特集「火星圏のサイエンス」 火星隕石が経験した衝撃変成

新原 隆史^{1,2}

2018年6月30日受領, 査読を経て2018年7月17日受理.

(要旨) 南極や砂漠で隕石発見数が増えるにつれ火星隕石の登録数も増加し, 岩石学的なバリエーションを 増やしている. このことにより火星の表面に存在する岩石の起源や火星の進化史の理解にむけた研究が進め られている.しかしながら火星のような重力天体の表面から岩石が脱出し地球へと落下する過程においては, 少なくとも火星脱出時に衝撃変成を受けている. この衝撃変成によって獲得される高温・高圧環境では岩石 の記録が様々な程度で上書きされ, さらには岩石中でも不均質であるため, 丁寧にこの評価を行うことは火 星隕石から火星の進化史を理解するうえで重要である.

1. はじめに

火星隕石はこの20年の間に発見数が飛躍的に伸び, Meteoritical Bulletin(https://www.lpi.usra.edu/ meteor/metbull.php)への登録は200個を超えた、こ れらの火星隕石の詳細な分析および火星探査機による 観測をあわせることで、火星の進化史や火星マントル の様相を類推することが可能となっている. 現時点で 50.000個を超える隕石試料の内の一部が火星起源であ るということは1980年代に明らかとなり、その論拠 は三河内[1]に詳しい. 岩石が火星を脱出して地球へ と落下する過程では、特に火星脱出の際に少なくとも 1回の衝撃現象を経験している。火星隕石の放出過程 については黒澤,他[2]を参照されたい。隕石に見られ る衝撃変成の程度については、衝撃実験や隕石の観察 に基づきまとめられているが、岩石1つ1つが経験し た衝撃変成度は異なり、また同一の岩石の中でもこの 影響は不均質であるため、個々の隕石について丁寧な 観察によって上書きされた衝撃変成の情報を正しく読 み解くことが、母天体での現象を理解するうえで重要 である、一口に衝撃変成といってもその変化は多様で、 岩石組織・鉱物相の変化、化学組成の変化、同位体組

niihara@sys.t.u-tokyo.ac.jp

成の変化など,様々なレベルでの影響を与える.この ため,本稿ではこれまでに火星隕石から報告されてい る衝撃変成の痕跡をまとめたい.

2. 火星隕石の分類と形成年代

火星隕石が発見されてから現在までに、多くの分析 により分類がなされてきた.火星隕石の数が増えるこ とによって、その岩石種や化学的な特徴に大きなバリ エーションが生まれた. 岩石・鉱物学的特徴を基にし た分類では、輝石や斜長石(マスケリナイト化してい る)を主要構成鉱物とするシャーゴッタイト (Shergottite:玄武岩質、レルゾライト質、かんらん 石フィリックに細分される)、単斜輝石が卓越してい るナクライト(Nakhlite:単斜輝石集積岩),かんらん 石が卓越しているシャシナイト(Chassignite:かんら ん岩質), 斜方輝石が卓越するAllan Hills(ALH) 84001(斜方輝石集積)に分類されている。また、近年 の砂漠から回収された隕石の中には、玄武岩質の角礫 岩(Northwest Africa(NWA)7034など)が発見された. シャーゴッタイトについては化学的な特徴(軽希土元 素パターン)を基にするとさらに3種類に分けること ができる(不適合元素に富むもの、乏しいもの、中間 的なもの). このような特徴はシャーゴッタイトを作 るマグマの起源の違いを反映していると解釈される.

^{1.} 東京大学大学院 工学系研究科 システム創成学専攻 2. 東京大学 総合研究博物館

火星隕石の形成年代をみると、最も古い岩石では ALH 84001の約45億年前,新しい岩石ではシャーゴ ッタイトのおよそ2億年前,中間的な13億年前を示す ナクライトとシャシナイトと幅広い年代の記録を残し ており、火星の進化史を考えるうえで重要な試料であ る[3].

