

高温高压条件下での岩石の弾性波 速度測定とその地質学的意義

北村圭吾* 増田幸治*

Methods for Measurements of Velocities of Elastic-waves in Rocks under High-temperature and High-pressure Conditions

Keigo KITAMURA* and Koji MASUDA*

Abstract

We review the methods of measuring the velocities of elastic-waves in rocks and summarize the temperature-dependence of elastic-wave velocities under high-temperature and high-pressure conditions. The elastic-wave velocities in rocks are strongly affected by several phenomena such as thermal cracking, phase transition of minerals, partial melting of rocks, and dehydration of hydrous minerals. These phenomena are strongly affected by pressure-temperature conditions and chemical compositions of rocks and minerals. Thus, it is very difficult to predict the elastic wave velocities of rocks and minerals under high-pressure and high-temperature conditions theoretically. Laboratory measurements of the velocities of elastic-waves in rocks under high-pressure and high-temperature conditions have provided useful data for estimating physical and geological properties in the crust and upper mantle. We also mention the next issues to be studied in relation to the velocity of elastic waves in rocks. It is important to measure elastic-wave velocities in rocks under high-temperature and high-pressure conditions in the presence of pore-fluids.

Key words : high-temperature and high-pressure measurement, thermal cracking, phase transition, dehydration, partial melting

キーワード : 高温高压測定, サーマルクラッキング, 相転移, 脱水反応, 部分溶融

I. はじめに

近年、地震波の研究手法の発達と観測網の整備によって、これまで見えてこなかった地下深部の特徴的な地震波速度構造が明らかになりつつある(例えば Matsuzawa *et al.*, 1986; Zhao *et al.*, 1996)。これらの地震波速度構造に地質学的岩石学的な解釈を加えることは地球科学的に大きな意

味を持つ。

アメリカ、ハーバード大学の Birch は地殻を構成する岩石・鉱物の弾性波速度の測定を行い、地球を構成する物質の多くの弾性波速度がその物質の密度と正の相関があることを経験則として明らかにし、観測された地震波速度構造と比較することで地下深部の物質分布を推定し、これ以降の地球科学に大きな影響を与えた(Birch, 1960,

* 産業技術総合研究所地質情報研究部門

* Institute of Geology and Geoinformation, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

1961)。大陸地殻は複雑な構造と物質で構成された地球に固有の構造であり、また人間の活動に最も関係が深い。この大陸地殻と上部マントルの物質分布モデルを構築し、その地殻の変動史を明らかにすることは、地球科学において一級のテーマであり、また防災の観点などから社会的な期待も大きい。

1995年に弾性波速度と地震波速度構造に基づく大陸地殻の化学組成モデル（岩石分布モデル）が相次いで提出され、大陸地殻の形成進化の議論に大いに貢献した（Christensen and Mooney, 1995; Rudnick and Fountain, 1995）。しかし、これらのモデルの基となった弾性波速度データは高温条件下での測定が少なく、温度の効果を十分に考慮しているとはいえない。地殻を構成する物質を地震波速度構造から推定するためには温度、圧力および間隙の状態をその場条件で再現し高温高压下での岩石の弾性波速度を実際に測定する必要がある。

高温高压条件下での岩石の弾性波速度研究は1930年代後半から主に実験的手法に基づいて行われてきた。Birch（1943）では共振法を用いて様々な岩石の剛性率（ G ）を圧力最大900MPa、温度最大600の条件下で測定し、既知の岩石の密度を基に計算によってS波速度を求めている。しかしこの方法ではP波速度の情報を得られず、またより高压の条件での測定が不可能であった。一方、テキサス大学のHughesらのグループは石英の振動素子を用いて弾性波パルスが岩石中を伝播する時間を測定しそれを基に弾性波速度を測定した（Hughes and Jones, 1950）。この測定では圧力最大100MPaで温度は最大150の温度圧力条件でP波速度とS波速度の測定を行った。しかしこの測定は温度圧力がともに地下深部構造を議論する上では不十分であるとともに後述するような問題があった。

そこでコロンビア大学のAndersonや名古屋大学の熊沢らのグループは鉱物の単結晶の弾性定数を高温条件下で共振法を用いて測定し、温度依存性の研究を行った（例えばKumazawa and Anderson, 1969）。またハーバード大学のSimmons

らは単結晶の弾性波速度をパルス透過法を用い高温条件下で測定し弾性波速度の圧力依存性の評価を行った（例えばSimmons, 1964）。これらの単結晶の物性値から地下深部の岩石の弾性定数を理論的に求める事はマントルや核などの構成物質を推定する上で有効な手法となった。しかしこの方法は空隙や空隙流体が存在し、構成物質の候補が多いと考えられる地殻の構成物質を推定するには適していない。

大陸地殻下部と上部マントルの議論を行うためには1000、1.0 GPa程度的高温高压条件を再現でき、かつP波速度およびS波速度が測定可能な測定法が必要となってくる。また間隙流体が存在していると考えられている大陸地殻上部を対象とする場合には、封圧および温度に加え間隙流体及び間隙流体圧の制御を行う必要がある。

本稿では大陸地殻と上部マントル相当の高温高压環境下での岩石の弾性波速度測定法と温度が速度に与える影響について、これまでの研究成果をまとめ、更に今後の課題について述べる。

II. 高温高压条件下での各種弾性波速度測定システムとその成果

1) 液圧式高压発生装置を用いた岩石の弾性波速度測定

アメリカ、テキサス大学のHughesらは外熱式の液圧式高压発生装置を用いて高温高压条件下での弾性波速度測定を始めて行った（Hughes and Jones, 1950）。測定は最高110 MPa、150の温度圧力条件下で、様々な深成岩の弾性波速度測定を行った。このシステムは直径25 mm、長さ38 ~ 80 mmの試料の測定が可能である。このシステムは温度と圧力を制御しながらP波速度とS波速度の測定が可能であったが、大陸地殻の深部を議論するためには温度、圧力とも不十分であった。特に、温度を上げての測定は、熱膨張によって試料中にクラックが発生するので、熱膨張にうちかつだけの圧力をかけないで弾性波速度を測定することは誤った結果を与えることになる（Birch, 1958）。

