晶, 荒川政彦, 中村昭子, 城野信一, 渡部潤一, 中本泰史, 小久保英一郎, 出村裕英, 橘省吾, 並木則行, はしもとじょーじ, 高橋幸弘, 小林直樹, 山本哲生, 田中秀和

(欠席)三河内岳(委任状有), 中村良介

オブザーバー：田中智(ISAS/JAXALOC),

松田佳久(学会賞選考委員長)

議 題：

1. 会計第10期下期中間報告

中本財務専門委員長よりほぼ予定どおり執行との報告があった。

遊星人は3号分で120万円。サーバ更新費用として200万円を見込んでいたが260万円となった。60万円は次年度以降に支払予定(5年で分割)である。質疑応答の後、中間報告は了承された。

2. 会計第11期上期予算案

中本財務専門委員長より第11期上期予算案について説明があった。

収入：賛助会員減のため減少した。これが収入減の大きな要因であり、650万円の予測。

支出：サーバ関係の費用の分割払い分が増加した。また、継続的に改良を加えるための費用も必要となる。今後5年間はこの二つの要因でプラス40万円ほど増になる見込みである。その分他の予算を削減した。遊星人の印刷費を20万円減。フロンティアセミナー 25万円から10万円に減額した。

質疑応答ののち、予算案は了承された。

匿名の方から寄付金を頂いたとの報告があった。遠方からの旅費に使ってほしいとの希望である。アナウンスしたのが遅かったため、希望者は今年度はいなかった。使途については今後財務委員会で検討することとなった。

3. 自然災害に伴う会費免除措置について

中本財務専門委員長より適用基準について説明があった。OMLでアナウンスを行った。自然災害に伴う会費免除措置を今年度も行うことが了承された。

4. 学期賞受賞者の決定

松田学会賞選考委員長から、荒川雅会員を受賞者とすることが報告された。受賞理由の概要が説明され、了承された。

5. 行事部会委員の追加承認

出村行事部会長より説明があり、大竹真紀子会員が行事部会委員として追加承認された。

6. 2012年秋季講演会について

出村行事部会長より中川委員長、大槻総務で神戸大学で開催との案が出され、了承された。

7. 学会サーバー開発状況

荒川情報化専門委員長より報告があった。当初予定していたスケジュールについて説明があり、現行サーバのトラブルにより開発が遅れている。現在の新サーバの状況、今後の予定について説明があった。移行時期は10月中を目指す。質疑応答の末、学会サーバー開発状況の報告は了承された。

8. 10年パネルの進行状況

・10年パネルの進行状況：

並木将来惑星探査検討グループ長より、10年パネルの進行状況について説明があった。活動の経過報告がなされた。パネルリーダーと相談して第一段階の期間を延長する必要があるようである。トップサイエンスの抽出の順位付けは行わない。これらの内容について、7日の昼休みの時間に中間報告して質疑応答を受ける。総会でも報告する。また、月惑星の来たる10年と独立な対案を春山会員が総会で提示する予定である。この対案については、まだ内容がわからないため、総会の議題とはしないで意見として述べてもらうこととなった。はしもと委員より、惑星科学会がサイエンスを抽出して意見をまとめることに対して、その影響力を心配する声があることが述べられ、議論が行われた。惑星科学会に意見を発する場は必要であり、コミュニティが自分たちの力で将来を見るのは健全で大切との意見が出た。惑星科学会のスタンスを理解してもらう必要がある。惑星科学会の思う影響力と、外が思うものには違う可能性があり、現実にはちぐはぐにならないために、他組織の運営委員会などときちんと話し、連携していく必要がある。

・大型研究計画を巡る最近の動向について：

永原委員から学術会議大型研究マスタープランが作成された過程とその結果について報告があった。当初の過程では共同利用研究所等のみの意見が集められ、広くコミュニティに語りかけられなかったのが問題だった。改定版の作成が決定されている。11月15日が受け付け開始であり、12月には提案する必要がある。地球惑星分野は、前回で遅れた印象が強いので、個別提案をとにかく出してほしい。パブリックコメントも大切であり、声を上げなければいけない。

