特集 — 衝撃超高圧力研究の新展開 —

宇宙惑星科学への衝撃実験

Shock Experiments with Implications to Planetary Science

関根 利守

Toshimori SEKINE

Current trends in research on shock experiments to understand the fundamentals of impact phenomena were briefly reviewed. It was addressed that dynamic behavior of volatile-bearing materials is important although many experimental difficulties are recognized technically. The subject under various initial conditions will become more critical for detailed understanding of the impact phenomena in the universe. Overhauling of the current attitude in this research area and new development with a long-term perspective are required in Japan.

[*shock experiments, dynamic behavior of volatiles, impact-induced reactions, shock metamorphism*]

1. はじめに

衝撃波に対して一般的には破壊的な作用が強調されているが、この破壊的と同時に創造的な特徴を有する衝撃波を社会生活に活用すべく、また自然界での衝突現象に伴う衝撃波の作用を理解すべく凝縮体中のみならず気体、プラズマなどの媒体中あるいはそれらの複合体中での衝撃波研究は19世紀後半から始まっている。特に、衝突クレータを理解するための巨大爆発実験は1940年代から開始されている。宇宙惑星科学の分野では、最近の惑星探査機から送られてくる詳細な画像解析や分析データから、更に大気のない月探査機から得られた情報などから、衝突現象が従来考えられていたより普遍的でしかも太陽系形成時からその進化に重要な役割をはたしていることを明らかにしつつある。例えば、地球に衝突する頻度の経時変化は、単純ではないことが月面クレータの調査などから推測されている[1, 2]。K/T境界（約6500万年前の白亜紀と第三紀との境界で恐竜を含む生物の大量絶滅があった）での劇的な地球環境変化が、推定直径10 km程度の一つの物体の衝突で起ったと考えられる種々の物質科学的証拠が見つかった（例えば[3, 4]など）。このようなカタストロフィックな現象に対しては、天文学的な観測、地質学的な調査、衝撃実験に基づく実証、

及び物質科学的研究などの総合的な検討が必要となる。

本論では、このような宇宙惑星科学分野での衝撃実験の例を紹介し、宇宙惑星科学への衝撃実験の役割や今後の取り組みなどの展望を述べたい。自然界ではエネルギーの観点から見ても、光エネルギー、熱エネルギー、火山のエネルギーなどに比べて衝撃エネルギーは地球科学的に（特に時間あたりや空間あたりのエネルギー密度で）小さくなく、地球上の大事件に大きく深く係っていることが明らかにされつつあることから、その重要性は理解されよう。例えば、1906年San Francisco地震（M8.4）で地震波として放出されたエネルギーは 10^{17} J、爆発性火山エネルギーの見積もりは最大のもので 10^{22} J程度となり、地上での衝突クレータ（直径最大約200 km）の場合で 5×10^{23} J程度となる。日本では火山研究の重要性は生活に密着して広く認知されているが、それに比べて衝撃科学の重要性はまだまだ未開拓の領域であると感じられる。

2. 宇宙惑星始原物質

衝突現象においては、何が何にどう衝突するかが最も基本的なファクターである。宇宙形成標準モデル（例えば[5]など）によれば、宇宙惑星始原物質

〒305-0044 茨城県つくば市並木 1-1 物質・材料研究機構
National Institute for Materials Science, 1-1 Namiki, Tsukuba 305-0044
Electronic address: sekine.toshimori@nims.go.jp

としては分子雲であり、そのごく一部を構成する固体物質が衝突集積を重ねて微惑星、前駆惑星などへと成長する。このような衝突成長期を保持していると考えられているものに隕石物質などがある。隕石は様々な衝撃変成の程度を示す。分子雲中の主要な成分である軽元素の多くは揮発性成分として散逸して、始原的組成はそのままでは記録されていない。炭素質コンドライトの中には、揮発性成分に富み衝撃変成を示さないものが知られている。このような隕石は、凝縮体成分に関しては始原的物質を代表すると考えられる。その一つであるマーチソン隕石については、ユゴニオ計測データ[6]や衝撃回収実験[7-11]での実験結果が得られている。一方、隕鉄はケイ酸塩マントルと中心金属核とを形成した始原物質の残存であり惑星集積過程の初期の状態を示すものがある[12]。

