

受賞記念解説 — 高圧力学会奨励賞 —

高圧力下における 地球深部物質の電気・熱伝導率測定

Measurements of Electrical and Thermal Conductivity of Materials Deep Inside the Earth
under High-Pressure Conditions

太田 健二

Kenji OHTA

Knowledge about transport properties of Earth-forming minerals is important to understand the formation and the evolution of solid Earth. State-of-art high-pressure techniques help us to replicate the Earth's internal conditions, and to reveal various physical properties of minerals inside of the Earth. In this article, our high-pressure experimental studies for determinations of electrical and thermal transport properties of deep inside the Earth are reviewed with focusing on the following 3 topics; (1) electrical conductivity of the Earth's lower mantle, (2) electrical and thermal conductivity of the Earth's core, (3) lattice thermal conductivity of the lower mantle. [*electrical conductivity, thermal conductivity, lower mantle, core, diamond anvil cell*]

1. はじめに

およそ 46 億年前、地球はマグマオーシャンと呼ばれるマグマの海に地表全てが覆われるほどに高温の世界であったと考えられている。その熱を宇宙空間へと放出することで、マグマオーシャンは固化し、マントルとコアは対流し、内核は成長を続けて地球は現在の姿となった。では、どのような物質が地球を作っているのだろうか？ 地球内部物質のどのような物性が惑星のダイナミクスや進化に多大な影響を与えているのだろうか？ そのような問いへの答えを得るための重要な物性値として、筆者は電気伝導率、熱伝導率に着目し研究を行ってきた。高温高圧実験を用いた地球・惑星の内部に存在する物質の電気・熱物性測定のこれまでの研究結果と今後の課題について述べていきたい。

2. 地球下部マントルの電気伝導度

地球の下部マントルは地球全体の体積の半分以上を占める広大な領域である。そこは主に苦鉄質珪酸塩ペロフスカイト (2014 年にブリッジマナイト, **bridgmanite** と命名された[1]), マグネシウム酸化物と酸化第一鉄の固溶体である (Mg, Fe)O フェロペリクレーズ (**ferropericalse**) から構成されていると考えられているが、これらの鉱物の化学組成や量比、あるいは下部マントルの温度構造に関しては未だわかっていないことが多い。下部マントルのような、岩石を直接採取することが出来ない領域を構成する物質の特定のために、地震波観測で得られる地震波速度・密度プロファイルと整合的な物性を持つ物質の探索が高温高圧実験および理論計算的手法を用いて行われてきた (例えば[2-4])。物質の熱弾性的な性質に加えて、電気伝導度は地球深部構成物質の解明のための有効なツールとなる物性値である。なぜなら、電気伝導度は地震波速度とは独立な観測

可能量であり、水や鉄の含有量あるいは鉄の価数によって大きく変化するからである。観測で得られる電気伝導度分布の成因を理解するには地球深部物質の電気伝導度の圧力・温度・化学組成依存性を知ることが重要である。そのため、電気伝導度測定を目的とした高温高圧実験はこれまでに多くなされてきた[5,6]。しかし、下部マントル上部よりも深い領域に相当する温度・圧力条件での鉱物の電気伝導度測定は、その実験の困難さからほとんどなされてこなかった。また、2000年代初めまではブリッジマナイトとフェロペリクレーズが下部マントル全域にわたり相転移などを起こさずに安定に存在すると考えられていたために、下部マントル最上部までの条件で測定された実験値の温度・圧力外挿から下部マントルの電気伝導度プロファイルが推定されていたのである[7]。

下部マントルは深さ 660~2900 km の“退屈な層”であろうという予測は超高压発生技術と放射光技術の進歩によって実現された二つの新たな発見によって覆されることとなった。一つは、圧力上昇に伴う鉄のスピンの状態の変化（圧力誘起スピン転移）が下部マントル主要鉱物のブリッジマナイト、フェロペリクレーズ中でも起こることが実験的に明らかにされたことである[8,9]。もう一つは、マントル最下部条件におけるブリッジマナイトのポストペロフスカイト（post-perovskite）相への構造相転移の発見である[10]。これらの発見によって、下部マントル鉱物の物性実験・理論的研究が活性化した。当然、これらの物理現象が鉱物の電気伝導性にも影響を与える可能性が示唆された[11]。そこで、筆者らはスピン転移とポストペロフスカイト相転移が鉱物の電気伝導度を与える影響を明らかにし、外挿のない下部マントルの電気伝導度プロファイルの構築を目指し、高温高圧下その場電気伝導度測定実験を始めた。実験手法として、筆者は圧力誘起超伝導の研究で用いられていたダイヤモンドアンビルセル（DAC）を使用した低温高圧力下電気抵抗測定技術[12]を 2500 K を超える高温条件でも行えるような技術改良を行った。実験手法の詳細は文献[13,14]を参照されたい。

