特集 —— 核—マントルの相互作用と共進化に関する研究の進展 ——

地球型惑星核の物性と組成

Physical Properties and Composition of Cores of Terrestrial Planets

寺崎 英紀

Hidenori TERASAKI

To constrain the core compositions of terrestrial planets, sound velocity and density of liquid Fe–Ni–S and Fe–Ni–Si alloys were measured up to 14 GPa. Addition of S reduces the P-wave velocity and bulk modulus of liquid Fe–Ni while addition of Si rises the P-wave velocity and does not affect on the bulk modulus in the present pressure range. Based on the obtained elastic properties of liquid Fe–Ni–S and Fe–Ni–Si, the compositions of planetary cores are estimated by matching the planetary geodesy data to 3–7 wt% S or 7–14 wt% Si for Mercury and 30–34 wt% S or 28–33 wt% Si for Mars.

[planetary core, sound velocity, density, elastic property, iron-alloy, liquid]

1. はじめに

地球をはじめ、水星、金星、火星といった地球型惑星は、「岩石惑星」とも呼ばれ珪酸塩鉱物を主成分とする地殻・マントルと鉄ニッケル合金を主成分とする中心核から構成される。近年ではレーダー観測による自転速度の変動（秤動）や探査機軌道データによる潮汐変形度合いなどの観測に基づき、多くの地球型惑星は溶融核を持つことが指摘されている[1,2]。溶融核の存在により、惑星内部の熱輸送効率や固有磁場の有無が大きく影響を受ける。水星などの比較的小さな冷めやすい惑星においても溶融核が維持されていることは、鉄ニッケル合金の融点を低下させる軽元素が核に溶解している可能性が高い。核に溶解する軽元素としては、太陽系元素存在度や鉄合金への溶解度の観点から硫黄や珪素、水素、酸素、炭素が有力視されている。この軽元素の種類と量により融点や融解曲線の勾配が大きく異なる。よって核の軽元素の特定は、惑星核の温度構造や内核の成長様式など核の構造・進化に大きく関与する重

要な問題である[3]。これまでに惑星核の軽元素量は、惑星内部条件における鉄–軽元素合金の密度と惑星質量（もしくは平均密度）と慣性率等の観測値との比較からの地球物理学的アプローチ[4,5]、あるいは鉄–珪酸塩間の軽元素分配や隕石の元素存在度からの地球化学的アプローチ[6,7]により推定されている。特に地球物理学的アプローチでは、様々な鉄–軽元素系融体の惑星核条件における密度・弾性情報は必須である。

鉄–軽元素系融体の高圧力下の弾性情報に関して、最近では様々な軽元素組成の弾性波速度が報告されている(Fe–S: [8–10], Fe–Ni–S: [11], Fe–Ni, Fe–Ni–C: [12], Fe–C: [13,14])。弾性波速度の圧力依存性から弾性定数を求め、それより圧力と密度を関係づける状態方程式を記述できる。本稿では、核中の軽元素の中でも隕石中にも存在度の高い硫黄と珪素に着目し、最近著者らが報告[15]した Fe–Ni–S 系および Fe–Ni–Si 系融体の弾性波速度と密度の圧力・軽元素濃度依存性とそこから推定した水星と火星の核組成について紹介し、今後の展望について議論する。

〒560-0043 大阪府豊中市待兼山町 1-1 大阪大学大学院 理学研究科 宇宙地球科学専攻

Department of Earth and Planetary Science, Faculty of Science, Osaka University, 1-1 Machikaneyama-cho, Toyonaka, Osaka 560-0043

Electronic address: tera@okayama-u.ac.jp

(現所属) 〒700-8530 岡山市北区津島中 3-1-1 岡山大学大学院 自然科学研究科 地球科学専攻

Department of Earth Sciences, Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University, 3-1-1 Tsushimanaka, Kita-ku, Okayama 700-8530