更に、太陽系での元素の存在度から見れば、H, He, C, N, Oなど軽元素が主要成分でありそれらの成分や化合物の状態を理解するための必要な条件での実験も重要であることは無論である。基本的な実験例は水素、アンモニア、ドライアイス、水などに関してある（例えば[13]など）が、まだ十分とは言えない状態である。これらの成分は、巨大惑星の主要構成成分であり、超高压下での挙動を更に詳細に理解する必要がある。

3. 衝突現象と衝撃変成

すべて蒸発するような大規模な激しい衝突では、

Fig. 1. Shock stage classification based on experimental results for olivine (Ol), orthopyroxene (Opx), clinopyroxene (Cpx), and plagioclase (Pl), modified from[14].

その記録を見つけるのが量的には多くともサイズの困難な場合もあり得るだろう。しかし一般的には、衝突現象に伴い衝撃波の効果が固体試料中や地球上の隕石孔などに記録されている。この記録は上書きされる運命にあり、最後の衝撃波が強いと最後の効果だけが、隕石や宇宙塵など地球外物質中や地球上の隕石孔などに見ることが出来る。種々の隕石に関する最近の岩石鉱物学的研究や地球化学的研究の結果は、衝撃の程度に伴い様々な変化、例えば、部分溶融、高压相転移、固相衝撃反応による非晶質化、割れや変形、同位体変化などの詳細な情報をもたらす。地表の衝突クレータに関しても同様である。これらの衝撃の程度は、隕石中あるいは隕石孔中に含まれる典型的な鉱物に対する衝撃実験結果に基づいて比較され、スケール化が試みられている。その典型的な例でよく使われるスケールをFig. 1にまとめた[14]。このようなスケールは決して決定的なものではなく、あくまで暫定的であることに注意したい。実験系での状態と実際の状態では衝撃波の伝播やそれに伴う状態の変化が必ずしも同一でないことから由来する種々の要因があるからである。これらの要因のうち重要な差は、衝撃圧縮持続時間と内部エネルギー変化の差である。前者は衝突スケールの差で、後者は衝撃波の反射などの相互作用の差で生じる。現在では、TPa領域の衝撃圧の発生は可能である。100 GPa程度までの衝撃試料回収は可能であるが、それ以上からの試料回収には限界がある。

4. Hugoniot と衝撃実験

このように天然界と実験室での衝撃状態の相違を理解する意味でも詳細な衝撃実験が重要となる。隕石の組織を見ると非常に不均質でありかつ空隙の存在が顕著である。このような場合、十分に大きな試料を使い、不均一性などが平均化されて計測できないとばらつきの大きなデータとなり、意味をなさなくなる。しかし、このような場合でも空間分解能を上げることでそれぞれの領域を別個に測定することで可能となる。またこのような場合、系統的に平均的な変化を追うことにより実験で得られた情報が生きたものになる。また、比較すべき鉱物の種類を増やすことで複眼的な情報が得られ総合的な比較が可能となる。

4.1 Hugoniot の推定法

衝突に伴って発生する衝撃波に対しては、衝撃波波面の前後で質量、運動量、及びエネルギーが保存されることから3つの Rankine-Hugoniot 方程式が成り立つ。安定した衝撃波の場合、ある限られた時間内では圧縮中の物質の衝撃波速度 U_s 、粒子速度 U_p 、圧力、密度、及び内部エネルギーが関係づけられるのでこれらのパラメータの5個のうち2つを独立して測定すると、他のパラメータは決定される。典型的な鉱物や代表的な岩石に関しては、パラメータが測定され、Hugoniot データはまとまっているので、それらを利用すればよい[15, 16]。しかし、Hugoniot が無いものについては、構成成分の類似性などから推定する必要がある。その方法の一つに混合物モデルがある[17]。この混合モデルでは、同一圧力値で構成物質の体積の加減性を仮定するため、それぞれの衝撃温度差が無視できる程度の場合には良い近似となる。典型的な岩石や鉱物の場合には、その化学組成と密度を基に SiO_2 、 Al_2O_3 などの主成分の加重平均から、推定するための下記の式が与えられている[17]。化学式はそれぞれの成分の重量%を示す。