筆者らはまず、下部マントル鉱物中で起こる圧力誘起スピン転移が電気伝導度へ与える影響を調べるために、 $(\text{Mg}_{0.9}\text{Fe}_{0.1})\text{SiO}_3$ 組成のブリッジマナイトと $(\text{Mg}_{0.81}\text{Fe}_{0.19})\text{O}$ フェロペリクレーズの室温高圧下その場電気伝導度測定を行った[15,16]（Fig. 1）。

両鉱物ともに電気伝導度は常圧から圧力と共に上昇するが、70 GPa 付近において減少に転じることが見てとれる。その後、再び電気伝導度は圧力上昇に対して正の相関を示す。電気伝導度が減少に転じる圧力が先行研究によって報告されている各鉱物のスピン転移発生圧力と一致することから、このような電気伝導度の圧力に対する振る舞いは鉱物中の鉄の電子スピン転移によるものであると考えられる。低圧で安定な高スピン（high-spin）状態のブリッジマナイト、フェロペリクレーズの電気伝導は、室温付近では鉱物中の Fe^{2+} と Fe^{3+} が電子をやり取りす

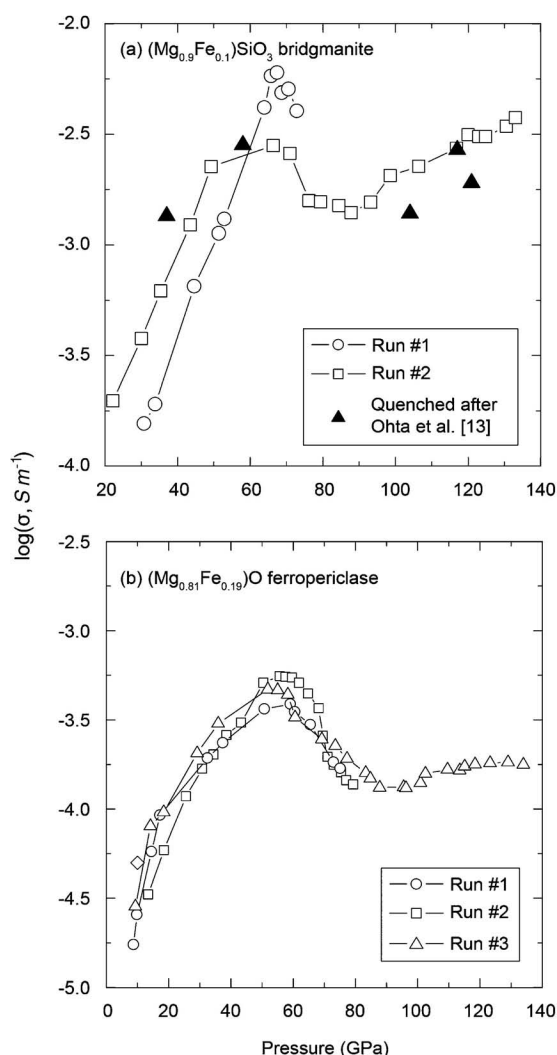


Fig. 1. Electrical conductivity (σ) of (a) $(\text{Mg}_{0.9}\text{Fe}_{0.1})\text{SiO}_3$ bridgmanite and (b) $(\text{Mg}_{0.81}\text{Fe}_{0.19})\text{O}$ ferropericlaese at 300 K as a function of pressure.