2. 実験方法

本研究の弾性波速度（P 波速度）測定には、超音波パルスエコー法を用いた[16,17]。高圧プレス（後述）に使用する超硬アンビル背面に貼付した LiNbO_3 圧電素子から超音波（37–45 MHz）を発生させ、試料上端と下端からの反射波を高解像度オシロスコープで検出する。上端と下端面反射波の到達時間差が試料中の超音波伝搬時間に相当する。CMOS カメラを用いた試料の X 線イメージから試料長を決定し、伝播時間と試料長から弾性波速度を求めた。本研究で用いた X 線および実施したビームラインについては後述する。

密度測定は、X 線密度吸収法を用いた[18]。入射 X 線強度 (I_0) と試料からの透過 X 線強度 (I) をイオンチャンバーにより計測し、得られた X 線透過率 (I/I_0) プロファイルと式 (1) で表されるランベルト・ベールの式を基に、試料密度 (ρ_s) を導出した。

$$I/I_0 = \exp(-\mu_s \rho_s t_s - \mu_e \rho_e t_e) \quad (1)$$

ここで μ , t はそれぞれ質量吸収係数, X 線方向の試料厚みを示し, 下付の s, e は試料と周囲物質（試料容器, 圧媒体など）を示す。 μ は, 固体状態で吸収測定を行い, X 線回折により得られる固体試料密度を合わせて (1) 式より得られる。また周囲物質の吸収効果 ($\exp(-\mu_e \rho_e t_e)$) については, 測定される試料部の I/I_0 プロファイル（おわん型）の肩の強度から周囲の吸収を見積もった（手法の詳細は[19]参照）。

試料は, Fe–Ni–S 系では Fe, Ni, と FeS の粉末を混合し 2 種類の組成 ($\text{Fe}_{73}\text{Ni}_{10}\text{S}_{17}$, $\text{Fe}_{60}\text{Ni}_{10}\text{S}_{30}$ (at. %)) を用い, Fe–Ni–Si 系では Fe, Ni, と FeSi の粉末を混合し 2 種類の組成 ($\text{Fe}_{61}\text{Ni}_{10}\text{Si}_{29}$, $\text{Fe}_{52}\text{Ni}_{10}\text{Si}_{38}$) を用いた。上記組成の粉末試料をベレット状に成形し, BN カプセルに封入した。試料の両端面は, 弾性波速度測定用に鏡面研磨したサファ

Fig. 1. (Color online) Experimental set-up for sound velocity and density measurements. (a) BL20XU beamline, (b) BL22XU beamline, and (c) BL04B1 beamline, SPring-8.

イア単結晶のバッファローッドで挟んだ。温度発生には 5 GPa 以下ではグラファイト抵抗ヒーターを用い、5 GPa 以上では TiC ヒーターを用いた。実験温度・圧力は、試料付近に配置した複数種類の圧力マーカー (BN-MgO, NaCl-MgO-Au) の格子体積から求めた。用いたセル構成の詳細については、文献[15]を参照されたい。測定の圧力・温度条件は、Fe-Ni-S 系は 2.3–13.9 GPa, 1,240–2,250 K, Fe-Ni-Si 系は 0.3–11.9 GPa, 1,590–2,070 K で行った。

発生圧力に応じて高圧プレス装置を使い分けて測定を実施した。1 GPa 以下の実験では SPring-8 放射光施設の BL20XU ビームライン (単色 X 線 (38, 51 keV) を使用) にて 80 トン対向型トロイダルプレスを用い、弾性波速度と密度を測定した (Fig. 1a)。1–5 GPa における圧力条件では BL22XU ビームライン (単色 X 線 (35 keV) を使用) にて 180 トンキュービックプレスを用い、弾性波速度と密度を測定した (Fig. 1b)。5 GPa 以上の圧力では、BL04B1 ビームライン (白色または単色 X 線 (51 keV) を使用) にて 1,500 トン川井型マルチアンビルプレスを用い、弾性波速度のみを測定した (Fig. 1c)。各ビームラインでの測定セットアップを Fig. 1a–c に示す。各ビームラインにおける弾性波速度・密度測定の詳細は、以下の文献にそれぞれ記載されている (BL20XU: [20], BL22XU: [14], BL04B1: [16])。

3. 結果と考察

3.1 P 波速度への圧力・軽元素の効果

得られた Fe-Ni-S および Fe-Ni-Si 融体の P 波速度 (V_P) の圧力依存性を Fig. 2 に示す。Fig. 2 から Fe-Ni-Si 融体の P 波速度は、圧力と共にほぼ単調に増加する傾向にある。それに対し、Fe-Ni-S 融体については、10 GPa 付近までは圧力増加により P 波速度は急増し、高圧側ではその増加率 (dV_P/dP) はより緩慢になる傾向を有することがわかった。軽元素の効果について、本研究の測定圧力領域 (14 GPa まで) においては、硫黄の添加により P 波速度は大きく減少し、一方で珪素の添加では P 波速度は増加した。密度に関しては、硫黄・珪素いずれの場合も軽元素量増加と共に密度は減少する傾向を示した。

P 波速度の圧力依存性を記述するために、各圧力における P 波速度データを、状態方程式 (3 次の Birch-Murnaghan, Vinet) [15] を用いてフィットし、

Fig. 2. (Color online) The effect of pressure on the P-wave velocity (V_P) of liquid Fe-Ni-S and Fe-Ni-Si. The dotted curves represent fitting curves using 3rd order Birch-Murnaghan equation of state. Blue, red, yellow, and green symbols represent the V_P of liquid $\text{Fe}_{73}\text{Ni}_{10}\text{Si}_{17}$, $\text{Fe}_{60}\text{Ni}_{10}\text{S}_{30}$, $\text{Fe}_{61}\text{Ni}_{10}\text{Si}_{29}$, and $\text{Fe}_{52}\text{Ni}_{10}\text{Si}_{38}$, respectively. Solid circles and squares denote the V_P of $\text{Fe}_{73}\text{Ni}_{10}\text{Si}_{17}$ at 1,510–2,250 K, and that of $\text{Fe}_{60}\text{Ni}_{10}\text{S}_{30}$ at 1,240–1,960 K, respectively. Since the effect of temperature on the V_P of liquid Fe-Ni-S is negligibly small, the V_P data of all the temperature conditions are plotted in the same symbol. Solid upward triangles, diamonds, and downward triangles denote the V_P of Fe-Ni-Si at 1,550–1,750 K, 1,750–1,950 K, and 1,950–2,150 K, respectively. The results of Fe [10], $\text{Fe}_{80}\text{S}_{20}$ [9], and $\text{Fe}_{47}\text{Ni}_{28}\text{S}_{25}$ [11] are also plotted.

Table 1. Adiabatic elastic properties of liquid Fe-Ni-S and Fe-Ni-Si.

Composition	K_{S0} [GPa]	K'_S
$\text{Fe}_{73}\text{Ni}_{10}\text{Si}_{17}$	56.2 (3.5)	11.2 (0.4)
$\text{Fe}_{60}\text{Ni}_{10}\text{S}_{30}$	38.1 (1.8)	7.4 (0.2)
$\text{Fe}_{61}\text{Ni}_{10}\text{Si}_{29}$	97.9 (2.3)	8.8 (0.5)
$\text{Fe}_{52}\text{Ni}_{10}\text{Si}_{38}$	102.1 (1.1)	7.8 (0.1)
$\text{Fe}_{90}\text{Ni}_{10}$ [12]	103.1 (1.7)	6.0 (0.1)
Fe [10]	105 (2)	6.7 (1.0)

Numbers in parenthesis indicate error.

Elastic properties shown here are obtained using 3rd-order Birch-Murnaghan EOS.

弾性定数 (断熱体積弾性率 K_{S0} とその圧力微分 K'_S) を求めた。得られた Fe-Ni-S および Fe-Ni-Si 融体各組成の弾性定数を、Fe, Fe-Ni 融体のそれと

一緒に Table 1 に示す。状態方程式は 3 次の Birch-Murnaghan 状態方程式と Vinet 状態方程式を用いて比較したが、得られた弾性定数 (K_{S0} とその圧力微分 K'_S) は 2 つの状態方程式で整合的であった。Fe-Ni-S 融体の K_{S0} は硫黄量増加と共に大きく減少し、硫黄添加で融体の圧縮性が増すことがわかる。 K'_S は Fe, Fe-Ni 融体の値に比べ大きいので、高圧力で Fe-Ni-S 融体がより効率的に硬くなる事を示している。また Fe-Ni-Si 融体については、珪素を添加しても、 K_{S0} にはほとんど影響せず、Fe, Fe-Ni 融体に近い圧縮挙動を示すことがわかった。これらの軽元素の弾性特性に与える影響の違いは、Fe-Ni 融体中への軽元素の入り方の違いにより説明される。すなわち、硫黄は侵入型元素として Fe-Ni 格子を歪ませ原子間距離を拡げながら侵入するため、融体を「柔らかく」し、圧縮性を上げる。珪素は置換型元素として、Fe-Ni 原子に置き換わって配置するため、Fe や Fe-Ni 融体の構造を大きく変えることはなく Fe や Fe-Ni 融体に近い圧縮挙動を示すこととなる[21,22]。一方で、地球核のような高圧条

件では液体鉄の圧縮挙動に与える軽元素による差は小さくなる事が予想される[23,24]。

P 波速度から求めた弾性定数 (Table 1) と状態方程式を用いて計算される圧縮曲線は、本研究で P 波速度とは独立に直接測定で得られた密度とよく一致した (Fig. 3)。よって Table 1 の各融体の弾性特性について、P 波速度と密度からクロスチェックすることができた。本研究の Fe-Ni-S 融体の圧縮曲線とこれまでに報告されている先行研究の Fe-S 融体の密度との比較についても Fig. 3 に示す。本結果は、[25]の密度と一致するが、[26,27]の密度よりも大きい値を示した。その差は例えば、月の核条件 (5 GPa, 1,700 K) における $S = 10$ wt.% (16 at.%) の密度では、本研究では 6.4 g cm^{-3} となるが、[27]では 6.1 g cm^{-3} 、[26]では 5.7 g cm^{-3} となる。この密度差の原因としては、特に文献[26]では一気圧の密度が 5.25 g cm^{-3} と他の文献[15,25,27]および一気圧の密度データ[28] ($5.7\text{--}5.9 \text{ g cm}^{-3}$) より明瞭に低いことに起因すると考えられる (Fig. 3)。この密度差は、核の硫黄量を推定する上で大きく影響する (3.2 章参照)。

Fig. 3. Compression curve of liquid Fe-(Ni)-S. Circles, diamonds, and squares indicate measured density data of liquid $\text{Fe}_{73}\text{Ni}_{10}\text{S}_{17}$ at 1,600–1,800 K, 1,800–2,000 K, and 2,000–2,200 K, respectively. Solid curves denote the compression curve of liquid $\text{Fe}_{73}\text{Ni}_{10}\text{S}_{17}$ at 1,700, 1,900, and 2,100 K calculated based on the elastic parameters obtained from V_P data (Table 1). Open triangles represent the data of liquid $\text{Fe}_{77}\text{S}_{23}$ at 1,860 K [25]. Dotted and dashed curves denote the compression curves of liquid $\text{Fe}_{84}\text{S}_{16}$ at 1,700 K reported by [27] and [26], respectively. Compression curve of liquid Fe [10] at 1,900 K is also shown by dotted-dashed curve for reference.

3.2 惑星核の組成

以下では本研究で得られた密度・弾性定数に基づき、水星と火星核の硫黄または珪素量を推定する。まず惑星内部条件での地殻とマントルの密度分布、および本結果を基に任意の軽元素 (硫黄または珪素) 量での核の密度分布 (後述) を求める。これらの密度分布と観測される惑星質量と慣性率とを比較し、観測量に合致する核の密度分布から、核の組成範囲を制約する。このとき地殻とマントルについては、以下の設定とした。すなわち、水星地殻は厚さ 35 km、平均密度 2.9 g cm^{-3} [29]を用い、火星地殻は厚さ 55 km、平均密度 2.7 g cm^{-3} [30]を用いた。マントルの密度分布については、水星はマントル鉱物構成を (カンラン石 : 斜方輝石 = 60 : 40) と仮定して求めた。火星は Fe-Ni-S 核の場合には、[31]の火星マントル組成モデルを用い、Fe-Ni-Si 核の場合には[32]の組成モデルを基に密度分布を求めた。これらの密度分布の詳細に関しては、文献[15]の Appendix C に記載されている。核については、全溶融核を仮定し、核中の軽元素としては硫黄または珪素の 1 種類の軽元素を仮定した。その核の密度分布については、本研究で求めた Fe-Ni-S ($S = 17, 30$ at.%), Fe-Ni-Si ($\text{Si} = 29, 38$ at.%) 融体の弾性定

数 (Table 1) とその組成依存性のモデルとして非理想混合モデル (非対称型の正則溶液モデル) [33,15] を用いて, Fe–Ni–S 系, Fe–Ni–Si 系における任意の軽元素量での弾性定数を求め, 核の密度分布を導出した。また温度条件については, 水星はマントルが薄く, 対流による熱輸送は 30–40 億年前に止んだと推定されている[34]。よって表面温度 440 K を用いマントルを熱伝導[34], 核を断熱温度勾配とした水星の温度構造を用いた。火星は[35]の温度構造モデルを用いた。これらの惑星の温度構造については, 文献[15]の Table C1, C5 に記載されている。

Fig. 4 に得られた水星, 火星核のサイズと軽元素量の関係を示す。惑星質量を固定するため, 核半径が大きくなるほど, 核中の軽元素量も多くなる傾向

となる。Fig. 4 の核半径の表示範囲は観測された慣性性能率と合致する核半径の範囲に相当する。慣性性能率以外の観測データ (重力場や潮汐データ) を用いて核半径をさらに制約すると Fig. 4 の灰色ハッチの領域となる。これより Fig. 4a の水星核では, 硫黄ならば 5 ± 2 wt.%, 珪素ならば $11 + 3 / - 4$ wt.% の軽元素量が推定される。Fig. 4b の火星核では, 硫黄ならば 32 ± 2 wt.%, 珪素ならば $30 + 3 / - 2$ wt.% の軽元素量が推定される。これらの結果より, 水星核に比べ火星核ではかなり多くの軽元素を含むことが示唆される。一方で, 惑星核組成の推定でこれまで広く用いられてきた Fe–10 wt.% S 融体の弾性特性[27]と, その組成依存性として従来使用されてきた理想混合モデルを用いて推定した核の硫

Fig. 4. Light element (S or Si) concentration in the core of (a) Mercury and (b) Mars as a function of the core radius (R_{Core}). Solid and dashed curves denote S content and Si content, respectively. Thin dotted curve denotes S content estimated from ideal-mixing model using elastic data of Fe and Fe–10 wt.% S [27]. Shaded area represents possible R_{Core} range from geodesy data (Mercury: [36], Mars: [5]).

Fig. 5. P-wave velocity profiles of planetary cores. (a) Mercury. Solid curve: Fe–Ni–S (S = 5 wt.%) composition, Dashed curve: Fe–Ni–Si (Si = 11 wt.%) composition. (b) Mars. Solid curve: Fe–Ni–S (S = 32 wt.%) composition, Dashed curve: Fe–Ni–Si (Si = 30 wt.%) composition.

黄量が Fig. 4a, b の細い点線となる。灰色ハッチ領域での従来のモデル（細点線）と新しい弾性データに基づく本結果（太実線）の硫黄量を比較すると、硫黄量が比較的少ない水星核では、その差はほとんどなく整合的であった。しかし火星核では従来推定されてきた硫黄量よりも本結果では 2 倍近く多い結果となった。

推定された核組成から、核の P 波速度プロファイルを示した図が Fig. 5 である。硫黄を含む核 (S-rich core) と珪素を含む核 (Si-rich core) の P 波速度の差に着目すると、水星核では S-rich と Si-rich core の速度差は極めて小さい (Fig. 5a)。これは地震波速度分布のみから水星核の軽元素（硫黄または珪素）を判別することが困難である事を示している。一方で、火星では S-rich core と Si-rich core の P 波速度の差は有意に大きい (Fig. 5b)。これは火星核中の軽元素量が多いことと Fe-Ni-S と Fe-Ni-Si の P 波速度が大きく異なることに由来している。したがって火星では、核中の S または Si の判別は地震波速度測定から検出できる可能性がある。硫黄と珪素の液体鉄中への溶解度は、酸素分圧に強く依存する。酸化条件では硫黄が鉄中に選択的に溶け込み、還元条件では珪素が溶け込む [37]。よって核中の軽元素について硫黄/珪素の判別をすることにより、惑星内部の酸化還元環境の推定に繋がる。また鉄合金の融解曲線の観点からは、Si-rich core よりも S-rich core の方が、融点が低いとため熔融核を維持しやすいという特徴があり、硫黄/珪素の判別は熔融核の存在や温度構造とも密接に関係する。

5. 今後の展望

本研究では、14 GPa までの鉄合金融体の弾性特性に基づき惑星核組成の考察を行ったが、惑星核の密度分布をより正確に把握するには核条件（水星核：5–40 GPa、火星核：20–40 GPa）での測定が必要である。最近ダイヤモンドアンビルを用いて融体の弾性波速度測定 [11, 13] や密度測定 [38, 39] の圧力が拡張され、惑星核条件での様々な鉄合金融体の弾性特性が明らかになりつつある。

また最近の MESSENGER 探査機の水星表面の組成観測結果と鉄-珪酸塩メルト間の元素分配実験より、水星核には硫黄と珪素が同時に溶解する組成モデル（S = 20 wt.% では Si = 0.3–4.3 wt.%、Si = 10 wt.% では S = 0.7–2.8 wt.%）が提唱されている

[7]。本研究より硫黄と珪素が弾性特性に与える効果は大きく異なるため、2 つの軽元素が同時に溶解した場合の鉄合金の弾性特性、圧縮挙動を実験から調べることで、水星核組成に更なる制約を与えられるであろう。今後は、水星だけでなく火星や金星においても、元素分配と表面組成を合わせた地球化学的アプローチと弾性特性と物理観測による地球物理学的アプローチを組み合わせるにより、惑星核組成についてのさらなる制約が期待できる。現在進行中の火星の InSight 探査機による地震波・熱流量測定や近年実施予定の水星の BepiColombo 探査機による磁場・表面組成測定といった内部に関する新たな探査データが加わることで、さらなる惑星内部情報の進展が期待される。

謝 辞

本研究は、Attilio Rivoldini 博士、西田 圭佑 博士、浦川 啓 教授、柴崎 裕樹 博士、坂巻 竜也 博士、町田 晃彦 博士、肥後 祐司 博士、上杉 健太郎 博士、竹内 晃久 博士、綿貫 徹 博士、近藤 忠 教授、および大阪大学大学院生（下山 裕太 博士、田窪 勇作 博士、真木 まゆみ 氏、黒川 冬華 氏）との共同研究です。皆様に深く感謝致します。また丁寧かつ建設的なコメントを頂いた査読者に感謝致します。本稿執筆の機会をくださった、太田 健二 博士、井上 徹 教授に深く謝意を表します。本研究は新学術領域研究をはじめとする科学研究費補助金（研究課題番号 15H05828, 26247089）の補助を受けて行われました。