$$C_0 = -7.816 + 4.324\rho_0 - 0.01427\text{SiO}_2 \\ - 0.00645\text{MgO} + 0.00952\text{MgCO}_3 \\ - 0.01655\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.059\text{H}_2\text{O} \\ - 0.09554(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \\ - 0.00922\text{CaO} + 0.012(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}), \\ S = 2.854 - 0.5279\rho_0 + 0.001341\text{SiO}_2 \\ + 0.0027\text{MgO} - 0.0000317\text{MgCO}_3 \\ + 0.00469\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.01146\text{H}_2\text{O} \\ + 0.012355(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.00142\text{CaO} \\ - 0.004(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

ここで $\rho_0(\text{g/cm}^3)$ は密度であり、 C_0 と S はそれぞれ $U_s(\text{km/s}) = C_0 + SU_p(\text{km/s})$ の係数である。

また、構成鉱物の割合から Hugoniot が既知な構成鉱物の混合物として見積もることも可能である。基本となるデータが低压相である場合には適用範囲内で比較的良い近似となるが、高压相転移がある圧力範囲では注意が必要である。この混合モデルは、ケイ酸塩に対してだけでなく炭酸塩などでも成り立つことが知られている[17]。

静的圧縮で得られたデータに基づき、その体積弾性率 K_0 とその一次圧力微分 K_0' に対して $K_0 = \rho_0 C_0^2$ 及び $K_0' = 4S + 1$ の関係が成り立つことから、近似することも良く利用されている。

4.2 圧縮に伴う微視的効果

Hugoniot データからは、弾性限界や相転移に関する巨視的情報は得られるが、構造変化などミクロな情報に関しては実際に試料の観察や分析を通して検討しなければならない。その場観察や測定を通して、構造変化や融解を検出することも可能である。また、Hugoniot データだけからでは、相転移でも体積変化が少ない場合（融解を含む）には検出が困難な場合がある。更に、反応が伴う場合には反応を考慮する必要がある。

石英などの衝撃圧縮では、Hugoniot 計測結果には現れない結晶面でのずれがある。その特徴として Planar deformation feature (PDF) が知られているが、ユゴニオ弾性限界 (HEL) 付近で滑り面に沿って発光が進展する様子が高速度カメラ撮影でのその場観察から明らかにされている[18]。単結晶石英に関して結晶方位と衝撃波の方向を決めた衝撃回収試料の PDF から石英 Z 軸に対する PDF 角度の分布が調べられている[19]。Fig. 2 には、方位がランダムな石英砂粒を試料にした時の空隙率と衝撃圧の関数として、PDF 方位の分布に関する実験結果を示す[20]。石英 Z 軸に対する PDF 面の角度分布は、圧力として変化する。衝突クレータ付近で観察される高角度 PDF がこの実験では再現できていないが、これら

Fig. 2. Planar deformation features (PDFs) for shocked quartz sands[20]. Horizontal and vertical axes correspond to 0 to 90 degree against the z-axis of quartz crystal and numbers of occurrence, respectively. Pressures are final shock pressures and percentages are porosities of the initial sands.

の理由は現在未解明である。

5. 衝撃脱ガス

次に衝撃脱ガスを伴う炭酸塩、含水鉱物及び含水硫酸塩の衝撃挙動について述べる。これらは始原的隕石中や火星の表面物質として同定され、太陽系の形成過程や生命の起源に深く関わっていると考えられている。また地球上への衝突で進化にも大きな影響を及ぼしたと考えられる[21]。

