

The space weathering effect of solar wind
implantation on the C-type asteroids

仲内 悠祐

博士（理学）

総合研究大学院大学

物理科学研究科

宇宙科学専攻

平成28（2016）年度

The space weathering effect of solar wind
implantation on the C-type asteroids
C型小惑星における太陽風照射による
宇宙風化の影響

Yusuke Nakauchi

Department of Space and Astronautical Science,

School of Physical Sciences,

SOKENDAI (The Graduate University for Advanced Studies)

謝辞

本研究を博士論文としてまとめるにあたり、国立研究開発法人宇宙航空研究開発機構宇宙科学研究所太陽系科学研究系の安部正真准教授には5年間手厚くご指導いただきました。心より感謝いたします。また論文の審査にあたり、宇宙科学研究所の早川基教授、岩田隆浩准教授、高島健准教授、東京大学の杉田精司教授、東北大学の中村智樹教授には有益なコメントをいただきました。感謝いたします。

京都大学の土'山明教授には研究を進めるうえでのアドバイスや実験サンプル、実験設備の提供、ご指導をいただき誠に感謝いたします。さらに、土'山研究室の高橋竜平氏には実験にご助力いただきました。宇宙科学研究所の太刀川純孝、キュレーションチームの矢田達開発員や松本徹氏、すでに移籍された上杉真之博士、唐牛譲博士、石橋之宏博士、中藤亜衣子博士、橋口未奈子氏には研究設備の使用にご協力をいただき、さらに日頃から多くのご指導をいただきました。また、実験を行うにあたり、若狭湾エネルギー研究センターの安田啓介氏、鈴木耕拓氏、中田吉則氏、西尾繁氏には実験施設の利用、実験運用など大変ご助力いただきました。感謝いたします。

本研究は宇宙航空研究開発機構が主導する小惑星探査計画はやぶさ2プロジェクトの近赤外分光計NIRS3チームの方々と多くの議論をさせていただきました。特に、会津大学の北里宏平准教授には的確なコメントをいただきました。また、北里准教授と宇宙科学研究所の岩田隆浩准教

授、安部准教授には5年の間、はやぶさ2プロジェクトに関わらせていただいた中で大変多くの貴重な経験をさせていただきました。心より感謝いたします。

また、私の所属する固体惑星グループの先生方や秘書、学生、OB、OGの方には研究の面のみならず多くのサポートをいただきました。特に、早川基教授や大竹真紀子助教には日頃から議論させていただき、たくさんのご助言をいただきました。心より感謝いたします。

最後に、非常に大変な時期であったにもかかわらず長年私のことを理解し、支え、応援してくれた両親や兄弟は非常に大きな存在でした。

多くの方のご協力や支えにより本研究をまとめることができたことに、心から感謝いたします。

要旨

Asteroids and meteorites are thought to retain information on the early solar system. In particular, planetesimals similar to C-type asteroids and/or parent bodies of carbonaceous chondrites may have carried water and organics to the earth. Carbonaceous chondrites are classified into many types, which have different amounts of hydrated minerals and organic matter and different composition of oxygen isotopes. These differences are thought to be related to the environments that these meteorites had experienced. Such record of environmental history is important to understand the solar system. However, meteorites do not retain direct evidence for which parent body they come from. Nevertheless, reflectance spectra suggest that carbonaceous chondrites may be from C-type asteroids. More specifically, C-type asteroids often exhibit spectral features for hydrated minerals and organics found in carbonaceous chondrites.

The surface of asteroids, however, exhibit spectra affected by space weathering effect, which are caused by the bombardment of micrometeorites, solar wind ions, and cosmic ions. Recent studies suggest that the influence of solar wind implantation cannot be ignored in near earth asteroids. However, space weathering effect of proton accounting for 95% of solar wind have not understood well.

The main purpose of this thesis is to investigate the incorporation mechanism of solar wind protons into silicate minerals and the rate of spectral change by solar wind protons on C-type asteroid surface.

In this thesis, the spectral change by proton implantation on the airless bodies is described. Introduction is described in chapter 1. Chapter 2 is described detail of laboratory simulation of solar wind implantation and analysis method of effect with respect to the reflectance spectra. Ion implant experiments for anhydrous and hydrated minerals were conducted using microwave ion source ion implantation device in order to simulate space weathering. The energy of irradiated H_2^+ beam using this device was 10 keV to emulate to solar wind. The reflectance spectra were measured from 1.28 μm to 27 μm . Among which the wavelength related to H_2O/OH absorption band is focused.

In Chapter 3, the observation on difference of spectral change between silicate minerals is discussed. The samples were olivine (San Carlos), antigorite (Sangencyaya) and saponite (Kunimine Industries Co., Ltd.), which are contained in carbonaceous chondrites. Olivine was used as a representative of anhydrous minerals and the others were used as a representative of hydrous minerals. In this laboratory simulation, it was detected that the absorption strength around 3 μm of reflectance spectra was increased by irradiation of H_2^+ ions. This change strongly suggests that hydroxyl group and/or H_2O were created by H_2^+ irradiation. Especially, the spectral change of hydrated minerals clearly indicated existence of hydrogen bonded hydroxyl with silanol. In consequence, the solar wind protons would break the original hydroxyl group and bonds of SiO_2 and

create hydroxyl group and H_2O in hydrated silicate minerals at the same time.

In Chapter 4, the spectral change of antigorite with respect to the amount of H_2^+ ions is discussed. This series of experiments revealed a relationship between irradiated dose and change of reflectance spectra. The reflectance spectra were changed with increase of the irradiation dose and the spectral change of antigorite would saturate with about 10^{18} ions/cm². Furthermore, the contribution of proton irradiation to the absorption strength around $3 \mu\text{m}$ is larger near 1 AU in present compared with experiment simulating micrometeorite impacts considering another cause of space weathering.

In Chapter 5, the estimation of spectral change on the surface of C-type asteroids is described based on results in chapter 3. The reflectance spectra of a mixture of several minerals can be described using average of single scattering albedo weighted mineral abundance. The alteration ratios of single scattering albedo of carbonaceous chondrites were decreased after H_2^+ irradiation. These results indicate that the surface reflectance spectra of C-type asteroids at near earth region show a large change due to space weathering effect. When we estimate carbonaceous chondrite types using reflectance spectra of C-type asteroids, then, the space weathering effect of solar wind protons must be considered.

目次

| | |
|--|-----------|
| 謝辞 | i |
| 要旨 | iii |
| 第1章 序章 | 1 |
| 1.1 本研究の背景 | 1 |
| 1.2 宇宙風化作用 | 3 |
| 1.3 月面における OH/H ₂ O の存在可能性 | 7 |
| 1.4 本研究の目的 | 12 |
| 第2章 実験と解析 | 15 |
| 2.1 試料準備 | 15 |
| 2.2 水素イオン照射 | 19 |
| 2.3 反射スペクトルの測定と解析 | 24 |
| 第3章 反射スペクトル変化の鉱物依存性 | 29 |
| 3.1 実験 | 29 |
| 3.2 結果と議論 | 31 |
| 3.2.1 Alteration Ratio Profile | 31 |
| 3.2.2 鉱物中における照射 H ₂ ⁺ の取込みプロセス | 39 |
| 3.3 まとめ | 44 |

| | | |
|------------|---|-----------|
| 第4章 | 反射スペクトル変化の照射量依存性 | 45 |
| 4.1 | 実験 | 46 |
| 4.2 | 結果と議論 | 48 |
| 4.2.1 | Alteration Ratio Profile と照射 H_2^+ の取込みプロセス | 48 |
| 4.2.2 | 宇宙風化作用のタイムスケール | 50 |
| 4.3 | まとめ | 57 |
| 第5章 | 反射スペクトル変化の推定 | 59 |
| 5.1 | 推定モデル | 59 |
| 5.1.1 | 1 粒子による散乱 | 59 |
| 5.1.2 | w_p : 1 粒子の single scattering albedo | 60 |
| 5.1.3 | w : 混合鉱物における single scattering albedo | 61 |
| 5.2 | 混合試料の反射スペクトル推定モデル | 64 |
| 5.3 | スペクトル変量 δ | 65 |
| 5.4 | 宇宙風化作用が隕石種推定に与える影響 | 69 |
| 5.5 | まとめ | 78 |
| 第6章 | 本研究のまとめ | 79 |

第1章 序章

1.1 本研究の背景

太陽系形成プロセスを理解するためには、太陽系初期の物質進化過程や物質分布を理解することが重要である。太陽系形成初期の物質進化過程の理解は、主に隕石研究によってなされてきた。特に太陽系形成初期の情報はコンドライト隕石から得られている。コンドライト隕石は太陽系形成過程で最初の固体物質と考えられている高温凝縮物（CAI）や、同じく太陽系初期に形成されたコンドルールを含んでいる。コンドライト隕石は母天体集積後に天体が分化するほどの大規模な溶融を経験しておらず、母天体集積時前後の情報を保持していると考えられている。中でも炭素質コンドライトは経験した温度は $200^{\circ}\text{C} \sim 400^{\circ}\text{C}$ 程度と低く、揮発性物質を多く含み太陽系形成初期の情報を有している始原的な隕石であると考えられている。

炭素質コンドライトは化学組成や酸素同位体組成により8グループ（CI, CM, CR, CB, CH, CV, CO, CK）に分類され [Weisberg et al., 2006]、それぞれのグループで岩石学的組織の特徴から6タイプに分類される。炭素質コンドライトに分類される隕石は水や有機物を多く含み、それらの詳細な分析から太陽系形成史における水や有機物の振る舞いが議論されている [Brearley, 2006]。炭素質コンドライトはさまざまな含水量を持ち、その量は $1 \text{ wt.}\% \sim 40 \text{ wt.}\%$ 等と大きく異なる [Weisberg et al., 2006]。この

ような炭素質コンドライトの違いを産んだ要因として、[Brearley, 2006]では、炭素質コンドライトの各グループ間における化学組成や酸素同位体組成の違いは、母天体集積時に取り込んだ材料物質の違いにより生まれていると考えられている。一方、[Palguta et al., 2010]ではコンピューターシミュレーションを行い、初期状態によっては同一母天体中に異なるグループの炭素質コンドライトを形成することが可能であるとしている。炭素質コンドライトにおける多様性を産んだ原因についての議論は盛んになされているものの、これらの結果からでは隕石物質の実際の産場がわからず太陽系形成初期の物質がどのような場所に分布しどのように進化したのかについてははっきりとわからない。

炭素質コンドライトなどの隕石の供給源であると考えられているのが、形成時から現在に至るまで、天体規模の溶融を経験するほど大きく成長できなかったと考えられている小惑星である。小惑星と隕石の対応を調べることで、太陽系形成時の初期の物質分布およびその後の物質進化過程を紐解くことにつながると考えられる。

ほとんどの隕石は落下後に発見されており太陽系で存在していた場所に関する情報は得られないため、母天体の推定は反射スペクトルの形状比較によってなされている。炭素質コンドライトは、その反射スペクトル形状の比較からC型小惑星に対応すると考えられている [Hiroi et al., 1996]。しかし炭素質コンドライトの各グループと小惑星のスペクトル型を詳細に対応させることはできていない。これまで、隕石と小惑星の対応づけは $0.3 \mu\text{m} - 2.5 \mu\text{m}$ の反射スペクトル形状が利用されてきた (図1.1)。しかし、炭素質コンドライトはこの波長域に目立った特徴を示さず、反射スペクトルを用いた隕石と小惑星の対応付けには有用な点が少ない。一方、炭素質コンドライトは反射スペクトルの $3 \mu\text{m}$ 付近に特徴

的な吸収形状を示す（図 1.1）。この反射スペクトル形状は、反射スペクトルを用いた炭素質コンドライトの分類に有用であると考えられている [Miyamoto and Zolensky, 1994]。[Rivkin et al., 2003] では炭素質コンドライトの反射スペクトルにおける大きな特徴である $3 \mu\text{m}$ 付近に注目し、小惑星の地上観測結果と炭素質コンドライトの反射スペクトルに対応関係があり、小惑星にメジャーに存在する物質がどの隕石グループに対応するかを推察に利用できる可能性を示した。

しかし、有用性が示唆されている反射スペクトルの $3 \mu\text{m}$ 付近に注目した手法は、天体表層における光学特性が変化する可能性を考慮していない。天体表層の光学特性は、空隙率、粒径分布、組成、さらには宇宙風化作用により変化する。小惑星反射スペクトルの観測結果と、実験室で得られた隕石試料の反射スペクトルを比較するには、上記のような問題を考慮する必要がある。上記の問題の中でも、本研究では宇宙風化作用による反射スペクトルの変化に注目した。

1.2 宇宙風化作用

大気を保持できない月や小天体は、太陽風などの宇宙線照射や微小隕石が衝突することで、天体表層の光学特性などが変化する。これを宇宙風化作用と呼ぶ。宇宙風化作用の概念は [Gold, 1955] により提唱された。また Apollo ミッションで持ち帰られたレゴリス試料と、組成のよく似た岩石試料を粉末にしたものとの反射スペクトルを比較したところ、レゴリス試料は岩石試料に比べ反射率が低く、短波長側の反射率に比べ長波長側が高くなる赤化した continuum を持ち、反射スペクトルにおける吸収特徴の強度が弱くなることがわかった [Clark et al., 2002]。宇宙風化作用の反射スペクトルにおける議論は $0.3 \mu\text{m} - 2.5 \mu\text{m}$ の波長領域におい

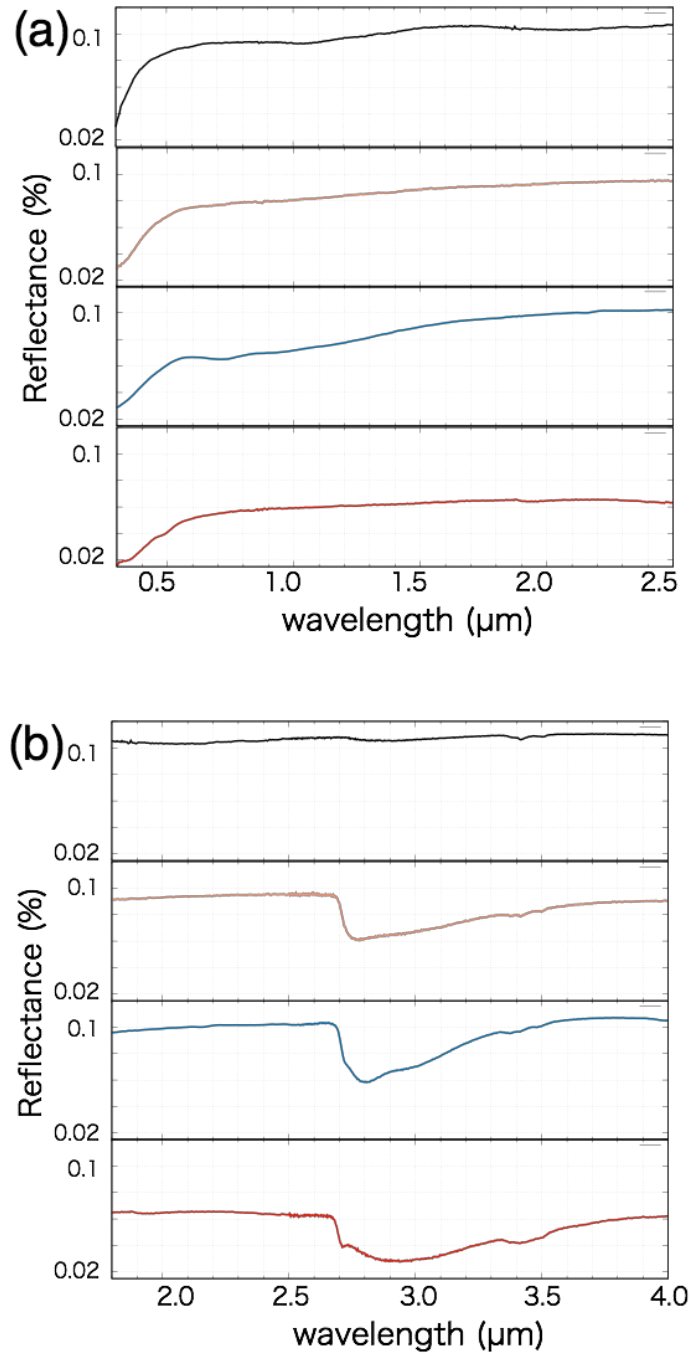


図 1.1: 代表的な炭素質コンドライトの反射スペクトル。黒:Allende (CV)、茶:Renazzo (CR)、青:Murchison (CM)、黒:Ivuna (CI)。(a) 小惑星の分類に利用されている波長領域: $0.3 \mu\text{m} \sim 2.5 \mu\text{m}$ (b) 炭素質コンドライトの分類に有用な波長領域: $1.8 \mu\text{m} \sim 4.0 \mu\text{m}$ 。データは全て Relab data base (<http://www.planetary.brown.edu/relabdocs/relab.htm>) より引用した。

て議論されている。

このような反射スペクトルの変化は小惑星の観測からも可能性が指摘されてきた。普通コンドライトの母天体は岩石質なS型小惑星であると考えられていたが、隕石の反射スペクトルと地上観測によるS型小惑星の太陽光反射スペクトルは完全には一致せず確証はなかった [Gaffey et al., 1993]。S型小惑星の反射スペクトルは普通コンドライトに比べ傾きが大きく、「赤化」していると表現される [Clark et al., 2002]。この反射スペクトルの不一致の原因として、宇宙風化作用の影響が考えられてきた。[Yamada et al., 1999] では微小隕石衝突による宇宙風化作用を模擬すること目的として、小惑星表層模擬試料にパルスレーザーを照射することで宇宙風化作用再現実験が行われた。この結果、反射スペクトルの変化の割合は鉱物種ごとに異なり、特にレーザー照射後の Olivine の反射スペクトルは Olivine-rich だと考えられる小惑星の反射スペクトルによく一致することがわかった。さらに、宇宙風化による反射スペクトルの変化は、鉱物粒子の表層に np-Fe⁰ の生成されるためであることが同様の実験で明らかになった [Sasaki et al., 2001]。この np-Fe⁰ の存在は、アポロサンプルや小惑星探査機はやぶさが持ち帰ったイトカワのサンプルにおいても確認されている [Hapke, 2001], [Noguchi et al., 2011]。さらにイトカワ粒子は物質科学的にも普通コンドライトと一意する結果が得られ、普通コンドライトの母天体はS型小惑星である事が証明された [Nakamura et al., 2011], [Yurimoto et al., 2011]。

月に比べ重力の小さい小天体では、脱出速度が小さいため微小隕石衝突では衝突生成物質が天体上にとどまりにくいと考えられる。そのため大きな脱出速度を持つエジェクターが放出されない太陽風の影響が重要だと考えられる。また、イトカワ粒子の宇宙風化層は非常に薄いことか

ら、イトカワ表層の宇宙風化の要因は微小隕石衝突ではなく太陽風であると考えられている [Noguchi et al., 2011]。また、粒子中に観察されたソーラーフレアトラックの密度から換算されたイトカワの表面年代は 10^3 年程度となっている [Noguchi et al., 2014]。さらに、微小隕石衝突での宇宙風化(赤化)には数十億年必要 [Vernazza et al., 2009] であると考えられており、イトカワ試料のイトカワ表層滞在年代からもイトカワでの宇宙風化は太陽風起源であると考えられている。

炭素質コンドライトの母天体であると考えられているC型小惑星の宇宙風化作用については、S型小惑星とは異なると考えられる。特に反射スペクトルの変化は、反射スペクトルの傾きが小さくなる「青化」が報告されている [Nesvorný et al., 2005]。C型小惑星を母天体とすると考えられている炭素質コンドライトに対するパルスレーザーの照射実験の結果から、反射スペクトルの青化が再現された。要因はSerpentineのアモルファス化と、微小硫化物の生成であると考えられている [Matsuoka et al., 2015]。

これまでの宇宙風化作用の反射スペクトルにおける変化は $0.3\ \mu\text{m} - 2.5\ \mu\text{m}$ の波長領域において議論されてきた。炭素質コンドライトとC型小惑星の対応付けには $3\ \mu\text{m}$ 付近の吸収特徴が有用であると考えられている。[Matsuoka et al., 2015]によると炭素質コンドライトの反射スペクトルにおける $3\ \mu\text{m}$ 付近の吸収強度は、微小隕石衝突による宇宙風化作用により減少することが示されている。この要因は炭素質コンドライト中に含まれる含水鉱物がレーザー照射により壊され、構造水として保持していたOH基などが脱水したためであると考えられている。また、太陽風のHeやArを用いた宇宙風化再現実験も行われた [Lantz et al., 2015]。この結果では、 $3\ \mu\text{m}$ 付近の吸収強度の減少は見られたが、この変化は吸着

水の離脱が原因と考えられ 3 μm 付近の吸収強度全体が減少する傾向は言及されていない。次章で詳しく述べるが、太陽風の 95 % を占める太陽風プロトンの照射ではこれまでの宇宙風化再現実験の結果と対照的に 3 μm における吸収強度が増加する事が予想される [Ichimura et al., 2012]。