3. 岩石組織・鉱物の変化

現在確認されている火星隕石のほとんどの試料は強 い衝撃変成を受けた痕跡をのこしており,岩石学的・ 鉱物学的に様々に変化している.最も強い衝撃が加わ った場合は岩石の一部が溶融するがその溶融の形態も さまざまである(図1).岩石に細く黒い線状に続く溶 融脈(メルトベイン)は多くの火星隕石で観察され(図 1上),このベイン中に高圧鉱物が存在していること がある.Dhofar(Dho)378はシャーゴッタイトの中で は、大規模に溶融した痕跡が確認でき,発泡した様子 が観察できる(図1左).溶融の規模が小さい場合は、 数ミリ程度の領域が溶融したメルトポケットが観察さ れる(図1右).このようなメルトの中には多くの溶け 残り物質が存在している.全岩溶融をしたような衝撃 溶融岩は火星隕石にはまだ見つかっていない.これは 火星隕石の発見数が伸びているといえどもまだ数には 限りがあるためであると考えられる.

多くの火星隕石において特徴的な衝撃変成による変 化として挙げられるのは、 斜長石が結晶構造を失った マスケリナイト(diaplectic ガラス)である(図2). 衝撃 圧と斜長石の変化の関係については、Fritz. et al. [4] によりまとめられており、おおよそ次に示す5つのス テージに分類されているが明確な境界があるわけでは ない: (a)5-20 GPa 斜長石の複屈折が見られる: (b) 26-32 GPa 部分的に複屈折が残っている diaplectic ガ ラス; (c) 30-36 GPa 反射率が斜長石とガラスの中間 的になる diaplectic ガラス: (d) 40-45 GPa 反射率が合 成斜長石ガラスに近いdiaplectic ガラス; (e)>45 GPa 反射率が合成斜長石ガラスと等しいvesiculatedガラ スとなる、ナクライトやシャシナイトに含まれる斜長 石(マスケリナイト)は火星隕石の中では比較的低い衝 撃圧の痕跡を持ち、シャーゴッタイトは高衝撃圧の特 徴を持つ.近年発見されたNWA 8159シャーゴッタ イトからはマスケリナイトではなく弱く衝撃を受けた



図1:衝撃により溶融した組織. (上)NWA 856に見られる細いメルトベイン(破線に沿う黒い脈). 火星隕石には このようなベインがよく観察される. (左)Dho 378はシャーゴッタイトの中でも溶融した物質の割合が多 い. (右)RBT 04261には多くのメルトポケットが観察される. 年代測定に使われたバデレアイトもメルト 中に存在することもある.



500 µm

図2:ALH-77005の偏光顕微鏡写真. 斜長石はマスケリナイト化しており,クロスニコルでは黒く光を透過しない. この隕石に含まれるかんらん石は茶色く変色している. (左)オープンニコル,(右)クロスニコル.

斜長石が発見されており、シャーゴッタイトであって も比較的低い圧力で形成したものも存在している[5]. Fritz. et al. [4]は様々な火星隕石に含まれる斜長石お よびマスケリナイトを顕微ラマン分光に分析を行い. 衝撃圧に応じてラマンスペクトルの変化が起こること を報告しているが、特に高い衝撃圧縮の場合だと衝撃 後の熱によるアニーリングの影響があり、ラマンスペ クトルの変化と圧力とは一致しないことを指摘してい る、地球の火山岩に含まれる斜長石には主要化学組成 の累帯構造が見られるが、火星隕石中のマスケリナイ トにも同様の累帯構造が保存されている場合がある [6]. マスケリナイトの形成過程については未だに議論 がなされており、Chen and El Goresy [7] は高圧下で のメルトであると主張しているが、Jaret et al. [8]ら はインドのロナクレーターに産するマスケリナイトの 分析によりマスケリナイトは固相-固相の相変化によ り形成したとしている.

斜長石は衝撃によりアモルファス化しているが、そ のほかの鉱物には高圧相への相転移も観察される.火 星隕石からは、リングウッダイト、アキモタイト、メ ジャライト、リングナイト、ホーランダイト、スティ ショバイト、ペロブスカイトといった高圧鉱物が数多 く報告されており、衝撃時の温度・圧力を記録してい る.一例として、Tissint隕石は高圧鉱物の存在から 25 GPaの圧力で2000 ℃ほどの温度上昇を経験してい ると見積もられた[9].電子顕微鏡や顕微ラマン分光、 電子後方散乱回折法(EBSD)などの局所分析技術が発 展するに従い、火星隕石中の高圧鉱物の発見数は現在 も増えており,今後も未知の高圧鉱物が発見されるこ とが期待される.このような高圧相の多くはメルトポ ケットやショックベイン中などの岩石の中でも特異的 に高温・高圧状態が獲得された場所に局所的に存在し ている.

