特集「始原天体研究のこれまでとこれから:探査を仲介とした異分野交流」 小惑星イトカワ表面に存在する岩塊の表面組織の解読 ~小惑星のフィールド岩石学の試み~ 野口 高明¹,平田 成²,土山 明³,出村 裕英²,中村 良介⁴, 宮本 英明⁵,矢野 創⁶,中村 智樹⁷,齋藤 潤⁸,佐々木 晶⁹, 橋本 樹明⁶,久保田 孝⁶,石黒 正晃¹⁰,マイケル・E・ゾレンスキー¹¹

(要旨) はやぶさ探査機による小惑星イトカワ表面の画像から小惑星表面の巨礫の組織観察を行うことがで きた.イトカワ表面の巨礫は、大まかにいって不均質な破壊強度を持つものと、均質な破壊強度をもつもの に分けられる.前者は角礫岩と考えても矛盾はない.一方、後者の組織は一般的なLLコンドライトには見 られない.衝撃によってかなり溶融した普通コンドライト隕石は、そうでないものよりも均質でより高い破 壊強度を持つことを考慮すると、後者の巨礫はそのような隕石と類似の岩質をもつかもしれない.これらの 巨礫はイトカワの祖先天体で形成されたと考えられる.高解像度画像は小惑星の地史を検討する手段として 非常に有効である.

1. イントロダクション

宇宙航空研究開発機構(JAXA)が2003年に打ち上げ たはやぶさ探査機は2005年に小惑星25143イトカワに 到着し、3ヶ月にわたって小惑星表面地形の撮像、レ ーザ測距計による小惑星表面の凹凸の測定、近赤外域 の反射スペクトルの取得、蛍光X線分析による表面の 化学組成の測定といった各種のその場計測を行なった [1, 2, 3]. さらに、MUSES-C regio [4] において、表面 物質の採集を試みた.現在はやぶさ探査機は、2010年 6月の地球帰還に向けて飛行中である.小惑星イトカ ワの表面物質が地球に持ち帰られたときに備えて、宇 宙航空研究開発機構(JAXA)宇宙科学研究本部に設置 された地球外物質キュレーションのための施設の最適

- 3. 大阪大学大学院理学研究科
- 4. 産業総合研究所
- 5. 東京大学総合研究博物館
- 6. 宇宙航空研究開発機構
- 7. 九州大学大学院理学研究院
- 8. 東海大学理工学部
- 9. 東京天文台
- 10. ソウル大学理学部
- 11. NASA ジョンソンスペースセンター

化と初期分析のための準備が、JAXAといくつかの大 学をはじめとする研究機関が共同し、現在行われてい るところである。

はやぶさ搭載のカメラ(Asteroid Multiband Imaging Camera: AMICA)¹によって得られた小惑 星イトカワ表面に存在する岩塊(ボルダー²:直径 256mm以上の巨礫)の表面組織の像から,我々はそれ ら巨礫の成因を推定した [5]. 岩塊の高解像度データ によって岩石表面組織からの岩石種の判読などが可能 となったことから,今までの日本の惑星探査では交流 が進んでいなかったリモートセンシングと隕石の研究 者間で共同研究を開始することにつながったのである. 本稿では,岩塊の画像から推定した岩質と隕石の岩質 との比較を行い,これらの岩塊が既知の隕石と類似す る点と相違する点を検討する.最後に,将来の小天体

^{1.} 茨城大学理学部

^{2.} 会津大学コンピュータ理工学部

tngc@mx.ibaraki.ac.jp

^{1.} 光学航法用カメラとしての名称は Telescopic Optical Navigation Camera(ONC-T)

² ボルダー(boulder)とは、直径 256mm より大きな礫のことを 指す. 同様に、直径 64 ~ 256mm のものを cobble(大礫), 直 径 4 ~ 64mm のものを pebble(中礫), 直径 2 ~ 4mm のもの を granule(小礫)という. 砂礫(gravel) は granule ~ boulder の集合を示す語である.しかし、礫とは本来は円磨された粒 子のことなので、角礫の集まりには適さない語であるという 意見もあり、これらの礫の集合名詞として砂礫という言葉の 使用には注意が必要である.

探査計画における高分解画像撮像について触れる.

なぜイトカワ表面の岩塊は組織 が観察可能だったか?