1.3 月面における OH/H₂O の存在可能性

長年、月には水が存在せずドライな環境だと考えられていた。近年、インドの月探査衛星 Chandrayaan-1 に搭載された M³ (The Moon Mineralogy Mapper) の観測により、月面表面における OH 基や H₂O の存在が示唆する 3 μm 付近における太陽光反射率の低下が報告された (図 1.2) [[Pieters et al., 2009]。この波長領域は OH 基や H₂O の分子振動と関係している (表 1.1)。この報告に伴い、Deep Impact や Cassini といった他の探査機の月観測データの再解析が行われ、月表層において OH 基や H₂O の存在を支持する研究結果が報告されている [Sunshine et al., 2009]。[Clark, 2009]。発見された太陽光反射スペクトルの OH 基や H₂O に関する吸収特徴は月面全体に分布しており、さらに朝と夕では吸収強度に違いがあることが報告されている [Sunshine et al., 2009]。

発見された OH 基や H₂O の吸収特徴を示す起源として考えられる要因は大きく 3 つある。(1) 火山活動等により形成された OH 基を含む鉱物、(2) 彗星等の小天体の衝突により供給された H₂O や含水鉱物、(3) 太陽風プロトンと月面主要鉱物の相互作用により生成された OH 基や H₂O である。

水の存在は、アポロサンプルの分析からも報告されている [Saal et al., 2008]。さらにサンプル中の D/H 比の分析から、含まれている水は Giant Impact 後に時間をあまり置かずに取り込まれたものである [Greenwood

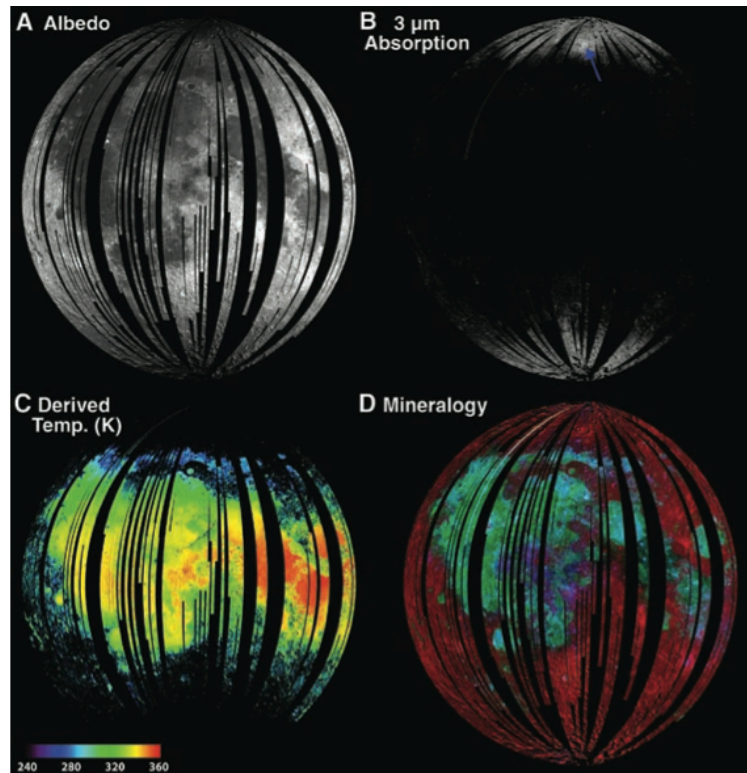


図 1.2: M³ の低解像度データ。(A) 770 nm での反射光。太陽照度に対して補正されていないため、極域に向けて暗くなっている。(B) 3 μm における吸収強度。強度が強い方が明るくなっている。矢印の位置は最も強度の強かった場所で Goldschmidt に対応する。(C) 表面温度。(D) メジャー鉱物の RGB 画像。Red : 1580 nm の反射率。主に斜長石を含む。Green : 1000 nm 付近の吸収面積。玄武岩質である。、(light and dark) Blue : 熱輻射を取り除いた後の 2000 nm 付近の吸収面積。マフィック鉱物の存在と多様性を示している。[Pieters et al., 2009]

et al., 2011]。このように取り込まれた水は、マグマオーシャンにおいてマグマの残留部分 (KREEP) に含水鉱物を保持しなければならない。しかし KREEP の月面表層への分布は少なく、月面の全球に渡り観測された 3 μm の吸収特徴は別の要因であると考えられている [McCord et al., 2011]。また、彗星等の外来物質により水や含水鉱物が供給された場合も、3 μm 付近の太陽光反射スペクトルの吸収特徴が現れることが考えられる。その場合に想定される反射スペクトルは衝突天体に含まれる含水鉱物の反射スペクトル形状に類似し、3 μm 付近に大きな吸収特徴が現れるはずである。しかし、そのような吸収特徴は見つかっていない。これは月における流星体の衝突速度は約 11~70 km/s であり、月における流星体の質量フラックスピークが約 200 μm である事を加味すると、衝突物質は蒸発し OH 基や H₂O は結合を保持できないほどに破壊されると考えられる [McCord et al., 2011]。

現在、発見された OH 基や H₂O の主な生成要因と考えられているのに太陽風によってもたらされるプロトンがある。1AU 付近において太陽風プロトンは約 1 keV 程度のエネルギーを持つものが支配的である。このプロトンが月面のレゴリスに撃ち込まれる事により、鉱物に含まれる酸素 (約 45 wt %) と OH 基や H₂O を形成すると考えられている [Starukhina and Shkuratov, 2000], [McCord et al., 2011]。

太陽風プロトンによる OH 基や H₂O の生成は実験的にも示唆されている。アポロミッションで持ち帰られた月サンプルに対して太陽風を模擬した水素イオンビームを照射し、月面表層における太陽風プロトンによる宇宙風化作用を再現する実験が行われた。[Ichimura et al., 2012] ではアポロ 16 号と 17 号で持ち帰られたサンプルに対して水素 (重水素) イオンビームの照射実験を行った。水素イオン照射前後の反射スペクトルを

比較すると、水素イオン照射後の $3\ \mu\text{m}$ (重水素では $4\ \mu\text{m}$) 帯において吸収強度の増加を確認した (図 1.3)。さらに、[Managadze et al., 2011] では SIMS を用いて重水素を照射し、照射後にサンプルを大気にさらす事なく OH 基と H_2O の生成を確認している。これらの実験によって、太陽風による OH 基や H_2O が生成されている可能性が強く支持された。

表 1.1: Relationship with Absorption Bands

| Wavelength | structure |
|---|---|
| 2.2 μm | bending of Si-OH, stretching of -OH |
| 2.3 μm | metal-OH, stretching of -OH |
| 2.5 μm | stretching and bending of H ₂ O |
| 2.72 μm | stretching of -OH |
| 2.77 μm | stretching of -OH... ^H OH |
| 2.85 μm | stretching of -OH... ^H OSi |
| 2.91 μm ~ 2.95 μm | symmetric and asymmetric stretching of H ₂ O |
| ~ 3.1 μm | bending of H ₂ O |

after [Davis and Tomozawa, 1996]

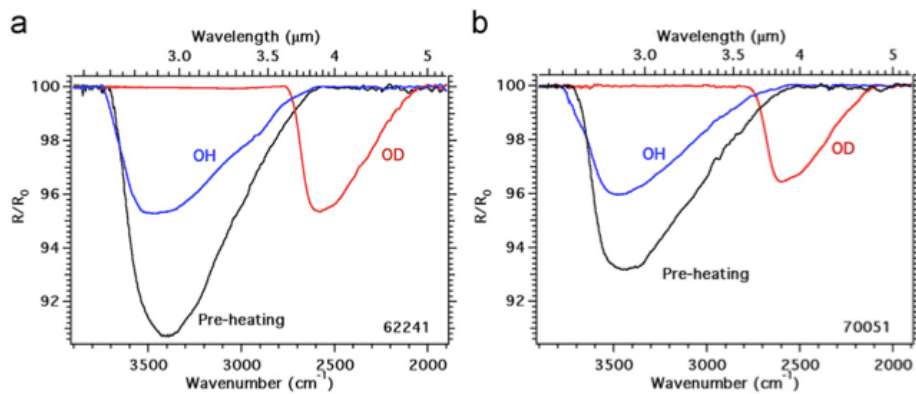


図 1.3: サンプルの加熱脱水後の反射スペクトルに対する、加熱脱水前 (黒)、プロトン照射後 (青)、重水素照射後 (赤) の反射スペクトルの比。(a) アポロ 16 号のサンプル。(b) アポロ 17 号のサンプル [Ichimura et al., 2012]

1.4 本研究の目的

太陽系初期の物質進化過程や物質分布の解明には、太陽系のどこにどのような物質が存在したかという「場所」の情報が必要である。太陽系内における網羅的な物質の推定には小惑星と隕石の反射スペクトルの比較が有用である。特に始原的物質の分布は、C型小惑星と炭素質コンドライトの対応を明らかにすることで理解が進むと期待される。特に、C型小惑星と炭素質コンドライトの対応には反射スペクトルの $3\ \mu\text{m}$ 帯付近の吸収特徴が有用であると考えられている。

反射スペクトルを用いた小惑星と隕石種の対応付けには宇宙風化の影響を考慮する必要がある。地球近傍小惑星表層における太陽風照射や微小隕石衝突の環境は月面に近いと考えられる。そのため、月面において示唆された太陽風プロトンによる宇宙風化作用と同様の現象が、小惑星表層の反射スペクトル(特に $3\ \mu\text{m}$ 帯)の形状を変化させる可能性は十分にある。 $3\ \mu\text{m}$ の反射スペクトル形状は、宇宙風化作用の要因により変化の傾向が異なることが示唆されている。微小隕石衝突による宇宙風化作用は $3\ \mu\text{m}$ の吸収強度が減少し、反射スペクトルの特徴を消してしまう傾向にある [Matsuoka et al., 2015]。一方、太陽風の95%を占める水素イオンによる宇宙風化作用は $3\ \mu\text{m}$ の吸収強度を増加させ、OH基や H_2O を形成する可能性が示唆された [Ichimura et al., 2012]。しかし、炭素質コンドライト母天体における太陽風プロトン照射が反射スペクトルの $3\ \mu\text{m}$ がはよくわかっていない。本研究では、太陽風プロトン照射による宇宙風化作用が炭素質コンドライトの主要構成鉱物の反射スペクトルに与える影響を実験的に解明し、太陽風プロトンによる宇宙風化作用を受けた炭素質コンドライトの反射スペクトル変化を推定した。

本論文は研究背景を述べた本章をはじめとして全6章で構成されてい

る。第2章では本研究の実験手法について述べる。第3章では、太陽風プロトンを模擬した水素イオンビームを珪酸塩鉱物（Olivine、Antigorite、Sapinite）に照射し、反射スペクトルの変化と結晶構造の変化について述べる。第4章では水素イオンビームの照射量を変化させ、Antigoriteにおける反射スペクトル変化の照射量依存性を調べた結果について述べる。第5章では第3章で得られた結果から、宇宙風化作用を受けた炭素質コンドライト（CI、CM、CR、CV）の反射スペクトルの変化を推定した。第6章では、各章のまとめを行う。

第2章 実験と解析

本章では、水素イオン照射実験における実験手法と解析手法について述べる。本研究では、C型小惑星表層における太陽風プロトンによる宇宙風化作用の影響を実験的に調べた。C型小惑星表層に存在すると考えられる鉱物試料に対して水素イオンビームを照射し、照射前後の反射スペクトルを比較した。さらに反射スペクトルの変化から、鉱物中における水素イオンの取り込まれ方を議論した。実験は、福井県の若狭湾エネルギー研究センターにおいてマイクロ波イオン源イオン注入装置と Fourier Transform Infrared Spectroscopy (FTIR) を用いて実験を行なった。また試料には珪酸塩鉱物を用い、試料準備は宇宙科学研究所にて行なった。

2.1 試料準備

本節では本実験で使用した試料について述べる。実験では、炭素質コンドライトの主要構成鉱物である珪酸塩鉱物3種類 [Olivine (Arizona, San Carlos)、Antigorite (中ノ茶屋)、Saponite(クニミネ工業)] を使用した(表2.1)。Olivine (Arizona, San Carlos)は無水鉱物であり、Antigorite (中ノ茶屋)とSaponite(クニミネ工業)は含水鉱物である。Antigoriteは構造水として水酸基をもち、Saponiteは構造水の水酸基に加え層間水として H_2O を持つ。これらの珪酸塩鉱物の含有量の合計は、いくつかの炭素質コンドライトにおいて50 wt.%を超え、他の無水鉱物や含水鉱物の含有用に

対して多い（表 2.2）。混合鉱物の反射スペクトルは、複数の鉱物の質量含有量（wt. %）で重み付けされた反射スペクトルの足し合わせにより説明される [Denevi et al., 2008]。そのため隕石における反射スペクトル変化は、含有量の多い鉱物の反射スペクトル変化が支配的になると考えられる。

試料は吸着水を取り除くため 150 °C 環境下で 24 時間の真空加熱乾燥を行った後、篩にかけ粒径を揃えた。試料の粒径は天体表層におけるレゴリスの粒径を考慮し、粒径を 50 μm ~ 105 μm とした [Clark et al., 2002]（図 2.1）。移動時における試料への吸着水の付着を防ぐために、宇宙科学研究所-若狭湾エネルギー研究センター間や若狭湾エネルギー研究センター内の移動時におけるイオン照射装置-FTIR 間の試料移動の際には簡易真空デシケータを利用し、極力大気に触れないようにした。

若狭湾エネルギー研究センターのイオン照射装置では、試料を垂直に設置する必要がある。そのため本実験では、銅で作成したペレットに鉱物の粉体試料を入れ、約 7 t で押し固めることでペレットとした。試料は粒径分離後に再度真空加熱乾燥を行なった上で実験試料ペレットを作成している。ペレットは外径約 24 mm であり、内径は約 22mm、深さは約 2 mm とした（図 2.2）。ペレットサイズは FTIR の測定点に対して十分大きい。

表 2.1: Sample Information

| Sample | Composition | Grain Size | Area of Production |
|------------|---|------------------------|----------------------|
| Antigorite | $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ | 50 – 75 μm | 中ノ茶屋 (京都府) |
| Saponite | $(\text{Ca}/2, \text{Na})_{0.3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_{2\cdot4}(\text{H}_2\text{O})$ | 50 – 75 μm | (株)クニミネ工業 KUNIPIA-F |
| Olivine | $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ | 75 – 105 μm | San Carlos (America) |

表 2.2: mineralogy of carbonaceous chondrites

| | CI (Ivuna) | CM (Murchison) | CR (GRA95229) | CV (Allende) |
|---------------------|------------|---------------------|----------------------|---------------------|
| saponite | 64.2 wt. % | tochirinite | olivine | olivine |
| magnetite | 9.7 wt. % | cronstedtite | pyroxene | pentlandite |
| serpentine | 7.3 wt. % | serpentine | serpentine | clinoenstatite |
| olivine | 7.2 wt. % | olivine | pyrrhotite | plagioclase |
| ferrhydrite | 5.0 wt. % | pyrrhotite | - | magnetite |
| pyrrhotite | 4.5 wt. % | clinoenstatite | - | - |
| troilite | 2.1 wt. % | calcite | - | - |
| - | - | pentlandite | - | - |
| - | - | magnetite | - | - |
| Bland et al. (2004) | | Bland et al. (2004) | Howard et al. (2015) | Bland et al. (2004) |

2.2 水素イオン照射

イオン照射実験には、福井県にある若狭湾エネルギー研究センターのマイクロ波イオン源イオン注入装置を用いた。本装置は通常 H^+ , He^+ , C^+ , N^+ , O^+ , Ar^+ などのイオンを 200 keV で加速し、 $100 \mu A$ で照射している。しかし、太陽風の H^+ のエネルギーは高くても 10 keV 程度である (図 2.3) [Gosling, 2007]。そこで本実験では H_2^+ を、イオン注入装置のイオン加速エネルギーの下限値である 10 keV で照射領域の電流密度 $\sim 2.5 \mu A/cm^2$ 照射した。

地球近傍での太陽風プロトンのエネルギー分布は ACE (Advanced Composition Explorer) などにより測定されており [Gloeckler et al., 2000]、太陽風の 95% は 1.1 keV の H^+ であることがわかっている (図 2.3) [Gosling, 2007]。月面鉱物を想定した Anorthite や Ilmenite に H_2^+ イオンを照射した [Burke et al., 2011] によると、 H_2^+ イオンは試料表層に衝突した瞬間に H^+ イオンに分離するとされている。そのため本実験では、10 keV の H_2^+ イオンは、試料表層に衝突した瞬間に 5 keV の H^+ イオンに分離していると考えている。しかし、今回の照射イオンのエネルギーは地球近傍で測定された太陽風 H^+ のエネルギー分布に対して高い値となっている。照射イオンのエネルギーの違いはイオンの貫入深さに影響し、エネルギーが高い方が深く貫入する。イオン貫入シミュレーションソフト (TRIM) によると、Olivine では 5 keV の H^+ は 100nm 程度貫入し、1 keV の場合は 10nm 程度貫入する。

イオン照射領域は、図 2.4 に示すビームリミッター板で $20 \times 20 \text{ mm}^2$ の領域にイオンビームを制限している。試料に当たっているイオンのフラックス F ($\text{ion}/\text{cm}^2/\text{s}$) は、試料背面にて $20 \times 20 \text{ mm}^2$ の領域に流入した流入電流 I (μA) を測定することで見積もられる (式 2.1)。イオン照射

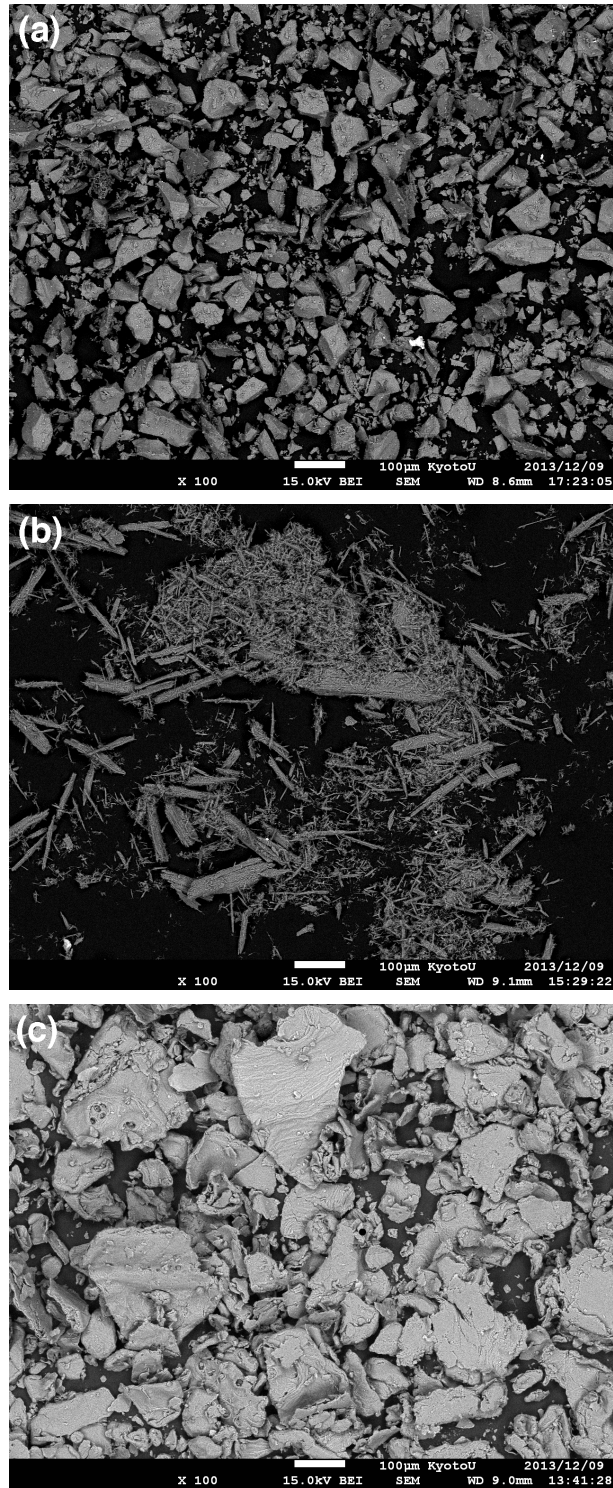


図 2.1: 走査型電子顕微鏡観察による反射電子像。(a): Olivine, (b): Antigorite, (c): Saponite.