Hughesらは後にシステムに改良を加え、最

高 600 MPa, 300 の温度条件で砂岩, 石灰岩 (Hughes and Cross, 1951), 花崗岩 (Hughes and Maurette, 1956) および塩基性の火成岩 (Hughes and Maurette, 1957) の弾性波速度測定も行っている (Fig. 1a)。Hughes らは花崗岩と塩基性火成岩測定結果から 600 MPa, 300 の温度圧力条件では温度の上昇に伴う弾性波速度の変化率 (dV_p/dT) は小さいことを示した (Fig. 1b, dV_p/dT : $-2 \sim -7 \times 10^{-4} \text{ km s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)。Hughes らは様々な組み合わせの温度と圧力条件下で岩石の弾性波速度測定を行い, 温度が一定でも圧力が異なると弾性波速度が大きく異なることを示した。Birch (1958) ではこれらのデータを基に高温条件での弾性波速度測定の場合, 温度のみならず, 圧力の制御が重要であることを示した。

2) マルチアンビル型高压発生装置を用いた岩石の弾性波速度測定

ドイツ, キール大学の Kern らはマルチアンビル型高温高压発生装置に独自の改良を加え弾性波速度と速度異方性の測定を行った (Kern and Fakhimi, 1975)。このシステムでは P 波と振動方向が直交する 2 つの S 波の振動素子をピストンに埋め込んでいる。このピストンは高温になるサンプルから振動素子を隔離するバッファーとしての役割も同時に果たす (Fig. 2a)。

この弾性波速度測定システムは 600 MPa, 700 の高温高压条件下で一辺 43 mm の立方体状の試料の P 波および直交 2 成分の S 波速度の測定が可能であり, サンプルの温度勾配も $\pm 1\%$ 以下と非常に小さく, 世界的にみても非常に優れた弾性波速度測定システムといえる。Kern らはこの優れた弾性波速度測定装置を用い様々な岩石の弾性波速度測定を行い, 弾性波速度に与える温度の影響の解明に関して大きな貢献をした。Kern and Fakhimi (1975) では 200 MPa の圧力条件下において温度の上昇に伴い dV_p/dT が 350 500 で変化することを明らかにした。これは 600 MPa の圧力条件下でも観測され, 鉱物中の割れ目や鉱物粒間が膨張し結果として岩石の体積が増加することの影響であると結論づけた

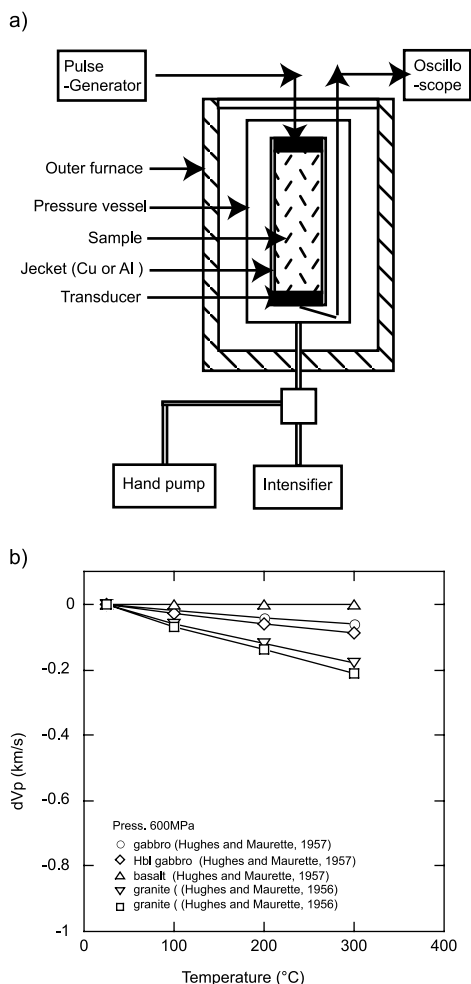


図 1 a) 油圧式高压発生装置を用いた高温高压条件下での弾性波速度測定システムの模式図 (Hughes and Jones, 1950)
b) 高压条件下 (600MPa) での温度変化に伴う (300 まで) 弾性波速度の変化 (Hughes and Maurette, 1956, 1957)。
Hbl gabbro : 角閃石はんれい岩

Fig. 1 a) Schematic diagram of experimental system for elastic-wave velocity measurements under high-temperature and high-pressure conditions using oil medium high-temperature and high-pressure apparatus (Hughes and Jones, 1950)
b) V_p -changes with elevating temperature (up to 300) under high-pressure conditions (600 MPa) (Hughes and Maurette, 1956, 1957)
Hbl gabbro: hornblende gabbro.