大気のない、ある程度大きな重力を持つ天体の表層 は、他の小天体の衝突によるクレーター形成時に放出 された破片が長期にわたって堆積した、未固結のレ ゴリス層によって覆われている. NASAのニア・シュ ーメーカー探査機は2000年に小惑星433エロス(平均半 径16 km)表面の詳細な撮像を行っている [6]. エロス 上のクレーターのサイズと頻度分布より、エロスの表 面は厚さ20~40 mのレゴリス層に覆われていると推 定されている [7]. ニア・シューメーカーがエロスに 着地する直前に撮像された画像(最高空間分解能約10 mm/pixel)からは、レゴリスの最表面は細粒な物質に よって覆われているように見える [8]. ニア・シュー メーカーは、この細粒物質の存在、カメラの光学性能、 撮像枚数の少なさなどが重なって、小惑星表面に存在 する岩塊の表面組織の詳細な観測には成功していない. 一方, 小惑星 25143 イトカワは平均半径 160 mと いう小天体であるため、平均脱出速度はおよそ0.2 m/ sしかない [9]. このため、イトカワ表面に他の天体が 衝突して岩片が放出されても多くはイトカワに集積す

ることができず散逸してしまい、レゴリス層はほとん ど存在しないと考えられる. 実際にはやぶさ探査機が 撮像した画像は、イトカワの80%が、ほとんど細粒 物質によって覆われていない岩塊ばかりが占める地形 であった、さらに、イトカワのサンプル採集に向けた リハーサルおよびサンプル採集時の接近降下中に.ま とまった枚数の撮像が実施できるような航法制御を行 うことができたこともあいまって、最高空間分解能 6 mm/pixelに達する高解像度画像を複数の地点で取得 することができたため、イトカワ表面を占める岩塊が どのような組織を持っているか検討することが可能に なった. 岩塊の表面組織を特に詳細に観察可能な画像 は、2005年11月12日のタッチダウンリハーサル時に撮 像されたST2539437177.ST263944467.ST2539451609 であった.これら3枚の画像は、レゴリスの移動や岩 塊の形態に関わるいくつかの論文でも使用されてい る[たとえば、9,10]. なお、はやぶさの画像はデータ アーカイブ http://darts.jaxa.jp/planet/project/ hayabusa/index.html.ja からダウンロードすること が可能である、撮像が行なわれたのは、岩塊がほとん どみられないMUSES-C regioのすぐ東側の岩塊に富む 領域である.



図1: イトカワ表面の巨礫 (Rounded boulders) の画像. (A) から (C):表面に5~10cmの凹凸を多く持つもの. (D):細 かな凹凸は少ないが暗色のパッチを持つもの.

イトカワ表面の岩塊の表面組織 と推測される岩質

MUSES-C regioのすぐ東側の岩塊に富む領域は、す でにMiyamotoら [9]が指摘しているように、巨礫(大 きさ256mm以上)は大きな面を上に向けて堆積してお り、より粒径の小さい大礫や中礫のほとんどは巨礫の 下に存在する.また、礫の表面の組織をマスクして しまうようなより細粒の物質はほとんど存在してい ないように見える.3枚の高分解能画像のうち2枚で は、細かな起伏を持ちかつ突出部の角が取れている巨 礫が多数を占める(図1).これらをここでは Rounded boulder とよぶことにする.一方,残り1枚の画像では、 図2に示したように細かな起伏は少なく、均一に割れ ているように見え、巨礫の角が尖っているものも多く 見られる. これらをここでは Angular boulders とよ ぶことにする.

3.1 Rounded bouldersの表面組織

Rounded bouldersの表面の細かな凹凸の程度はさま ざまである.図1(A)に示した巨礫は、礫表面の凹凸 は非常に明瞭である(特に明瞭な突出部を2つの右向き の矢印で示した).また、この巨礫の右下に左向きの 矢印で示した部分には、突出部をなぞるように細い影 が見られ、突出部と周囲との境界部分に溝が形成され ているように見える.あるいは、この突出部が巨礫本 体から外れかけているようにみえる.図1(B)の巨礫は、 1(A)の巨礫ほど顕著ではないが5~10cmの突出部が 多数見られる.それに対して、図1(C)の巨礫表面の 5~10 cmの大きさの凹凸は前2者の凹凸ほど明瞭で



図2: イトカワ表面の巨礫 (Angular boulders)の画像. これらの巨礫は角が角張っているとともに, Rounded bouldersと比 べて一様に割れた滑らかな表面を持つ.



図3: イトカワ表面のステップ状の段差を持つ巨礫.(A)巨礫の画像.(B)巨礫の形態の模式図.(A)の矢印と(B)の模式図 の矢印は同じ方向を表わしている.この巨礫は多角形状のブロックを接合したようなステップ状の段差を持つ.

はない.しかし、5つの矢印で囲った部分は周囲との 間に浅い溝が存在し、周囲とはやや破壊強度に違いが あるように見える.さらに、図1(D)では巨礫表面の 細かな凹凸は不明である.だが、周囲よりもやや暗い、 明瞭な境界を持つ部位が含まれている(4つの矢印で囲 まれた部分).