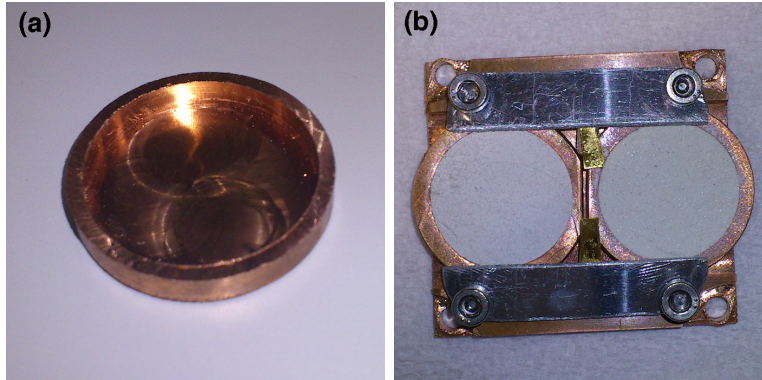


図 2.2: (a) : フライシス盤で作成した Cu ペレット。外径 24 mm, 内径 22 mm, 高さ 4 mm, 深さ 3 mm。(b) : ハンドプレスを用いて押しつぶし作成したサンプル。つぶれ方は試料により異なるため、サイズは一様ではない。写真はサンプルホルダーにセットした物で、左が Antigorite、右が Olivine である。

面積 S (mm^2) は $20 \times 20 \text{ mm}^2$ である。イオン照射中は試料ホルダーを水冷し、試料背面において常時約 25 度となっている。

$$F = \frac{I \times 10^{-6}}{p} \frac{1}{S} \times 2 \text{ (ion/cm}^2\text{/s)}^1$$

$$p = 1.6 \times 10^{-19} \text{ (C)} \quad (2.1)$$

¹H₂⁺ のため 2 倍している

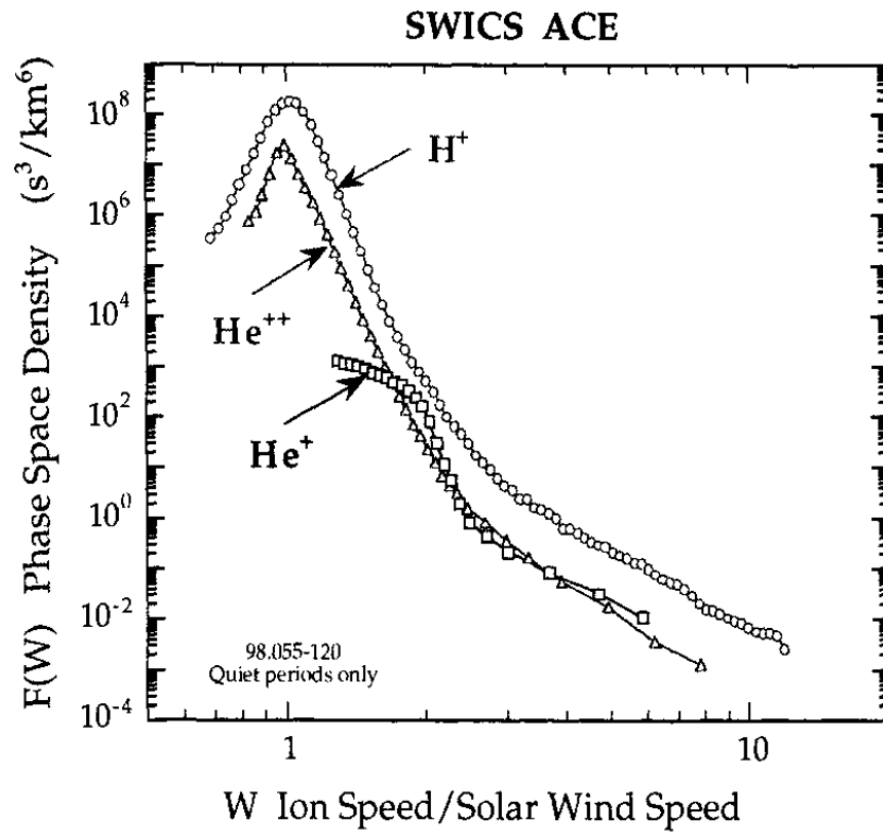


図 2.3: ACE により計測された太陽風イオン (H^+ , He^+ , He^{2+}) のエネルギー分布。1998 年に 1AU 付近で測定された、太陽活動平常時 65 日間のデータの平均値を使用している。 H^+ と He^{2+} は主に太陽風起源であり、 He^+ は主に恒星間由来である。[Gosling, 2007]

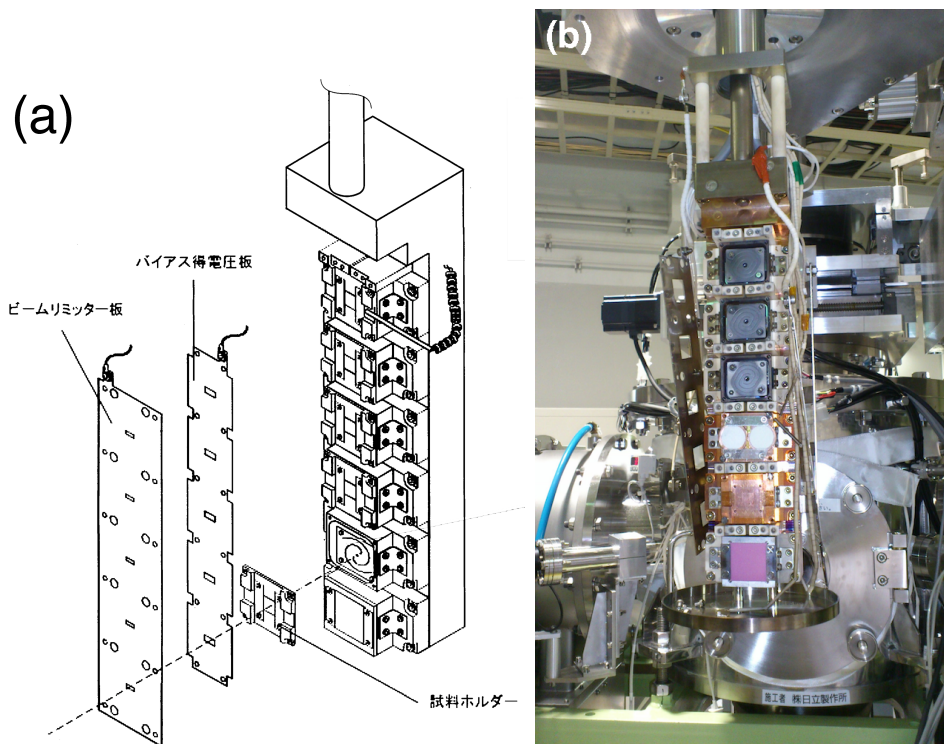


図 2.4: a) 照射台の概略図。照射台には5つの資料ホルダーが設置でき、下段二つは水冷機構が備わっている。最下段は照射スポット確認用蛍光板。b) 実際に試料ホルダーを照射台に設置した様子。

2.3 反射スペクトルの測定と解析

拡散反射スペクトルの測定は、若狭湾エネルギー研究センターに設置されている Perkin Elmer 社の Fourier Transform Infrared Spectroscopy (FTIR) である Spectrum 2000 を用いた。FTIR 分光計では拡散反射測定用アタッチメント (図 2.5 a) を用い、近赤外領域の拡散反射スペクトルを測定した。検出器は DTGS であり、測定スポット径は約 5 mm であった。測定波長領域は $7800 - 370 \text{ cm}^{-1}$ ($1.28 - 27.0 \text{ }\mu\text{m}$) である。また、波数分散は 2 cm^{-1} (約 $0.45 \text{ nm @ } 3.0 \text{ }\mu\text{m}$) とした。[Davis and Tomozawa, 1996] によると、珪酸塩中の OH 基や H_2O の吸収特徴の間隔は最小 5 cm^{-1} である [?]. そのため、本研究の波長分解能は反射スペクトルにおける OH 基や H_2O に由来する吸収特徴の違いを議論するには十分である。リファレンスには金ミラーを用い、反射スペクトルの測定は大気中で行っている。

実験に用いた FTIR は大気中で測定を行わなければならなかったため、大気雰囲気による吸着水の影響を評価するために各試料においてイオンビーム照射領域と未照射領域を作成し、それらの領域の反射スペクトルを複数点測定した (図 2.5 b, 3.1)。そして未照射領域の反射スペクトルと照射領域の反射スペクトルを比較した解析を行った。この時、未照射領域と照射領域における試料表層状態の違いに由来する吸着水の影響の差は無いと仮定している。これは、イオン照射により変化した鉱物試料表層における大気中の水に対する吸着の程度の違いを定量的に評価することが難しいためである。解析には [Ichimura et al., 2012] と同様の結果が得られる手法を用いた (式 2.2)。

$$\textit{AlterationRatio}(\lambda) = \frac{R_i(\lambda)}{R_0(\lambda)} \quad (2.2)$$

本手法では、未照射領域で測定した一つの反射スペクトル (R_0) を基準として、その他の領域の反射スペクトル (R_i) の比をとっている。

Alteration Ratio の考え方を詳しく説明する。図 2.7 (a, c) に示されているものは、イオン照射前後の反射スペクトルを模擬したガウス関数である。鎖線はイオン照射前の反射スペクトルを示し、実線はイオン照射後の反射スペクトルを示している。図 2.7 (a) はイオン照射により吸収強度が減少した場合の反射スペクトル変化を示し、図 2.7 (c) はイオン照射により吸収強度が増加した場合を示している。図 2.7 (b, d) は、それぞれの場合について式 2.2 で求められた Alteration Ratio を示している。イオン照射により吸収強度が減少した場合、Alteration Ratio は図 2.7 (b) で示されるように上に凸 (Alteration Ratio >1) である。逆に、吸収強度が増加した場合には Alteration Ratio は図 2.7 (d) で示されるように下に凸 (Alteration Ratio <1) となる。反射スペクトルの吸収特徴における吸収強度は、そのピーク一波長に対応する物質 (結合) の存在量に依存する。物質 (結合) が多く存在すると吸収強度は大きく、存在量が少ないと吸収強度は小さい。そのため、それぞれの吸収特徴の強度が増加または減少していることを確認することで、対応する物質 (結合) が生成されたのかまたは破壊されたのかが議論できる。本研究ではこの考えに基づき、イオン照射前後の反射スペクトル変化を Alteration Ratio を用いて詳しく見ていく。

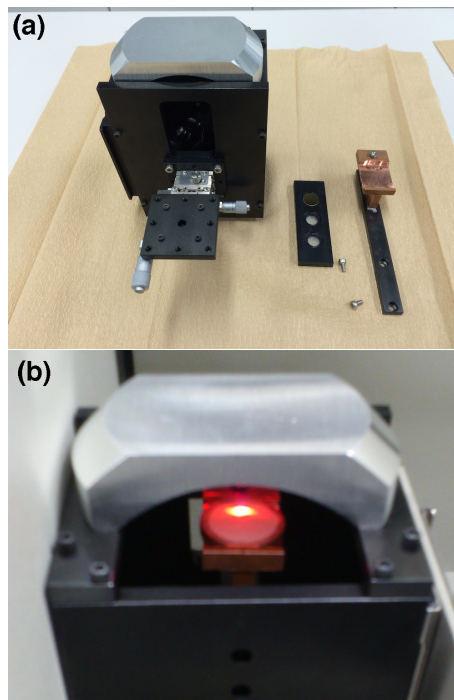


図 2.5: a) 拡散反射測定用アタッチメント、b) FTIR 測定領域の一例

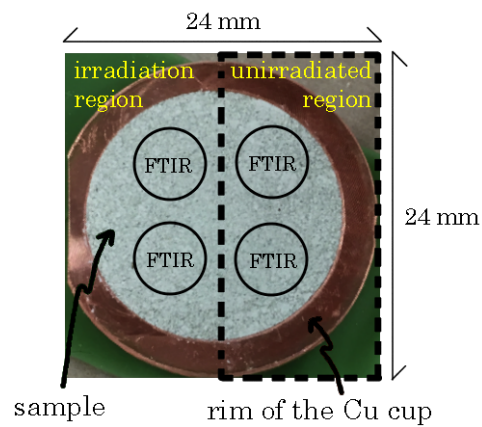


図 2.6: 試料ペレットと FTIR 測定例。
点線で囲まれた領域はイオンビーム未照射領域である。また、FTIR と書かれた円で囲まれている部分は、FTIR 測定領域の例である。

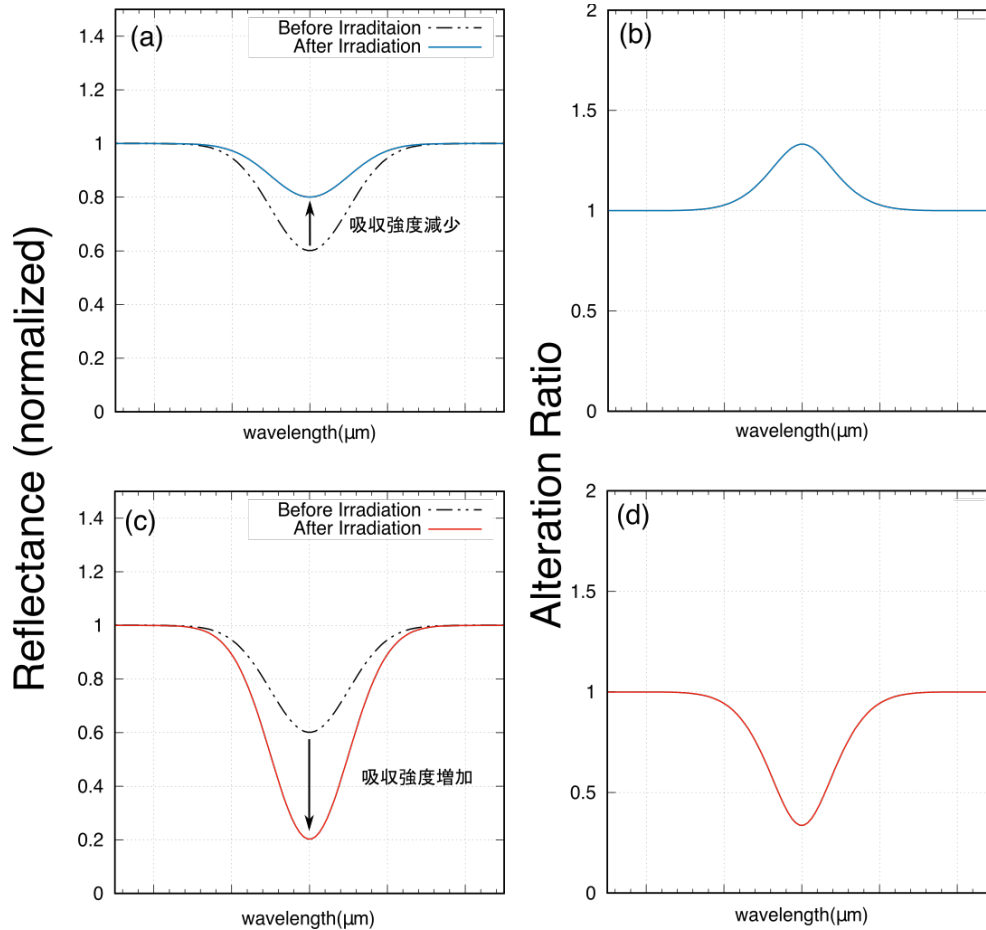


図 2.7: ガウス関数を用いたイオン照射前後の反射スペクトル変化と Alteration Ratio の例。(a) イオン照射により吸収強度が減少した場合の反射スペクトル。黒の鎖線はイオン照射前の反射スペクトルを示し、青色の実線がイオン照射後の反射スペクトルを示す。(b) (a) を基にした Alteration Ratio。反射スペクトルの吸収強度が減少する場合を示している。(c) イオン照射により吸収強度が増加した場合の反射スペクトル。黒の鎖線はイオン照射前の反射スペクトルを示し、赤色の実線がイオン照射後の反射スペクトルを示す。(d) (c) を基にした Alteration Ratio。反射スペクトルの吸収強度が増加する場合を示している。

第3章 反射スペクトル変化の鉱物依存性

本章では、珪酸塩鉱物に対して水素イオン照射を行なった結果について述べる。C型小惑星表層に多く存在すると考えられる鉱物について、太陽風プロトンを模擬した水素イオンビームの照射実験を行い、陽風プロトンの宇宙風化作用により反射スペクトルの $3 \mu\text{m}$ 付近が変化する可能性を調べた。イオン照射実験は若狭湾エネルギー研究センターで行い、1AUにおける H^+ (1 keV) に換算して約 400 年に相当する量の H_2^+ イオンを照射した。照射前後の反射スペクトルの変化から、珪酸塩鉱物中において SiOH や H_2O が生成されたことを確認した。この結果から、炭素質コンドライトを母天体とすると考えられるC型小惑星において、太陽風プロトンによる宇宙風化作用により $3 \mu\text{m}$ 付近の反射スペクトルが変化することが示唆された。

3.1 実験

C型小惑星表層での太陽風プロトンによる宇宙風化作用を理解するために、珪酸塩鉱物の水素イオン照射前後における反射スペクトルの変化を観察した。試料には無水鉱物である Olivine と、含水鉱物として Antigorite と Saponite を用いた。これらの鉱物は炭素質コンドライトの主要構成鉱物 (合計含有量が 50 wt. % 以上) である (Chapter??)。[Schaible and

Baragiola, 2014] では Olivine に対し 2 keV の H_2^+ を照射した実験を行なった。この結果によると、Olivine では 10^{17} ions/cm² 程度で反射スペクトルが変化しなくなる傾向が示されている。この傾向は Olivine 結晶における水素イオン貫入深さ中において、照射された水素イオンが結合できる酸素がなくなり、水素イオンが H_2 分子を形成した結果であると考えている [Schaible and Baragiola, 2014]。

本実験では平均電流値が約 $2.3 \mu A/cm^2$ の水素イオンビームを 12 時間照射した。式 2.1 と式 3.1 を用いて、累積水素イオン照射量に換算すると約 10^{18} ions/cm² となる (表 3.1)。

$$F_{total} = F \times t(\text{ion}/\text{cm}^2) \quad (3.1)$$

ここで、t は照射時間 (sec) である。照射レートは実際の太陽風の照射レートに対して高い値となっているため、試料表層への単位時間あたりのエネルギー放出量は実際の天体表層よりも高い値となっていることが考えられる。この時放出されたエネルギーは試料表層の結晶構造の破壊や温度上昇に利用される。しかし本研究では照射された水素イオン数と、珪酸塩鉱物中における水素イオンのトラップサイト数が重要であると考えている。[Schaible and Baragiola, 2014] では Olivine に対し 2 keV の H_2^+ を照射した実験を行っており、Olivine では 10^{17} ions/cm² 程度で反射スペクトルが変化しなくなる傾向が示されている。この傾向は照射水素の貫入深さ中に存在する酸素量と関係していると考えられている。Olivine の場合、5 keV の H^+ が貫入する約 100nm の深さに存在する酸素は 6.4×10^{-7} (mol/cm²) である。この酸素が全て H_2O になるには、 1.3×10^{-6} (mol/cm²) の H^+ が必要となる。本実験での照射量は H^+ として計算すると 1.6×10^{-6} (mol/cm²) である。実際には全ての酸素が H_2O

となるわけではなく、OH基として存在することも考えられるため、十分量の水素イオンを照射しており、照射レートの違いはあれど実際の天体表層の飽和状態を模擬できていると考えている。

反射スペクトルの測定は同一ペレット内で4箇所とした(図 3.1)。未照射の領域における反射スペクトルの一つを基準 (R_0) とし、その他の領域の反射スペクトル (R_i) の変化を比較した。イオンビームは照射領域においてビーム濃度の不均質が生まれると考えている。本実験ではこの不均一が大きかった可能性がある(図 ??) ため、照射領域の Alteration Ratio は次式で示される2領域の平均値を議論に用いた(式 3.2)。

$$R_{ave} = \frac{(R_2 + R_3)}{2}$$
$$AlterationRatio = \frac{R_{ave}}{R_0} \quad (3.2)$$

3.2 結果と議論

3.2.1 Alteration Ratio Profile

図 3.2 では、Olivine, Antigorite, Saponite に 1.3×10^{18} ions/cm² の水素イオンを照射した場合の Alteration Ratio の Profile (以後 Alteration Ratio Profile) を示している。未照射領域の Alteration Ratio Profile は青色で示し、照射領域の Alteration Ratio Profile は赤色で示している。さらに、照射領域の Alteration Ratio Profile は式 3.2 で示すように2点の平均値として計算されているため、黄色のエラーバーを用いて照射領域2点の Alteration Ratio Profile を最大値と最小値として示している。全ての Alteration Ratio Profile は、OH基や H₂O に関連する吸収特徴を

表 3.1: 単位時間あたりの平均照射量と全照射量

| Samples | Average Current | Total Dose |
|------------|---------------------------------------|---|
| Olivine | $2.3 \pm 0.3 \mu\text{A}/\text{cm}^2$ | $1.3 \times 10^{18} \text{ ions}/\text{cm}^2$ |
| Antigorite | $2.3 \pm 0.3 \mu\text{A}/\text{cm}^2$ | $1.3 \times 10^{18} \text{ ions}/\text{cm}^2$ |
| Saponite | $2.4 \pm 0.3 \mu\text{A}/\text{cm}^2$ | $1.3 \times 10^{18} \text{ ions}/\text{cm}^2$ |