5.1 炭酸塩

炭酸塩 CaCO_3 , MgCO_3 , 及び $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ に対する Hugoniot は、Kalashnikov らにより約 100 GPa までの衝撃圧下で決定されている[22]。これらの Hugoniot データは、炭酸塩が 100 GPa までの衝撃圧下では分解が起っていないことを示す。95–160 GPa での CaCO_3 単結晶についての衝撃温度計測では、熱力学的計算温度より 400–1350 K 低い 3300–5400 K と解析され、融解や分解が誘起されたと推定される[23]。また低圧下 (20 GPa 以下) で観察されたカルサイト CaCO_3 の分解は、実は圧力解放過程で起きることも粒子速度の時間変化から明らかになった[23]。最近 MgCO_3 について高圧まで決定された Hugoniot 測定結果[24] では、相転移が検出された。この相転移は、DAC での結果[25] と一致する。しかし、多くの衝撃回収実験で得られた試料の炭酸成分熱分析結果は、より低い衝撃圧下で減少することを示している[26, 27]。例えば、Boslough ら[26] では、カルサイトの 15–19 GPa での衝撃回収実験で得られた試料のガス分析から 0.03–0.3 モル% のカルサイトが分解すると解釈した。しかし、ドイツのグループの実験結果は 60 GPa くらいまで分解しないことを示し、その後の実験で分解で生成する CaO や MgO は、衝撃回収容器中で逆反応を起こして炭酸塩に戻ってしまう[28] 可能性が条件によってはあることを示した。しかし、減圧下での MgCO_3 についてのレーザー衝撃実験では、分解生成物 MgO が確認された[24]。また強い衝撃を受けたカルサイトからはスポンジ状空隙組織が局所的に見られたり[27]、空隙率の大きい試料からは、一部融解を示す炭酸塩球状粒子の観察も行われている[29]。このように炭酸塩の衝撃脱ガスは、これまでの結果から実験条件によって大きく変化する熱力学的な脱ガスモデルがどこまで定量化できるか、更に詳細な検

討が必要と思われる。

5.2 蛇紋石

蛇紋石 (サーペンチン) に関する Hugoniot は、Caltech (カリフォルニア工科大学) のグループが決定している[15, 30]。それらの結果からは、Fig. 3 に示したように約 35 GPa で開始する高圧相転移を含むいくつかの相転移が示されている。どんな高圧相が誘起されるかは不明であるが、Hugoniot 圧縮曲線からは、相当非圧縮性であると見られる。回収実験で得られた試料中の衝撃脱水は、熱分析、SEM 観察、TEM 観察などで確認された。回収試料の IR や XRD 分析では顕著な変化は認められなかったが、熱重量分析では、衝撃圧の増加につれて定量された水の残量が減少し、また脱水開始温度も 750 K から 870 K と広範囲に変化する[31] と同時に SEM 観察から試料の一部に局所的に発泡やベイン生成が認められた[31]。TEM 観察や分析電顕での検討結果[32] は、10–16 GPa の衝撃圧からはサーペンチンの非晶質化が開始し、圧力の増大でその量は増加することを示す。40 GPa では完全に発泡ガラスに転移する[32]。このことから、非晶質ガラス中に水がどの程度どのように保持されるかが確かめられないと、熱重量分析だけでは残存サーペンチンの量を定量化できないことになる。

サーペンチンは、マーチソン隕石中などにもそ

Fig. 3. Hugoniot of serpentine. Squares from[30] and solid circles from[15]. Four regions are divided as the low-pressure phase (1), a mixed phase region (2), high-pressure (3), and a second mixed phase region (4).

の水成分の母体として存在する。Tomiooka ら[11] によって、マーチソン隕石に関する衝撃回収実験の詳細な検討が行われているので紹介する。マーチソン隕石中の含水鉱物はトチリナイトとサーペンティンであるが、この両者はそれぞれ 10 GPa 以下、約 30 GPa 以下で完全に脱水する[11]。その詳細なプロセスは下記の通りである。10 GPa からのガラス生成物は、分析電顕で Si に富み、その量は衝撃圧の上昇に伴い増加するが、サーペンティンの残量は減少する。このガラス中には、20–300 nm サイズのサーペンティンが共存する。衝撃実験前のマーチソン隕石マトリックス中にもナノサイズサーペンティンが認められるが、それらは更に微小なサイズ (< 20 nm) であり、ガラス中の 20–300 nm サイズサーペンティンは、衝撃プロセスでガラスと同時に生じたか、あるいは圧力解放後に残留温度で生じたものと考えられる。21 GPa でのガラス生成物には、組織的に 2 種類の S の濃度の部分があった。それぞれは S の少ないサーペンティンからのガラスと S の多いトチリナイトから生じたガラスに相当するものと調和的である。21 GPa からの試料では同定困難だった、Fe に富むナノサイズ粒子は、30 GPa から生じたガラスでは、その量が増加し、電子線回折リングからマグネタイトと同定された。30 GPa からのガラスでは、Fe に富んだナノ粒子は増えて Si に富んだ領域からは微小なボイドが観察された。これらの結果[11] からサーペンティンは衝撃脱水が進むと水を失い発泡し、更に衝撃圧が増大すると分解生成物としてオリビンが結晶化する[11]。

5.3 硫酸塩及びその含水塩

硫酸カルシウム CaSO_4 及びその含水鉱物バサナイト $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ 、ジブサム $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ について述べる。それぞれの Hugoniot は硫酸カルシウムとジブサムに関して決定されている[33]。それらの結果は、ジブサムで約 22 GPa で開始する相転移があり、硫酸カルシウムでは明瞭な相転移は 100 GPa 位まで認められない。Caltech グループは硫酸カルシウムの衝撃回収実験[34] とその場観察実験から蒸発に関してエントロピー原理での考察を行った[35, 36]。他方、ドイツのグループの詳細な回収実験結果[37] は、分解や蒸発を示さず大きな不一致がある。このような不一致は、炭酸塩の場合と同様に、逆反応の可能性を示すのかもしれない。また、硫酸カルシウムに関して熱力学的計算で衝撃融解や

衝撃分解を検討した結果[38] は、融解温度と分解温度が近く、また実験データから反応が遅いこともあり、決定的とはなっていない。常圧下でジブサムは、330 K でバサナイトへの脱水が始まり、374 K で終了する。この分解温度は圧力の増加に伴い 0.13 K/MPa の割合で上昇する。更に、バサナイトは 373–383 K で完全に脱水し準安定相 $\gamma\text{-CaSO}_4$ になるが、大気圧下では急速に水と反応する。 γ 相は 525 K 以上で β 相に、約 1470 K で α 相に転移し、 CaSO_4 の融点は 1723 K とかなりの高温まで安定である。 CaSO_4 に関する衝撃回収実験は 64 GPa まで行われたが、分解生成物としての CaO は認められない[37]。

バサナイトの衝撃波速度 U_s と粒子速度 U_p の関係は、硫酸カルシウムとジブサムの混合モデルを用いて $U_s(\text{km/s}) = 3.52 + 1.57U_p(\text{km/s})$ と近似された[39]。今回新たにバサナイトに関して行った衝撃回収実験結果を以下に示す。出発試料は、粉末で初期密度 $1.9\text{--}2.4 \text{ g/cm}^3$ (空隙率 13–32%) を使用した。回収容器と飛翔板はそれぞれ SUS304 で、衝突速度 1.1 km/s までは回収に成功したが、それ以上では試料回収が困難であった。このことは、この衝撃条件を越えると急激に脱水反応が起り、試料回収容器の引っぱり強度を遥かに越えた内圧 (推定約 0.6 GPa 以上) が発生したものと考えられる。Fig. 4 に示すように、回収された固体試料の銅 $K\alpha$ 線による X 線回折パターンから 13 GPa まではバサナイトが安定で、16 GPa では一部脱水し、24 GPa ではほぼ完全

Fig. 4. XRD spectra of initial bassanite (a) and shocked bassanites at pressures of 13 GPa (b), 16 GPa (c), and 24 GPa (d), respectively. Peaks with circles correspond to those of $\beta\text{-CaSO}_4$. Above 25 GPa, samples were not successfully recovered. 2 theta was measured using Cu $K\alpha$ radiation.