図1(A)から(C)に示した岩塊表面の組織は,これら の巨礫の破壊強度が不均質である,あるいは,破壊強 度の違う構成要素の集合体であることを示唆している と考えられる.図1(D)の岩塊表面の組織は,周囲と の強度差はほとんどないが岩質(肉眼的に識別できる 岩石の性質や特徴)が異なる部位を含んでいることを 示唆している.

3.2 Angular bouldersの表面組織

一方, Angular boulders は Rounded bouldersと比

べるとずっと滑らかな表面を持つ(図2).図2(A)の巨 礫は特に数m四方にも及ぶ平坦な面を持つ.同じよう な大きさの図1(C)の巨礫と比較すると,明らかに図2 (A)の巨礫は図1(C)の巨礫と比べて,より大きなスケ ールで均質な破壊強度を持つと推測される.

この巨礫の大きな平坦面には、4個の矢印で示した 直径5cm以下の輝点が見られる.これらはMiyamoto ら[9]によって小隕石が衝突した痕と推測されている. もし衝突によって巨礫内部が新しく露出していると考 えるならば、巨礫の内部は表面より明度が高いことに なる.すなわち、Angular bouldersの表面は暗色化し ており、いわゆる宇宙風化を受けていることが分かる (ここでは示さなかったが、Rounded boulders の表面 も宇宙風化を受けている[11]). Angular boulders は 宇宙風化を受けているが、礫ごとに明度に違いがある ようにみえる.図2(C)はこのことを明瞭に示している.



図4: いろいろなLLコンドライト隕石. (A) Y75258 [LL6], (B) BTN78004 [LL6], (C) Paragould [LL5], (D) Bjurböle [L/LL4]. (A)から(C)は, 角礫岩質. (D)は角礫岩質ではないが非常に脆いことで有名な隕石であり, その表面は独特 の凹凸を持つ.

礫aよりも礫bは明らかに明度が高い.

3.3 特徴的な段差を持つ巨礫

Rounded bouldersに 多 い が, 一 部 のAngular bouldersにも観察されるのが, 図3(A)に示した特徴 的な段差を持つ巨礫である. 図3(B)に示したこの巨 礫の模式図から分かるように, 多角形形状の段差が何 段も見られる. このような特徴的な明瞭な段差を持つ 巨礫は大きさ1 m程度かそれ以下のものが多い.

5. 巨礫の岩質はどのような隕石の 岩質と似ているか?

現在知られる最大のコンドライト隕石一個の塊は, Jilin H5コンドライトのmain mass (1770 kg)である [12]. この隕石の密度は平均で3.58 g/cm³なので[13], その塊でも平均して一辺0.8 m程度しかない. 図1と2 に示した巨礫にはかなり詳細な組織が撮像されている とはいえ,我々が目にすることができる石質隕石と比 較するとまだまだ大きい.本稿では両者の間に大きさ の違いがあることは考慮した上で,3章で挙げた2種類 の巨礫の岩質やいくつかの巨礫に観察された特徴的な 段差の起源について議論する.

Rounded bouldersの表面組織から推測される岩質

イトカワの反射スペクトルはかんらん石と輝石に含ま れるFe²⁺に起因する吸収バンドを持ち,S型小惑星に 分類される[2]. はやぶさ探査機に搭載された近赤外 分光計によって取得されたイトカワ表面の反射スペク トルの解析から、かんらん石とCaに乏しい輝石の量 比とそれぞれのFe/(Mg+Fe)比が推定されLL5から6 コンドライト隕石がもっとも合うと考えられている[2. 11]. 一方, 地上観測によるスペクトルの解析からは, Caに富む輝石とCaに乏しい輝石の量比から、始原的 エコンドライトが最も合うと考えられている[14].本 来ならば両者の組織をRounded bouldersの表面組織 と比較したいところであるが、始原的エコンドライト ではアカプルコアイトのNWA2656の7.5 kgが最大で ある[15]. あとで説明するように、この程度の大きさ の隕石では十分な組織の比較が難しい、そこで、より 大きな隕石の存在するLLコンドライトのみを比較に 用いる.