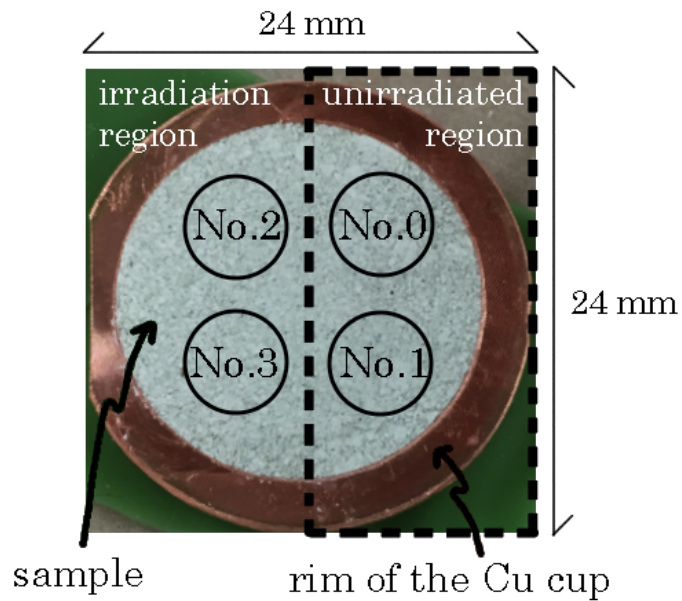


図 3.1: 本実験における FTIR 測定領域。未照射領域の反射スペクトルは R_0 と R_1 であり、照射領域の反射スペクトルは R_2 と R_3 である。

示さない $2.3 \mu\text{m}$ の値で規格化している。

図 3.2 を見ると、全ての試料の未照射領域の Alteration Ratio Profile は、Olivine では $\pm 1.5\%$ 程度、Antigorite や Saponite では $\pm 3\%$ 程度のばたつきであり、照射領域の Alteration Ratio Profile の変化は未照射領域の Alteration Ratio Profile に対して優位な変化を示す。この時、未照射領域と照射領域の試料表層状態の違いにおける吸着水の影響の違いは無視して。照射領域の Alteration Ratio Profile は $3 \mu\text{m}$ 付近において、Olivine では最大 $\sim 6\%$ 、Antigorite では最大 $\sim 15\%$ 、Saponite では最大 $\sim 21\%$ の変化を示し未照射領域に対して明らかな変化が見られる。この $3 \mu\text{m}$ 付近における Alteration Ratio Profile の減少は、反射スペクトルの同波長領域における吸収強度の増加を意味し、照射により OH 基や H_2O の生成したことを示している。

Olivine

Olivine の照射領域における Alteration Ratio Profile はブロードな減少を示す (Fig. 3.2 a)。最大変化量は $2.8 \mu\text{m}$ において $\sim 6\%$ となっている。アポロサンプルに対する水素イオン照射実験を行なった [Ichimura et al., 2012] では、 $\sim 2.85 \mu\text{m}$ において $\sim 4 - 4.5\%$ となっており、同程度の吸収強度の変化を示す。ただし、吸収中心についてはアポロサンプルと異なっている。この違いはアポロサンプルは複合鉱物であり、本実験の試料は単鉱物であるためだと考えられる。Olivine の薄片試料を用いて水素イオン照射前後の透過スペクトルを比較した [Schaible and Baragiola, 2014] では、本実験と同様に吸収中心は $2.8 \mu\text{m}$ である。本研究の Alteration Ratio Profile は特に $3 \mu\text{m}$ 付近の吸収強度が増加しており、OH 基または H_2O の生成を示していると考えられる [Ichimura et al., 2012], [Davis and

Tomozawa, 1996]。3 μm 付近の吸収特徴における増加量は最大 5% 程度である。

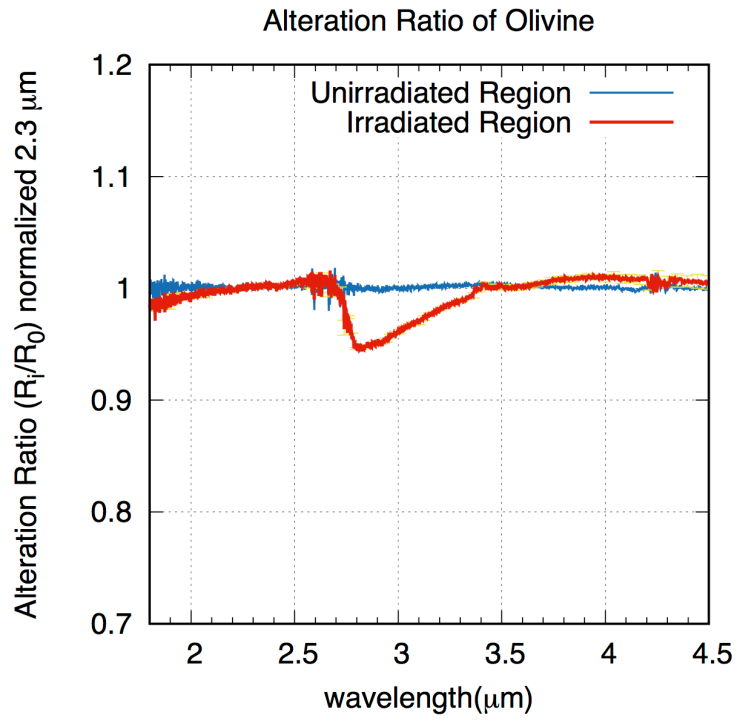
Antigorite

Antigorite の Alteration Ratio Profile は 3 μm 付近に全体的な減少を示す。中でも $\sim 2.72 \mu\text{m}$ 、 $\sim 2.77 \mu\text{m}$ 、 $\sim 2.85 \mu\text{m}$ においてスパイク状の特徴的な増減を示している (Fig. 3.2 b)。 $\sim 2.72 \mu\text{m}$ は含水珪酸塩鉱物中にもともと含まれる OH 基の存在に関係している [Davis and Tomozawa, 1996]。この波長の Alteration Ratio の増加は、OH 基の減少や状態の変化（水素結合を持つなど）を意味する。 $2.77 \mu\text{m}$ 付近の Alteration Ratio Profile の顕著な減少は $-\text{OH}\cdots^{\text{H}}\text{OH}$ の形成を意味している [Davis and Tomozawa, 1996]。 $2.85 \mu\text{m}$ 付近の Alteration Ratio Profile のスパイク形状は $-\text{OH}\cdots^{\text{H}}\text{OSi}$ の形成に関係している [Davis and Tomozawa, 1996]、[Zheng and Kaiser, 2007]。さらに、Olivine と同様に H_2O に由来する 3 μm 以降の吸収がブロードに増加している (図 3.2 b)。

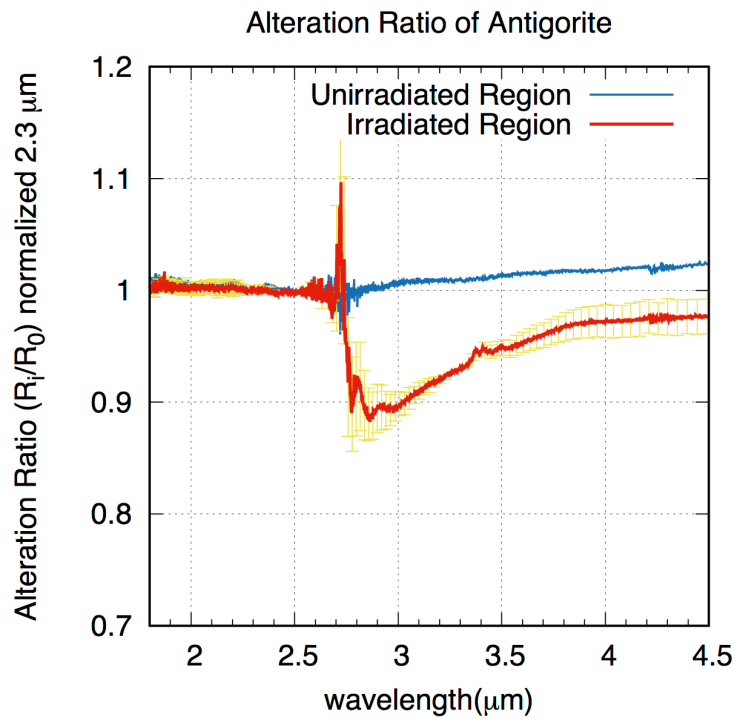
Saponite

Saponite の Alteration Ratio Profile は 2.3 μm - 3 μm 付近が減少しているのに加え、 $\sim 1.9 \mu\text{m}$ と $\sim 2.2 \mu\text{m}$ にスパイク状の減少がみられた (図 3.2 c)。Saponite の未照射領域における Alteration Ratio Profile は、 $\sim 2.2 \mu\text{m}$ と 2.6 μm \sim 2.8 μm にスパイク状の形状が見られている。この点は試料作成の際の不均質として考えられる。しかし $\sim 1.9 \mu\text{m}$ や 2.3 μm - 3 μm 付近の照射領域の Alteration Ratio Profile の変化は、未照射領域における Alteration Ratio Profile のばたつきより十分大きく、最大約 25% 吸収強度が増加しているため、照射領域で見られる Alteration

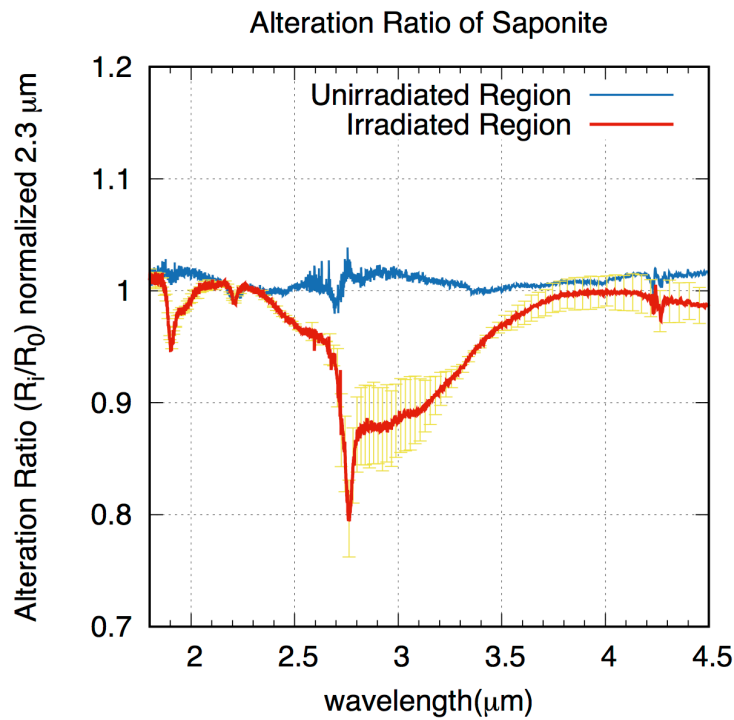
Ratio Profile の変化は有意なものであり、水素イオン照射により変化したと考えられる。ただし $2.2 \mu\text{m}$ にみられる Alteration Ratio Profile の減少は、未照射領域の Alteration Ratio Profile にも同程度の変化が見られているため、水素イオンを照射したことにより有意に変化したとは言えない。Saponite の Alteration Ratio Profile では、 H_2O の偏角振動や非対称伸縮振動に関連する $1.9 \mu\text{m}$ と $-\text{OH}\cdots^{\text{H}}\text{OH}$ の存在に関連する $2.77 \mu\text{m}$ に減少がみられ、 $2.77 \mu\text{m}$ 周辺には H_2O の対称/非対称伸縮振動に由来する $2.5 \mu\text{m}$ や OH 基の伸縮振動に由来する $2.94 \mu\text{m}$ 、 H_2O に由来する $3 \mu\text{m}$ 以降のブロードな減少がみられる [Cloutis et al., 2011], [Davis and Tomozawa, 1996]。



(a) Alteration Ratio Profile of Olivine



(b) Alteration Ratio Profile of Antigorite



(c) Alteration Ratio Profile of Saponite

図 3.2: Alteration Ratio Profile .

青色の実線は未照射領域の Alteration Ratio を示し、赤色の実線は照射領域の Alteration Ratio の平均値を示している。黄色のエラーバーは照射領域における Alteration Ratio の最大値と最小値を示している。すべての Alteration Ratio は 2.3 μm の値で規格化されている。(a) Olivine の Alteration Ratio Profile , (b) Antigorite の Alteration Ratio Profile , (c) Saponite の Alteration Ratio Profile

表 3.2: Alteration Ratio Profile の特徴

| wavelength | 関連する結合状態 | スパイク形状を示した試料 | 減少を示した試料 |
|----------------------|-------------------------------------|----------------------|-------------------------------|
| 1.9 μm | H ₂ O の偏角振動と非対称伸縮振動 | Saponite | Saponite |
| 2.72 μm | ケイ酸塩中の OH の伸縮振動 | Antigorite | Antigorite, Saponite |
| 2.77 μm | H ₂ O と水素結合を持つ OH 基の伸縮振動 | Antigorite, Saponite | Olivine, Antigorite, Saponite |
| 2.85 μm | Si-HO と水素結合を持つ OH 基の伸縮振動 | Antigorite | Olivine, Antigorite, Saponite |
| 3.0 μm ~m | H ₂ O の偏角振動、対称・非対称伸縮振動 | - | Olivine, Antigorite, Saponite |

3.2.2 鉱物中における照射 H_2^+ の取込みプロセス

本実験では H_2^+ イオンの照射により反射スペクトルの $3 \mu\text{m}$ 付近の吸収強度の増加が見られた。未照射領域の反射スペクトルからの変化を見やすくするために、Alteration Ratio (式 2.2) を用いた。この Alteration Ratio が増加している場合、照射領域における反射スペクトルの吸収強度は減少していることを示し、その波長に関する物質が減少していることを意味する。逆に、Alteration Ratio が減少している場合には、照射領域における反射スペクトルの吸収強度が増加していることを示し、その波長に関する物質が増加（生成）されていることを意味する。

本実験において、照射試料の Alteration Ratio Profile (Alteration Ratio Profile) は $3 \mu\text{m}$ 周辺において Alteration Ratio の減少を示した。特に、Antigorite と Saponite の Alteration Ratio Profile においては Alteration Ratio が顕著に変化するスパイク形状が見られた (表 3.2)。これらのスパイクの位置はそれぞれ H_2O の偏角振動、対称伸縮振動、非対称伸縮振動や OH 基の水素結合の有無などに由来する波長であった (表 3.2)。

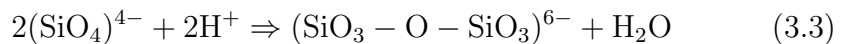
Antigorite では OH 基の伸縮振動を示す $2.72 \mu\text{m}$ の減少が見られた。この結果はもともと存在した OH 基が減少したか、水素結合などを持つなどして存在状態が変化したことを示している。この変化に対し、 $2.77 \mu\text{m}$ や $2.85 \mu\text{m}$ のにスパイク形状が見られる。これらの波長は、もともと存在した OH 基が H_2O や $SiOH$ と水素結合を持ったことによりその存在量が増加したと考えられる。また、 $3 \mu\text{m}$ にも Alteration Ratio の減少が見られることから、 H_2^+ イオンの照射により H_2O の存在量が増加したことを示している。Antigorite 中には本来 $SiOH$ や H_2O は存在しない。しかし、Alteration Ratio Profile からはそれらの存在量が増加したとする結果が得られている。この結果から、照射された H_2^+ は Antigorite 中

で、 SiO_2 結合を一部切断し SiOH や H_2O を形成したと考えられる (図 3.3)。

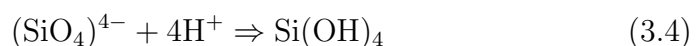
また、Saponite の Alteration Ratio Profile では、特に $1.9 \mu\text{m}$ と $2.77 \mu\text{m}$ に大きなスパイク形状を示し、 $3 \mu\text{m}$ 近くに大きな減少が見られる。Saponite は本来、 H_2O や OH 基を持つが、 $1.9 \mu\text{m}$ と $3 \mu\text{m}$ 近くの変化が示すように H_2O の存在量が増加していることがわかる。さらに、スパイク形状はないものの $2.85 \mu\text{m}$ でも Alteration Ratio Profile に大きな減少が見られることから、Antigorite と同様に SiOH の形成も示唆される。この結果から、Saponite でも SiO_2 の結合が一部切断され SiOH や H_2O が形成された可能性がある (図 3.4)。

Olivine の Alteration Ratio Profile からはスパイク形状は見られないため、Antigorite や Saponite のような結合状態の議論はできない。しかし Alteration Ratio Profile の $3 \mu\text{m}$ 付近における減少は、本来結晶構造中に H_2O や OH 基を持たない Olivine において OH 基や H_2O が形成されていることを示している。

上記の結果から、結晶構造の変化と水素イオンの挙動を考察する。まず、Antigorite と Saponite の Alteration Ratio Profile においてスパイク形状が見られた $2.77 \mu\text{m}$ 付近の変化を表すと、



となり、Antigorite でスパイク形状がみられ Saponite でも Alteration Ratio の減少が見られた $2.85 \mu\text{m}$ 付近の変化は



で表される。これらの反応をまとめると下記のようなになる。



上記の反応系を考えることで、SiOH やの形成を説明できるとともに H₂O の形成についても説明することが可能である。Antigoriteに見られた 2.72 μm の大きな減少は、式 3.5 で説明されるような SiOH や H₂O がもともと存在する OH 基と水素結合などを形成することでエネルギー状態が変化し、反射スペクトルにおける 2.72 μm の吸収強度が減少したものと考えられる。

先行研究では照射された水素イオンは珪酸塩鉱物中（Olivine や SiO₂）において SiOH 結合を形成することを強く支持しているが、H₂O の形成についての直接的な証拠は得られていなかった [Schaible and Baragiola, 2014]。本研究では、珪酸塩鉱物の反射スペクトル変化から、照射された水素イオンは Si-O 結合を破壊し、新たに H₂O や SiOH を形成することが示唆された。また Olivine へ対する水素イオンの照射では H₂O の形成の示唆は得られたものの、SiOH の形成に関する示唆は得られなかった。

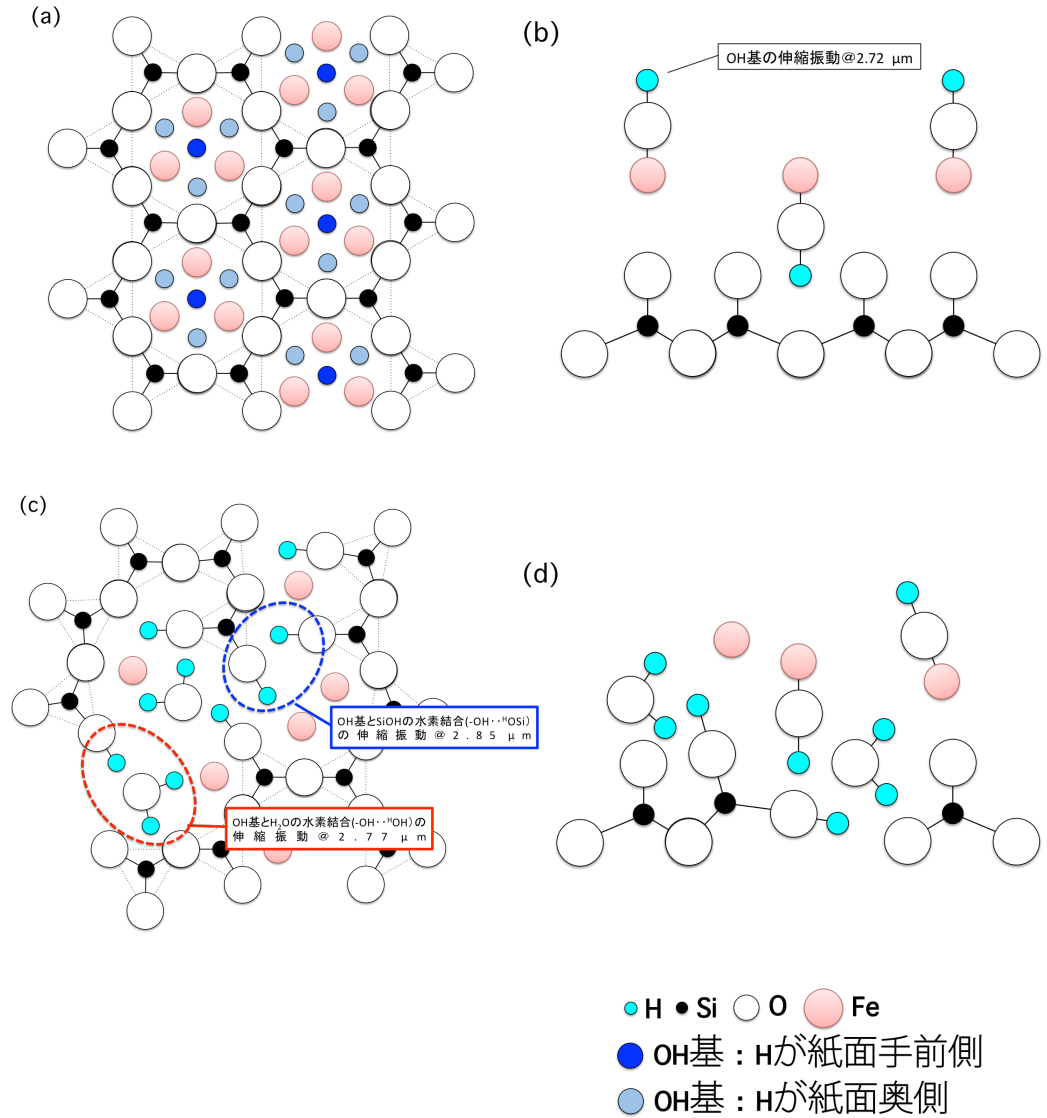


図 3.3: (a) イオン照射前の Antigorite の結晶構造の模式図。(b) 結晶構造 (a) を横から見た場合の模式図。(c) イオン照射後の Antigorite の結晶構造の模式図。(d) 結晶構造 (a) を横から見た場合の模式図。