火星隕石に含まれるかんらん石には、茶色や黒色を 呈するものが存在している(図2). これらのかんらん 石は結晶化時点から茶色や黒色を呈しているわけでは なく、衝撃変成によって析出したナノフェーズの鉄が 生成したことによる. ナノフェーズ鉄の形成メカニズ ムについてはかんらん石の還元反応と考えられてきた が[たとえば10,11], 三河内, 他[12]はこれらのナノ フェーズ物質の中に酸化鉄(マグネタイト)も含まれて いることを明らかにし、還元反応と酸化反応が起きて いるとした. XANESによる詳細な鉄の価数分析と電 子顕微鏡による周囲の産状をみると、Fe³⁺がわずかに 存在していることや周囲にシリカ相が存在しないこと から、かんらん石の不均化反応により形成したことが 示唆される[13]. シャシナイトに分類されるNWA 2737隕石はほぼ岩石全体が黒色化しており、そのほ かの火星隕石とは異なる衝撃履歴を受けていることが うかがえる. この隕石のようにかんらん石の黒色化を 起こすためには温度上昇がおおよそ1200-1500 ℃で衝 撃圧持続時間が90 ms程度必要であると見積もられた [13].



図3:火星隕石の可視・近赤外スペクトルの変化. 黒色化したNWA 2737ではケイ酸塩鉱物の吸収が不明瞭となっている. データはブラウン大学のRELABより.

4. 反射スペクトルへの影響

黒色化したNWA 2737隕石について可視・近赤外 領域の反射スペクトルを見てみると、そのほかの火星 隕石では顕著にみられるケイ酸塩鉱物であるかんらん 石や輝石の吸収(1 μm・2 μm付近)がほとんど見られ なくなっている(図3) [14,15]. 同時に反射率も5%ほ どと低くなっている(図3). 火星隕石は火星を飛び出 して地球に落下したものであるが、これらと同様の物 質は火星の衛星のフォボスにも降り注いでいる可能性 がある[16]. 火星衛星であるフォボスの反射スペクト ルは火星周回機からの観測により得られており[17]. 炭素質コンドライトである Tagish Lake 隕石に似てい るとされている. この隕石のスペクトルの特徴として は反射率が低く.ケイ酸塩鉱物などの顕著な吸収が見 られないことである.本来ケイ酸塩鉱物が主体の火星 物質のスペクトルは可視・近赤外領域のスペクトルは かんらん石や輝石の吸収(1 µm・2 µm)が顕著である が,衝撃変成による溶融やナノフェーズの鉄・マグネ タイトの析出によって,スペクトルの特徴を失ってし まう.さらにはアポロ計画やルナ計画で持ち帰られた 月面試料や小惑星探査機はやぶさが持ち帰ったS型小 惑星試料では,宇宙風化によってケイ酸塩鉱物の表面



図4:炭素質コンドライトと衝撃変成により黒色化した火星隕石のスペクトルの比較. 黒色化した火星隕石のス ペクトルは,吸収が不明瞭となり炭素質隕石の反射率に近くなっている.データはブラウン大学のRELAB より.

にナノフェーズの鉄が形成しスペクトルの特徴も暗く なっていることが明らかにされた[例えば18]. つまり, フォボス表面に火星物質が存在しているとしても、字 宙風化によって火星物質はさらに黒色化していること が考えられる. さらに火星衛星の形成過程としては. 小惑星の捕獲(炭素質コンドライト類似物質) [例えば 191もしくは火星へのジャイアントインパクト起源(火 星物質) [例えば20,21]が唱えられており議論が継続 している.火星衛星の起源と進化過程については兵頭・ 玄田[22]を参照されたい。火星物質と炭素質コンドラ イトではその構成元素や鉱物組み合わせは大きく異な っているが、火星物質が衝撃変成や宇宙風化により黒 色化した場合は反射スペクトルで見分けるのが困難に なる可能性もある(図4). このためリモートセンシン グ(ガンマ線分光分析や近接でのラマン分光分析な ど)やサンプルリターンによりもたらされる詳細なデ ータによる物質同定に期待が寄せられる.