9. 2011年の秋季講演会、学会賞実施提案等

田中2011年秋季講演会LOCより、2011年秋季講演会開催と体制について説明され、了承された。

開催日としては、10月23日(日)－25日(火)を考えている。他の学会とはかぶらない。開催場所は相模原女子大学翠葉(すいよう)会館で、相模大野駅から歩いて10分程度でアクセスしやすい。通勤経路と逆で楽であり、周辺に宿泊施設充実している。食堂は収容が厳しいが、付近に食べる場所は豊富にある。会場にLANなし。必要なら一時的な設置を検討する。懇親会場は未定。実行委員長を加藤学、総務を田中智、総務補佐を大竹、懇親会会場を安部、三谷、春山、財務を岩田、会計を白石、プログラムを岡田、矢野、小林、飯島、情報(サーバ管理)を早川、ウェブマネージャを小川とした実施体制で開催する。ウェブマネージャの承認に関しては田中から提案文書を提示し情報化専門委員会にて諮る。今後の連続性のことも考えると、ウェブマネージャには学生が入るとよいとの意見が出たが、宇宙研は学生が少ないという特性があることが説明された。続いてこれまでの例を参照した予算案の説明がなされた。収入、支出、各約60万円。一般公演については実施方向だが、場所、日程はTBD。一般公演諸経費3万円。講演者は学会員の中からボランティアでお願いしたい。

10. その他

・The3rdMESSENGER－BepiColomboJointWorkshopの共催について

佐々木委員から、2011年9月5日－6日に京都大学で開かれるワークショップについて、JAXAの水星探査のグループからの共催の依頼について説明があり、共催は承認された。学会の費用負担はなし。

・来年度連合大会について

永原日本地球惑星科学連合連携専門委員会委員長から、惑星科学セッションの提案をしてほしいと話があった。

・総会の議長、書記について

第34回総会の議長として宇宙航空研究開発機構の小林直樹会員、書記として宇宙航空研究開発機構の大竹真紀子会員が推薦され、了承された。

報告：

1. 入退会状況

城野総務専門委員長より入退会状況について報告がなされた。

会員数は定常状態で600人程度。賛助会員は5社。昔、現行サーバーに移った時に、データ移行していない人が36名いる。新サーバーに移行すると、データは移行されるがパスワードなどは設定されていないままとなる。問い合わせがあった時点で個別に対応する。

2. 遊星人の発行状況

田中編集専門委員会委員長より遊星人の発行状況について説明があった。順調に発行が進んでいる。6月号、9月号を出した。

阿部先生によるフロンティアセミナーテキストが終了した。12月号は初期太陽系物質科学の最前線の特集、月科学特集2など。各種記事を募集している。来年度体制について、編集委員会としては編集委員長の交代を提案したい。

3. 秋季講演会報告

渡邊2010年秋季講演会LOC委員長より、2010年秋季講演会開催状況について報告がなされた。124名がWeb登録し、当日登録が38名の状況である。

◇日本惑星科学会第87回運営委員会議事録

期 間：2010年10月19日(火)～10月25日(月)

議 題：選挙管理委員会の承認

運営委員会委員：

(出席者)23名 井田 茂、林祥介、渡邊誠一郎、杉田精司、永原裕子、倉本圭、佐々木晶、荒川政彦、中村昭子、中村良介、城野信一、渡部潤一、中本泰史、三河内岳、小久保英一郎、出村裕英、橘省吾、並木則行、はしもとじょーじ、高橋幸弘、小林直樹、山本哲生、田中秀和

(欠席者)なし

成立条件：期間内に議決返信のあった者を委員会出席とみなす

議決方法：上記期間内にe-mailにより投票

議 題：選挙管理委員会の発足および委員の承認をお願いしたい。

賛成多数により議題は承認された。賛成：23、反対：0

選挙管理委員会委員

城野信一(委員長)、平田成、長沢真樹子、日高宏、伊藤孝士、台坂博

◇日本惑星科学会賛助会員名簿

2010年12月25日までに、賛助会員として本学会に御協力下さった団体は以下の通りです。社名等を掲載し、敬意と感謝の意を表します。(五十音順)