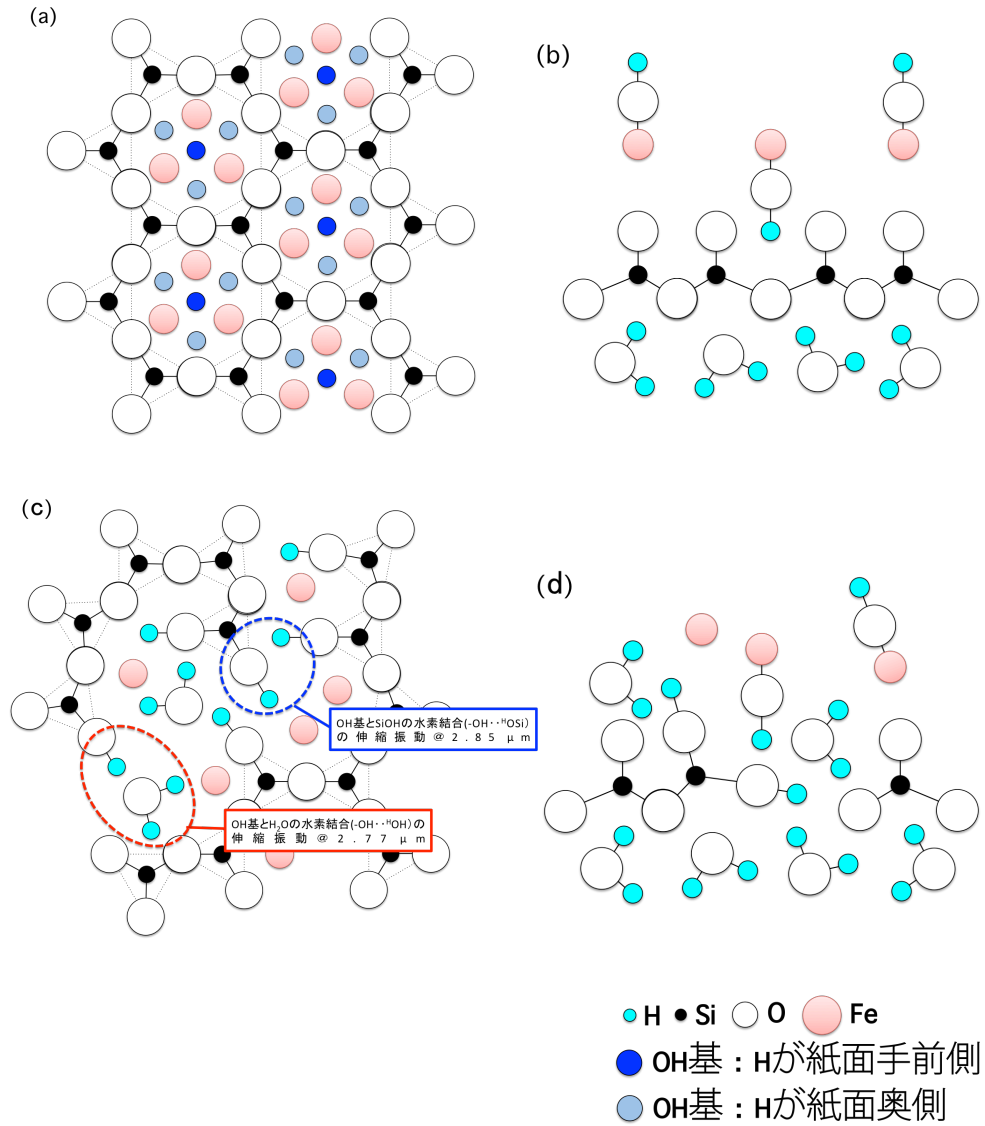


図 3.4: (a) イオン照射前の Saponite の結晶構造の模式図。(b) 結晶構造 (a) を横から見た場合の模式図。(c) イオン照射後の Saponite の結晶構造の模式図。(d) 結晶構造 (a) を横から見た場合の模式図。

3.3 まとめ

本実験では炭素質コンドライトの主要構成鉱物（Olivine, Antigorite, Saponite）に対して、太陽風を模擬した H_2^+ イオンを照射し試料の反射スペクトルの変化を調べた。 H_2^+ イオンの照射により、全試料の反射スペクトルの $3 \mu\text{m}$ 付近の吸収強度の増加が見られた。照射試料の Alteration Ratio Profile には幾つかの波長でスパイク形状を示し、さらに使用した試料に共通して Alteration Ratio Profile の $3 \mu\text{m}$ 周辺に減少を示した。特に、Antigorite と Saponite の Alteration Ratio Profile に見られた $2.77 \mu\text{m}$ と $2.85 \mu\text{m}$ の大きな増加から、珪酸塩鉱物中における OH 基と SiOH かつ OH 基と H_2O の水素結合の形成の直接的な証拠が得られた。これらの形成は共通の結晶構造中での変化（式 3.5）によって表せられると考えられる。また、Antigorite に見られた $2.72 \mu\text{m}$ の減少は、もともと存在した OH 基の新たな SiOH や H_2O と水素結合を生成することでエネルギー状態が変化したためであると考えられる。この結果から、炭素質コンドライトの母天体であると考えられる小惑星表層は太陽風プロトンによる宇宙風化の影響を受け、 $3 \mu\text{m}$ 付近の反射スペクトル形状が変化していることが示唆された。

第4章 反射スペクトル変化の照 射量依存性

本章では、Antigorite についてイオン照射量を変化させた場合の反射スペクトル変化について述べる。小惑星表層に見られる宇宙風化作用の影響の進行度は、その領域が宇宙空間に暴露されていた年代と関係していると考えられている。

S 型小惑星の反射スペクトルと普通コンドライトの宇宙風化再現実験から、微小隕石衝突による $0.3 \mu\text{m} - 2.5 \mu\text{m}$ の反射スペクトルに与える宇宙風化作用の典型的なタイムスケールは $10^8 - 10^9$ 年であり、太陽風イオンによる宇宙風化作用の典型的なタイムスケールは $10^4 - 10^6$ 年とされている [Vernazza et al., 2009]。C 型小惑星の場合、反射スペクトルの $0.3 \mu\text{m} - 2.5 \mu\text{m}$ における変化の傾向に議論はあるものの [Matsuoka et al., 2015] の結果では、微小隕石衝突による宇宙風化作用のタイムスケールは 4 千万年以内であることが示唆されている。

一方、C 型小惑星の反射スペクトルにおける $3 \mu\text{m}$ 付近の吸収強度は、微小隕石衝突による宇宙風化作用で数千万年で 0.1 % 程度減少することがわかっている [Matsuoka et al., 2015]。また、太陽風の He や Ar の照射による宇宙風化作用は $3 \mu\text{m}$ の吸収強度は数千年程度では大きく変化しないことが示唆されている [Lantz et al., 2015]。しかし、C 型小惑星の $3 \mu\text{m}$ 付近の反射スペクトルにおける太陽風プロトンによる宇宙風化作用のタイムスケールはよくわかっていない。本実験では、太陽風プロトン

による宇宙風化作用により C 型小惑星に含まれると考えられる含水鉱物の $3\mu\text{m}$ 付近における反射スペクトル変化のタイムスケールを調べた。

4.1 実験

本章では、照射量の違いによるスペクトル変化を調べるため、照射量を変化させた実験を行なった。試料には antigorite を用い、 10 keV の H_2^+ を約 $10^{16} \sim 10^{18}$ 照射した (表 4.1)。ペレットには照射領域と未照射領域を作成し、それらのスペクトルを比較することでスペクトル変化を比較した (Chapter 2 参照)。ペレット内の照射・未照射領域で各 1 領域で取得された反射スペクトルを解析に用いている (図 4.1)。

表 4.1: 各段階における試料に対する、単位面積当たりの累積照射量

| 測定 No. | 累積照射量 |
|--------|--|
| ① | 0 ions/cm ² ·sec |
| ② | 1.5×10^{16} ions/cm ² ·sec |
| ③ | 6.1×10^{16} ions/cm ² ·sec |
| ④ | 1.5×10^{17} ions/cm ² ·sec |
| ⑤ | 3.4×10^{17} ions/cm ² ·sec |
| ⑥ | 1.1×10^{18} ions/cm ² ·sec |
| ⑦ | 1.7×10^{18} ions/cm ² ·sec |

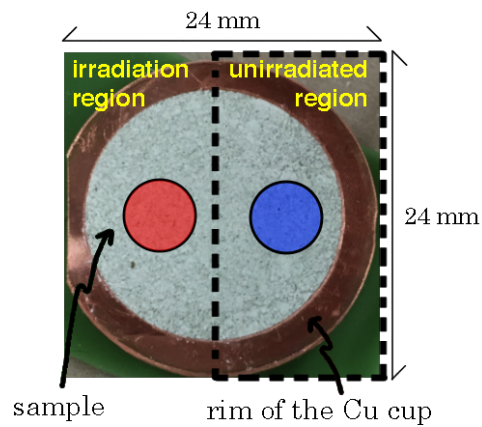


図 4.1: 反射スペクトル測定領域。青と赤で塗りつぶされた領域の反射スペクトルを解析に用いた。青色の領域は未照射領域の測定領域であり、赤色の領域は照射領域の測定領域である。

4.2 結果と議論

4.2.1 Alteration Ratio Profile と照射 H_2^+ の取込みプロセス

Figure 4.4 は Alteration Ratio Profile の形状変化を示している。それぞれの Alteration Ratio Profile は照射量に対応し、図の上から下へ照射量が増加する。Alteration Ratio Profile は $2.3 \mu\text{m}$ で企画化している。Alteration Ratio Profile を見ると、大きく変化する波長は Chapter 3 で見られた特徴と同じであるが、照射量により変化する波長が段階的に異なることがわかる。この結果から、スペクトル変化の照射量依存性が議論できる。

まず、照射実験前の反射スペクトル測定（測定番号 0）から得られた Alteration Ratio Profile では、大きな特徴はなく吸着水の影響は各測定領域において同一であると考えられる。本実験では待機中で反射スペクトルを測定しなければならないため、 $2.7 \mu\text{m}$ に見られるばたつきは、リファレンスとなる金ミラーの測定時と試料の測定時における、光路中の大気の揺らぎが影響したノイズであると考えられる。照射量を増やしていくにつれ見られる同波長のスパイク形状は測定番号 1 で見られるばたつきよりも十分大きいため、有意な変化であると考えている。

照射量が増加していくと、最も早く表れるのは $2.72 \mu\text{m}$ のスパイク形状である（測定番号 2, 3）。また、 $2.77 \mu\text{m}$ や $2.85 \mu\text{m}$ にも小さなスパイク形状が見られている。Alteration Ratio Profile における $2.72 \mu\text{m}$ のスパイク形状は増加を示している。Chapter 3 でも議論したように、 $2.72 \mu\text{m}$ の大きな減少は Antigorite にもともと含まれていた OH 基が水素結合を持つなどし、状態が変化したため最も早く変化し、Alteration Ratio

Profile において大きな変化が見られたと考えられる。

さらに照射量が増加すると、Alteration Ratio Profile における $2.72 \mu\text{m}$ の増加量は小さくなっていき、 $2.77 \mu\text{m}$ や $2.85 \mu\text{m}$ を含む $3 \mu\text{m}$ 周辺の Alteration Ratio Profile が大きく減少していく（測定番号 4, 5）。この段階から、 H_2O の生成（ $3 \mu\text{m}$ 周辺）や H_2O や SiOH と水素結合を持つような OH 基の状態（ $2.77 \mu\text{m}$ や $2.85 \mu\text{m}$ ）が優位に生成されていることがわかる。最終照射量（測定番号 6）では測定番号 5 で示される変化から大きな変化はなく、反射スペクトルの変化は約 $10^{18} \text{ ions/cm}^2$ で止まることがわかった。

Antigorite の場合、 5 keV の H^+ が貫入する深さは約 150 nm である。この深さに存在する SiO_4 を形成する酸素は $5.1 \times 10^{-7} \text{ (mol/cm}^2\text{)}$ である。この酸素が全て H_2O になるには、 $1.02 \times 10^{-6} \text{ (mol/cm}^2\text{)}$ の H^+ が必要となる。本実験でスペクトル変化が止まった照射量を H^+ の量として計算すると $1.6 \times 10^{-6} \text{ (mol/cm}^2\text{)}$ である。Olivine と同様 ([Schaible and Baragiola, 2014]) に考えると、イオン貫入領域において SiO_4 の酸素を利用して新たに OH 基や H_2O を形成する量と同程度であるため、結晶構造中での OH 基や H_2O の生成が飽和状態に達したため、スペクトル変化が止まったと考えられる。さらに形成された SiOH や H_2O が Antigorite 中にもともと存在する OH 基や生成された SiOH や H_2O と水素結合を形成することで、水素結合などを持たない OH 基の伸縮振動に関連する $2.72 \mu\text{m}$ の吸収強度が減少を示し、OH 基が水素結合を持ったことで $2.77 \mu\text{m}$ ($-\text{OH} \cdots {}^{\text{H}}\text{OH}$ の水素結合) や $2.85 \mu\text{m}$ ($-\text{OH} \cdots {}^{\text{H}}\text{OSi}$ の水素結合) の顕著な増加を示したと考えられる（図 3）。

この結果から、照射された水素イオンの取り込まれ方の照射量依存性が議論できる。まず、照射された水素イオンは Antigorite の結晶構造を

破壊する。次に測定番号 2, 3 に対応する照射量から、照射領域において破壊だけではなく Antigorite 中に含まれる酸素の再結合が他の変化に比べて活発になり H_2O や SiOH の生成が進むと考えられる。

4.2.2 宇宙風化作用のタイムスケール

本実験から、太陽風プロトンにおける宇宙風化作用のタイムスケールを議論できる。指標として反射スペクトルの吸収特徴の吸収強度 (D) を用いる。3 μm の吸収特徴を用いるために、2.2 μm と 4 μm の反射率を一次関数でつなぐ continuum を定義する。反射スペクトルから continuum 成分を差し引き、それぞれの波長における吸収特徴の深さを $D(\lambda)$ を定義する。イオン照射による $D(\lambda)$ の変化を $\Delta D(\lambda)$ とする (式 4.1)。

$$\Delta D(\lambda) = D_{\text{weathered}}(\lambda) - D_{\text{unweathered}}(\lambda) \quad (4.1)$$

本実験で得られた ΔD の値を表 4.2 にまとめる。本実験では水素イオンの照射により 3 μm の吸収強度は全体的に増加しているため、正の値となる。照射年代は [Loeffler et al., 2009] を参考に、式 4.2 を用いて換算している。この時、 $F_{\text{irradiations}}$ は H_2^+ 照射量を H^+ の量として換算した。また、 $F_{\text{solarwind}}$ は ACE で観測された 1AU における 1 keV、 H^+ のデータを用いた [Gosling, 2007]。

$$T_{\text{Ion}} = \frac{4 \times F_{\text{irradiations}}}{F_{\text{solarwind}}} \quad (4.2)$$

本結果から、太陽風プロトンによる宇宙風化作用の変化は $10^2 - 10^3$ 年程度で止まることが示唆された。この結果はこれまでレーザー照射実験で再現されてきた宇宙風化年代よりも非常に早い。

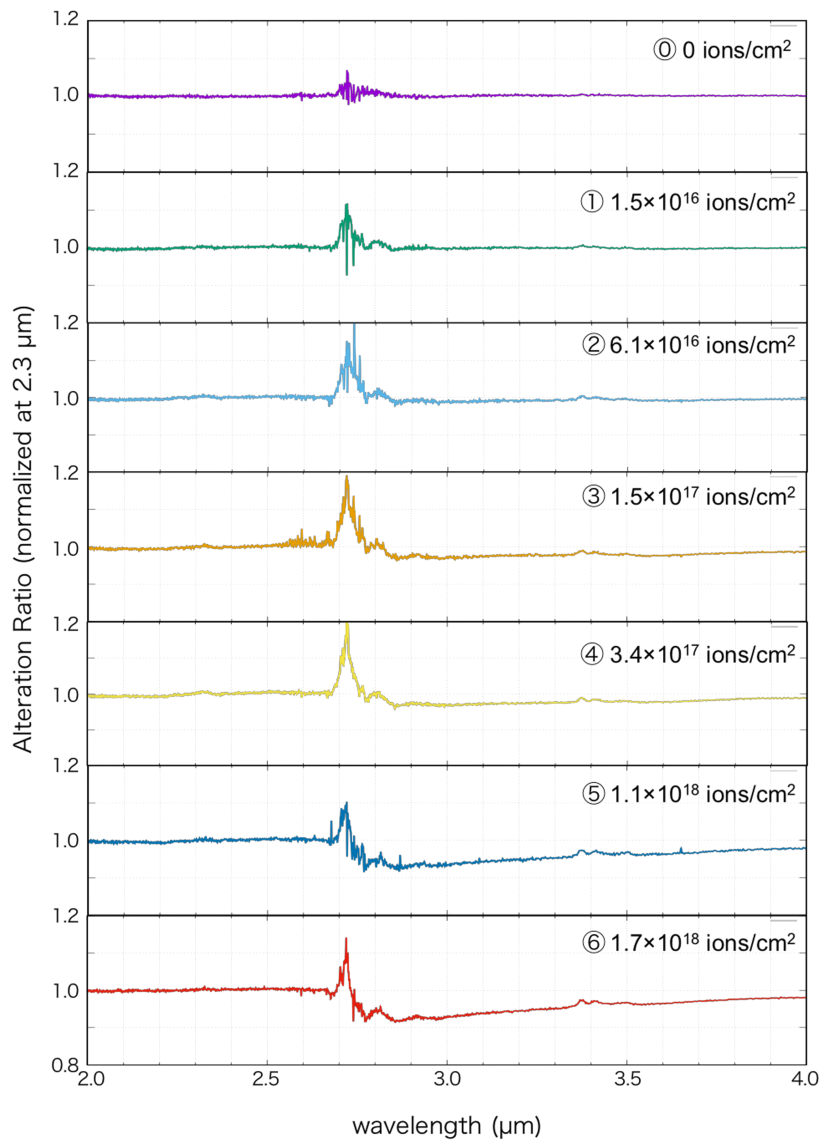


図 4.2: 照射量の違いに伴う Alteration Ratio Profile (2.3 μm で規格化)。

紫 : 0 ions/cm²·sec,

緑 : 1.5×10^{16} ions/cm²·sec,

水色 : 6.1×10^{16} ions/cm²·sec,

橙色 : 1.5×10^{17} ions/cm²·sec,

黄色 : 3.4×10^{17} ions/cm²·sec,

青色 : 1.1×10^{18} ions/cm²·sec,

赤色 : 1.7×10^{18} ions/cm²·sec.