ることによって起こる（スモールポーロン，small polaron 伝導）[17,18]。このスモールポーロン伝導においては鉄の 3d 電子のうちの不对電子が伝導度に大きな役割を果たす。スピン転移が起こると鉄の 3d 軌道内の不对電子の数が大きく減ずるためスモールポーロン伝導が弱まり，結果としてブリッジマナイト，フェロペリクレスの電気伝導度は低下してしまうと考えられる。フェロペリクレスに関して行われた同様の電気伝導度測定実験でもスピン転移圧力での電気伝導度の現象が観察されている[19,20]。

次に，筆者らは高温高圧条件下において ($Mg_{0.9}Fe_{0.1}$) SiO_3 組成のブリッジマナイトとポストペロフスカイトの電気伝導度測定を行った (Fig. 2)。高温発生には高出力赤外レーザーを使用し，温度は試料の熱輻射スペクトルから決定している。37 GPa で測定されたブリッジマナイトの電気伝導度は 23 GPa においてマルチアンビルプレスを用いて測定された値[17]と整合的である。しかし，ブリッジマナイトに対するより高い圧力での実験において，104~121 GPa での電気伝導度は 37~58 GPa のそ

れよりも有意に低い値を示すことがわかった。このような電気伝導度の高圧力下での減少は上述のスピン転移によるものと考えられる。また，ブリッジマナイトがポストペロフスカイトへと相転移することで，電気伝導度は約 3 桁上昇することが観察された。ポストペロフスカイトが示す高い電気伝導度は，ポストペロフスカイト相が層状の結晶構造を持ち， SiO_6 八面体層の間に Mg と Fe が配置する構造であることから，ブリッジマナイトに比べて鉄イオン同士の距離が小さいからであると考えられる。また，ポストペロフスカイト相の電気伝導度の温度依存性は非常に小さい。DAC 試料室内部の熱圧力を考慮すると，ポストペロフスカイトは高温で伝導度が下がる金属的な性質を持つ可能性がある。

地球の自転速度や章動運動の数十年単位での周期的な変動は古くから観測されており，その変動メカニズムとしてコアとマントル間での電磁気的な相互作用による角運動量の交換が予想されていた[21-23]。そのようなコア-マントル電磁気結合の発生のためにはマントル最下部に $10^8 S$ を超えるコンダクタンスを持つ層が無くてはならない。コンダクタンスは電気伝導度 ($S m^{-1}$) とその伝導度を持つ層の厚さ (m) の積として求めることが出来る。($Mg_{0.9}Fe_{0.1}$) SiO_3 組成のポストペロフスカイトが D'' 層に相当する 200~300 km の厚さでマントル底部に存在している場合，マントル最下部のコンダクタンスは $10^8 S$ 程度となる。しかしながら，下部マントルの化学組成として有力なパイロライト組成の岩石のマントル最下部条件における電気伝導度から計算される D'' 層のコンダクタンスはコア-マントル間の電磁気的相互作用を引き起こすほどには高くない[24]。それでは，マントル底部に高電気伝導帯を生じさせることが出来る物質は存在するだろうか？ その候補としては，マントル最下部まで沈み込んだ中央海嶺玄武岩 (MORB) や鉄に富む (Mg, Fe)O が考えられる。実際に筆者らが行った，MORB や FeO，鉄に富む (Mg, Fe)O のマントル最下部条件での電気伝導度測定の結果，これらの物質は標準的なマントル物質に比べて非常に高い電気伝導度を示すことがわかった[24-27] (Fig. 3)。これらの実験結果からマントル対流とコア-マントル相互作用に伴うマントル底部の化学組成不均質の存在が地球の自転・章動運動に観測可能なほどの影響を与えているのであろうと筆者は考えている。

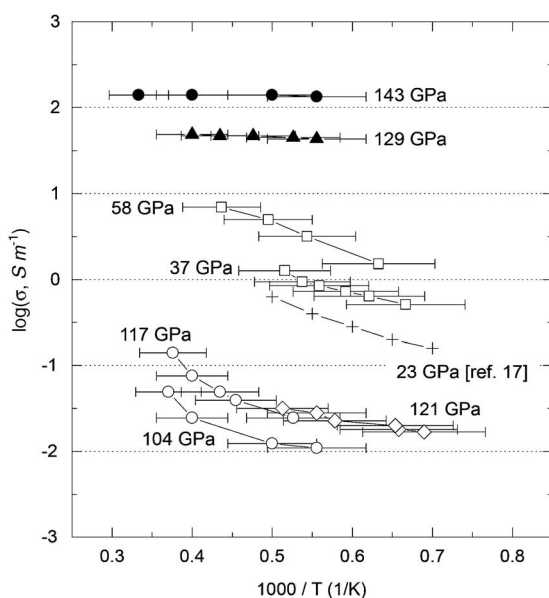


Fig. 2. Arrhenius plots of electrical conductivity of ($Mg_{0.9}Fe_{0.1}$) SiO_3 bridgmanite and post-perovskite at high pressures. Open and closed symbols indicate measurements of bridgmanite and post-perovskite, respectively. Previous data on bridgmanite by Katsura *et al.* [17] are also presented by crosses. The measured variations in temperature between the electrodes are shown by error bars.

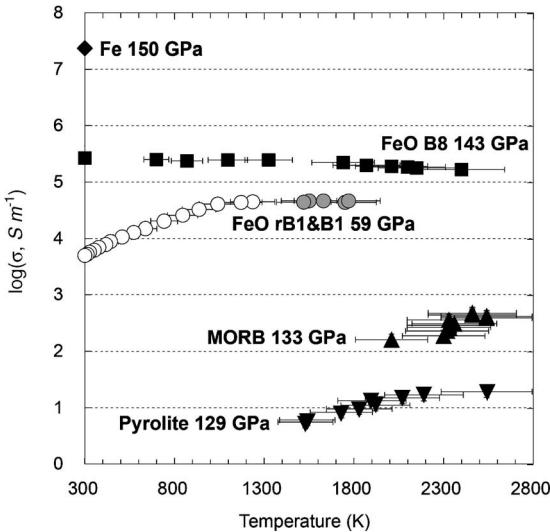


Fig. 3. Electrical conductivity of pyrolitic mantle, MORB, FeO and iron at high pressures as a function of temperature. Inverse triangles; pyrolitic mantle at 129 GPa [24], triangles; MORB at 133 GPa [24], circles; FeO with rhombohedral B1 (open symbols) and FeO with B1 structure at 59 GPa (grey symbols) [25], squares; FeO with B8 structure at 143 GPa [25], diamond; ϵ iron at 150 GPa and 300 K [34].

3. 地球コアの伝導度

正確な誕生年代には未だ議論の余地があるが、地球磁場は約 42 億年前から存在していたかもしれない[28]。地球磁場の発生・維持機構は地球内部の液体外核の対流によるダイナモ作用であるだろう。地球のコアは鉄-ニッケル合金に少量の軽元素 (H, C, O, Si, S など) が混ざった金属で構成されていると考えられている[29]。外核は熔融しており、内核は固体である。金属の電気伝導キャリアは自由電子である。その自由電子は熱の主要なキャリアも担うため、金属の電気抵抗率 (電気伝導度の逆数) ρ と電子熱伝導率 κ_{el} との間には Wiedemann-Franz 則と呼ばれる関係 $\kappa_{el} = L_0 T / \rho$ が成り立つ (ただし、 L_0 はローレンツ定数、 T は絶対温度)。地球磁場のダイナモ作用を電磁流体力学理論で記述した Elsasser は純鉄の電気抵抗率の温度及びデバイ温度との相関からコアの電気抵抗率を約 $200 \mu\Omega\text{cm}$ と推定した。その後も多くの研究によってコアの電気抵抗率と熱伝導率の推定がなされ、つい最近まで我々はコアが約 $400 \mu\Omega\text{cm}$ の電気抵抗率、約 $30 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ の熱

伝導率を持つと考えていた[30]。

しかし、2012 年に発表された密度汎関数理論を用いたコア物質の電気・熱伝導率の計算結果はコアの輸送特性と熱進化に対する我々の認識を大きく変えることになる[31,32]。彼らが報告したコアの電気・熱伝導率は従来の予想値の 2~3 倍も高い。もしも、コアの伝導度が文献[31,32]で提唱されているような非常に高い値の場合、コアの熱流量の大部分を熱伝導で輸送出来てしまうため、外核の対流を発生させるために必要なコアの熱流が非常に大きくなってしまいます。その結果として、内核の形成開始時期が 10 億年よりも若くなり、マントル底部では大規模な融解が起こる可能性が示唆される。一方、これらの理論計算では考慮していなかった自由電子同士の散乱による電気抵抗率の計算結果は、コアのような高温では電子-電子散乱が卓越するために、コアの伝導度は従来のような低い値となると主張している[33]。このように、地球コアの電気・熱伝導率の決定は地球の熱進化を議論する上で死活的に重要な物性値の一つであるといえる。

コアの伝導度の決定のための実験的なアプローチとして、筆者らの研究グループは下部マントル鉱物に対して行ってきた DAC を用いた高圧下電気伝導度測定の手法を金属試料に適応することでコア物質の電気・熱的性質の解明を目指した。まずは、純鉄と鉄珪素合金の電気抵抗率を室温高圧力下で測定し、これら金属の伝導度の圧力効果と軽元素固溶の効果 を明らかにした[34]。また、高温条件への外挿の際には抵抗飽和現象と呼ばれる、金属の抵抗率がある上限値に向かって漸近的に近づく現象を考慮に入れた[35]。この抵抗飽和現象は冶金学ではよく知られた現象であるが、この効果をコアの伝導度の推定に取り入れた例はなかった。著者らの最近の研究では、レーザー加熱 DAC を用いて純鉄の電気抵抗率を地球の外核条件で測定することで、純鉄の抵抗飽和現象が実際のコア条件で起こること、電子-電子相関による抵抗の増加が起こらないことを確認した[36]。これらの実験結果から導き出されるコア(鉄-ニッケル-珪素合金を仮定)の核-マントル条件での熱伝導率はおおよそ $88 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ であり、文献[31,32]の報告する高いコアの熱伝導率と調和的である。従って、10 億歳以下の若い内核年齢やマントル底部の大規模な融解を示唆する結果となっている。しかし、理論計算が主張するような電子-電子散乱による抵抗率の増大がより高い温度圧力つまり

コア深部においては卓越する可能性は否定出来ない。また、コアの軽元素の候補物質の中には合金の伝導度を著しく減少させる効果を持つ元素が存在するかもしれない。更なる技術改良を加え、地球中心条件におけるコア候補物質の電気・熱伝導率測定の実現を目指したい。

4. 地球下部マンツルの熱伝導率

地球の下部マンツルは地球全体に占める体積の大きさゆえ、その熱物性値は地球全体の熱史を考える上で非常に重要であるといえる。コアからマンツルへの熱流量はマンツルの熱物性とその底部の熱境界層の構造によって制御される。コア内部の熱進化は熱損失の結果であって、原因ではない。マンツル鉱物などの絶縁体物質の場合は、金属とは異なり、格子振動による熱伝導（格子熱伝導）が支配的である。そのため、金属のように電気伝導度から熱伝導率を推定することは出来ない。古くから圧力を軸に取り、各種地球構成鉱物の熱伝導率の変化を明らかにする試みがなされてきた（例えば[37,38]）。しかしながら、実験結果が豊富であるのはたかだか数 GPa 程度の圧力までであり、これらのデータを基にマンツル深部の熱伝導率を推定することには大きな不確かさがつきまとう。加えて、下部マンツル鉱物が起こすスピン転移やポストペロフスカイト相転移が熱物性に与える影響の解明のためには実際下部マンツル条件下での熱伝導率測定が必要である。そこで、筆者らは DAC 内の試料の熱物性測定手法としてパルス光加熱サーモリフレクタンス法を新たに開発した。詳しい測定手法は文献[39,40]を参照されたい。この手法を用いることで、下部マンツル全域に相当する圧力での熱物性測定が初めて可能となった[41,42]。

筆者らはまず、ブリッジマナイトの Mg 端成分組成に対して熱伝導率測定を行った[41,43]。測定は室温条件下で 0~141 GPa の圧力範囲で行った。また、ポストペロフスカイト相に対しても同様の実験を行うことで、ブリッジマナイトからポストペロフスカイト相への転移によって熱伝導率が約 60% 上昇することを明らかにした (Fig. 4)。この結果は MgSiO₃ 組成のブリッジマナイト、ポストペロフスカイト相のアナログ物質である (Ca, Sr)IrO₃ 組成でのポストペロフスカイト相転移による熱伝導率上昇率とよい一致を示している[44-46]。また、最近