3章で述べたように、図1に示したRounded boulders

は岩塊内部に破壊強度の異なる部位を多数含んでいる か、あるいは、岩質の違う部位を含んでおり、角礫 岩質の岩石であることが示唆される.図4(A)から(C) に、角礫岩質のLLコンドライト隕石の画像を示した. 図4(A)と(B)は、我々が比較的手にすることが可能な 10 cm程度かそれ以下の大きさの試料である. これら は、細粒の砕屑性マトリックス中に大きさ数cmかそ れ以下のクラストが分布する組織を持つことがわかる. しかし、図1の画像からは図4(A)と(B)に示したよう な細かなクラストの存在の有無は直接うかがい知る ことはできない、それゆえ、このサイズの試料との直 接比較によって、図1の岩塊が角礫岩質であるとは言 い切れない. しかし、4(C)のParagould LL5コンドラ イト(33kgの塊)には、大きさ 10 cmを超えるクラス トが含まれていることが分かる.残念なことに、この 隕石試料は切断・研磨されているため. 破断面におい てクラストが砕屑性マトリックスよりも突出するのか どうかは不明である.図4(D)には特に脆いことで有 名なBjurböle L/LL4コンドライト隕石(215 kgの塊) の画像を示す. この隕石はいわゆる角礫岩質ではない が、コンドルールやマトリックスが非常に簡単に外れ てしまう、この隕石の表面は、5~10 cm程度の凹凸 に富み、空隙率は、0.8 %から23 %という大きな変動 を示す[16]. 低空隙率の部分は脆くないことから、空 隙率は破壊強度と大まかには負の相関を持つと考えら れる.このことを考慮すると、この隕石表面の凹凸は、 破壊強度の違う部分に対応する可能性があるだろう. Rounded bouldersの多くは、図1(B)と(C)と同程度の 凹凸が表面にある.図1(B)とBjurböleの表面の凹凸の 程度は同程度であるので、Rounded bouldersの多くは、 Bjurböle程度の破壊強度の不均質性を持つと思われる.

石質隕石であるコンドライト隕石やエコンドライト 隕石の化学的グループの多くは角礫岩質隕石を含んで いる[17]. 角礫岩質隕石をほとんど含まないとされる 隕石の化学的グループは、コンドライト隕石ではCO 炭素質コンドライト(NWA1232は角礫岩質であるが 例外的)であり、エコンドライトでは始原的エコンド ライトといわれるアカプルコアイト・ロドラナイト・ ウィノナイトである.上述したように、イトカワの巨 礫は破壊強度に不均質性を持つものが多くみられる. それら巨礫は角礫岩質と考えても矛盾のないものが多 く、角礫岩が 50% を占めるLLコンドライトと似てい



図5:Y790964 LLコンドライト隕石の切断面.この隕石は部分 的に溶解したこと知られている.画像中に多数見える暗い 線状のものは、溶融時に発生した泡が集まっている部分で ある.このような泡が存在しているが、他のLLコンドライ トより高い破壊強度を持つ.



図6: ALH 74009 L6コンドライト. この画像のAとBは衝撃脈で ある. この隕石が大気に突入する以前, あるいは溶融皮膜 が形成される前に, 衝撃脈の部分から割れていたと考えら れる. なぜなら, どちらの面も溶融皮膜に覆われているか らである. この隕石自体は脆い隕石として知られているが, 衝撃脈部分はガラスを多く含み相対的に硬いためステップ 状の段差が今日まで残ったと考えられる.

る. 既知の隕石における非角礫岩質と角礫岩質の比率 が,それらの母天体表面での比率を反映しているなら ば,イトカワ表面に角礫岩質と考えられる巨礫が多い ということは,イトカワがLLコンドライト隕石から 形成されている可能性を支持しているかもしれない³.

Angular bouldersの表面組織から推測される岩質

Angular bouldersの岩質はどのようなものと推定さ れるだろうか? 平滑に割れているということは,おそ らくカメラの分解能よりも小さなスケールで岩石全体 が均質であり,一様な破壊強度を持っていることを反 映していると考えられる.例えば,もし,これらの巨 礫が,その元となる岩石が形成されたあとに,強い衝 撃を何度も受けたならば,岩石中には衝撃脈が形成さ れるだけでなく,多くのオープンクラックも形成され て,図2に示されたような一様な破面を持つことはな いだろう.

もし、LLコンドライト的な岩石を出発物質として、 カメラの分解能(図2の場合1-2 cmである)よりも小さ なスケールで全体が均質な岩石が形成されたと仮定す ると、その形成過程としては2通りが考えられるだ ろう.ひとつは熱変成作用が極端にまで進んで、部分 的には融解が生じるほどの温度にまで加熱された岩石 が作られた可能性である. コンドライト隕石の多くは 熱変成作用を受けている、熱変成作用の主な熱源は、 鉱物中に含まれる²⁶Alや⁶⁰Feのような短寿命放射性核 種の壊変熱と考えられている[19]. 溶融を開始する温 度より低い最高到達温度(1000 ℃未満)を経験した岩 石学的タイプ6とよばれる隕石までが明瞭に定義され ている[20]. さらに、岩石学的タイプ6より高温を経験 した隕石を岩石学的タイプ7に分類することがあるが、 部分溶融組織を持つ隕石を岩石学的タイプ7として明 確に分類するのは難しい。なぜなら、組織の解釈とし て、後述する衝撃加熱との区別が必ずしも明瞭ではな いからである.