この結果を [Matsuoka et al., 2015] の結果と比較する。[Matsuoka et al., 2015] では、炭素質コンドライト (Murchison) に対してレーザー照射実験を行い、宇宙風化作用の一つである微小隕石衝突によるスペクトル変化を議論している。Murchison に対するレーザー照射実験では、 $3 \mu\text{m}$ の吸収強度は全体的に減少を示しているため、 ΔD は負の値を示す (図 4.3)。レーザー照射実験の照射年代換算には、[Yamada et al., 1999] の手法を用いた。

換算された照射年代は、イオン照射実験とレーザー照射実験で大きく異なるため直接比較ができない。ここで、レーザー照射実験の結果から、微小隕石衝突が数百年の間に反射スペクトルの変化量に与える影響を式 4.5 を用いて内挿する。

$$\Delta D_{(\lambda)} = ax^b \quad (4.3)$$

上記の式を用い、最小二乗法を用いて fitting 関数を作成すると、

$$\Delta D_{(2.82\mu\text{m})} = -5.1 \times 10^{-7} x^{0.68} \quad (4.4)$$

$$\Delta D_{(3.0\mu\text{m})} = -1.1 \times 10^{-7} x^{0.76} \quad (4.5)$$

となる。ここで、 $2.82 \mu\text{m}$ は Murchison 隕石の反射スペクトルの $3 \mu\text{m}$ 付近における吸収中心であり、 $3.0 \mu\text{m}$ は H_2O に由来する吸収特徴であるためこの波長を選択した。微小隕石衝突による $10^2 - 10^3$ での変化量： $\Delta D_{(2.82\mu\text{m})}$ の値を求めると、約 4×10^{-5} (%) となる。この値は水素イオン照射に対して非常に小さい値である。

地球近傍小惑星の寿命は1千万年程度と考えられている。さらに、小惑星探査機はやぶさが持ち帰った小惑星イトカワの微粒子の希ガス (^4He , ^{20}Ne , ^{36}Ar) の分析結果から、小惑星イトカワ表層におけるレゴリスの表

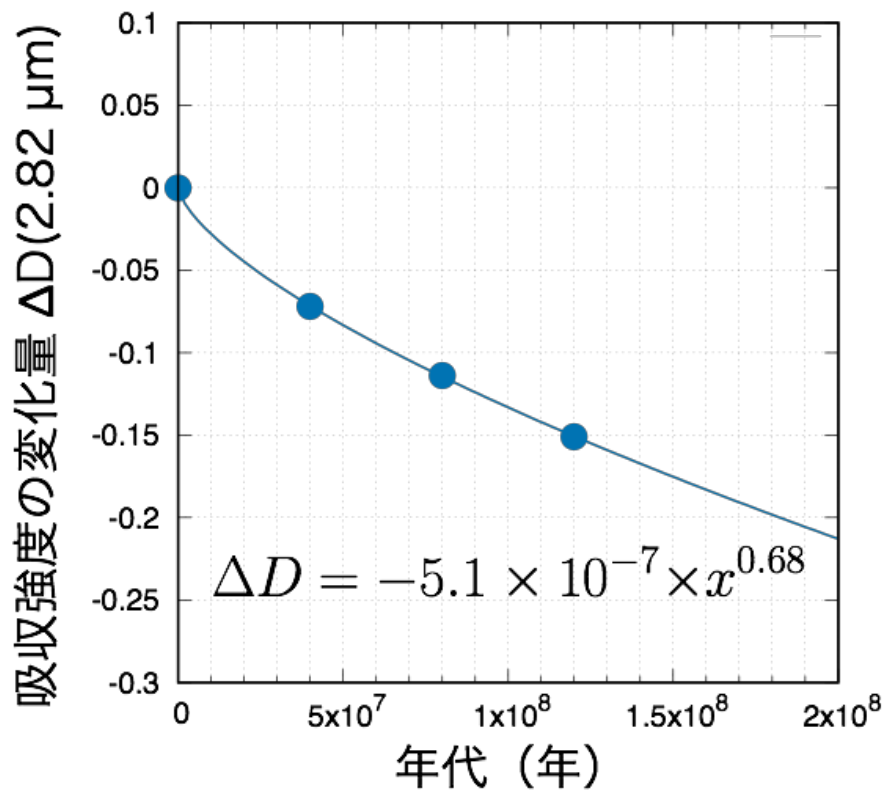


図 4.3: [Matsuoka et al., 2015] における $\Delta D_{2.82\mu\text{m}}$ の値と、最小二乗法によるフィッティング結果

層滞在年代は $10^2 \sim 10^3$ 年である [Nagao et al., 2011]。

本実験で得られた、 $3 \mu\text{m}$ 付近の宇宙風化年代はイトカワ粒子が天体最表層に滞在している期間より短く、小惑星におけるレゴリス粒子の滞在年代程度では反射スペクトルの変化が止まるまで宇宙風化の影響を受けていることが示唆された。天体最表層のレゴリス粒子は天体表層のガーデニング効果（隕石衝突などの振動による表層レゴリスの流動）により、宇宙風化を受けたのちに表層下に潜り込む可能性がある。この影響により、実際の表層滞在年代は [Nagao et al., 2011] で求められた年代よりも長い可能性が考えられる。しかしイトカワ試料のソーラーフレアトラックから求められた粒子の天体表層滞在年代は 10^3 年程度となっており [Noguchi et al., 2014]、粒子が実効的に宇宙風化を受けている年代は $10^2 \sim 10^3$ 年であると考えられる。一方、微小隕石衝突により太陽風プロトンと同程度の宇宙風化作用の影響を与えるタイムスケールは 1000 万年程度であると考えられる [Matsuoka et al., 2015]。このタイムスケールを考えると、地球近傍小惑星表層における宇宙風化作用は、太陽風プロトンによるものが優位に影響すると考えられる。さらに、地球近傍小惑星の反射スペクトル変化は $10^2 - 10^3$ 程度で止まると考えられるため、我々が地球近傍小惑星の表層を観測した場合には、すでに十分な宇宙風化作用を受け、スペクトル変化が飽和した状態を観測している可能性が大きい。

表 4.2: 照射年代に対する ΔD の値

| 照射年代 | $\Delta D_{(2.82\mu m)}$ of H_2^+ irradiation | ΔD of Laser irradiation |
|-----------|---|---------------------------------|
| 4.6 年 | -0.0031 % | - |
| 19 年 | -0.0042 % | - |
| 46 年 | 0 % | - |
| 105 年 | 0.00028 % | - |
| 340 年 | 0.012% | - |
| 525 年 | 0.012 % | - |
| 4,000 万年 | - | 0.072 % |
| 8,000 万年 | - | 0.11 % |
| 12,000 万年 | - | 0.15 % |

| 照射年代 | $\Delta D_{(3.0\mu m)}$ of H_2^+ irradiation | ΔD of Laser irradiation |
|-----------|--|---------------------------------|
| 4.6 年 | 0.0082 % | - |
| 19 年 | 0.011 % | - |
| 46 年 | 0.018 % | - |
| 105 年 | 0.021 % | - |
| 340 年 | 0.032% | - |
| 525 年 | 0.032 % | - |
| 4,000 万年 | - | 0.062 % |
| 8,000 万年 | - | 0.11 % |
| 12,000 万年 | - | 0.15 % |

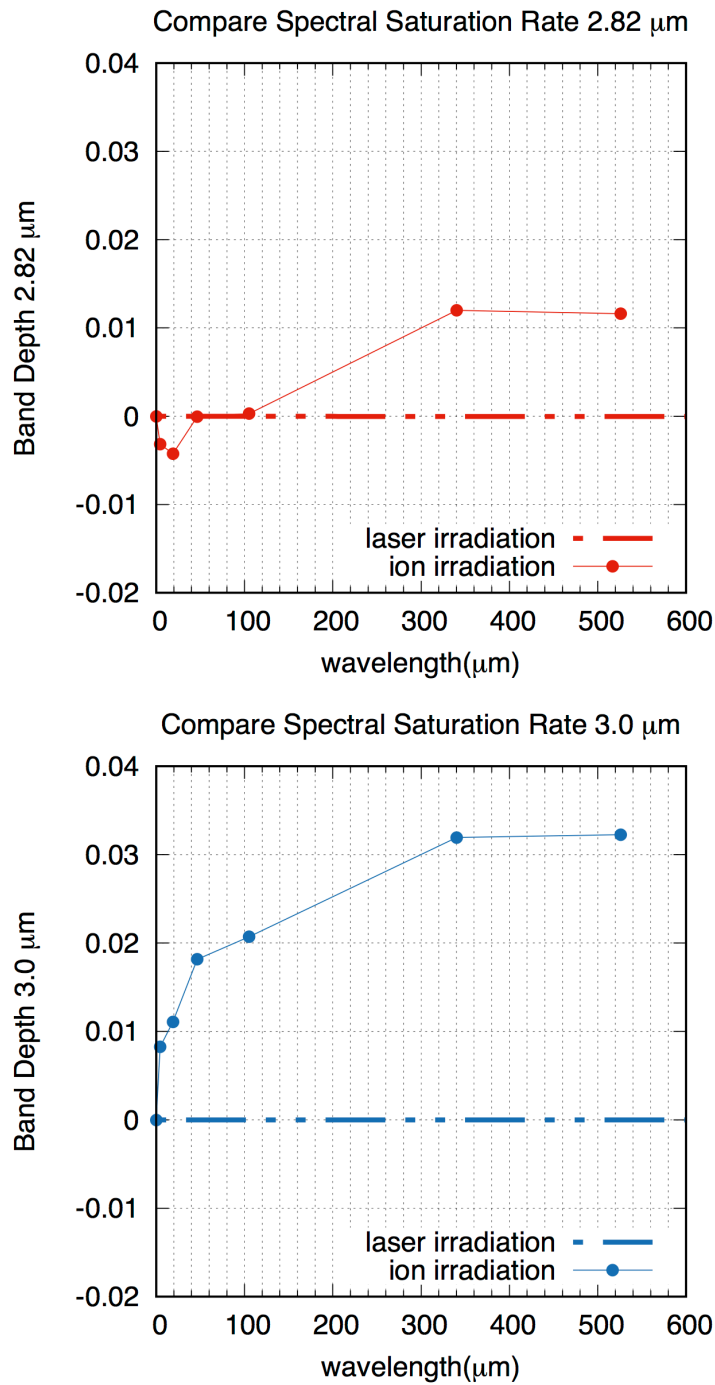


図 4.4: 水素イオン照射実験における $\Delta D_{(\lambda)}$ の変化とレーザー照射による $\Delta D_{(\lambda)}$ の変化。レーザー照射実験の結果から求められるフィッティング関数はそれぞれ、 $\Delta D_{(2.82\mu m)} = -5.1 \times 10^{-7} x^{0.68}$ 、 $\Delta D_{(3.0\mu m)} = -1.1 \times 10^{-7} x^{0.76}$ である (式 4.5)。

4.3 まとめ

本実験では炭素質コンドライトの主要構成鉱物である Antigorite に水素イオンを照射し、照射量を変化させた場合のスペクトル変化を調べた。この結果から、太陽風プロトンの宇宙風化作用による反射スペクトル変化は $10^2 - 10^3$ 年程度で止まることが示唆された。水素イオンの照射量は 10^{18} ions/cm² であり、Antigorite 中における水素のトラップサイトが全て埋まり、平衡状態に達したものであると考えられる。この時、 $3 \mu\text{m}$ におけるスペクトル変化量は、0.032 % であることがわかった。一方、微小隕石衝突の宇宙風化作用により反射スペクトルを同程度変化させるには $10^8 - 10^9$ 年かかることが示唆されている [Matsuoka et al., 2015]。太陽風プロトンによる $3 \mu\text{m}$ におけるスペクトル変化のタイムスケールは、微小隕石衝突による宇宙風化のタイムスケールに比べ非常に短いことが示唆された。この結果から、地球近傍小惑星表層における反射スペクトルは太陽風プロトンの影響を強く受け、表層は十分に宇宙風化の影響を受けている可能性が示唆された。

第5章 反射スペクトル変化の 推定

本章では B.W. Denevi 氏による混合鉱物における mixing model を参考に、本実験の結果を取り入れることで宇宙風化作用を受けた場合の炭素質コンドライトの反射スペクトル変化を推定した。

5.1 推定モデル

5.1.1 1 粒子による散乱

天体表層の反射スペクトルは、天体表層粒子一つ一つが持つ反射スペクトルの重ね合わせであると考えられる。一粒子の散乱による位相角 α の方向への反射率 $R(i, e, \alpha, \lambda)$ (Bidirectional Reflectance) は次式で表される。

$$R(i, e, \alpha, \lambda) = \frac{I(i, e, \alpha, \lambda)}{J(\lambda)} = \frac{1}{4\pi} w(\lambda) p(\alpha, \lambda) \quad (5.1)$$

ここで $J(\lambda)$ (入射照度) は入射光 (太陽光) であり、 $I(i, e, \alpha)$ は位相角 α 方向への放射輝度を表す。 w は粒子一つの持つアルベド (particle single scattering albedo) であり、1 粒子に入射する光のうち散乱される光の割合を表す。 $p(\alpha, \lambda)$ は1粒子の位相関数であり、 $p(\alpha, \lambda)/4\pi$ は全方向に散乱される光のうちの位相角 α の方向に散乱される光の割合を示す。

5.1.2 w_p : 1 粒子の single scattering albedo

ここでは、1 粒子のみによる光の散乱を考える。入射照度 J [W/m^2] の光が入射しするとする。1 粒子と相互作用する入射光のエネルギーを P_E (W) とすると、この粒子の実効的な断面積 σ_E (m^2) は下記である。

$$\sigma_E = \frac{P_E}{J} \quad (5.2)$$

σ_E (m^2) は消散断面積と呼ばれる。同様に 1 粒子により散乱される光のエネルギーを P_S (W)、吸収される光のエネルギーを P_A (W) とすると、散乱断面積 σ_S (m^2)、吸収断面積 σ_A (m^2) はそれぞれ次式のように表せる。

$$\begin{aligned} \sigma_S &= \frac{P_S}{J} \\ \sigma_A &= \frac{P_A}{J} \end{aligned} \quad (5.3)$$

この時、蛍光や熱輻射を考えないとすると相互作用したエネルギーと実効的な断面積はそれぞれ

$$\begin{aligned} P_E &= P_S + P_A \\ \sigma_E &= \sigma_S + \sigma_A \end{aligned} \quad (5.4)$$

となる。1 粒子 (粒径 $2a$) の実効的な断面積と幾何学的な断面積 $\sigma = \pi a^2$ (m^2) との比を、それぞれ消散効率 Q_E 、散乱効率 Q_S 、吸収効率 Q_A とす

ると下記のように表せる。

$$\begin{aligned}
 Q_E &= \frac{\sigma_E}{\sigma} \\
 Q_S &= \frac{\sigma_S}{\sigma} \\
 Q_A &= \frac{\sigma_A}{\sigma} \\
 Q_E &= Q_S + Q_A
 \end{aligned}
 \tag{5.5}$$

レゴリス層のように多粒子が密にパッキングされている状態では、入射光の全てのエネルギーが相互作用すると考えてよく $Q_E = 1$ として良い。1 粒子の一次散乱アルベド $w_p(\lambda)$ (particle single scattering albedo) は、1 粒子が入射光を散乱した割合なので

$$w_p = \frac{P_S}{P_E} = \frac{\sigma_S}{\sigma_E} = \frac{Q_S}{Q_E}
 \tag{5.6}$$

である。

5.1.3 w : 混合鉱物における single scattering albedo

ここではレゴリス層のように多数の粒子が集まった場合の散乱を考える。考えるレゴリス層は半無限であり、粒子の向きや配置はランダムとする。

レゴリス層の単位体積中に N 個の粒子が存在し、レゴリス内には異なる種類の粒子が存在するとする。単位体積中にある種類 l の粒子は N_l 個存在し、次式が成り立つとする。

$$N = \sum_l N_l
 \tag{5.7}$$

単位体積中の全ての粒子の消散断面積 σ_{E_l} (m^2)、散乱断面積 σ_{S_l} (m^2)、吸収断面積 σ_{A_l} (m^2) の合計をそれぞれ体積消散係数 E (m^2)、体積散乱係数 S (m^2)、体積吸収係数 A (m^2) とすると、

$$\begin{aligned} E &= \sum_l N_l \sigma_{E_l} = \sum_l N_l \sigma_l Q_{E_l} \\ S &= \sum_l N_l \sigma_{S_l} = \sum_l N_l \sigma_l Q_{S_l} \\ A &= \sum_l N_l \sigma_{A_l} = \sum_l N_l \sigma_l Q_{A_l} \end{aligned} \quad (5.8)$$

である。ここで、 σ_l は種類 l の粒子の幾何学的な断面積である。単位体積あたりの一時散乱アルベド $w(\lambda)$ は

$$w = \frac{S}{E} \quad (5.9)$$

となる。

ここで、ある体積 V 中の種類 l の粒子の Bulk 密度 x_l は、

$$x_l = \frac{3}{4} \pi a_l^3 \rho_l \times N_l \quad (5.10)$$

である。 a_l は種類 l の粒子の半径であり、 ρ_l は種類 l の粒子の密度である。種類 l を半径 a_l とすると

$$\sigma_l = \pi a_l^2 \quad (5.11)$$

なので、

$$N_l \sigma_l = \frac{3}{4} \frac{x_l}{\rho_l a_l} = \frac{3}{2} \frac{x_l}{\rho_l D_l}$$

$$D_l = 2a_l \quad (5.12)$$

である。 D_l は粒子の直径である。

では、レゴリスを構成する種類 l の粒子の一次散乱アルベド $w_l(\lambda)$ は

$$w_l = \frac{Q_{S_l}}{Q_{E_l}} \quad (5.13)$$

なのでレゴリス層の一次散乱アルベド $w(\lambda)$ は、式 ??、式 5.9、式 5.12、式 5.13 をもちいて

$$w = \frac{S}{E} = \frac{\sum_l \frac{x_l Q_{E_l}}{\rho_l D_l} w_l}{\sum_l \frac{x_l Q_{E_l}}{\rho_l D_l}} \quad (5.14)$$

である。5.1.2 で述べたように、レゴリス層のように粒子同士が密にパッキングされている状態では、 $Q_{E_l} = 1$ として良いので、式 5.14 は

$$w = \frac{S}{E} = \frac{\sum_l \frac{x_l}{\rho_l D_l} w_l}{\sum_l \frac{x_l}{\rho_l D_l}} \quad (5.15)$$

となる。ここで、レゴリス中の鉱物の密度は大きな差はなく粒径は均一だと考えると、式 5.15 は

$$\begin{aligned} w &= \frac{S}{E} = \frac{\sum_l x_l w_l}{\sum_l x_l} \\ &= \frac{\sum_l x_l w_l \times V}{\sum_l x_l \times V} \\ &= \sum_l m_l w_l \end{aligned} \quad (5.16)$$

となる。ここで、 m_l レゴリス層における鉱物の質量含有割合 (wt. %)

である。は式 5.16 から、レゴリス層の一時散乱アルベド $w(\lambda)$ は質量含有割合 m_l (wt. %) で重み付けされた各鉱物の $w_l(\lambda)$ の重ね合わせで表されることがわかる。

5.2 混合試料の反射スペクトル推定モデル

反射スペクトルは単純かのために、式 5.1 で表せると仮定する。ここで、イオン照射前後で試料の幾何学的要素 $p(\alpha)/4\pi$ は変化しないため、変化するのはイオン照射を行なった鉱物試料の w_l のみである。[Hapke, 1993]、[Hapke, 2001] によると、レゴリス層中の種類 l の鉱物の一次散乱アルベド $w_l(\lambda)$ は反射スペクトル $R_l(\lambda)$ を用いて

$$\begin{aligned} w_l &= S_s + (1 - S_s) \frac{1 - S_b}{1 - S_b \exp[-\alpha D]} \exp[-\alpha D] \\ S_e &= \frac{(n-1)^2}{(n+1)^2} + 0.05 \\ S_l &= 1 - \frac{4}{n(n+1)^2} \\ \alpha &= \frac{4\pi nk}{\lambda} \end{aligned} \quad (5.17)$$

と与えられている。 n は複素屈折率の実部、 k は複素屈折率の虚部、 D はレゴリス粒子の平均粒径である。

本実験で用いた粉体試料を考慮した式に書き直すと、実験室では位相角などは一定なので、式 5.1 と式 5.16 より

$$\begin{aligned} R(\lambda) &= \frac{1}{4\pi} w(\lambda) p(\alpha) \\ w(\lambda) &= \sum_l m_l w_l \end{aligned} \quad (5.18)$$

である。

照射実験の結果を炭素質コンドライトの反射スペクトルに応用するため、式 5.3 の中で水素イオン照射前後（宇宙風化前後）では幾何学パラメータは変わらないと考えている。すると、反射スペクトルの変化の割合 $\delta(\lambda)$ は次式により表される。

$$\delta = \frac{R_{weatherd}}{R_{unweatherd}} = \frac{w_{weatherd}}{w_{unweatherd}} \quad (5.19)$$

それぞれの隕石タイプ (CI, CM, CR, CV) の主要構成鉱物である Olivine, Antigorite, Saponite の w (single scattering albedo) をそれぞれ求め、先行研究により求められた含有量 (表 2.2) を用いて $w_{weatherd}$ の値を算出した。さらに求められた δ (式 5.19) を用いて宇宙風化後の隕石タイプ (CI, CM, CR, CV) の反射率 $R_{weatherd}$ を計算すると以下のようなになる。

$$R_{weatherd} = \delta R_{unweatherd} \quad (5.20)$$

5.3 スペクトル変量 δ

式 5.3 と式 5.20 を用いて、炭素質コンドライト (CI, CM, CR, CV) における δ を求める。炭素質コンドライト (CI, CM, CR, CV) とそれらの含有鉱物の反射スペクトルはブラウン大学の RELAB data base のものを用いた (表 5.1, 5.2)。式を用いて $w(\lambda)$ を求める場合の m_l (wt. %) には、表 2.2 の値を用いた。ここで Cronstedtite は Antigorite と同じ Serpentine グループに属するため、式 5.3 に組み込む $w_{cronstedtite}$ には $w_{antigorite}$ を用いた (表 5.1)。本研究から Antigorite 結晶構造中の SiO_4 四面体に、照射された水素イオンが結合することで反射スペクトルの $3 \mu\text{m}$ 付近の吸収強度が大きく変化していると考えられる。Cronstedtite の結晶構造においても酸素は SiO_4 四面体に結合されているため、Cronstedtite