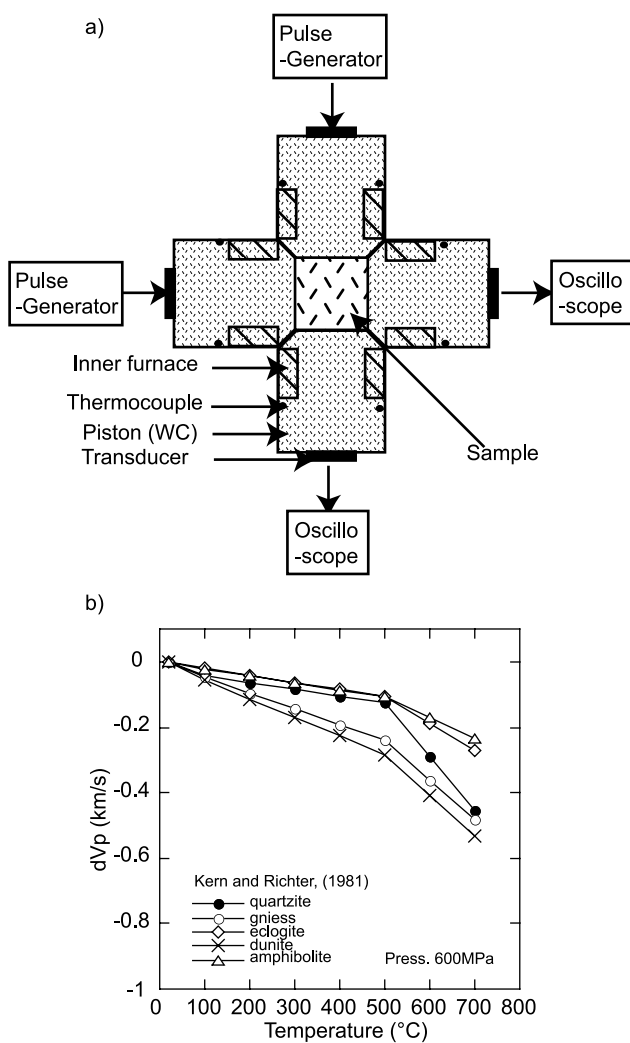


図 2 a) マルチアンビル式高温高压発生装置を用いた高温高压条件下での弾性波速度測定システムの模式図 (Kern and Fakhimi, 1975)

b) 高压条件下(600 MPa)での温度変化に伴う(700 まで) 弾性波速度の変化 (Kern and Richter, 1981)

Fig. 2 a) Schematic diagram of experimental system for elastic-wave velocity measurements under high-temperature and high-pressure conditions using Multi-anvil apparatus (Kern and Fakhimi, 1975).

b) V_p -changes with elevating temperature (up to 700) under high-pressure conditions (600 MPa) (Kern and Richter, 1981).

(Fig. 2b; サーマルクラッキング; Kern and Richter, 1981)。これは先に Birch (1958) が指摘し

た現象と同じであると考えられる。

また Kern and Richter (1981) では 600 MPa

の圧力条件下において石英に富む岩石の弾性波速度が 400 ~ 600 で大きく減少することを明らかにした。これらの研究結果からこの温度領域では石英の相転移とサーマルクラッキングが岩石の弾性波速度に強い影響を与えていることを実験的に明らかにした。Kern らはこれ以降も様々な岩石の弾性波速度と速度異方性の測定をこの装置を用いて行っており、数多くの成果を残している（例えば Kern *et al.*, 2001）。

3) ピストンシリンダー型高压発生装置を用いた岩石の弾性波速度測定

京都大学の松島は固体圧力媒体を用いたピストンシリンダー型高压発生装置を用いた岩石の弾性波速度測定法の開発を行った（Matsushima, 1981）。松島は岩石サンプルの両端面に振動素子を配置したセルを用い、2.0 GPa, 900 までの温度圧力条件で火山岩を直径 8 mm, 長さ 8 mm の円柱状に整形した試料弾性波速度測定を行った。その結果、それぞれの融点を超えると速度が急激に減少することを明らかにした。Ito（1990）ではこの手法を用い、直径 10 mm, 長さ 5 mm の円柱状に整形した、蛇紋岩の弾性波速度測定を 1.0 GPa の圧力条件下で温度を 900 まで上昇させながら行った。その結果、600 と 800 の温度条件下でブルース石や蛇紋石の脱水反応により岩石の弾性波速度が大きく低下することを確認した。この結果は Raleigh and Paterson（1965）の変形実験で示された、蛇紋石の脱水に伴う岩石の物性変化と調和的である。

Ito and Tatsumi（1995）では 1.0 GPa の圧力条件下において、グラニュライトと角閃岩の弾性波速度測定を 850 まで昇温させて行った。その結果、グラニュライトの直閃石の脱水反応により約 500 で速度の低下が起こることを確認している。一方角閃岩は 800 まで直線的に速度が低下していることを明らかにした。

Aizawa *et al.*,（2001）では 1.0 GPa の圧力下でオリビンの多結晶体の弾性波速度測定を 1000 まで温度を上昇させながら行った。弾性波測定用セルシステムはより高温での弾性波速度測定が可能となるように改良した。測定には直径 6 mm,

長さ 6 mm の円柱状に整形した岩石試料を用いた。その結果オリビンの多結晶体の弾性波速度は 1000 まで直線的に減少することを明らかにした。

Aizawa *et al.*,（2002）では同様のシステムを使用して花崗岩と角閃岩の部分融解が岩石の弾性波速度に与える影響を実験的に明らかにした。測定の結果、角閃岩の弾性波速度は角閃石のソリダス（700）までは緩やかに直線的に減少するのに対し、ソリダスを超えると急激に減少することを確認した。また、花崗岩の弾性波速度も花崗岩中の黒運母が脱水反応を開始する 750 までは緩やかな減少を示し、ソリダスを超えると速度が大きく低下することを確認した。また花崗岩中の石英の相転移が完全に終了すると温度の上昇に伴い弾性波速度も増加することを確認した。

横浜国立大学の有馬・石川らも同様のシステムを用いて、太古代の超高温変成岩から中新世の深成岩類まで様々な岩石の弾性波速度測定を行っている。Shingai *et al.*,（2001）では直径 14 mm 長さ 12 mm に整形した斜方輝石に富む超高温変成岩の弾性波速度測定を最高 1.0 GPa, 最高 400 の条件下で行った。サンプルの温度勾配は 400 で $\pm 1.3\%$ と小さい値を示す。1.0 GPa の圧力条件下で温度を 25 から 400 まで上昇させたときこれらの岩石の dV_p/dT は $-2.7 \sim -8.0 \times 10^{-4} \text{ km s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ を示した。一方、同じ温度圧力条件下で測定された丹沢深成岩類中の角閃石に富むハンレイ岩とトーナル岩の結果では $2.7 \times 10^{-5} \sim 1.1 \times 10^{-4} \text{ km s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ といった比較的小さい値を示した（Kitamura *et al.*, 2003）。Nishimoto *et al.*,（2005）でも一の目潟のゼノリス中のスピネルレューゾライト、角閃岩、角閃石ハンレイ岩および角閃石斜方輝石ハンレイ岩の弾性波速度測定を同様の温度圧力条件で行った。その結果、スピネルレューゾライト、角閃石岩、角閃石ハンレイ岩の dV_p/dT は $-2.7 \times 10^{-5} \sim -2.7 \times 10^{-4} \text{ km s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ と比較的小さな値を示すのに対し角閃石斜方輝石ハンレイ岩は $-5.3 \times 10^{-4} \text{ km s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ のと大きな値を示すことを明らかにした。