一方,小惑星表面の物質が他の小天体の高速衝突に よって強い衝撃を受けた際に,衝撃加熱で融解した物

^{3.} 近地球型小惑星の反射スペクトルの解析では、近地球型小惑星の2/3近くがLLコンドライト的な反射スペクトルを示す。しかし、地球に落下した隕石の中でLLコンドライトが占める割合は約8%しかない[18]. この問題を、小惑星帯から地球近傍にかけての物質輸送の機構に、ヤーコフスキー効果などによるサイズ依存性があるためとして説明することも可能ではある。しかし、そもそもある近地球型小惑星がLLコンドライト的な反射スペクトルを持っていたとしても、それが地球に存在するLLコンドライト隕石の母天体であるとは限らない、という可能性も残されていると見ることもできる。したがって、イトカワからの回収試料は現在地球に存在するLLコンドライトではないという可能性もあるということになる。これらの点は、イトカワからの回収試料を分析する際にも十分考慮しておく必要があるだろう。

質がクレーター底やクレーターの地下に生成し、少量 の融け残った物質を取り込んだ大量のガラスを含む衝 突溶融岩(impact melt rock)と呼ばれる岩石 [21, 22] が形成された可能性もある.こちらは大規模に溶融し ているということ、衝撃を受けた痕跡があるなど、衝 撃溶融が関与したかどうかの判断は比較的明瞭である が、一部にはPAT 91501のように、完晶質のエコンド ライト的な組織を持つものも存在する[22].

後者の衝突溶融岩の一部は破壊強度が測定されており、通常の普通コンドライト隕石よりも高い破壊強度を持つことが知られている.LLコンドライトの衝突溶融岩のひとつであるY790964(図5)は、溶融時に揮発性物質が発泡し、泡を含んだまま固結しているが、

その破壊強度は通常のLLコンドライトよりも高い[23]. このような岩石がいったん形成されてから、その後 強い衝撃を何度も受けずに済めば、大きなAngular bouldersが形成される可能性があるだろう.

一般に衝突溶融現象は、その部分だけ見れば全溶融 であり、溶融による珪酸塩メルトと金属鉄 - 硫化鉄メ ルトとの分離は生じるが、急冷しガラスを多く含む岩 石ならば、珪酸塩メルトの分化は顕著ではないと考え られる. 急冷した衝突溶融岩中の場合. 衝撃融液中に 新たなかんらん石や輝石はわずかしか晶出しないので. これらの鉱物の化学組成と量比は衝撃溶融していない ものとほぼ同じであると考えられる. このため、これ らの鉱物について近赤外分光で検出されるような顕著 な変化はないであろう. もし, Angular boulders が 衝突溶融岩ならば、イトカワ全体の反射スペクトルに 大きな変動が見られないことと矛盾しないかもしれな い. ただし、Araiら[24] は、蛍光X線分析の結果より、 イトカワ表面に Al が Si, Mg, Fe に対して相対的に 濃集しているところがあると報告している.もし、こ れが事実ならば、珪酸塩メルトが分別結晶作用を経験 した巨礫が存在する場所がイトカワ上にあるかもしれ ない.

イトカワのほとんどの礫の表面は宇宙風化を受けて いる[11]. しかし, 礫をひとつずつ見ていくと, 図4 で示したように, Angular bouldersには明度の違うも のが明らかに存在する. 暗色化と赤化をもたらす宇宙 風化の原因は, 微小隕石の高速衝突によるFe²⁺を含む 珪酸塩鉱物の蒸発とナノメーターサイズの金属鉄微粒 子Fe⁰の凝縮 [25] や太陽風 [26] によると考えられてい る. 明度の高いAngular bouldersは, 宇宙風化の原因 となるFe²⁺を含む珪酸塩鉱物の割合が低いため, 暗色 化と赤化が進んでいないのかもしれない. もしそうな ら, これらがAraiら[24]の指摘したAlが相対的に濃集 している領域にある岩石と同じ岩質の岩片である可能 性もあるだろう.

4.3 特徴的な段差の原因

次に、いくつかの巨礫が示す直線的だが複雑な段差 の原因を考えたい。図6は日本の南極隕石コレクショ ン中最大の普通コンドライトであるALH76009 L6コ ンドライトである、この隕石は画像中にAとBと記さ れた特徴的な平面を持つ. これら平面の断面が観察で きる方向から見ると、厚さ5 mm程度の黒色ガラス質 の衝撃脈であることが分かる. ALH76009本体は脆い 隕石であるが、ガラス質の衝撃脈がより破壊強度が高 いため、この隕石の元となる岩塊で衝撃脈を残して割 れたものと考えられる. この破断面は隕石が宇宙空間 にあったときから存在していたものである. なぜなら ば,これらの破断面が大気圏突入時に大気との摩擦に よって隕石が溶けて形成される溶融皮膜に覆われてい るからである、衝撃脈が複数形成されている場合、あ とから形成された衝撃脈によって先に形成されていた 衝撃脈が分断され、ステップ状の段差が形成されてい る (図6の矢印の部分). イトカワの巨礫に見られる特 徴的な段差もこの隕石に見られる段差とほぼ同等の大 きさ (5~15 cm幅)を持つことから, 両者は同様な過 程によって形成された可能性がある. 複雑な段差があ るということは、これらの巨礫が何度も衝撃を受けた ことを意味していると考えられる.

5. イトカワ表面の岩塊の成因の多 様性とイトカワの形成史

今まで見てきたように、イトカワ表面は、角礫岩や 衝突溶融岩(あるいは、極端な熱変成作用を受けた岩 石)と考えて矛盾のない組織を持つ巨礫によって占め られていると考えられる.これらの礫を現在のイトカ ワ上で形成するのは難しいと考えられる.小惑星同 士の衝突によって発生する様々な事象は、小惑星の 大きさと衝突速度によって分類できる.図7はその関 係を示したものである(Bischoffら[17]の図を改変:同 じ大きさの小惑星同士が衝突したことを仮定してい



図7:イトカワの母天体がどのような衝突・破壊の経路をとっ て、現在のイトカワが形成されたかの模式図.縦軸の Approaching velocityは、無限遠における相対速度で衝突 速度を代表している.Bischoffら[15]を改変.ただし、こ の図では同じ大きさの高い破壊強度を持つ天体が衝突した 際に起こると考えられる現象が記入されていることに注意 してほしい.

る). 基本的に衝撃溶融は高速度衝突の領域(103 m/s 以上)で生じる。角礫岩に含まれる礫は衝突破片であ ると考えられるが、そのような破片が小惑星表面に再 集積できるのは直径100 km以上の重力の大きな天体 である.ただし、衝突された天体の破壊強度が低い場 合は、数十 km程度の天体でも破片が再集積できる(エ ロスはそうした例である). したがって, 大きさ1 km 未満のイトカワ表面に存在する角礫岩や衝突溶融岩と 考えられるような巨礫は、直径100 km近い小惑星に おける比較的高速の衝突で形成された物質からなると 考えることができる、これがイトカワの母天体という ことになる.現在のイトカワは、この母天体がある時 点でカタストロフィックな衝突破壊現象を経験し、そ の破片がラブルパイルとして再集積したものであろう. ただし、イトカワ母天体の履歴が図7の右上領域での 安定な滞在と、一度のカタストロフィック破壊による

現在の状態への移行というシンプルなものであったか どうかはまだ議論の余地がある.というのも、角礫岩 隕石の中には太陽風成分があまり含まれないタイプの ものが相当量存在する、という事実があるからである [17]. 角礫岩が小惑星表層での衝突破壊と再集積で比 較的時間をかけて形成されたとすれば、角礫岩の中に は太陽風成分がインプラントされることになる.太陽 風成分を含まないタイプの角礫岩は、もっと大規模な (カタストロフィック破壊に近い)衝突現象で一気に破 片を生成し、それが再集積したことによって生成され たと主張する隕石研究者もいる[17]. この場合、破片 が再集積した天体は、イトカワのような小さなサイズ ではなくもっと大きなものでなければならない. なぜ ならば、イトカワサイズの小天体上では、重力や衝突 の圧密や水の関与などによって破片が固結し、角礫岩 となるような地質プロセスは生じ得ないからである. 計算機シミュレーションでは、大規模な衝突破壊の後、 再集積する破片が再度比較的大サイズの天体を成す例 もあり得るということは示されている[27]ものの、実 際の太陽系でどのような頻度でこのような現象が起き 得るかということについて、議論は十分には進んでい ない、いずれにせよ、イトカワの角礫岩の形成過程が どちらのケースに相当するのか. またイトカワ母天体 の衝突破壊の履歴がいかなるものであったのかは、は やぶさ探査機の持ち帰る試料に角礫岩が含まれていれ ば、その中の太陽風成分の有無を分析することで明ら かになるだろう.

はやぶさ探査機はMUSES-C regioという,イトカワ 上で重力ポテンシャルが最も低い小石の集まった領域 から試料を採集した可能性がある.そうしたところに は、本論文で紹介した各種の履歴を持った岩塊と同様 に、いろいろな履歴を経た砕屑物が濃集しているはず であり、少量の試料からでもイトカワ母天体の歴史の いくつかのイベント,たとえば、熱変成、衝撃、レゴ リスガーデニング、再集積などを知ることができると 予想される.それらを統合することで、イトカワ母天 体の歴史を推測することができるだろう.