5. 衝撃変成による同位体系への影響

1980年代より火星隕石の同位体年代が衝撃変成に よりリセットされたものなのかについては議論されて きた[例えば23-26]. とくにシャーゴッタイトのRb-Sr. Sm-Nd, Ar-Ar, U-Pbなどの放射性同位体年代から は約2億年という同位体年代が求められているが、こ の年代が岩石の形成年代なのか、衝撃変成でリセット した年代なのかについて議論されてきた. 1980年代 にはシャーゴッタイトに含まれるかんらん石の主要元 素組成の累帯構造が保存されていることから、同位体 系から得られた年代は結晶化年代であるとされていた [23]. 2000年代に入り高精度のPb-Pb年代が測定され ると、約41億年という年代が報告され、再度年代の もつ意味の議論がなされた[24,25]. Bouvier et al. [24,25]はPb-Pb年代で求められた41億年前という年 代値こそが結晶化年代であり、約2億年という年代値 は水質変成もしくは衝撃変成によりリセットされた年 代であると主張したが、それを直接的に示す根拠は示 されていない.火星隕石は強い衝撃変成の痕跡を残し ているが、岩石全体が溶融しているような隕石はまれ である.このため、すべての同位体系を同時にリセッ トさせ、Pb同位体のみが変化をしない状況が必要と なる. また、シャーゴッタイトの成因を考えると、2

ステージでの結晶化プロセス[27]や地殻物質との反応 をしている[例えば28]ことが考えられているため、と くに親核種の分析を行わないPb-Pb年代が示す年代 が結晶化年代とする説には疑問点がのこる、これまで に行われてきた同位体年代は全岩及び鉱物フラクショ ンから求められたアイソクロン年代であったが、近年 では単一鉱物を用いた局所同位体分析による年代測定 も行われている[29,30]. 火星隕石中には地球の珪長 質岩に見られるジルコン(ZrSiO4)はあまり含まれてい ないが、高温でも安定でジルコンと同様に年代測定に 用いることができるバデレアイト(ZrO₂)が微量なが ら含まれているため(図1). このバデレアイトを用い た鉱物年代を求める試みがなされてきた[29,30]. また, この鉱物が衝撃変成による高温・高圧下でも結晶化年 代を保つことができるのかについて明らかにするため に、著者らは年代既知の地球産バデレアイトのU-Pb 同位体系について衝撃実験(最大57 GPa)や加熱実験 (最大1300 ℃)を行い、衝撃変成による高温・高圧環 境下でも年代情報を失ってしまうようなリセットが行 われないことが確かめられた[26]. ただし地上での衝 撃実験は衝撃圧の持続時間などが天然の現象とは異な るため、天然の衝撃現象と比較する際には注意が必要 である。筆者[29]は10 µmほどの微小領域での年代測 定をRBT 04261シャーゴッタイトに含まれる様々な 産状のバデレアイトについて行った.この結果、衝撃 により部分的に溶融したバデレアイトに若干の同位体 系の乱れが確認されたが、年代の完全なリセットは起 きていないことを明らかにし、約2億年の年代がシャ ーゴッタイトの結晶化年代であると結論した. さらに Moserら[31]は衝撃によりバデレアイトが分解し新た にジルコンが成長している産状を発見し年代測定をし たところ、10 Maほどと非常に若い年代を得ており、 この年代が衝撃によるリセット年代であるとした.こ のように年代がリセットしているときには強い衝撃の 痕跡が確認できる.

6. 火星隕石が受けた衝撃変成の評価 における問題点

火星隕石に限らず,隕石が経験した衝撃変成度は岩 石・鉱物学的特徴,衝撃実験による再現実験によって 求められており,例えばStöffler et al. [32]によるとシ ョックステージをS1-S6の6ステージと溶融岩として 分類がなされており、現在もこれを踏襲する形となっ ている.火星隕石についても同様の手法で評価されて おり, Fritz et al. [33]によってまとめられている. こ れらによると、火星隕石が経験した衝撃後の温度上昇 は10-1000 ℃程度で、ピーク圧力は5-55 GPa程度と なっている、しかしながら、これらの情報は限られた 実験データにより与えられているために、定量的な評 価としては議論の余地がありそうだ。ダイアモンドア ンビルを用いた斜長石のアモルファス化の実験では斜 長石のマスケリナイト化は従来考えられていた衝撃圧 (30-90 GPa)は必要ないと提案されている[34]. 最近 では、Kurosawa and Genda [35]による理論計算によ ると、岩石の内部摩擦を考慮すると、温度上昇は容易 に2000 ℃にも達するとされており、温度の指標の見 直しや定量的な指標の検討が必要かもしれない.