Kono *et al.*, (2004) では上記のシステムに改良を加え 1000 までの高温条件下での石英を含まない両輝石グラニュライトとガブロノーライト、ウエールライトとウェブステライトの弾性波速度測定をおこなった (Fig. 3a; 試料サイズは直径 5.7 mm, 長さ 6 mm)。その結果、斜長石を含む両輝石グラニュライトとガブロノーライトの dV_p/dT が 400 を境にして約 2 倍大きくなることを実験的に明らかにした。一方、斜長石を含まないウエールライトが 600、ウェブステライトが 800 で dV_p/dT の変化を示した。これはそれぞれ蛇紋石と緑泥石の脱水作用の影響であるとしている。またこれらの岩石では 400 での dV_p/dT の変化は確認されなかった。Kono らはこの斜長石に富む岩石の 400 における dV_p/dT の変化を斜長石の相転移の影響であるとしている (Kono *et al.*, 2004)。これらの測定結果は Fig. 3b にまとめて図示した。

固体圧式の高温高压発生装置を用いた弾性波速度測定の場合、サンプルの温度勾配は 1 % から 3 % の小さい値を示し (例えば Ito, 1990; Nishimoto, 2005)、温度勾配によって生じる試料の変形などは起こっていないと考えられる。

4) ガス圧式高温高压発生装置を用いた岩石の弾性波速度測定法

ガス圧式高温高压発生装置は温度圧力の制御に優れ、間隙流体圧の制御も可能であり、また実験試料の温度勾配も非常に小さく (例えば Pater-son, 1970)、弾性波速度測定の分野では今後もっとも期待される装置である。

アメリカ、Hawaii 大学ではガス圧式高温高压発生装置を用い 1.0 GPa の圧力条件下で温度条件を変化させながら弾性波速度測定を行った (Ramanantoandro and Manghnani, 1978)。岩石試料は直径 19.5 mm 長さ最大 50 mm の円柱状に整形した。最大 500 温度条件まで変化させてダナイト (ダンかんらん岩) に対して弾性波速度測定を行った。その結果、ダナイトの直線的な dV_p/dT を得ている。 ($-5.4 \sim -6.7 \times 10^{-4} \text{ km s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)。

また Mueller and Massonne (2001) では最大

2.0 GPa, 1000 の温度圧力条件で花崗岩、輝石グラニュライトおよび輝岩の弾性波速度測定を行っている。まず 500 MPa の圧力条件下で 1000 まで温度を上昇させて花崗岩の弾性波速度測定を行っている。花崗岩の dV_p/dT は 500 に達すると、まずサーマルクラッキングの影響で大きく減少し、700 を超えると花崗岩の部分融解が始まることで更に大きく減少することを確認した。一方、輝石グラニュライトおよび輝岩は 2.0 GPa の圧力条件下で 1000 まで温度を上昇させて弾性波速度の測定を行った。その結果これらの岩石の dV_p/dT は 800 ~ 900 でそれまでの変化率に比べて約 3 倍程度大きくなることを確認した。この変化もサーマルクラッキングの影響であると考えられている。

産業技術総合研究所ではガス圧式高温高压変形装置を用い、間隙流体が制御されている系での弾性波速度測定法の開発を行った (Fig. 4a)。現在、封圧 200 MPa, 間隙圧 70 MPa, 温度 200 までそれぞれ上昇させて弾性波速度測定を行う事に成功している。測定は直径 20 mm, 長さ 20 mm の円柱状に整形したペレア砂岩を使用した。間隙水压を加えずに封圧のみ 130 MPa 加えたサンプルと、間隙水压 70 MPa, 封圧 200 MPa (有効封圧 130 MPa) を加えたサンプルの弾性波速度をそれぞれ 25, 100, 200 の温度条件で測定した。その結果、有効封圧が同じであっても間隙水を含むサンプルの弾性波速度の方が明らかに小さく、また dV_p/dT も著しく大きい傾きを示すことが分かった (Fig. 4b)。この結果は岩石の弾性波速度に与える温度の影響は間隙流体の有無に大きく影響されることを示している。

5) 弾性波速度測定法のまとめ

ここまでで紹介した高温高压条件下での弾性波速度測定法の最高温度圧力条件と、最大の試料サイズ (体積) の関係を Fig. 5a に示す。Fig. 5a から高温高压条件になるほど試料サイズは小さくなる傾向があることが分かる。試料サイズが大きくなればなるほど得られるデータはその岩石の普遍的な弾性波速度を示しているといえる。一方、部分溶融が起こるほどの高温高压条件下での

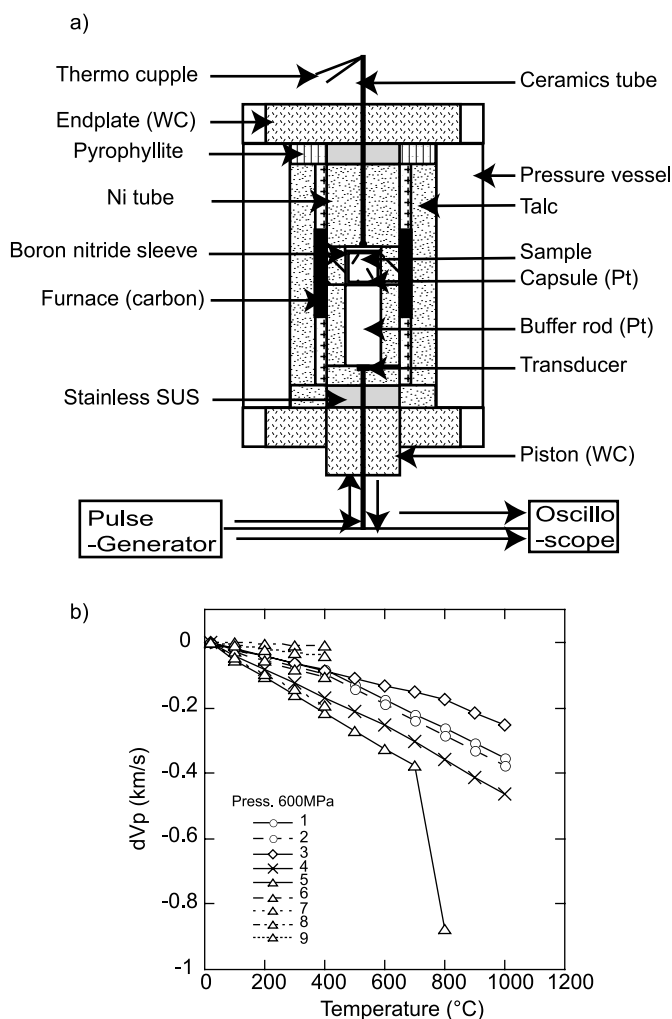


図 3 a) ピストンシリンダー式高温高压発生装置を用いた高温高压条件下での弾性波速度測定システムの模式図 (Kono *et al.*, 2004).
b) 高压条件下 (1.0 GPa) での温度変化に伴う (1000 °C まで) 弾性波速度の変化 1: 両輝石グラニュライト, 2: ガブロナーライト, 3: ウェブステライト, 4: ウェールライト (Kono *et al.*, 2004), 5: 角閃岩 (Aizawa *et al.*, 2002), 6: 角閃岩, 7: 角閃石はんれい岩 (Nishimoto *et al.*, 2005), 8: 角閃石はんれい岩, 9: トーナリ岩 (Kitamura *et al.*, 2003). 凡例は Fig. 2b と同じ.

Fig. 3 a) Schematic diagram of experimental system for elastic-wave velocity measurements under high-temperature and high-pressure conditions using piston-cylinder apparatus (Kern and Fakhimi, 1975)
b) V_p -changes with elevating temperature (up to 1000 °C) under high-pressure conditions (1.0 GPa) 1: Opx-Cpx granulite, 2: gabbro, 3: websterite, 4: Wehrlite (Kono *et al.*, 2004), 5: amphibolite (Aizawa *et al.*, 2002), 6: amphibolite, 7: Hbl gabbro (Nishimoto *et al.*, 2005), 8: Hbl gabbro, 9: tonalite (Kitamura *et al.*, 2003). Legends are same as Fig. 2b.

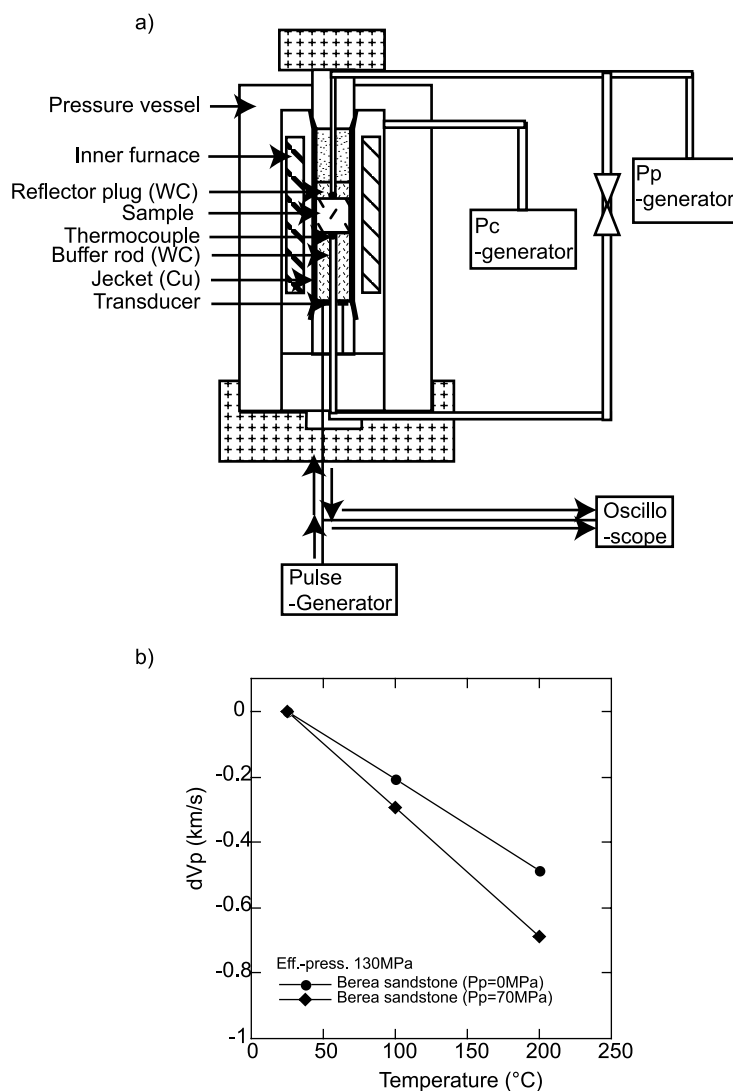


図 4 a) ガス圧式高温高压変形試験器を用いた高温高压条件下での弾性波速度測定システムの模式図 .

b) 一定の有効封圧下(130 MPa)での温度変化に伴う(200 まで)弾性波速度の変化 .

有効封圧 : Eff.-press. = P_{c} (封圧) - P_{p} (間隙流体圧)

Fig. 4 a) Schematic diagram of experimental system for elastic-wave velocity measurements under high-temperature and high-pressure conditions using Gas-medium high P - T deformation apparatus.

b) V_p -changes with elevating temperature (up to 200) under effective confining pressure (130 MPa).

Eff.-Press. = P_{c} (confining pressure) - P_{p} (pore-pressure)

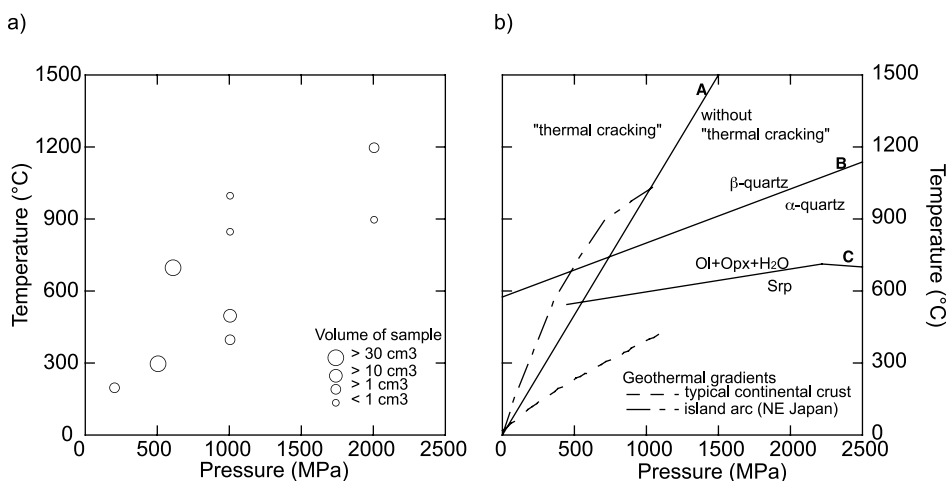


図 5 a) 代表的な高温高压弾性波速度測定装置の最高温度圧力条件と試料サイズの関係
 b) 弾性波速度に影響を与える様々な要因と大陸地殻および島弧地殻の地温勾配。
 典型的大陸地殻: Turcotte and Schubert (1987), NE Japan: Kusiro (1987).
 A: サーマルクラッキングが起こる P-T 境界 (Fredrich and Wong, 1986)
 B: Clapeyron-Clausius の式に基づく石英の相転移曲線
 C: 蛇紋石の脱水反応曲線 (Ulmer and Trommsdorff, 1995)
 Ol: olivine, Opx: orthopyroxene, Srp: serpentinite

Fig. 5 a) The relationship between maximum P-T condition and volume of specimens in several experimental systems.
 b) The P-T condition of thermal cracking, phase transition of quartz, dehydration of serpentinite, and geothermal gradients of continental crust and island arc. typical continental crust: Turcotte and Schubert (1987), NE Japan: Kusiro (1987).
 A: P-T boundary of thermal cracking region (Fredrich and Wong, 1986)
 B: Phase-transition curve of quartz (based on the Clapeyron-Clausius equation)
 C: dehydration curve of serpentinite (Ulmer and Trommsdorff, 1995)
 Ol: olivine, Opx: orthopyroxene, Srp: serpentinite

測定の多くは 0.2 cm³ 以下の試料サイズに制限されてしまう。安定大陸の地震波速度構造とそこに産する高度変成岩の弾性波速度を用いて、この地殻の岩石分布モデルを構築する事を目的とする場合、より大容量の試料で測定可能な手法が最も適している (例えば Ramanantoandro and Manghnani, 1978)。一方、カンラン岩の部分熔融が弾性波速度に与える影響を議論するためには Aizawa *et al.*, (2002) などの手法を用いるのが最も適している。しかし高温の高圧条件になるほど技術的な課題が大きくなり測定そのものの難易度が著しく増加する。Fig. 5b は弾性波速度に影響を与えるサーマルクラッキングや石英の相転移、蛇紋石の脱水反応の P-T 曲線および大陸地殻と島弧地殻の地温勾配をプロットしている。高

温高圧条件下での弾性波速度測定を行う場合には、これらの条件を考慮しながら試料サイズと対象とする岩石のその場条件を考慮し最適の手法を用いる必要がある。

III. 弾性波速度に与える温度の影響

前節では様々な手法を用いた高温高圧条件下での岩石の弾性波速度測定についてそれぞれ簡単にまとめた。それぞれの高圧発生装置と用いる圧力媒体の特性からサンプルのサイズと温度圧力条件にそれぞれ違いが生じる。Hughes らの測定では見えてこなかったサーマルクラッキングの影響は Kern らの測定で明らかになり、Kern らの測定では確認できなかったメルトの生成や鉱物の脱水反応の弾性波速度への影響は京都大学グループ

の精力的な研究の結果、明らかになった。また、Kern and Richter (1981) や Ito (1990) Kono *et al.*, (2004) では鉱物の相転移や脱水反応が岩石の弾性波速度に強い影響を与えていることを示している。

本節ではこれまでの諸研究を元に岩石の弾性波速度に温度が与える影響について大きく3つのステージに区分し議論する。

ステージ1：岩石を構成する鉱物の温度依存性に支配される領域

この領域では弾性波速度は温度の変化に対して線形に変化する。一般的な造岩鉱物の弾性波速度は温度の上昇に伴い減少する。サーマルクラッキングや鉱物の相転移、脱水反応などが起こらなければ岩石の弾性波速度の温度依存性は構成鉱物の温度依存性にのみ支配される。

ステージ2：サーマルクラッキングと構成鉱物の相転移に支配される領域

温度がある一定の値に達すると加圧により一度閉じていた岩石試料中の鉱物粒間やクラック、鉱物内部の欠損などが再び開き始める。また構成鉱物の熱膨張率の違いによって新たな空隙が生じる。このサーマルクラッキングと呼ばれる現象を防ぐためにはおおよそ1 MPa/ を超える圧力が必要になるとされている (Fredrich and Wong, 1986)。

また石英に富む岩石の dV_p/dT は約 500 ~ 600 で違いが生じることがわかった。これは石英の α β 転移の影響であると考えられている (Kern and Richter, 1981) 。また Kono *et al.*, (2004) では斜長石に富む岩石の弾性波速度が約 400 を境にして dV_p/dT が変化することを実験的に確認し、斜長石の相転移が岩石の弾性波速度に影響を与えている可能性を示唆した。

このようにステージ2では温度上昇に伴うサーマルクラッキングの開始と鉱物の相転移が岩石の弾性波速度に強い影響を与える領域であるといえる。

ステージ3：岩石の部分溶融が始まる領域

更に高温になると岩石中の含水鉱物の脱水反応および部分溶融が始まる。これまでの弾性波速度測定実験では直閃石、蛇紋石、緑泥石、雲母類などが脱水分解反応を起こし、岩石の弾性波速度を低下させていることが報告されている (例えば Ito and Tatsumi, 1995; Aizawa *et al.*, 2002; Kono *et al.*, 2004) 。また海洋地殻の浅部 (< 8 km: 海洋地殻第12層に相当) の変質岩中に多く存在するゼオライトや粘土鉱物は極低温 (< 200) で脱水反応を開始し、岩石の速度を急激に低下させていることがわかっている (笠原私信)。

また岩石の部分溶融が弾性波速度に与える影響も実験的に確認され、部分溶融の程度が増すことによって速度がより低下することが明らかにされている (例えば Aizawa *et al.*, 2002) 。

このように温度の上昇の伴う岩石の弾性波速度の変化は、造岩鉱物の弾性波速度の温度依存性、造岩鉱物の相転移とサーマルクラッキングおよび部分溶融と含水鉱物の脱水反応などが相互に影響しあって起こる事が分かる。しかし固溶体を多く持つ、角閃石や斜長石などの弾性波速度はそれぞれの化学成分ごとに大きく異なる上に、これらの鉱物の弾性波速度の温度依存性はよくわかっていない。また、岩石の部分溶融が始まる温度も、その岩石の鉱物組み合わせや鉱物の化学組成によって大きく異なることがわかっている。またサーマルクラッキングに伴う岩石の膨張量は、温度、鉱物間の熱膨張率の差異、熱膨張の異方性、その岩石が本来持っていた空隙率、粒径などに支配される (Fredrich and Wong, 1986) 。これらの岩石や鉱物の化学的特徴や岩石の組織の情報も岩石の弾性波速度の温度依存性を議論するときには不可欠であることを示している。

IV．高温高压条件下での弾性波速度測定の地質学的意義

本稿では岩石の弾性波速度に与える温度の影響について高温高压条件下での弾性波速度測定に基

づき論じてきた。

高温高压条件下での岩石の弾性波速度データは地下深部の岩石分布などを知る上で重要な情報である。高温高压条件下の岩石の弾性波速度の理論的予測が難しいことが明らかになっているために、温度圧力条件を再現した弾性波速度測定は不可欠であり、今後ますます重要となると予想される。実際に高温高压条件下で岩石の弾性波速度を測定することにより、地球物理学的手法によって明らかにされた、地下深部の特徴的な構造を地質学的な観点からの議論が可能となった。例えばスラブ上面付近の低速度層 (Matsuzawa *et al.*, 1986) は高温高压条件下での弾性波速度測定 (Ito and Tatsumi, 1995) によって、スラブ中の含水鉱物の脱水反応により流体の影響である可能性が示唆されている。しかし、これらの地震波速度構造を基にその岩石分布や岩石の状態を岩石の弾性波速度のみから解釈することは危険である。例えば比抵抗構造に基づく地下深部の流体分布モデル (例えば Ogawa *et al.*, 2001) や詳細な地質調査に基づく地質構造モデル、さらに Takei (2002) のような物性値の理論的研究を考慮に入れることにより地下深部の物質と流体、空隙の分布モデルの構築は可能になると考えられている。

V. 今後の課題

本稿で地球物理学的データを地質学的に解釈するためには、その場条件で岩石の弾性波速度を測定することの重要性を述べた。

高温高压条件下における弾性波速度測定と地震波速度構造との比較によって、得られる地殻の物質分布構造は地殻の形成進化史の議論や地震発生機構の解明などに大きく貢献できると期待される。

近年、巨大地震の震源域に低速度帯が存在していることが地震波トモグラフィによって推定されている (例えば Zhao *et al.*, 1996)。間隙流体は岩石の破壊強度や摩擦強度を著しく低下させることが実験的に指摘されており (Masuda *et al.*, 2002)、地震発生機構を理解する上で間隙流体の存在する系での弾性波速度を含めた物性値測定は

地震発生機構の理解のために不可欠である。今後は流体の関与した系において間隙流体圧を制御しながら、高温高压条件下で弾性波速度測定を行うことが重要となってくると考えられる。

謝 辞

本稿執筆にあたり、横浜国立大学の有馬 眞教授、石川正弘助教授および西本壮志氏、河野義生氏には活発な議論と数多くの貴重な情報の提供をしていただきました。東濃地科学センターの笠原順三博士および東京大学地震研究所の佐野修教授には本稿に関する貴重なコメントをいただきました。地学雑誌特集号編集委員会には本稿を書く機会を与えて頂いた。ここに記して謝辞とさせていただきます。