イトカワのバルク密度は 1.9 g/cm³であり, LLコン ドライトの平均バルク密度 3.21 g/cm³からおよそ40 %のマクロ空隙率が推定されている[4]. 4章で角礫岩 的な組織を持つ巨礫の表面組織から, その破壊強度は Bjurböle隕石と同じ程度に不均質なものが多いのでは



図8:LLコンドライト隕石のバルク密度からイトカワ全体のマクロ空隙率を推定した場合のイトカワの推定マクロ空隙率の範囲.Britt ら[13]の小惑星と彗星のマクロ空隙率と質量との関係図を改変.イトカワの推定マクロ空隙率のバー上の,Y,Bj,Av,End, それぞれ,Y75258隕石,Bjurböle隕石,LLコンドライト平均値,Ensisheim隕石のバルク密度を使って,推定したイトカワのマ クロ空隙率である.この図の下部に掲げたヒストグラムは,バルク密度が測定されている個々のLLコンドライトのバルク密度を 使って推定したイトカワのマクロ空隙率である.我々が手にしているLLコンドライトのバルク密度がイトカワを構成している礫 (それ自体はミクロ空隙率を持つ)の密度と同様であるとすると,イトカワの空隙率は40-44%がもっともらしい値となる.

ないかと述べた.ここでは、LLコンドライトのバル ク密度 ρ_{bulkLL} を小惑星の構成物質と同じミクロ空隙率 を持つ物質であると仮定して、イトカワのバルク密度 $\rho_{bulkItokaread}$ 使ってイトカワのマクロ空隙率 $p_{macroItokaread}$ を、

$$p_{macroItokawa} = 100 \times \left(1 - \frac{\rho_{macroItokawa}}{\rho_{bulkLL}}\right)$$

と定義し,検討しなおしてみた(図8: Brittら[28]の図 を改変). LLコンドライトのバルク密度の測定値とし ては,1例非常に低いバルク密度(2.38 g/cm³)が得ら れているが,ほとんどは3.02~3.49 g/cm³である [28]. イトカワ表面の Rounded boulders とよく似た表面 組織を持っていた Bjurböle 隕石のバルク密度(3.02 g/cm³)を用いてイトカワのマクロ空隙率を求めると, 37%にまで減少する.しかし,エロスのマクロ空隙率 (21%)のように、ラブル・パイル(巨礫のゆるい集合 体)と「ひび」の入った小惑星のバルク空隙率の境界値 [29]にまでは減少しない.よって、隕石の種類を考慮 して推定を行なっても、イトカワのラブル・パイル・ モデルは妥当なモデルであると考えられる.

6. 将来の小天体探査における高解 像度撮像

以上見てきたように、はやぶさ探査機は、小惑星表 面の露頭(実際には岩塊である)を少し離れたところか ら肉眼で観察したかのような高解像度画像を撮像する ことができた. それらと隕石の組織を比較すること で、岩石の露頭観察のようなことが可能であり、岩質 を推定することによって小惑星の母天体における出来 事を議論できることを示した。こうした高解像度撮像 は、将来の小天体探査においても間違いなく必要不可 欠なものである。イトカワ程度に小さな低重力の小天 体では、イトカワの場合と全く同様に、天体全体のス ケールの画像解析からはその天体で起きているプロセ ス(隕石の衝突とその後の天体の振動など)を解明でき、 天体表面の岩塊の組織からは、過去の出来事を推定で きると予想されるからである. 今後、将来の探査に備 えて隕石試料などの岩石の表面組織と岩質の比較を丹 念に行っていくことで、 定性的な岩質の推定のみなら ず. 破壊強度などの定量的な推定もある程度の信頼性 を持って行うことができるようになるかもしれない。

将来の探査においてこのような高解像度撮像を行う 対象地域について考えてみると、サンプル採集地点以 外にも何ヶ所か行う必要がある.サンプル採集地点は、 探査機本体か着陸船が安全に着地できる必要があるた めかなりの制限がある.一方で、高解像度撮像は着陸 を行なうわけではないため、イトカワの凹凸に富む領 域のような多様な岩塊がびっしりと存在するところで も可能である.そして、そういうところこそ、天体の 過去の歴史をたどるための鍵を組織に残す岩塊が存在 する可能性がある.さらに、安全なサンプル採集地点 にもそうした岩塊と同じ起源を持つ砕屑物が存在する 可能性があるので、岩塊に富む地域の高解像度画像は 回収試料の解析にも役立つであろう.

今後, はやぶさ2探査機など, C型やD型などのスペ クトルタイプをもつより始源的な天体の探査が計画さ れている. このような始源的な天体表面物質の撮像を 行なう際の最大の問題は, アルベドが極端に低いこ とである. C型で7%程度, D型や彗星核にいたっては 3~4%しかない[たとえば, 30]. 高解像度撮像によっ