アメテック株式会社カメカ事業部

シャープ株式会社

有限会社テラパブ

株式会社ニュートンプレス

(財)リモート・センシング技術センター

編集後記

—この2年間、どうでしたか？

編集幹事：編集幹事を2年間担当させていただきました。慣れるまではバタバタしました。編集長と違い気遣い不要と気付いてからいろいろな人とやりとりできることを楽しみにしていました。人格を使い分け、任務遂行のために適宜判断というトレーニングをさせていただいたと考えています。

—それなりに楽しまれたんですね？

編集幹事：はい。論文にもストーリーがあるようにこの編集後記にも途中からそれが生まれました。同僚の地質学者が登場するようになったでしょ。

地質学者：「遊・星・人」の存在を知りました。惑星科学者が主張する「惑星地質学」に興味が生まれました。

—最近の地球惑星科学についてつぶやきありますか？

地質学者：地質業界しか知りませんが、秩序レス・モラルレスが深刻でしょうか。ビシッとした先生がいたところは目に見えない秩序があった気がします。ポストクミみたいな感覚の大人が増えた気がします。「断片化」も問題ですね。

—「はやぶさ」盛り上がってますね。惑星探査について何か？

地質学者：小惑星でルートマップ書いて、真面目に地質図作りましょうよ。

編集幹事：僕も三朝層群の火山岩のサンプリングで感覚鍛えました。ローパーには負けない。

—三朝はどうですか？

地質学者：「ダイナミック」で「ドラマティック」、そして「エキセントリック」かつ「エクストリーム」かな。楽しいですよ。道端の小石を手にとってこれからどうやったらバルク地球が推定できるのか真面目に考えるようになりました。

編集幹事：走ってよし、浸かってよしです。

—読者にメッセージはありますか？

編集幹事：編集作業を通じて、世代を問わずコミュニケーションが電子メールに偏重している、という印象を受けました。電子メールで書けないことを電話なら伝えられます。また電話ではできない攻撃的な表現が電子メールでは可能です。コミュニケーションには不確実性が伴いますが、もやもやした状況から前に進むためにはインターアクションは避けられないと思います。最後に、編集後記の監修に協力戴いた惑星野外地質学者・辻森博士に感謝いたします。

編集委員

田中 秀和 [編集長] 橘省吾[ゲスト・エディター] 国広 卓也 [編集幹事]

はしもと じょーじ、倉本 圭、渡部 潤一、生駒 大洋、山本 聡、奥地 拓生、秋山 演亮、小高 正嗣、渡部 直樹、城野 信一、小久保 英一郎、杉田 精司、白石 浩章、木村 勇氣、岡崎 隆司、和田 浩二、本田 親寿

2010年12月25日発行

日本惑星科学会誌 遊・星・人 第19巻 第4号

定 価 一部 1,750円(送料含む)

編集人 田中 秀和(日本惑星科学会編集専門委員会委員長)

〒060-0819 札幌市北区北19条西8丁目 北海道大学低温科学研究所

印刷所 〒501-0476 岐阜県本巣市海老A&A日本印刷株式会社

発行所 〒107-0052 東京都港区赤坂2-18-14赤坂STビル2階

株式会社イーサイド登録センター内日本惑星科学会

e-mail : staff@wakusei.jp

TEL : 03-3585-8161/FAX : 03-3585-8162

(連絡はできる限り電子メールをお使いいただきますようご協力お願いいたします)

本誌に掲載された寄稿等の著作権は日本惑星科学会が所有しています。

複写される方へ

本誌に掲載された著作物を個人的な使用の目的以外で複写したい方は、著作権者から複写等の行使の依託を受けている次の団体から許諾を受けて下さい。

著作物の転載・翻訳のような複写以外の許諾は、直接日本惑星科学会へご連絡下さい。

〒 107-0052 東京都港区赤坂 9-6-41 乃木坂ビル学術著作権協会

TEL : 03-3475-5618, Fax : 03-3475-5619

E-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp