特集 —— 地球中心核解明に向けての挑戦 ——

地球中心核における鉄の結晶構造

Crystal Structure of Iron at the Center of the Earth

舘野 繁彦

Shigehiko TATENO

The inner core, most remote part of our planet, is composed of solid iron. Because the relevant ultrahigh pressure and temperature conditions were only accessible by dynamical shock-wave compression experiments, the crystal structure of iron at the inner core has long been under debate. Our first static experiments show that the hexagonal close-packed (hcp) structure is a stable form of iron up to 377 GPa and 5700 K, corresponding to inner core conditions. The observed weak temperature-dependence of the c/a axial ratio suggests that hcp-Fe is elastically anisotropic at core temperatures. Preferred orientation of the hcp phase may cause inner core seismic anisotropy.

[diamond-anvil cell, core, iron]

1. はじめに

1936年に地球に内核の存在が発見されたが、磁場生成のための活発な対流が起きているであろう液体の外核に比べると、核のダイナミクスにおいて、内核はさほど重要視されてこなかった。しかし、1980年代、地震波速度異方性の発見が内核にスポットライトを当てた[1,2]。異方性は、ある流れがもたらす結晶（この場合はもちろん鉄）の選択配向により生じるので、内核の中にもダイナミクスが存在することが明らかになったからだ。この流れの起源は諸説あるが、いずれも内核の結晶化に伴う現象であると考えられ、外核とも密接な関係が示唆されている[3,4]。これにより、核全体のダイナミクスの理解において、内核も重要であると考えられるようになった。内核のより良い理解のために、まずは地震波の観測結果を上手く説明できる鉄の結晶構造が何であるかを知る必要がある。

常温常圧で体心立方構造（bcc）を持つ鉄は、高圧下で面心立方構造（fcc）、六方最密充填構造（hcp）へと相転移、100 GPa, 2800 K 付近に fcc-hcp-液体の三重点を持つ相関係をとる。hcp 構造の

安定性は最近のダイヤモンドアンビルセル（DAC）実験により 301 GPa, 2000 K まで確かめられている[5]。一方で、より高温における相関係では、未だ議論の余地がある。同じく DAC による実験では、3750 K から急冷後の 165 GPa では hcp 相と共存する fcc 相が観測されている[6]。衝撃圧縮実験では 200 GPa, 4400 K で固相-固相転移が観察されている。また、理論計算は高温下では hcp 相と bcc 相の間の自由エネルギーの差は極めて小さいという報告をしており[7]、Belonoshko *et al.* [8]は、200 GPa 以上の高圧領域で 4000 K 以上という超高温下では hcp 相の高温相として、bcc 相が安定であると報告している。このように、高温下における相転移の可能性がある以上、実際の内核相当の温度圧力条件における実験で結晶構造を決めない限り、議論は収束に至らない。しかし、2009年の時点では、DAC による内核相当の温度圧力の同時発生は未到達であった。

地球深部科学の分野では、地球中心温度圧力の同時発生を目指し、DAC の技術開発が行われてきた。ここで、その発生温度圧力条件の推移を簡単にまとめる（Fig. 1）。実は 300 GPa の大台が達成された

〒152-8551 東京都目黒区大岡山 2-12-1 東京工業大学理工学研究科 地球惑星科学専攻

Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2-12-1 Ookayama, Meguro-ku, Tokyo 152-8551

Electronic address: stateno@geo.titech.ac.jp

Fig. 1. Accessible pressure and temperature conditions in a laser-heated DAC in 2009 and the typical geotherm.

のは20年以上も前で、1990年にMao *et al.* [9]が室温下の鉄の圧縮実験でhcp構造が安定であることを確かめた。レーザー加熱による高温実験では、1993年にBoehlerが200 GPa, 3800 Kまでの範囲において鉄の融点を決定した[10]。その後、室温における高压発生の限界は300 GPaを大きく超えるものの[11–13]、レーザー加熱実験については200 GPaを越える実験は行われず、2005年にKuwayama *et al.* [14]が268 GPa, 1800 Kでの実験を成功させるまでに10年以上を要した。さらに彼らはレーザー加熱実験の最高圧力を300 GPa以上に更新した[5]。今では、国内外のグループで200 GPa以上でも3000 Kを越える温度で実験が行われるようになったが[15,16]、地球内部の温度圧力を共にカバーするのは核マントル境界までであり[17]、核の物質学を進める上でさらなる温度圧力条件の拡大が必要であった。そこで我々は地球内部全域における高温高压実験を目指し、レーザー加熱DACにより発生温度圧力の拡大を行ってきた。最近ようやく内核相当の温度圧力条件で実験が可能になり、内核温度圧力条件下の鉄の結晶構造を決定した[18]。本稿では、その実験の詳細と、核の物質学における今後の展望について報告する。

2. 実験方法

DACはシンメトリックタイプ（シンテック社製）のものを使用した。用いたダイヤモンドアンビル

加圧先端の平面部：キュレット面径は、実験の目標圧力によって150 μm から40 μm まで変えている。300 GP 以上の実験では、キュレット径40 μm のダブルベベルアンビルを用いた。ガasket材にはレニウム（Re）を使用した。ダイヤモンドアンビルで型押しされたRe板に放電加工で穴を開け、試料室とした。出発物質には、鉄（純度>3 Nもしくは5 N）、圧力媒体/断熱材にはSiO₂ ガラスのそれぞれ粉末を用いた。鉄およびSiO₂ ガラスをペレット状に成型した後、鉄をSiO₂ ガラスでサンドウィッチした3層構成で試料室に充填した。高温下における鉄との反応を避けるため、サンプルと独立の圧力マーカーは用いず、圧力はhcp鉄自身の体積から状態方程式[19]により計算した。充填後の試料はDACごと真空オーブン（120度）で1時間以上乾燥後、アルゴン雰囲気下で加圧された。高温高压下におけるX線回折測定を大型放射光施設Spring-8のビームラインBL10XUで行った[20]。集光されたX線のビームサイズは縦5 μm × 横7 μm （FWHM）である。高压下の試料は、イッテルビウムファイバーレーザー（最大100 W）（SPI社製）によって加熱される。2本のレーザーそれぞれをDACの上下流、両面から試料に導入、独立に出力制御することで、加圧軸方向の温度勾配は最小化されている。さらに、ビームシェイパー（Newport社製）を用いることで、ガウシアンエネルギー分布はフラットトップになり、試料平面内の温度勾配も最小化される。サンプルの温度は、輻射温度計により得られる。测温により得られる加熱領域の1次元温度プロファイルのうち、X線がプローブしている6 μm の領域内の平均を実験温度としている。この領域内の温度変化に加え、X線露光時間（10秒）内の変動を考慮しても、温度の不確かさは±10%未満である。

キュレット径40 μm のアンビルを用いた実験では、試料室径が20–25 μm と小さく、レーザー径もそれに合わせて15–20 μm と絞る。これに対してX線のビーム径が約 ϕ 6 μm であるので、加熱中に高温部からの回折を適切に取得するためには、レーザーとX線のアライメントが極めて重要である。この作業をカメラモニタ上で行う際、試料位置の正確な特定のため、試料室内に圧媒体からの透過光が見えることが有効である。そこで、試料充填の際には、鉄ペレットディスクの径をSiO₂ のそれよりも小さく作成することで、鉄がガasketに接しない

Fig. 2. Two-dimensional X-ray diffraction images collected at (a) 303 GPa and 300 K before heating and (b) at 332 GPa and 4820 K on heating.

よう留意した。これは十分な断熱効果を得るためにも効果的である。また、このアンビルを用いた室温における最高到達圧力は 340 GPa であった。

3. 結果

3.1 純鉄の相関係

実験は 6 回行い、135 GPa, 2690 K から 377 GPa, 5700 K と広い温度圧力範囲で行い、純鉄の相平衡関係を調べた。本稿では 300 GPa 以上の実験の一つについて詳述する。

303 GPa まで室温で圧縮後の回折パターンにはガasket由来の Re と hcp 構造の鉄が確認された (Fig. 2a)。レーザーパワーを上げながら回折線収集を行い、4560 K まで加熱を行った。高温下の二次元パターンでは、hcp 鉄からのデバイリングが加熱とともに spotty になることから、粒成長が起こったと考えられる。すなわち、この温度圧力条件では、hcp が安定であることが確認された。加熱後は試料室内のストレス緩和の効果か、280 GPa まで圧力が落ちた。室温下で 20 GPa 加圧し、再び 300 GPa から同様にレーザー加熱を行った。4800 K, 331 GPa まで加熱し、同様に hcp 鉄の粒成長を確認した (Fig. 2b, Fig. 3a)。ここまでの加熱で試料は十分に加熱されているものの、圧媒体/断熱材に用

Fig. 3. Representative XRD patterns of hcp-Fe at (a) 332 GPa and 4820 K and at (b) 356 GPa and 5520 K. Labels indicate hcp, hcp-iron; py, pyrite-type SiO_2 (pressure medium); C, Fe_3C cementite; Re, rhenium (gasket).

いている SiO_2 ガラスの結晶化は観察されない。 SiO_2 ガラスは片面がダイヤモンドに接しており、結晶化に十分な高温には達していない。さらに 100 GPa を下回る圧力領域であっても結晶化に長時間の加熱を要することが報告されており[21]、結晶化反応が極めて遅いと考えられる。さらに室温下で加圧し、321 GPa から再度レーザー加熱を行った。やはり hcp 鉄の粒成長は確認され、356 GPa, 5520 K まで hcp 鉄が安定であることが確かめられた (Fig. 3b)。この加熱サイクルでは、hcp 鉄以外の弱い回折線が出現した。これらはパイライト型の SiO_2 相[14]と Fe_3C で帰属できた。全ての実験で前者は圧媒体/断熱材の結晶化、後者はダイヤモンドアンビル由来の炭素と試料である鉄との反応生成物である

と考えられる。

アンビルからの炭素のコンタミネーションについては、これまでの DAC 実験でも報告されており、アンビル表面がストレスによりアモルファス化した炭素になり、レーザー加熱により試料室中に持ち込まれるメカニズムが提案されている[22–25]。この場合、 Fe_3C と共存している鉄は炭素に飽和していると考えられる。高圧下における鉄中の炭素の最大固溶量は DAC の実験で調べられており、圧力とともに共融点の位置は純鉄に近づき、44 GPa では鉄中の炭素は検出限界以下になることが確かめられている[26]。また、理論計算によると、炭素は鉄に数 wt% 溶け込むだけで、bcc 構造を安定化させると報告している[27]。しかし、この実験を含め Fe_3C が観察された全ての実験温度圧力範囲内では、bcc 相や fcc 相は観察されず、hcp 相のみが安定であった。以上のことから、超高圧下で炭素のコンタミネーションが起ころうとしても、鉄の安定な結晶構造に影響を及ぼさないと考えられる。

実際の内核の温度は、外核内核境界 (ICB, 329 GPa) から制約される。なぜなら ICB は液体の外核と固体の内核が接しているのだから、この深さにおける温度は、鉄の融点 (後述のように、実際は鉄合金) に等しいからだ。しかし(1)鉄の融点、(2)核の化学組成に由来する大きな不確定性がある。また、内

核には活発な熱対流が起っていないなどの理由から、地温勾配は極めて小さいとされている[28,29]。以上が考慮された内核の温度は 4850–5700 K と提案されており[10,29,30]、本研究の実験温度はこれをほぼカバーしている。よって、実際の地球の内核条件で鉄が hcp 構造として安定であることを確かめることができた (Fig. 4)。

3.2 純鉄の融点

純鉄の融解曲線は、理論計算[8,30]、衝撃圧縮実験[31]、DAC 実験[10,32]により研究されてきたが、それぞれの手法の中ですら調和的な結果は全く得られていない。現在提案されている ICB, 329 GPa における純鉄の融点は 4850 K から 7000 K まで様々であり、全く決まっていなくても過言ではない。また、DAC 実験では 200 GPa までの融点しか決定されていなかった。本研究の結果は、内核圧力下の鉄の融点に対しても直接的な制約を与えた。一般に X 線回折法を用いた融解実験では、融点近傍において急激な粒成長に伴いデバイリングが著しく spotty になり、融点以上では回折線の消失が観測される[32]。さらにレーザーの出力に対するサンプルの温度変化が不連続に変わることも知られている[33]。本研究で行った図中の温度圧力範囲内では、以上のいずれの変化も見られなかったことから、固相として安定であり、例えば ICB における鉄の融点の下限は 5200 K であると制約される。提案されている鉄の融解曲線の中で最も低いものが、Boehler [10]の 4850 K (200 GPa からの外挿) だが、これよりはやや高いと考えられる。

3.3 hcp 鉄の軸比

次に、hcp 鉄の単位格子の軸比 (c/a) について述べる。軸比の温度圧力依存性はこれまで主に理論計算により調べられてきた (Fig. 5)。いずれの研究も c/a の大きい温度依存性を報告している[8,34,35]。Belonoshko *et al.* [8]ではコアの圧力下で 5000 K における c/a は hcp 構造の理想値 1.629 であり、この単位格子を持つ hcp 鉄は等方的な結晶であることを示した[8]。この場合、地震波観測が示す内核の異方性を説明できない。これを根拠に、彼らは hcp ではなく bcc 構造が安定であると主張している。一方、Boehler *et al.* [36]は DAC 実験に基づき、理論計算とは異なる c/a の温度依存性を報告している。高圧ほど c/a は小さくなり、その温度依

Fig. 4. Phase diagram of iron and the inferred temperature profile inside the Earth [10,29,30]. Open symbols are present results (different symbol indicates different run), and filled diamonds are from previous experimental work [5]. The low-pressure solid-solid phase transition boundaries and melting curve are from Boehler [10].

Fig. 5. Temperature-dependence of the c/a axial ratio of hcp-Fe collected at 135 GPa (red circles) and ~ 330 GPa (red diamonds). Previous experimental results at 84, 106, and 140 GPa are from Boehler *et al.* [36] (blue open symbols), and those at 161 GPa are from Ma *et al.* [32] (purple open symbols). The results of theoretical calculations are also shown by the dot-dashed curve [34], dashed curve [8], and dotted curve [35].

存性は小さくなっていくことを示した。同様に 160 GPa における Ma *et al.* [32] の実験でも明確な温度依存性は見えていない。本研究で得られた 135 GPa における c/a はほぼ Boehler *et al.* [36] の結果と調和的である。330 GPa における c/a は、これまで得られている c/a に比べて小さく、その温度依存性もかなり小さい。内核相当の温度条件における c/a は、理想値に比べるとかなり小さいので、内核中の地震波速度異方性を考える上で、hcp 構造の弾性定数は、再計算される必要があるだろう。

4. 今後の展望

ようやく内核相当の温度圧力条件における高温高圧実験が可能になった。核の物質学の次のターゲットはもちろんその化学組成の解明だ。実際の地球の核は純鉄ではなく、ニッケルが 5–10% 含まれているとされている。また、地震波観測に基づく標準的な密度モデルによると、核の密度は純鉄の状態方程式が与えるそれに比べると小さい[37,38]。これは核が鉄やニッケルだけではなく、より軽い元素（水素、炭素、酸素、ケイ素、硫黄など）を含むことを意味している。元素種の特定とその量については、

Birch [38] が 1952 年にこの問題を提起してから、60 年近くにもわたる論争には未だ決着がついていない。候補たり得る軽元素の種類は、以下の二つの地震波観測結果から絞られる。(1) 内核外核境界では約 5% の密度不連続がある。(2) 純鉄に対する密度差が外核の方が大きい。これらが示すのは「地球の冷却に伴う内核の結晶化により、液体の外核により多くの軽元素が密度不連続を作るに十分な量溶け込む」ということである。そこで、これらを満たす融解相関係を 329 GPa (ICB) で持つ元素を探せばよい。融解相関係を決定する上で必要不可欠な情報である元素分配は、回収試料の化学分析によってのみ得られる。残念ながら、DAC の実験回収試料の分析に基づくデータは 100 GPa 以下ですら極めて少なく、核の軽元素を特定する決定打を欠く要因の一つになっている。しかし、最近の分析技術の進歩はこの状況を打開してくれそう。DAC の実験試料は微細な組織を持つ。そこで、分析には高い空間分解能が求められるため、透過型や電界放出型電子銃を装備した走査型電子顕微鏡が用いられる。ここで重要なのはその分析のための前処理（試料の輸送、加工、研磨など）である。最近のイオンビームを応用した試料加工装置の飛躍的な進歩は、DAC の実験回収試料をより簡便、正確に化学分析まで持ち込むことを可能にしている[39,40]。これにより、化学分析が行われた試料の実験圧力は 200 GPa まで拡大されている[41]。特に収束イオンビーム試料加工装置 (FIB) はここ数年で急速に普及しており、DAC 実験を行っている国内外の主要な拠点ではすでに導入が済んでおり、今後の成果が期待されるところである[24,39,42,43]。次に、実際の核の組成に近い鉄合金で再び内核の結晶構造を調べる必要がある。不純物が与える結晶構造への影響はまだまだ議論の余地がある。Dubrovinsky *et al.* [15] は $\text{Fe}_{0.9}\text{Ni}_{0.1}$ が 225 GPa, 3400 K で bcc 構造へ相転移すると報告した。また、理論計算は鉄への軽元素の固溶により bcc 構造が安定化すると予測している[7,27]。一方で Asanuma *et al.* [16] の DAC 実験では、3.4 wt% のケイ素を含む鉄合金は、242 GPa, 3600 K まで hcp 構造が安定であることを示した。いずれも、これ以上の温度圧力条件では確かめられていないので、実際の内核条件下における相関係を決定する必要がある。

5. おわりに

これまで核の温度圧力は理論計算や衝撃圧縮実験でのみ得られた。筆者が DAC の実験を始めた 2004 年頃を思い返すと、DAC で地球の中心を再現することなどあまりに実現性に乏しく、ほとんど笑い話に近かった。核の物質学を議論する場合、低圧下における実験結果の外挿に頼らざるを得なかったのが、我々の弱みであった。しかし、もはや地球内部に DAC で手が届かない領域はない。高温高压発生技術に加え、X 線によるその場観察、回収試料の分析に関する技術の進歩も目覚ましい。核の条件を直接再現し、幅広い分析手法から様々な情報を得ることにより、ここ数年で核についての新たな知見が続々と得られるであろう。

謝 辞

本研究は、廣瀬敬教授、大石泰生博士、佐多永吉博士との共同研究によるものです。みなさまに心から感謝の意を表します。㈱シンテックの田中義孝氏には、アンビルデザインやセルの改良についての相談など、大変お世話になりました。査読をしてくださった先生には、貴重なご意見を頂きました。また、本稿で執筆の機会をくださった梶谷浩博士、ならびに編集委員の方々に深く感謝いたします。

参考文献

- [1] A. Morelli, A.M. Dziewonski, J.H. Woodhouse: *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1545 (1986).
- [2] J.H. Woodhouse: *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1549 (1986).
- [3] S.-I. Karato: *Science*, **262**, 1708 (1993).
- [4] S. Yoshida, I. Sumita, M. Kumazawa: *J. Geophys. Res.*, **101**, 28085 (1996).
- [5] Y. Kuwayama, K. Hirose, N. Sata, Y. Ohishi: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **273**, 379 (2008).
- [6] A.S. Mikhaylushkin, S.I. Simak, L. Dubrovinsky, N. Dubrovinskaia, B. Johansson, I.A. Abrikosov: *Phys. Rev. Lett.*, **99**, 165505 (2007).
- [7] L. Vočadlo, D. Alfe, M.J. Gillan, I.G. Wood, J.P. Brodholt, G.D. Price: *Nature*, **424**, 536 (2003).
- [8] A.B. Belonoshko, R. Ahuja, B. Johansson: *Nature*, **424**, 1032 (2003).
- [9] H.K. Mao, Y. Wu, L.C. Chen, J.F. Shu: *J. Geophys. Res.*, **95**, 21737 (1990).
- [10] R. Boehler: *Nature*, **363**, 534 (1993).
- [11] P. Loubeyre, F. Occelli, R. LeToullec: *Nature*, **416**, 613 (2002).
- [12] Y. Akahama, M. Nishimura, K. Kinoshita, H. Kawamura: *Phys. Res. Lett.*, **96**, 045505 (2006).
- [13] 赤浜裕一, 川村春樹: 高圧力の科学と技術, **19**, 248 (2009).
- [14] Y. Kuwayama, K. Hirose, N. Sata, Y. Ohishi: *Science*, **309**, 923 (2005).
- [15] L. Dubrovinsky, N. Dubrovinskaia, O. Narygina, I. Kantor, A. Kuznetsov, V.B. Prakapenka, L. Vitos, B. Johansson, A.S. Mikhaylushkin, S.I. Simak, I.A. Abrikosov: *Science*, **316**, 1880 (2007).
- [16] H. Asanuma, E. Ohtani, T. Sakai, H. Terasaki, S. Kamada, N. Hirao, N. Sata, Y. Ohishi: *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L12307 (2008).
- [17] S. Tatenno, H. Hirose, N. Sata, Y. Ohishi: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**, 130 (2009).
- [18] S. Tatenno, H. Hirose, Y. Ohishi, Y. Tatsumi: *Science*, **330**, 359 (2010).
- [19] L.S. Dubrovinsky, S. K. Saxena, F. Tutti, T. Le Bihan: *Phys. Rev. Lett.*, **84**, 1720 (2000).
- [20] Y. Ohishi, N. Hirao, N. Sata, K. Hirose, M. Takata: *High Pres. Res.*, **28**, 163 (2008).
- [21] T. Komabayashi, Y. Fei, Y. Meng, V. Prakapenka: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **282**, 252 (2009).
- [22] V. B. Prakapenka, G. Shen, L. S. Dubrovinsky: *High Temp. High Press.*, **35/36**, 237 (2003/2004).
- [23] J. Rouquette, D. Dolejš, I.Y. Kantor, C.A. McCammon, D.J. Frost, V.B. Prakapenka, L.S. Dubrovinsky: *App. Phys. Lett.*, **92**, 121912 (2008).
- [24] D.J. Frost, Y. Asahara, D.C. Rubie, N. Miyajima, L.S. Dubrovinsky, C. Holzapfel, E. Ohtani, M. Miyahara, T. Sakai: *J. Geophys. Res.*, **115**, B02202 (2010).
- [25] A. Dewaele, M. Mezouar, N. Guignot, P. Loubeyre: *Phys. Res. Lett.*, **104**, 255701 (2010).
- [26] O.T. Lord, M.J. Walter, R. Dasgupta, D. Walker, S.M. Clark: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **284**, 157 (2009).
- [27] A.S. Côté, L. Vočadlo, J.P. Brodholt: *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L05306 (2008).
- [28] T. Yukutake: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **108**, 1 (1998).
- [29] F.D. Stacey, P.M. Davis: *Physics of the Earth* 4th ed. Cambridge Univ. Press, Cambridge (2008).
- [30] D. Alfe, M.J. Gillan, G.D. Price: *Contemp. Phys.*, **48**, 63 (2007).
- [31] J.M. Brown, R.G. McQueen: *J. Geophys. Res.*, **91**, 7485 (1986).
- [32] Y. Ma, M. Somayazulu, G. Shen, H.-K. Mao, J. Shu, R.J. Hemley: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **143**

- 144, 455 (2004).
- [33] H. Asanuma, E. Ohtani, T. Sakai, H. Terasaki, S. Kamada, T. Kondo, T. Kikegawa: *Phys. Chem. Mineral.*, **37**, 353 (2010).
- [34] G. Stein-Neumann, R.E. Cohen, L. Stixrude, O. Gulseren: *Nature*, **413**, 57 (2001).
- [35] X.W. Sha, R.E. Cohen: *Phys. Rev. B*, **74**, 064103 (2006).
- [36] R. Boehler, D. Santamaria-Perez, D. Errandonea, M. Mezouar: *J. Phys. Conf. Ser.*, **121**, 022018 (2008).
- [37] J.-P. Poirier: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **85**, 319 (1994).
- [38] F. Birch: *J. Geophys. Res.*, **57**, 227 (1952).
- [39] 境毅：高圧力の科学と技術, **18**, 38 (2008).
- [40] S. Tateno, R. Sinmyo, K. Hirose, H. Nishioka: *Rev. Sci. Instrum.*, **80**, 013901 (2009).
- [41] H. Ozawa, K. Hirose, S. Tateno, N. Sata, Y. Ohishi: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **179**, 157 (2010).
- [42] T. Irifune, M. Isshiki, S. Sakamoto: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **235**, 98 (2005).
- [43] G. Fiquet, A.L. Auzende, J. Siebert, A. Corgne, H. Bureau, H. Ozawa, G. Gabarino: *Science*, **329**, 1516 (2010).
- [2011年2月3日受付, 2011年4月9日受理]
© 2011 日本高圧力学会