参考文献

- [1] J.L. Margot, S.J. Peale, R.F. Jurgens, M.A. Slade, I.V. Holin: *Science*, **316**, 710 (2007).
- [2] C.F. Yoder, A.S. Konopliv, D.N. Yuan, E.M. Standish, W.M. Folkner: *Science*, **300**, 299 (2003).
- [3] A.J. Stewart, M.W. Schmidt, W. van Westrenen, C. Liebske: *Science*, **316**, 1323 (2007).
- [4] C.M. Bertka, Y. Fei: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **157**, 79 (1998).
- [5] A. Rivoldini, T. Van Hoolst, O. Verhoeven, A. Mocquet, V. Dehant: *Icarus*, **213**, 451 (2011).
- [6] C. Sanloup, A. Jambon, P. Gillet: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **112**, 43 (1999).
- [7] N.L. Chabot, E.A. Wollack, R.L. Kima, M.E. Minitti: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **390**, 199 (2014).

- [8] K. Nishida, Y. Kono, H. Terasaki, S. Takahashi, M. Ishii, Y. Shimoyama, Y. Higo, K. Funakoshi, T. Irifune, E. Ohtani: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **362**, 182 (2013).
- [9] K. Nishida, A. Suzuki, H. Terasaki, Y. Shibazaki, Y. Higo, S. Kuwabara, Y. Shimoyama, M. Sakurai, M. Ushioda, E. Takahashi, T. Kikegawa, D. Wakabayashi, N. Funamori: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **257**, 230 (2016).
- [10] Z. Jing, Y. Wang, Y. Kono, T. Yu, T. Sakamaki, C. Park, M.L. Rivers, S.R. Sutton, G. Shen: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **396**, 78 (2014).
- [11] S.I. Kawaguchi, Y. Nakajima, K. Hirose, T. Komabayashi, H. Ozawa, S. Tateno, Y. Kuwayama, S. Tsutsui, A.Q.R. Baron: *J. Geophys. Res.*, **122**, 3624 (2017).
- [12] S. Kuwabara, H. Terasaki, K. Nishida, Y. Shimoyama, Y. Takubo, Y. Higo, Y. Shibazaki, S. Urakawa, K. Uesugi, A. Takeuchi, T. Kondo: *Phys. Chem. Mineral.*, **43**, 229 (2016).
- [13] Y. Nakajima, S. Imada, K. Hirose, T. Komabayashi, H. Ozawa, S. Tateno, S. Tsutsui, Y. Kuwayama, A.Q.R. Baron: *Nat. Commun.*, **6**, 8942 (2015).
- [14] Y. Shimoyama, H. Terasaki, S. Urakawa, Y. Takubo, S. Kuwabara, S. Kishimoto, T. Watanuki, A. Machida, Y. Katayama, T. Kondo: *J. Geophys. Res.*, **121**, 7984 (2016).
- [15] H. Terasaki, A. Rivoldini, Y. Shimoyama, K. Nishida, S. Urakawa, M. Maki, F. Kurokawa, Y. Takubo, Y. Shibazaki, T. Sakamaki, A. Machida, Y. Higo, K. Uesugi, A. Takeuchi, T. Watanuki, T. Kondo: *J. Geophys. Res.*, **124**, 8, 2272 (2019).
- [16] Y. Higo, Y. Kono, T. Inoue, T. Irifune, K. Funakoshi: *J. Synchr. Rad.*, **16**, 762 (2009).
- [17] Y. Kono, C. Park, T. Sakamaki, C. Kenny-Benson, G. Shen, Y. Wang: *Rev. Sci. Instr.*, **83**, 033905 (2012).
- [18] Y. Katayama, K. Tsuji, J.-Q. Chen, N. Koyama, T. Kikegawa, K. Yaoita, O. Shimomura: *J. Non-Crystal. Sol.*, **156-158**, 687 (1993).