7.おわりに

火星隕石の発見数が増えるにつれて情報量も増えて いるが,たびたび衝撃変成と岩石の記録の意味付けに 関して議論が起こっている.火星隕石全般として強い 衝撃変成によって情報が上書きされた状態であるため, 火星隕石が持つ記録が衝撃変成によるものなのか,は たまた岩石の起源や形成過程に関する情報を保持して いるのか,を理解するためには,衝撃変成による影響 を正しく評価することは重要である.この衝撃変成に よる影響は同一岩石の中でも不均質であるため,特に 局所分析においては分析点付近の状況を正しく判断す ることが求められる.このためには,衝撃変成の温度・ 圧力の定量的な指標の構築も必要となるだろう.

謝 辞

今回,執筆の機会を与えてくださった東京工業大学 の玄田英典博士と葉工業大学の黒澤耕助博士,本稿を 査読いただいたJAXA/ISASの臼井寛裕博士には深く 感謝を申し上げます.また,東京大学の菊地紘博士に は火星衛星に関して有益な議論をさせていただきまし たので併せてお礼申し上げます.本稿の一部はクリタ 水環境科学財団(17D006)より助成を受けたものであ る.

参考文献

- [1] 三河内岳, 2014, 遊星人 23, 278.
- [2] 黒澤耕介ほか, 2018, 遊星人(本号).
- [3] Nyquist, L. E. et al., 2001, Space Sci. Rev. 96, 105.
- [4] Fritz, J. et al., 2005, Ant. Meteorite Res. 18, 96.
- [5] Herd, C. D. K. et al., 2017, Geochim. Cosmochim. Acta 218, 1.
- [6] Mikouchi, T. et al., 1999, Earth Planet. Sci. Lett. 173, 235.
- [7] Chen, M. and El Goresy, A., 2000, Earth Planet. Sci. Lett. 179, 489.
- [8] Jaret, S. J. et al., 2015, Jour. Geophys. Res. Planet. 120, 570.
- [9] Baziotis, I. P. et al., 2012, Nature Communications 4:1404, 1.
- [10] Van de Moortèle, B. et al., 2007, Earth Planet. Sci. Lett. 262, 37.
- [11] Treiman, A. et al., 2007, J. Geophys. Res. 112, E04002, doi:10.1029/2006JE002777
- [12] 三河内岳ほか, 2011, 遊星人 20, 161.
- [13] Takenouchi, A. et al., 2017, Meteorit. Planet. Sci. 52, 2491.
- [14] Pieters, C. M. et al., 2008, J. Geophys. Res. 113, E06004, doi:10.1029/2007JE002939.
- [15] Noble, S. et al., 2007, Icarus 192, 629.
- [16] Ramsley, K. R. and Head, J. W., 2013, Planet. Space Sci. 87, 115.
- [17] Fraeman, A. A. et al., 2014, Icarus 229, 196.
- [18] Hiroi, T. et al., 2006, Nature 443, 56.
- [19] Pollack, J. B. et al., 1978, Science 199, 66.
- [20] Craddock, R. A., 2011, Icarus 211, 1150.
- [21] Hyodo, R. et al., 2017, ApJ 845, 125.
- [22] 兵頭龍樹ほか, 2018, 遊星人 27, 216.
- [23] Jones, J., 1986, Geochim. Cosmochim. Acta 50, 969.
- [24] Bouvier, A. et al., 2005, Earth Planet. Sci. Lett. 240, 221.
- [25] Bouvier, A. et al., 2008, Earth Planet. Sci. Lett. 266, 105.
- [26] Niihara, T. et al., 2012, Earth Planet. Sci. Lett. 341, 195.

- [27] McCoy, T.J. et al., 1992, Geochim. Cosmochim. Acta 56, 3571.
- [28] Shearer, C.K. et al., 2018, Geochim. Cosmochim. Acta 234, 24.
- [29] Niihara, T., 2011, Jour. Geophys, Res. 116, E12008.
- [30] Herd, C. D. K. et al., 2007, Lunar Planet. Sci. 38, Abstract 1664.
- [31] Moser, D.E. et al., 2013, Nature 499, 454.
- [32] Stöffler, D. et al., 1991, Geochim. Cosmochim. Acta 55, 3845.
- [33] Fritz, J. et al., 2005, Meteorit. Planet. Sci. 40, 1393.
- [34] Tomioka, N. et al., 2010, Geophys. Res. Lett. 37, L21301.
- [35] Kurosawa, K. and Genda, H., 2018, Geophys. Res. Lett. 45, 620.