て表面微細組織の解析を行う際には、カメラ解像度だ けでなく、高いS/Nも重要である。将来極端に暗い天 体で高いS/Nの画像データを得るためには、長い蓄積 時間での撮像が必要になる可能性もある、このような 場合、撮像中の姿勢の安定性が重要となるため、探査 機の航法誘導系との連携も欠かすことができない。例 えばはやぶさ探査機の場合、3機のリアクションホイ ールが動作していた小惑星への巡航中には、178秒に も及ぶ長蓄積時間での恒星撮像を問題なく実施できて いる[31] さらに、質の高い高解像度画像を小惑星へ の接近中に大量に取得する際にも、接近時の航法誘導 系の制御との緊密な連携が鍵となるとともに、取得し た画像データをいかに効率よく大容量の画像を地球に 転送するか、という点では通信系への要求が課題とな る. 今後, 科学ミッションとしてより始原的な天体の 探査を進めていくにあたっては、工学ミッションであ ったはやぶさ探査機よりもさらに理学と工学の研究者 が密接に関わって、カメラ本体だけでなくシステムと してカメラの性能を高める必要があるだろう.

謝 辞

今回使用した高分解能画像を撮像されたISAS/ JAXAのはやぶさ計画のミッションオペレーションと 探査機チームに感謝したい.これらの画像無しではこ のような研究を行うことは不可能であった.隕石の大 きな試料を直に観察させてくださった国立極地研究所 の小島秀康教授,スミソニアン博物館の MacPherson 博士,ウィーン国立自然史博物館の Brandstaetter 博 士,隕石の画像を送ってくださった,ヘルシンキ大 学の Lehtinen 博士と Kohout 博士,フランス国立自 然史博物館の Gounelle 博士と Zanda 博士に感謝した い.イトカワ表面の巨礫と組織の比較を行なうために は,より大きな隕石と比較することが必要であったの で,これらの方々の協力は不可欠であった.また,査 読者の方の適切なコメントによって原稿が改善された ことにも感謝したい.

文 献

- [1] Saito, J. et al., 2006, Science 312, 1341-1344.
- [2] Abe, M. et al., 2006, Science 312, 1334-1338.

- [3] Okada, T. et al., 2006, Science 312, 1338-1341.
- [4] Fujiwara, A. et al., 2006, Science 312, 1330-1334.
- [5] Noguchi, T. et al., 2009, Icarus 206, 319-326.
- [6] Robinson, M. S. et al., 2002, Meteoritics 37, 1651-1684.
- [7] Richardson, J. E. et al., 2004, Science 306, 1526-1529.
- [8] Veverka, J. et al., 2001, Nature 413, 390-393.
- [9] Miyamoto, H. et al., 2007, Science 316, 1011-1014.
- [10] Nakamura, A. M. et al., 2008, Earth Planet. Space 60, 7-12.
- [11] Hiroi, T. et al., 2006, Nature 443, 56-58.
- [12] Grady, M. M., 2000, Catalogue of Meteorites, 5th edition. Cambridge University Press, London, pp. 689.
- [13] Britt, D. T. et al., 2002, In: Asteroids III, Bottke, W., Cellino, A., Paolicchi, P., Binzel, R. (Eds.) University of Arizona Press, Tucson, pp. 485-500.
- [14] Abell, P. A., 2007, Meteorit. Planet. Sci. 42, 2035-2182.
- [15] Connolly, Jr., H. C. et al., 2006, Meteoritics Planet. Sci. 41, 1383-1418.
- [16] Andre, S. L. et al., 2003, Meteorit. Planet. Sci. 38, 1533-1546.
- [17] Bischoff, A. et al., 2006, In: Meteorites and the early solar system II, Lauretta, D. and McSween, H. Y. (Eds.) University of Arizona Press, Tucson, pp. 679-712.
- [18] Vernazza, P. et al., 2008, Nature 454, 858-860.
- [19] Scott, E. R. D. 2007, Annual Rev. Earth Planet. Sci. 35, 577-620.
- [20] van Schmus, W. R. and Wood, J. A., 1967, Geochim. Cosmochim. Acta 31, 747–765.
- [21] Yamaguchi, A. et al., 1998, Antarct. Meteor. Res. 11, 18-31.
- [22] Mittlefehldt, D. W. and Lindstrom, M. M., 2001, Meteorit. Planet. Sci. 36, 439-457.
- [23] Miyamoto, M. et al., 1983, Mem. Natl. Inst. Polar Res. 25, 331-343.
- [24] Arai, T. et al., 2008, Earth Planets Space 60, 21-31.
- [25] Sasaki, S. et al., 2001, Nature 410, 555-557.
- [26] Vernazza et al., 2009, Nature 458, 993-995.
- [27] Michel, P. et al, 2004, Icarus 168, 420-432
- [28] Britt, D. T. and Consolmagno, G. J., 2003, Meteorit. Planet. Sci., 38, 1161-1180.
- [29] Yeomans, D. K., et al., 1997, Science 278, 2106-2109.

[30] Hsieh, H. H. et al., 2009, Astrophy. J. 694, L111-L114.[31] Ishiguro, M. et al, 2010, Icarus, in press.