の結晶構造中において水素イオンがトラップされるサイトは Antigorite と同じであると考えられる。そのため、本研究では水素イオンの照射により変化する波長は Antigorite と同じであると仮定した。

本実験により得られた olivine、antigorite、saponite における水素イオン照射前後の w (single scattering albedo) を図 5.1 に示す。また、計算に利用した各鉱物の w (single scattering albedo) を図 5.2 に示す。これらを用いて計算された各炭素質コンドライトの w (single scattering albedo) と、水素イオン照射による変化の割合 δ をそれぞれ 図 5.3、図 5.4 に示す。

式 5.3 を用いて計算された炭素質コンドライトにおける w (single scattering albedo) のプロファイル (図 5.4) と、実験で得られた珪酸塩鉱物における Alteration Ratio Profile (図 3.2) を比較すると、Alteration Ratio Profile の $2.77 \mu\text{m}$ などの波長に見られたスパイク形状が影響していることがわかる。特に、Saponite を 60 wt.% 以上含む CI コンドライトにおける w の変化量 δ は、Saponite の Alteration Ratio Profile に見られた $2.77 \mu\text{m}$ のスパイク形状と $3 \mu\text{m}$ 付近の吸収強度の増加が見られた。さらに、CM コンドライトでは Antigorite の Alteration Ratio Profile の影響を受け、 $2.77 \mu\text{m}$ にスパイク形状が見られる。Antigorite の Alteration Ratio Profile の $2.72 \mu\text{m}$ 、 $2.85 \mu\text{m}$ に見られたスパイク形状は顕著には見られなかった。CR コンドライトや CV コンドライトにおいてはスパイク形状は見られず、 $3 \mu\text{m}$ 付近に吸収強度の増加が見られるのみであった。変化量 $\delta(\lambda)$ の最大変化量の値は、Alteration Ratio に比べ 5 割程度となった。

表 5.1: Minerals Data

| mineral | RELAB spectral ID | mineral | RELAB spectral ID | mineral | RELAB spectral ID |
|----------------|--------------------------|-------------|-----------------------|-------------|--------------------------|
| calcite | lacb09b | olivine | olivine of this paper | saponite | saponite of this paper |
| clinoenstatite | bir1px016 | pentlandite | laag02 | serpentine | antigorite of this paper |
| cronstedtite | antigorite of this paper | plagioclase | c1ls86 | tochirinite | ncto01 |
| ferrhydrite | bkr1jb046 | pyroxene | cape34 | troilite | laea02g |
| magnetite | lamg22 | pyrrhotite | lapy01 | | |

表 5.2: Carbonaceous Chondrites Data

| CI | CM | | | | | CR | CV |
|--------|-------------|--------|--------|--------|--------|-----------|----|
| NCMB57 | BKR1MP022L0 | LAMP58 | NCMB62 | NCMP16 | LAMP38 | BKR1MP129 | |
| NCMB60 | LAMP26 | LCMB64 | NCMB64 | NCMP17 | LAMP39 | BKR1MP130 | |
| | LAMP30 | NCMB50 | NCMB75 | NCMP19 | NCMB58 | NCMB59 | |
| | LAMP31 | NCMB51 | NCMB76 | NCMP20 | | NCMB63 | |
| | LAMP32 | NCMB52 | NCMP07 | NCMP21 | | NCMP09 | |
| | LAMP36 | NCMB53 | NCMP11 | NCMP22 | | | |
| | LAMP37 | NCMB54 | NCMP12 | NCMP23 | | | |
| | LAMP56 | NCMB55 | NCMP14 | NCMP24 | | | |
| | LAMP57 | NCMB56 | NCMP15 | NCMP25 | | | |

5.4 宇宙風化作用が隕石種推定に与える影響

これまでの反射スペクトルを用いた隕石タイプの推定手法は宇宙風化の影響が考慮されていなかった。そこで、5.3章で求めた宇宙風化作用を考慮した隕石の反射スペクトルと式(5.20)を用いて、炭素質コンドライトの分類にどのような影響を与えるかを調べた。

近年、いくつかの小惑星探査プロジェクトが進行中である e.g. [Tsuda et al., 2013], [Gal-Edd and Chevront, 2015]。これらのプロジェクトでは小惑星表層のサンプルリターンを計画しており、リモートセンシングデータを用いて小惑星表層の鉱物組成を推定し試料採取地点を決定する。また、赤外天文衛星による観測も進んでおり太陽系内部におけるC型小惑星のような反射率の低い小惑星の観測が可能となり、データが揃ってきている e.g. ??。さまざまな探査や観測から、太陽系の進化を理解するのに重要な始原的物質の分布や輸送過程が明らかになることが期待される。さらに、太陽系内部での炭素質コンドライト的な物質の分布を理解することは、地球形成過程における有機物や水の供給源を理解するためにも重要である [Rivkin et al., 2003]。

探査機や赤外天文衛星のデータを用いた物質の推定には、反射スペクトルが利用される。宇宙風化作用を考慮しない場合、炭素質コンドライトの反射スペクトルの $2.5 \mu\text{m}$ に対する $2.8 \mu\text{m}$ と $3.0 \mu\text{m}$ の比をとることでCI、CM、CVコンドライトを分離できると考えている(手法1、図5.5 a) [北里 et al., 2014]。小惑星表層が炭素質コンドライトのような組成の物質で構成されている場合、反射スペクトルの $3 \mu\text{m}$ 付近においてOH基や H_2O に関連する吸収特徴を示すことが考えられる。CIコンドライト的組成の場合は $2.9 - 3.0 \mu\text{m}$ に吸収中心を持ち、CMコンドライト的組成の場合は $2.8 \mu\text{m}$ 付近に吸収中心を持つ(図1.1)。また、CRコン

ドライトや CV コンドライトは吸収特徴の強度が異なるため見分けることが可能であると考えられている [北里 et al., 2014]。

これに対して、式 (5.20) を用いて太陽風プロトンによる宇宙風化作用を考慮した場合に、炭素質コンドライトの反射スペクトルの $2.5 \mu\text{m}$ に対する $2.8 \mu\text{m}$ と $3.0 \mu\text{m}$ の比をとった場合、得られるプロットがどのように変化するかを (図 5.5 b) に示す。全ての隕石データは Relab Data Base から取得した (表 5.2)。モデルにより推定された各隕石タイプの Alteration Ratio Profile は、各々の含有鉱物の変化量を反映し、大きく変化する波長や変化大きさが異なっていた (図 3.2) が、上記手法 1 では太陽風プロトンによる宇宙風化作用を受けると、全ての隕石タイプで共通し $y = x$ のライン上で左下に移動することがわかった。この結果から、反射スペクトルの $2.5 \mu\text{m}$ に対する $2.8 \mu\text{m}$ と $3.0 \mu\text{m}$ の比をとり隕石タイプを推定する場合、太陽風プロトンによる宇宙風化作用は隕石タイプの推定に大きく影響しないことがわかった。

次に、各隕石タイプにおいて大きく変化した波長を用いた場合、隕石タイプ分類にどのような影響があるのかを調べる。炭素質コンドライトの反射スペクトルの $2.5 \mu\text{m}$ に対する $2.77 \mu\text{m}$ の比を横軸にとり、 $2.8 \mu\text{m}$ に対する $3.0 \mu\text{m}$ の比を縦軸にとる (手法 2、図 5.6)。手法 1 では、宇宙風化作用を考慮する前の段階で各隕石のプロットが比較的直線的に分布し、宇宙風化左往を考慮した場合もそれぞれが $y = x$ の直線上に移動し、プロット領域に大きな変化をもたらすことはなかった。これに対し手法 2 では、各隕石タイプが比較的領域ごとに分離されているのがわかる (図 5.6 a)。また宇宙風化作用を考慮した場合、手法 1 とは異なりそれぞれの隕石タイプでプロットの移動する方向が異なることが示された (図 5.6 b)。CI コンドライトは $y = -\frac{1}{2} \times x$ 上を移動し、CM、CR コ

ンドライトは $y = -x$ 上を移動した。また、CV コンドライトはわずかに x 軸の値が減少する方向へ移動した。この結果から、各隕石タイプにおける変化の傾向が違うことで、宇宙風化作用により隕石タイプを見分けやすくなる傾向を示すパラメーターが存在することが明らかとなった。ただし、手法1と同様にCM コンドライトとCR コンドライトは吸収形状が比較的類似しているため分離することはできていない。

Antigorite と Saponite の Alteration Ratio Profile では大きく変化する波長や変化大きさが異なっていた (図 3.2) が、Hapke model を用いた宇宙風化作用を受けた反射スペクトルの予測では、CI (Saponite 割合が 60 wt. %以上) と CM (Serpentine グループの割合が 50 wt. %以上) など含有鉱物の違いにより変化の傾向が異なることが示された。この違いを利用することで、CI, CM, CV に分類される炭素質コンドライトはスペクトルを用いて分離できることがわかった。一方、CM と CR に分類されるコンドライトは分離することができないことが示唆された。これは CM と CR の $3 \mu\text{m}$ 付近における吸収形状が似ていることが原因であると考えられ、より詳細な分類が必要な場合は他のパラメータを選択する必要がある。

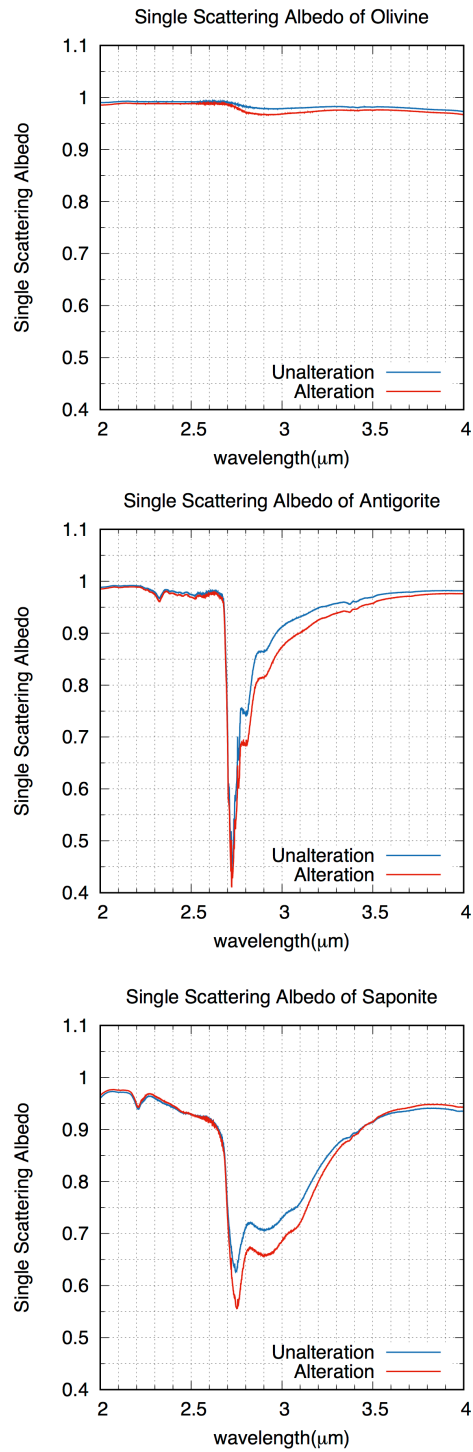


図 5.1: 本実験結果で取得した鉱物の水素イオン照射前後における w single scattering albedo。

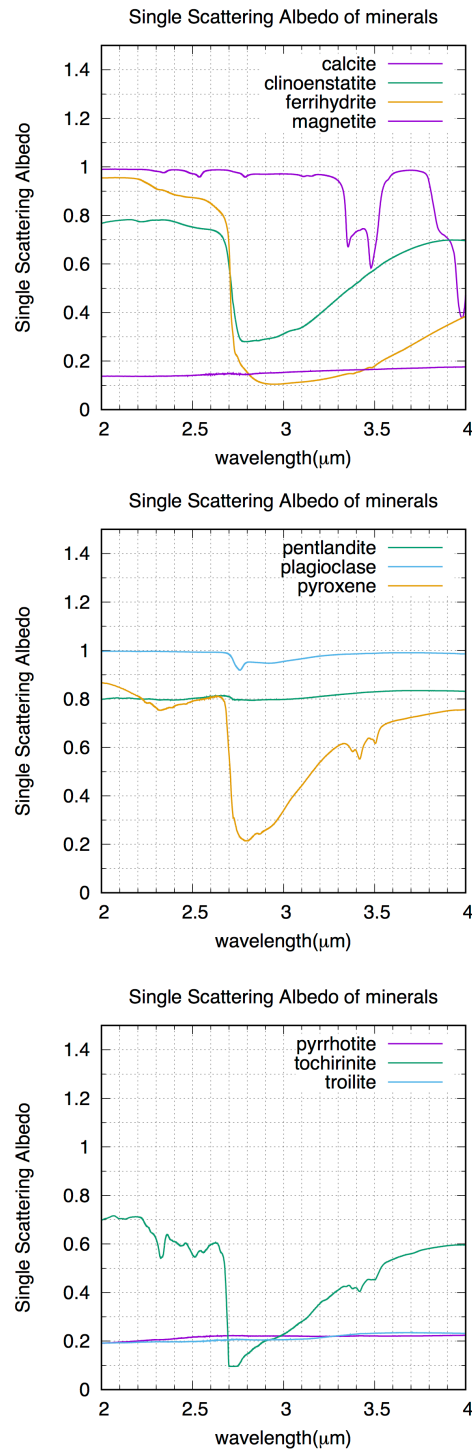


図 5.2: Relab data から取得した鉱物の w single scattering albedo.

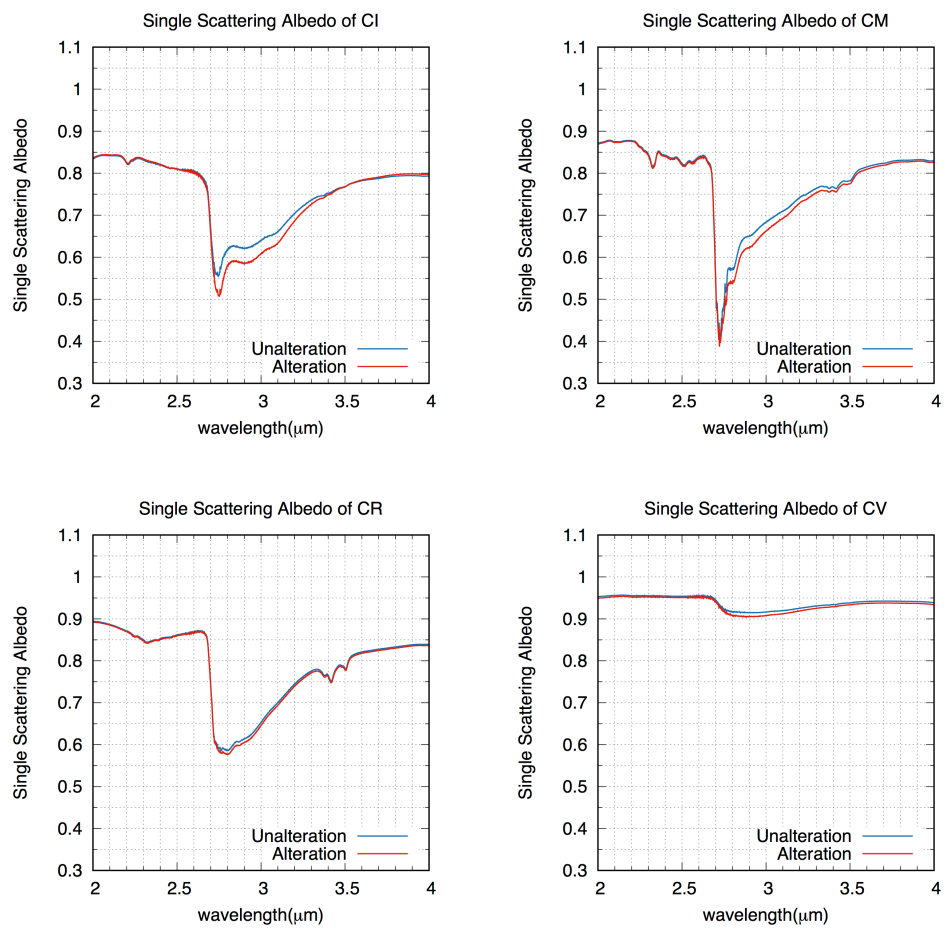


図 5.3: 式 5.3 により求められた各炭素質コンドライトの w : single scattering albedo

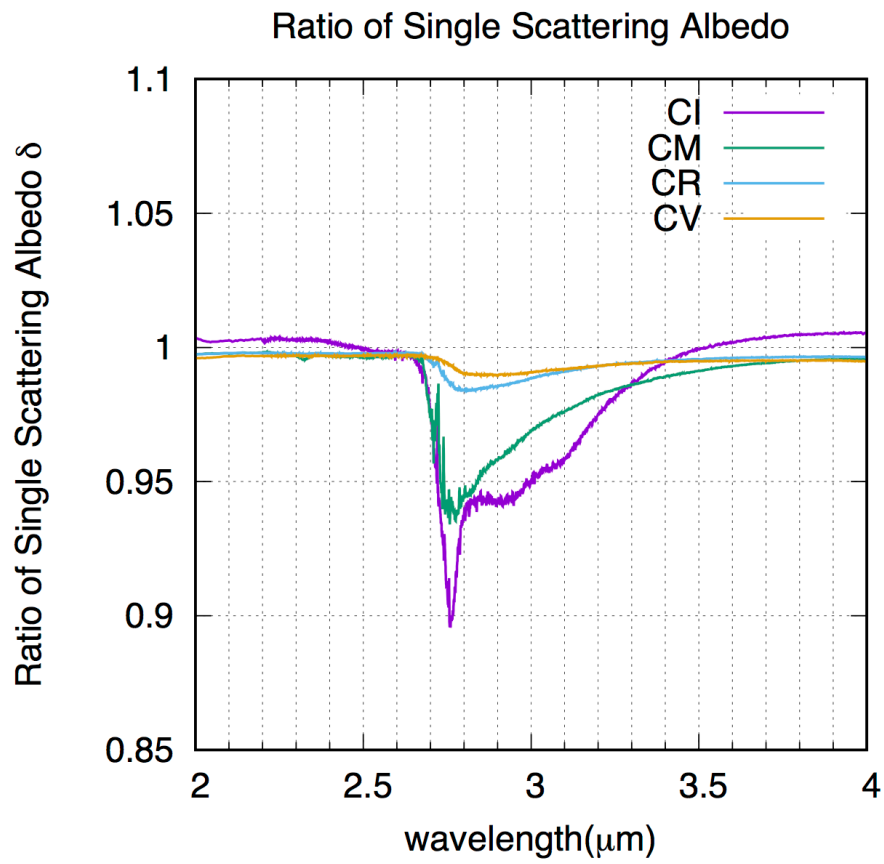
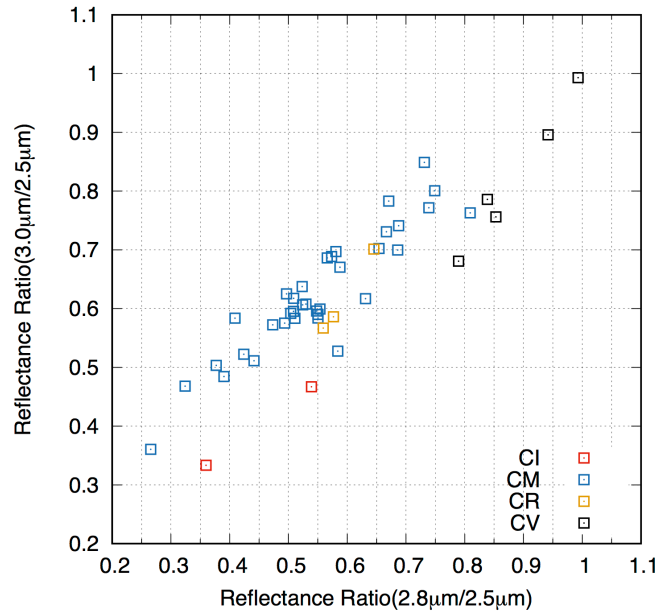


図 5.4: 水素イオン照射前後における w (single scattering albedo) の変化量 δ

(a)



(b)