に β -CaSO₄まで脱水した。Mg 硫酸塩に付いても検討した結果、同様に約 25 GPa をしきい値として急激な脱水が起きることが明らかになった。

最近の火星探査機からの分析情報では、火星表面には含水硫酸塩や含水ケイ酸塩が同定されている[例えば 40]。火星には衝突クレータがあると同時に地球上に火星から飛来したと考えられる SNC 隕石と呼ばれる隕石が示す衝撃圧力は 5–50 GPa の範囲に入る[41]。従って、含水硫酸塩からは容易に火星表面で衝突により水が生じる。と同時に硫酸塩は容易に水と反応し、含水鉱物になる[例えば 42]。火星での水は少なくともその初期形成期に激しい衝突を受けても水はリサイクルし、一定に水が保持されたものと考えられる。そのような条件は火星での生命誕生の可能性に深い関係があるかもしれない。水を含んだ衝撃回収実験も新しい展開をしつつある[43, 44]。

6. まとめと展望

以上のように、本論では主としてガス成分を含む系に関して述べたが、実験惑星科学的には更に、このように衝突で生じる成分が次にどうなるかまで検討し理解する必要がある。また、様々な初期条件下での衝突が想定されるので、実験室で得られた結果だけで議論するのは、危険である。理論的考察や観測結果、更には地球化学的情報を加味した総合的な実験結果の検討が不可欠である。逆に、衝撃実験を通して新しいモデルの提案や検証も可能なように実験計画を作る必要がある。

地球惑星物質に関する衝撃実験は、これまで主として Caltech グループとドイツのグループが活発な研究を行って来たが、両グループとも主たるメンバーが替わりつつある。それと同時に研究の方向性も変わるものと考えられる。その一つは物質進化に対する衝撃エネルギーの寄与という観点である。この中には地球惑星形成モデルへの視点と生命誕生に対する視点という 2 本柱が入るだろう。エネルギーの立場からは、一つの衝突で発生する圧力や温度及びそれらの時間変化は場所によって異なり、局所的には種々のきっかけとなる反応が起きるものと考えられる。これらの反応は、通常の熱力学的推論で十分議論できるのか、それとも新しい概念が必要となるか、大変挑戦的な課題であると考えられる。

謝 辞

本研究の一部は、科学研究費補助金（番号 18204051）の支援を受けて実施された。

参考文献

- [1] N.H. Sleep, K.J. Zahnle, J.F. Kasting, N.J. Morowitz: *Nature*, **342**, 139 (1989).
- [2] J.W. Valley, W.H. Peck, E.M. King, S.A. Wilde: *Geology*, **30**, 351 (2002).
- [3] G. Ryder, D. Fastovsky, S. Gartner, eds.: *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history* (Geological Society of America, Boulder, CO, 1996).
- [4] C. Koeberl, K.G. MacLeod, eds.: *Catastrophic events and mass extinctions: impacts and beyond* (Geological Society of America, Boulder, CO, 2002).
- [5] 井田茂著: 異形の惑星 (NHK ブックス, 東京, 2003).
- [6] W.W. Anderson, T.J. Ahrens: in *Shock Compression of Condensed Matter-1997*, ed. S.C. Schmidt, D.P. Dandekar, J.W. Forbes (AIP, Woodbury, NY, 1998), p. 115.
- [7] J.A. Tyburczy, B. Frisch, T.J. Ahrens: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **80**, 201 (1986).
- [8] K. Tomeoka, Y. Yamahana, T. Sekine: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**, 3683 (1999).
- [9] J.A. Tyburczy, X. Xu, T.J. Ahrens, S. Epstein: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **192**, 23 (2001).
- [10] K. Tomeoka, K. Kiriya, K. Nakamura, Y. Yamahana, T. Sekine: *Nature*, **423**, 60, (2003).
- [11] N. Tomeoka, K. Tomeoka, K. Nakamura-Messenger, T. Sekine: *Meteoritics Planet. Sci.*, **42**, 19 (2007).
- [12] J. Yang, J.I. Goldstein, E.R.D. Scott: *Nature*, **446**, 888 (2007).
- [13] W.J. Nellis: *Rep. Prog. Phys.*, **69**, 1479 (2006).
- [14] D. Stöffler, K. Keil, E.R. Scott: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 3845 (1991).
- [15] S.P. Marsh, ed.: *LASL Shock Hugoniot Data* (University of California Press, Los Angeles, CA, 1980).
- [16] T.J. Ahrens, ed.: *Mineral Physics and Crystallography: A Handbook of Physical Constants* (AGU, Washington, D.C., 1995).
- [17] G.S. Telegin, V.G. Antoshev, V.A. Bugaeva, G.V. Simakov, R.F. Trunin: *Izv. Earth Phys.*, **16**, 319 (1980).
- [18] P.J. Brannon, C. Konrad, R.W. Morris, E.D. Jones, J.R. Asay: *J. Appl. Phys.*, **54**, 6374 (1983).
- [19] R.A.F. Grieve, F. Langenhorst, D. Stöffler: *Meteoritics Planet. Sci.*, **31**, 6 (1996).
- [20] 中野陽一郎: 未発表.
- [21] L.W. Alvarez, W. Alvarez, F. Asaro, H.V. Michel:

- Science, **208**, 1095 (1980).
- [22] N.G. Kalashnikov, M.N. Pavlovskiy, G.V. Simakov, R.F. Trunin: *Izv. Earth Phys.*, **2**, 23 (1973).
- [23] S.C. Gupta, S.G. Stanley, T.J. Ahrens: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **201**, 1 (2002).
- [24] T. Sekine, H. He, T. Kobayashi, A. Yamaguchi: *Amer. Mineral.*, **91**, 1802 (2006).
- [25] M. Isshiki, T. Irifune, K. Hirose, S. Ono, Y. Ohishi, T. Watanuki, E. Nishibori, M. Takata, M. Sakata: *Nature*, **427**, 60 (2004).
- [26] M.B. Bouslogh, T.J. Ahrens, J. Vizgirda, R.H. Becker, S. Epstein: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **61**, 166 (1982).
- [27] M.A. Lange, T.J. Ahrens: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **77**, 409 (1986).
- [28] P. Agrinier, A. Deutsch, U. Scharer, I. Martinez: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 2615 (2001).
- [29] B.A. Ivanov, F. Langenhorst, A. Deutsch, U. Hornemann: in *Catastrophic Events and Mass Extinctions*, ed. C. Koeberl, K.G. MacLeod (GSA, Boulder, CO, 2002), p. 587.
- [30] J.A. Tyburczy, T.S. Duffy, T.J. Ahrens, M.A. Lange: *J. Geophys. Res.*, **96**, 18011 (1991).
- [31] M.A. Lange, P. Lambert, T.J. Ahrens: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1715 (1985).
- [32] J. Akai, T. Sekine: *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites*, **7**, 101 (1994).
- [33] G.V. Simakov, N.M. Pavlovskiy, N.G. Kalashnikov, R.F. Trunin: *Izv. Phys. Solid Earth*, **8**, 488 (1974).
- [34] W. Yang, T.J. Ahrens: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **156**, 125 (1998).
- [35] G. Chen, J.A. Tyburczy, T.J. Ahrens: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**, 615 (1994).
- [36] S.C. Gupta, T.J. Ahrens, W. Yang: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **188**, 399 (2001).
- [37] R. Skala, F.P. Hörz, F. Langenhorst: in *Large meteorite impacts III*, T. Hörz, A. Deutsch eds. (GSA, Boulder, CO, 2005), p. 413.
- [38] B.A. Ivanov, F. Langenhorst, A. Deutsch, U. Hornemann: in *Lunar and Planetary Science*, Vol. XXXV, Abstract #1489, (LPI, Houston, 2004) (CD-ROM).
- [39] F. Zhang, T. Sekine: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **71**, 4125 (2007).
- [40] A. Gendrin, N. Mangold, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, F. Poulet, G. Bonnelo, C. Quantin, J. Mustard, R. Arvidson, S. LeMoúélic: *Science*, **307**, 1587 (2005).
- [41] L.E. Nyquist, D.D. Boqard, C.-Y. Shin, A. Greshake, D. Stöffler, O. Eugster: *Spac. Sci. Rev.*, **96**, 106 (2001).
- [42] D.T. Vaniman, D.L. Bish, S.J. Chipera, C.I. Fialips, J.W. Carey, W.C. Feldman: *Nature*, **431**, 663 (2004).
- [43] H. Nakazawa, T. Sekine, T. Kakegawa, S. Nakazawa: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **235**, 356 (2005).
- [44] Y. Furukawa, H. Nakazawa, T. Sekine, T. Kakegawa: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **258**, 543 (2007).

[2007年5月28日受理]
© 2007 日本高圧力学会