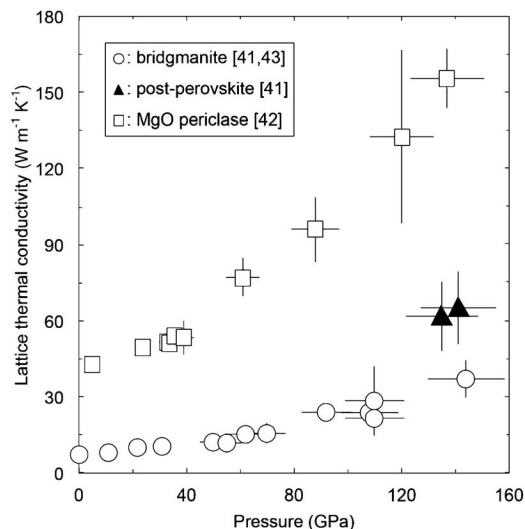


Fig. 4. Lattice thermal conductivity of MgSiO₃ bridgmanite, post-perovskite [41,43] and MgO periclase [42] at 300 K as a function of pressure.

報告された MD シミュレーションによる結果とも調和的である[47]。下部マンツルにおいて、ブリッジマナイトの次に多いとされるフェロペリクレーズの Mg 端成分である MgO の格子熱伝導率についても下部マンツル全域の圧力条件 (5~137 GPa) において測定を行った[42] (Fig. 4)。これらの研究により明らかにした下部マンツル主要構成鉱物の高圧下熱伝導率からマンツル最下部条件における下部マンツルの熱伝導率を算出した結果、ブリッジマナイトと MgO が 4:1 で混ざり合ったパイロライト的なマンツルの場合、135 GPa, 3600 K においておよそ 11 W m⁻¹ K⁻¹ の熱伝導率を持つことがわかった。また、ポストペロフスカイトと MgO の混合物の場合は、同様の温度圧力条件で約 17 W m⁻¹ K⁻¹ となった。核からマンツルへと流れる熱は伝導によって運ばれるため、核からの熱流量はフーリエの法則により物質の熱伝導率と温度勾配の積で計算することが出来る。マンツル底部の温度構造とマンツルの最下部の熱伝導率から核の熱流量を推定する際には、しばしば 10 W m⁻¹ K⁻¹ という予想値が使われていた[48,49]。本研究結果から見積もったパイロライト的な最下部マンツルの格子熱伝導率 11~17 W m⁻¹ K⁻¹ は従来の予想値に近いが、より高い値であるため、上述した近年提唱されているコアからの高い熱流量を支持する結果である。

これまでの研究においては鉄、アルミニウムの下部マントル鉱物への固溶が熱伝導率に与える影響を考慮していなかった。不純物の混入はそのホスト鉱物の格子熱伝導率を減少させる効果を持つ。常温常圧において、かんらん石や斜方輝石はおよそ10 mol%の鉄を含むことで格子熱伝導率が約8%減少することは1970年代には実験によって明らかにされていた[50]。しかし、下部マントル鉱物では、熱伝導率に対する非常に強い鉄固溶効果が報告されている[47,51,52]。このような格子熱伝導率への強い鉄固溶効果はスピン転移の前後でも変化しないのかは不明であるため、より広い圧力、組成範囲における熱伝導率測定が必要である。また、地球内部は高圧力かつ、高温の世界である。そのために、下部マントル鉱物の熱伝導率の温度変化も高圧力下において正確に見積もって行くことが必要であろう。そのために、現在、パルス光加熱サーモリフレクタンズ測定システムに高温発生用の高出力赤外レーザーを組み合わせる試みを行っている。

5. おわりに

地球・惑星深部を構成する物質の輸送特性の解明を目指した高温高圧力条件下での電気・熱伝導率測定に関して著者らの研究を中心に紹介した。DACを用いることで地球中心部の温度圧力条件の再現が可能になった今、その高圧力発生技術に様々な手法を組み合わせた地球惑星深部物質の物性測定が活発に行われるようになった。現在の地球の姿の解明にとどまらず、地球初期の状態や熱進化過程への理解が更に進むように、今後も高温高圧実験というアプローチから地球惑星科学の発展に寄与していきたい。

謝 辞

本稿で紹介した研究の遂行にあたり、共同で研究に関わってくださった全ての方々に深く感謝いたします。また、2015年度日本高圧力学会奨励賞の受賞および本稿の執筆の機会を与えてくださった選考委員の方々並びに編集委員の方々に厚くお礼申し上げます。

参考文献

[1] O. Tschauner, C. Ma, J.R. Beckett, C. Prescher,

V.B. Prakapenka, G.R. Rossman: *Science*, **346**, 1100 (2014).

[2] T. Irifune, T. Shinmei, C.A. McCammon, N. Miyajima, D.C. Rubie, D.J. Frost: *Science*, **327**, 193 (2010).

[3] M. Murakami, Y. Ohishi, N. Hirao, K. Hirose: *Nature*, **485**, 90 (2012).

[4] X. Wang, T. Tsuchiya, A. Hase: *Nature Geosci.*, **8**, 556 (2015).

[5] T. Yoshino: *Surv. Geophys.*, **31**, 163 (2010).

[6] J.A. Tyburczy, W.L. Du Frane: *Treatise on Geophys.* 2nd ed., **2**, 631 (2015).

[7] Y. Xu, T.J. Shankland, B.T. Poe: *J. Geophys. Res.*, **105**, 27865 (2000).

[8] J. Badro, G. Fiquet, F. Guyot, J.-P. Rueff, V.V. Struzhkin, G. Vanko, G. Monaco: *Science*, **300**, 789 (2003).

[9] J. Badro, J.-P. Rueff, G. Vanko, G. Monaco, G. Fiquet, F. Guyot: *Science*, **305**, 383 (2004).

[10] M. Murakami, K. Hirose, K. Kawamura, N. Sata, Y. Ohishi: *Science*, **304**, 855 (2004).

[11] S. Ono, A.R. Oganov, T. Koyama, H. Shimizu: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **246**, 326 (2006).

[12] K. Shimizu, K. Amaya, N. Suzuki: *J. Phys. Soc. Jpn.*, **74**, 1345 (2005).

[13] K. Ohta, S. Onoda, K. Hirose, R. Sinmyo, K. Shimizu, N. Sata, Y. Ohishi, A. Yasuhara: *Science*, **320**, 89 (2008).

[14] 太田健二, 廣瀬敬, 新名良介, 小野田朱々江, 清水克哉: *高圧力の科学と技術*, **18**, 260 (2008).

[15] K. Ohta, K. Hirose, S. Onoda, K. Shimizu: *Proc. Jpn. Acad. Ser. B.*, **83**, 97 (2007).

[16] K. Ohta, K. Hirose, K. Shimizu, N. Sata, Y. Ohishi: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **180**, 154 (2010).

[17] T. Katsura, K. Sato, E. Ito: *Nature*, **395**, 493 (1998).

[18] D.P. Dobson, J.P. Brodholt: *J. Geophys. Res.*, **105**, 531 (2000).

[19] J.-F. Lin, S.T. Weir, D.D. Jackson, W.J. Evans, Y.K. Vohra, W. Qiu, C.-S. Yoo: *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi:10.1029/2007GL030523 (2007).

[20] T. Yoshino, E. Ito, T. Katsura, D. Yamazaki, S. Shan, X. Guo, M. Nishi, Y. Higo, K. Funakoshi: *J. Geophys. Res.*, **116**, doi:10.1029/2010JB007801 (2011).

[21] R. Hide, J.O. Dickey: *Science*, **253**, 629 (1991).

[22] R. Holme: in *The core-mantle boundary region*, eds. M. Gurnis, M.E. Wysession, E. Knittle, B.A. Buffett (AGU, Washington, D.C., 1998), vol. 28, p. 139.

[23] B.A. Buffett, E.J. Garnero, R. Jeanloz: *Science*, **290**, 1338 (2000).

[24] K. Ohta, K. Hirose, M. Ichiki, K. Shimizu, N. Sata, Y. Ohishi: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **289**, 497 (2010).

- [25] K. Ohta, K. Hirose, K. Shimizu, Y. Ohishi: Phys. Rev. B, **82**, 174120 (2010).
- [26] K. Ohta, R.E. Cohen, K. Hirose, K. Haule, K. Shimizu, Y. Ohishi: Phys. Rev. Lett., **108**, 026403 (2012).
- [27] K. Ohta, K. Fujino, Y. Kuwayama, T. Kondo, Y. Ohishi: J. Geophys. Res., **119**, doi:10.1002/2014JB010972 (2014).
- [28] J.A. Tarduno, R.D. Cottrell, W.J. Davies, F. Nimmo, R.K. Bono: Science, **349**, 521 (2015).
- [29] J.-P. Poirier: Phys. Earth Planet. Inter., **85**, 319 (1994).
- [30] H. Gomi, K. Hirose: Phys. Earth Planet. Inter., **247**, 2 (2015).
- [31] N. de Koker, G. Steinle-Neumann, V. Vlcek: Proc. Natl. Acad. Sci., **109**, 4070 (2012).
- [32] M. Pozzo, C. Davies, D. Gubbins, D. Alfe: Nature, **485**, 355 (2012).
- [33] P. Zhang, R.E. Cohen, K. Haule: Nature, **517**, 605 (2015).
- [34] H. Gomi, K. Ohta, K. Hirose, S. Labrosse, R. Caracas, M.J. Verstraete, J.W. Hernlund: Phys. Earth Planet. Inter., **224**, 88 (2013).
- [35] O. Gunnarsson, M. Calandra, J.E. Han: Rev. Mod. Phys., **75**, 1085 (2003).
- [36] K. Ohta, Y. Kuwayama, K. Hirose, K. Shimizu, Y. Ohishi: Nature, **534**, 95 (2016).
- [37] A.M. Hofmeister: Science, **283**, 1699 (1999).
- [38] M. Osako, E. Ito, A. Yoneda: Phys. Earth Planet. Inter., **143–144**, 311 (2004).
- [39] T. Yagi, K. Ohta, K. Kobayashi, N. Taketoshi, K. Hirose, T. Baba: Meas. Sci. Technol., **22**, 024011 (2011).
- [40] 太田健二, 八木貴志, 廣瀬敬: 高圧力の科学と技術, **24**, 118 (2014).
- [41] K. Ohta, T. Yagi, N. Taketoshi, K. Hirose, T. Komabayashi, T. Baba, Y. Ohishi, J. Hernlund: Earth Planet. Sci. Lett., **349–350**, 109 (2012).
- [42] S. Imada, K. Ohta, T. Yagi, K. Hirose, H. Yoshida, H. Nagahara: Geophys. Res. Lett., **41**, doi:10.1002/2014GL060423 (2014).
- [43] K. Ohta, T. Yagi, K. Hirose: Am. Mineral., **99**, 94 (2014).
- [44] N. Keawprak, R. Tu, T. Goto: J. Alloys Compounds, **50**, 853 (2010).
- [45] J.-G. Cheng, J.-S. Zhou, J. Goodenough, Y. Sui, Y. Ren, M. Suchomel: Phys. Rev. B, **83**, 064401 (2011).
- [46] S.A. Hunt, D.R. Davies, A.M. Walker, R.J. McCormack, A.S. Wills, D.P. Dobson, L. Li: Earth Planet. Sci. Lett., **319–320**, 96 (2012).
- [47] M.W. Ammann, A.M. Walker, S. Stackhouse, J. Wookey, A.M. Forte, J.P. Brodholt, D.P. Dobson: Earth Planet. Sci. Lett., **390**, 175 (2014).
- [48] F.D. Stacey: *Physics of the Earth* (Brookfield Press, Brisbane 1992).
- [49] T. Lay, J. Hernlund, E.J. Garnero, M.S. Thorne: Science, **314**, 1272 (2006).
- [50] K. Horai: J. Geophys. Res., **76**, 1278 (1971).
- [51] G.M. Manthilake, N. de Koker, D.J. Frost, C.A. McCammon: Proc. Natl. Acad. Sci., **108**, 17901 (2011).
- [52] X. Tang, M.C. Ntam, J. Dong, E.S.G. Rainey, A. Kavner: Geophys. Res. Lett., **41**, doi:10.1002/2014GL059385 (2014).

[2016年2月27日受付, 2016年3月22日受理]

© 2016 日本高圧力学会