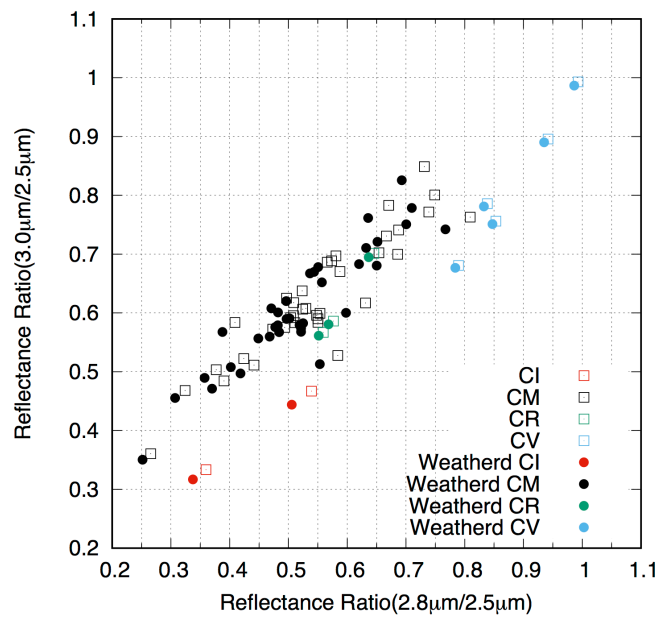
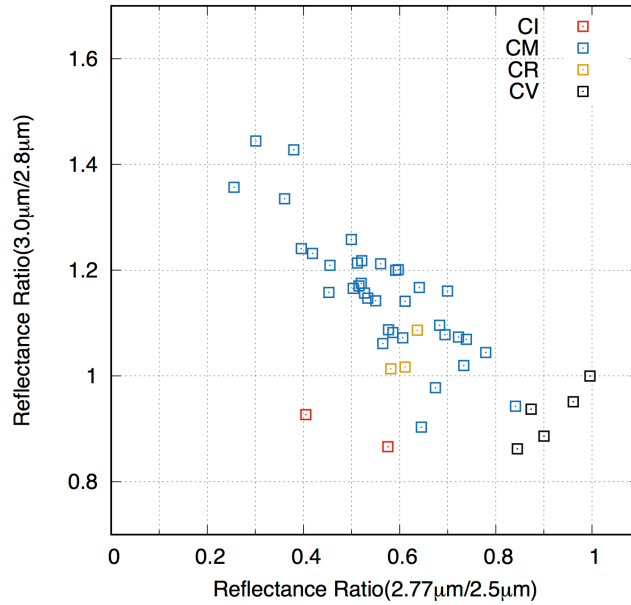


図 5.5: 反射スペクトルを用いた炭素質コンドライト (CI, CM, CR, CV) の分類。横軸は $2.5 \mu\text{m}$ に対する $2.8 \mu\text{m}$ の反射率の比を表し、縦軸は $2.5 \mu\text{m}$ に対する $3.0 \mu\text{m}$ の反射率の比を表す。隕石タイプは色ごとに分かれている。(a) Relab data による炭素質コンドライト (CI, CM, CR, CV) のプロット。(b) 塗りつぶされている丸は式 5.20 を用いて太陽風による宇宙風化作用を考慮された場合のプロットであり、白抜きの四角は (a) に示されている宇宙風化を受けていない場合のプロットである。

(a)



(b)

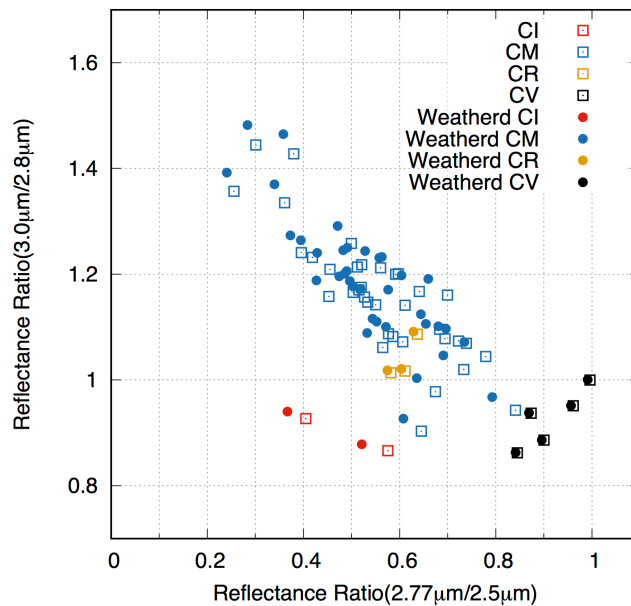


図 5.6: 反射スペクトルを用いた炭素質コンドライト (CI, CM, CR, CV) の分類。横軸は $2.5 \mu\text{m}$ に対する $2.77 \mu\text{m}$ の反射率の比を表し、縦軸は $2.8 \mu\text{m}$ に対する $3.0 \mu\text{m}$ の反射率の比を表す。隕石タイプは色ごとに分かっている。(a) Relab data による炭素質コンドライト (CI, CM, CR, CV) のプロット。(b) 塗りつぶされている丸は式 5.20 を用いて太陽風による宇宙風化作用を考慮された場合のプロットであり、白抜ききの四角は (a) に示されている宇宙風化を受けていない場合のプロットである。

5.5 まとめ

本章では実験結果と Hapke model を用いた混合試料の反射スペクトル推定手法を利用し、太陽風プロトンによる宇宙風化作用を受けた炭素質コンドライトの反射スペクトル変化を推定した。さらに、はやぶさ2プロジェクトにおいて反射スペクトルを用いた炭素質コンドライトの分類に有用だと考えられている手法に対して、太陽風プロトンがどの程度影響するかを調べた。反射スペクトルの $2.5 \mu\text{m}$ に対する $2.8 \mu\text{m}$ と $3.0 \mu\text{m}$ の比をとりプロットする手法では、太陽風プロトンにより全ての隕石タイプで共通し $y = x$ のライン上でグラフ左下に移動することがわかった。この結果からこの手法では、炭素質コンドライトの反射スペクトル変化は含まれる珪酸塩鉱物が異なっても同様の変化をすることがわかり、炭素質コンドライトの種類推定には大きな影響を与えないことがわかった。また、炭素質コンドライトの反射スペクトルの $2.5 \mu\text{m}$ に対する $2.77 \mu\text{m}$ の比を横軸にとり、 $2.8 \mu\text{m}$ に対する $3.0 \mu\text{m}$ の比を縦軸にとる手法では、宇宙風化作用を考慮すると隕石タイプを見分けやすくなることが示された。

これらの結果から、各隕石タイプにおける変化の傾向が違うことで、宇宙風化作用により隕石タイプを見分けやすくなるパラメーターが存在することが明らかとなった。ただし、手法1と手法2は同様にCMコンドライトとCRコンドライトを分離することはできなかった。この原因はCMコンドライトとCRコンドライトは吸収形状が比較的類似しているためであると考えられ、より詳細な分類が必要な場合は他のパラメータを選択する必要がある。

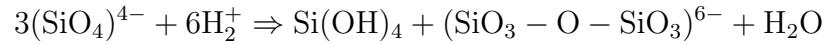
第6章 本研究のまとめ

本論文では、C型小惑星表層の反射スペクトルにおける太陽風プロトンの宇宙風化作用が、反射スペクトルの $3\mu\text{m}$ 付近の吸収形状に与える影響を実験的に調べた。実験では太陽風プロトンを模擬した水素イオンビームを炭素質コンドライト主要構成鉱物に照射し、照射前後の反射スペクトルを比較した。

試料は珪酸塩鉱物である Olivine、Antigorite、Saponite の三種類を用いた。福井県の若狭湾エネルギー研究センターに設置されているマイクロ波イオン源イオン注入装置を用いて、 10 keV の H_2^+ を照射した。イオン照射前後の反射スペクトルは、同センターに設置されている FTIR を用いて測定した。

実験に用いた3種類の珪酸塩鉱物において、 H_2^+ イオンの照射により全試料の反射スペクトルの $3\mu\text{m}$ 付近の吸収強度の増加が見られた。この結果から、炭素質コンドライトの母天体であると考えられる小惑星表層は太陽風プロトンによる宇宙風化の影響を受け、 $3\mu\text{m}$ 付近の反射スペクトル形状が変化していることが示唆された。さらに、照射試料の AR プロファイルには幾つかの波長でスパイク形状を示し、さらに3試料に共通して AR プロファイルの $3\mu\text{m}$ 周辺に減少を示した。特に、Antigorite と Saponite の AR プロファイルに見られた $2.77\mu\text{m}$ と $2.85\mu\text{m}$ の大きな増加から、珪酸塩鉱物中における SiOH と H_2O の形成の直接的な証拠が得られた。Antigorite と Saponite における反射スペクトルの変化は、

下記の反応で説明が可能である。



また、Antigorite を用いた照射量を変化させた実験の結果から、太陽風プロトンの宇宙風化作用による反射スペクトル変化は 400 年程度で止まることが示唆された。この時、 $3 \mu\text{m}$ におけるスペクトル変化量は、0.032 % である。微小隕石衝突の宇宙風化作用によって、炭素質コンドライトの反射スペクトルを同程度変化させるには $10^8 - 10^9$ 年かかることが示唆されている [Matsuoka et al., 2015]。太陽風プロトンによる $3 \mu\text{m}$ の反射スペクトル変化のタイムスケールは、微小隕石衝突による宇宙風化のタイムスケールに比べ非常に短いことがわかった。イトカワ試料の分析結果から、小惑星表層におけるレゴリス粒子の表層露出年代は $10^2 - 10^3$ 年と考えられ、地球近傍小惑星表層における反射スペクトルは太陽風プロトンの影響を強く受け、表層は十分に宇宙風化の影響を受けている可能性が示唆された。

最後に、実験結果を用いて鉱物に対する水素イオン照射実験の反射スペクトル変化から、太陽風プロトンによる宇宙風化を受けた炭素質コンドライトの反射スペクトルを推定した。反射スペクトルの変化量は、CI コンドライトにおいて最大 10 % となった。求められた結果を用いて反射スペクトルを用いた炭素質コンドライトのグループの分離を行うと、 $2.5 \mu\text{m}$ に対する $2.8 \mu\text{m}$ と $3.0 \mu\text{m}$ の比を用いる場合は太陽風による宇宙風化の影響は見られるが、隕石タイプの分類には影響しないことがわかった。一方、炭素質コンドライトの反射スペクトルの $2.5 \mu\text{m}$ に対する $2.77 \mu\text{m}$ の比と、 $2.8 \mu\text{m}$ に対する $3.0 \mu\text{m}$ の比を比較する手法では、宇宙風化作用を考慮すると隕石タイプを見分けやすくなることが示されたが、CM

コンドライトと CR コンドライトを分離することはできなかった。これらの結果から、各隕石タイプにおける変化の傾向が異なることで、宇宙風化作用により隕石タイプを見分けやすくなるパラメーターが存在することが明らかとなった。

References

- Adrian J Brearley. The action of water. *Meteorites and the early solar system II*, 943:587–624, 2006.
- DJ Burke, CA Dukes, J-H Kim, J Shi, M Famá, and RA Baragiola. Solar wind contribution to surficial lunar water: Laboratory investigations. *Icarus*, 211(2):1082–1088, 2011.
- Beth Ellen Clark, Bruce Hapke, Carlé Pieters, and Daniel Britt. Asteroid space weathering and regolith evolution. *Asteroids III*, 585, 2002.
- Roger N Clark. Detection of adsorbed water and hydroxyl on the moon. *Science*, 326(5952):562–564, 2009.
- EA Cloutis, T Hiroi, MJ Gaffey, CM O’D Alexander, and P Mann. Spectral reflectance properties of carbonaceous chondrites: 1. ci chondrites. *Icarus*, 212(1):180–209, 2011.
- KM Davis and M Tomozawa. An infrared spectroscopic study of water-related species in silica glasses. *Journal of Non-Crystalline Solids*, 201(3):177–198, 1996.
- BW Denevi, PG Lucey, and SB Sherman. Radiative transfer modeling of near-infrared spectra of lunar mare soils: Theory and measurement. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113(E2), 2008.

Michael J Gaffey, Jeffrey F Bell, R Hamilton Brown, Thomas H Burbine, Jennifer L Piatek, Kevin L Reed, and Damon A Chaky. Mineralogical variations within the s-type asteroid class. *Icarus*, 106(2):573–602, 1993.

Jonathan Gal-Edd and Allan Chevront. The osiris-rex asteroid sample return mission operations design. In *2015 IEEE Aerospace Conference*, pages 1–9. IEEE, 2015.

George Gloeckler, Lennard A Fisk, Thomas H Zurbuchen, and Nathan A Schwadron. Sources, injection and acceleration of heliospheric ion populations. In *AIP conference proceedings*, pages 221–228. IOP INSTITUTE OF PHYSICS PUBLISHING LTD, 2000.

Thomas Gold. The lunar surface. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 115(6):585–604, 1955.

John T. Gosling. {CHAPTER} 5 - the solar wind. In Lucy-Ann McFadden, Paul R. Weissman, and Torrence V. Johnson, editors, *Encyclopedia of the Solar System (Second Edition)*, pages 99 – 116. Academic Press, San Diego, second edition edition, 2007. ISBN 978-0-12-088589-3. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/B978-012088589-3/50009-8>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780120885893500098>.

James P Greenwood, Shoichi Itoh, Naoya Sakamoto, Paul Warren, Lawrence Taylor, and Hisayoshi Yurimoto. Hydrogen isotope ratios in lunar rocks indicate delivery of cometary water to the moon. *Nature Geoscience*, 4(2):79–82, 2011.

Bruce Hapke. *Theory of reflectance and emittance spectroscopy*. Cambridge University Press, 1993.

Bruce Hapke. Space weathering from mercury to the asteroid belt. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E5):10039–10073, 2001.

Takahiro Hiroi, Michael E Zolensky, Carlé M Pieters, and Michael E Lipschutz. Thermal metamorphism of the c, g, b, and f asteroids seen from the 0.7 μm , 3 μm , and uv absorption strengths in comparison with carbonaceous chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 31(3): 321–327, 1996.

AS Ichimura, AP Zent, RC Quinn, MR Sanchez, and LA Taylor. Hydroxyl (oh) production on airless planetary bodies: Evidence from h⁺/d⁺ ion-beam experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 345:90–94, 2012.

C Lantz, R Brunetto, MA Barucci, E Dartois, J Duprat, C Engrand, M Godard, D Ledu, and E Quirico. Ion irradiation of the murchison meteorite: Visible to mid-infrared spectroscopic results. *Astronomy and Astrophysics*, 577:A41, 2015.

MJ Loeffler, CA Dukes, and RA Baragiola. Irradiation of olivine by 4 keV he⁺: Simulation of space weathering by the solar wind. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E3), 2009.

GG Managadze, VT Cherepin, YG Shkuratov, VN Kolesnik, and AE Chumikov. Simulating oh/h₂o formation by solar wind at the lunar surface. *Icarus*, 215(1):449–451, 2011.

Moe Matsuoka, Tomoki Nakamura, Yuki Kimura, Takahiro Hiroi, Ryosuke Nakamura, Satoshi Okumura, and Sho Sasaki. Pulse-laser irradiation experiments of murchison cm2 chondrite for reproducing space weathering on c-type asteroids. *Icarus*, 254:135–143, 2015.

TB McCord, LA Taylor, J-P Combe, G Kramer, CM Pieters, JM Sunshine, and RN Clark. Sources and physical processes responsible for oh/h2o in the lunar soil as revealed by the moon mineralogy mapper (m3). *Journal of Geophysical Research: Planets*, 116(E6), 2011.

M Miyamoto and ME Zolensky. Infrared diffuse reflectance spectra of carbonaceous chondrites: Amount of hydrous minerals. *Meteoritics*, 29(6):849–853, 1994.

Keisuke Nagao, Ryuji Okazaki, Tomoki Nakamura, Yayoi N Miura, Takahito Osawa, Ken-ichi Bajo, Shintaro Matsuda, Mitsuru Ebihara, Trevor R Ireland, Fumio Kitajima, et al. Irradiation history of itokawa regolith material deduced from noble gases in the hayabusa samples. *Science*, 333(6046):1128–1131, 2011.

Tomoki Nakamura, Takaaki Noguchi, Masahiko Tanaka, Michael E Zolensky, Makoto Kimura, Akira Tsuchiyama, Aiko Nakato, Toshihiro Ogami, Hatsumi Ishida, Masayuki Uesugi, et al. Itokawa dust particles: a direct link between s-type asteroids and ordinary chondrites. *Science*, 333(6046):1113–1116, 2011.

David Nesvorný, Robert Jedicke, Robert J Whiteley, and Željko Ivezić. Evidence for asteroid space weathering from the sloan digital sky survey. *Icarus*, 173(1):132–152, 2005.

T Noguchi, T Nakamura, M Kimura, ME Zolensky, M Tanaka, T Hashimoto, M Konno, A Nakato, T Ogami, A Fujimura, et al. Incipient space weathering observed on the surface of itokawa dust particles. *Science*, 333(6046):1121–1125, 2011.

Takaaki Noguchi, Makoto Kimura, Takahito Hashimoto, Mitsuru Konno, Tomoki Nakamura, Michael E Zolensky, Ryuji Okazaki, Masahiko Tanaka, Akira Tsuchiyama, Aiko Nakato, et al. Space weathered rims found on the surfaces of the itokawa dust particles. *Meteoritics and Planetary Science*, 49(2):188–214, 2014.

Jennifer Palguta, Gerald Schubert, and Bryan J Travis. Fluid flow and chemical alteration in carbonaceous chondrite parent bodies. *Earth and Planetary Science Letters*, 296(3):235–243, 2010.

CM Pieters, JN Goswami, RN Clark, M Annadurai, J Boardman, B Burratti, J-P Combe, MD Dyar, R Green, JW Head, et al. Character and spatial distribution of oh/h₂o on the surface of the moon seen by m3 on chandrayaan-1. *science*, 326(5952):568–572, 2009.

AS Rivkin, JK Davies, JR Johnson, SL Ellison, David E Trilling, Robert H Brown, and LA Lebofsky. Hydrogen concentrations on c-class asteroids derived from remote sensing. *Meteoritics and Planetary Science*, 38:1383–1398, 2003.

Alberto E Saal, Erik H Hauri, Mauro L Cascio, James A Van Orman, Malcolm C Rutherford, and Reid F Cooper. Volatile content of lunar volcanic glasses and the presence of water in the moon’s interior. *Nature*, 454(7201):192–195, 2008.

Sho Sasaki, Keiko Nakamura, Yoshimi Hamabe, Erika Kurahashi, and Takahiro Hiroi. Production of iron nanoparticles by laser irradiation in a simulation of lunar-like space weathering. *Nature*, 410(6828):555–557, 2001.

Micah J Schaible and Raúl A Baragiola. Hydrogen implantation in silicates: the role of solar wind in sioh bond formation on the surfaces of airless bodies in space. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119(9):2017–2028, 2014.

Larissa V Starukhina and Yuriy G Shkuratov. The lunar poles: water ice or chemically trapped hydrogen? *Icarus*, 147(2):585–587, 2000.

Jessica M Sunshine, Tony L Farnham, Lori M Feaga, Olivier Groussin, Frédéric Merlin, Ralph E Milliken, and Michael F A’Hearn. Temporal and spatial variability of lunar hydration as observed by the deep impact spacecraft. *Science*, 326(5952):565–568, 2009.

Yuichi Tsuda, Makoto Yoshikawa, Masanao Abe, Hiroyuki Minamino, and Satoru Nakazawa. System design of the hayabusa 2—asteroid sample return mission to 1999 ju3. *Acta Astronautica*, 91:356–362, 2013.

P Vernazza, RP Binzel, A Rossi, M Fulchignoni, and M Birlan. Solar wind as the origin of rapid reddening of asteroid surfaces. *Nature*, 458(7241):993–995, 2009.

Michael K Weisberg, Timothy J McCoy, and Alexander N Krot. Systematics and evaluation of meteorite classification. *Meteorites and the early solar system II*, 19, 2006.

Maho Yamada, Sho Sasaki, Hiroko Nagahara, Akira Fujiwara, Sunao Hasegawa, Hajime Yano, Takahiro Hiroi, Hideo Ohashi, and Hisashi Otake. Simulation of space weathering of planet-forming materials: Nanosecond pulse laser irradiation and proton implantation on olivine and pyroxene samples. *Earth, planets and space*, 51(11):1255–1265, 1999.

Hisayoshi Yurimoto, Ken-ichi Abe, Masanao Abe, Mitsuru Ebihara, Akio Fujimura, Minako Hashiguchi, Ko Hashizume, Trevor R Ireland, Shoichi Itoh, Juri Katayama, et al. Oxygen isotopic compositions of asteroidal materials returned from itokawa by the hayabusa mission. *Science*, 333(6046):1116–1119, 2011.

Weijun Zheng and Ralf I Kaiser. On the formation of carbonic acid (H_2CO_3) in solar system ices. *Chemical Physics Letters*, 450(1):55–60, 2007.

北里, 宏平, et al. 火の鳥 「はやぶさ」 未来編 その 7: Nirs3 と c 型小惑星の水. 遊・星・人: 日本惑星科学会誌, 23(3):288–292, 2014.