- [19] H. Terasaki, K. Nishida: in *Magma Under Pressure: Advances in High-Pressure Experiments on Structure and Properties of Melts*, eds. Y. Kono, C. Sanloup (Elsevier, Amsterdam, 2018), pp.237-260.
- [20] H. Terasaki, K. Nishida, S. Urakawa, Y. Takubo, S. Kuwabara, Y. Shimoyama, K. Uesugi, Y. Kono, A. Takeuchi, Y. Suzuki, Y. Higo, T. Kondo: *Comptes Rendus Geoscience*, **351**, 163 (2019).
- [21] C. Sanloup, F. Guyot, P. Gillet, Y. Fei: *J. Geophys. Res.*, **107**, 2272 (2002).
- [22] Y. Shibazaki, Y. Kono: *J. Geophys. Res.*, **123**, 4697 (2018).
- [23] D. Alfe, M.J. Gillan, G.D. Price: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **195**, 91 (2002).
- [24] K. Umemoto, K. Hirose: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **531**, 116009 (2020).
- [25] G. Morard, G. Garbarino, D. Antonangeli, D. Andrault, N. Guignot, J. Siebert, M. Roberge, E. Boulard, A. Lincot, A. Denoeud, S. Petitgirard: *High Pressure Res.*, **34**, 9 (2014).
- [26] C. Sanloup, F. Guyot, P. Gillet, G. Fiquet, M. Mezouar, I. Martinez: *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 811 (2000).
- [27] P.S. Balog, R.A. Secco, D.C. Rubie, D.J. Frost: *J. Geophys. Res.*, **108**, 2124 (2003).
- [28] M. Nagamori: *Trans. Metall. Soc. AIME*, **245**, 1897 (1969).
- [29] S. Padovan, M.A. Wiczeorek, J.-L. Margot, N. Tosi, S.C. Solomon: *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1029 (2015).
- [30] M.A. Wiczeorek, M.T. Zuber: *J. Geophys. Res.*, **109**, E01009 (2004).
- [31] G. Dreibus, H. Wanke: *Meteoritics*, **20**, 367 (1985).
- [32] R.K. Mohapatra, S.V.S. Murty: *Meteoritics Planet Sci*, **38**, 225 (2003).
- [33] G. Morard, J. Bouchet, A. Rivoldini, D. Antonangeli, M. Roberge, E. Boulard, A. Denoeud, M. Mezouar: *Am. Mineral.*, **103**, 1770 (2018).
- [34] N. Tosi, M. Grott, A.-C. Plesa, D. Breuer: *J. Geophys. Res.*, **118**, 2474 (2013).
- [35] A.-C. Plesa, M. Grott, N. Tosi, D. Breuer, T. Spohn, M.A. Wiczeorek: *J. Geophys. Res.*, **121**, 2386 (2016).
- [36] E. Mazarico, A. Genova, S. Goossens, F.G. Lemoine, G.A. Neumann, M.T. Zuber, D.E. Smith, S.C. Solomon: *J. Geophys. Res.*, **119**, 2417 (2014).
- [37] M.R. Kilburn, B.J. Wood: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **152**, 139 (1997).
- [38] G. Morard, J. Siebert, D. Andrault, N. Guignot, G. Garbarino, F. Guyot, D. Antonangeli: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **373**, 169 (2013).
- [39] Y. Takubo, H. Terasaki, T. Kondo, S. Mitai, S. Kamada, T. Kikegawa, A. Machida: *Comptes Rendus Geoscience*, **351**, 182 (2019).

[2020年2月14日受付, 2020年4月27日受理]

© 2020 日本高圧力学会