文 献

- Aizawa, Y., Ito, K. and Tatsumi, Y. (2001) Experimental determination of compressional wave velocities of olivine aggregate up to 1000 °C at 1 GPa. *Tectonophysics*, **339**, 473–478.
- Aizawa, Y., Ito, K. and Tatsumi, Y. (2002) Compressional wave velocity of granite and amphibolite up to melting temperature at 1 GPa. *Tectonophysics*, **351**, 255–261.
- Birch, F. (1943) Elasticity of igneous rocks at high temperatures and pressures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **54**, 263–286.
- Birch, F. (1958) Interpretation of the seismic structure of the crust in the light of experimental studies of wave velocities in rocks. In Benioff, H., Ewing, M., Howell, B. F. Jr. and Press, F. eds.: *Contributions in geophysics in Honor of Beno Gutenberg*. Pergamon Press, New York, 158–170.
- Birch, F. (1960) The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 1. *J. Geophys. Res.*, **65**, 1083–1102.
- Birch, F. (1961) The velocity of Compressional wave in rocks to 10 kilobars, Part 2. *J. Geophys. Res.*, **66**, 2199–2224.
- Christensen, N.I., and Mooney, W.D. (1995) Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.*, **100**, 9761–9788.
- Fredrich, J.T. and Wong, T-F., (1986) Micromechanics of thermally induced cracking in three crustal rocks. *J. Geophys. Res.*, **91**, 12743–12764.
- Hughes, D.S. and Cross, J.H. (1951) Elastic wave velocities in rocks at high pressures and temperatures. *Geophysics*, **16**, 577–593.
- Hughes, D.S. and Jones, H.J. (1950) Variation of elastic moduli of igneous rocks with pressure and temperature. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **61**, 843–856.

- Hughes, D.S. and Maurette, C. (1956) Variation of elastic wave velocities in granites with pressure and temperature. *Geophysics*, **21**, 277-284.
- Hughes, D.S. and Maurette, C. (1957) Variation of elastic wave velocities in basic igneous rocks with pressure and temperature. *Geophysics*, **22**, 23-31.
- Ito, K. (1990) Effects of H₂O on elastic wave velocities in ultrabasic rocks at 900 °C under 1 GPa. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **61**, 260-268.
- Ito, K. and Tatsumi, Y. (1995) Measurement of elastic wave velocities in granulite and amphibolite having identical H₂O-free bulk compositions up to 850 °C at 1 GPa. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **133**, 255-264.
- Kern, H. and Fakhimi, M. (1975) Effect of fabric anisotropy on compressional-wave propagation in various metamorphic rocks for the range 20-700 °C at 2 kbars. *Tectonophysics*, **28**, 227-244.
- Kern, H. and Richter, A. (1981) Temperature Derivatives of Compressional and Shear Wave Velocities in Crustal and Mantle Rocks at 6 kbar Confining Pressure. *J. Geophys.*, **49**, 47-56.
- Kern, H., Popp, T., Gorbatshev, F., Zharikov, A., Lobanov, K.V. and Smirnov, Yu.P. (2001) Pressure and temperature dependence of V_p and V_s in rocks from the superdeep well and from surface analogues at Kola and the nature of velocity anisotropy. *Tectonophysics*, **338**, 113-134.
- Kitamura, K., Ishikawa, M. and Arima, M. (2003) Petrological model of the northern Izu-Bonin-Mariana arc crust: constraints from high-pressure measurements of elastic wave velocities of the Tanzawa plutonic rocks, central Japan. *Tectonophysics*, **371**, 2131-221.
- Kono, Y., Ishikawa, M. and Arima, M. (2004) Discontinuous change in temperature derivative of V_p in lower crustal rocks. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L22601, doi:10.1029/2004GL020964.
- Kumazawa, M. and Anderson, O.L. (1969) Elastic moduli, pressure derivatives, and temperature derivatives of single-crystal olivine and single-crystal forsterite. *J. Geophys. Res.*, **74**, 5961-5972.
- Kusiro, I. (1987) A petrological model of the mantle wedge and lower crust in the Japanese island arc. In Mysen, B.O. eds, *Magmatic processes: physico-chemical principles*, The geochemical society, Special Publication, **1**, 165-181.
- Masuda, K., Fujimoto, K. and Arai, T. (2002) A new gas-medium, high-pressure and high-temperature deformation apparatus at AIST, Japan. *Earth Planets Space*, **54**, 1091-1094.
- Matsushima, S. (1981) Compressional and shear wave velocities of igneous rocks and volcanic glasses to 900 °C and 20 Kbar. *Tectonophysics*, **75**, 257-271.
- Matsuzawa, T., Umino, N., Hasegawa, A. and Takagi, A. (1986) Upper mantle velocity structure estimated from PS-converted wave beneath the north-eastern Japan arc. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **86**, 767-787.
- Mueller, H.J. and Massonne, H.-J. (2001) Experimental High Pressure Investigation of Partial Melting in Natural Rocks and their Influence on V_p and V_s. *Phys. Chem. Earth (A)*, **26**, 325-332.
- Nishimoto, S., Ishikawa, M., Arima, M. and Yoshida, Y. (1997) Laboratory measurement of P-wave velocity in crustal and upper mantle xenoliths from Ichino-megata, NE Japan: ultrabasic hydrous lower crust beneath the NE Honshu arc, 2005. *Tectonophysics*, **396**, 245-259.
- Ogawa, Y., Mishina, M., Goto, T., Satoh, H., Oshiman, N., Kasaya, T., Takahashi, Y., Nishitani, T., Sakanaoka, S., Uyeshima, M., Takahashi, Y., Honkura, Y. and Matsushima, M. (2001) Magnetotelluric imaging of fluids in interplate earthquake zones, NE Japan back arc. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 3741-3744.
- Paterson, M.S. (1970) A high-pressure, high-temperature apparatus for rock deformation. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **7**, 517-526.
- Raleigh, C.B. and Paterson, M.S. (1965) Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implication. *J. Geophys. Res.*, **70**, 3965-3985.
- Ramanantsoandro, R. and Manghnani, M.H. (1978) Temperature dependence of the compressional wave velocity in an anisotropic dunite: measurement to 500 °C at 10 kbar. *Tectonophysics*, **47**, 73-84.
- Rudnick, L.R. and Fountain, M.D. (1995) Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Rev. Geophys.*, **33**, 267-309.
- Shingai, E., Ishikawa, M. and Arima, M. (2001) P-wave velocity in ultrahigh temperature granulites from the Archean Napier Complex, East Antarctica. *Polar Geoscience*, **14**, 165-179.
- Simmons, G. (1964) Velocity of compressional waves in various minerals at pressure to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, **69**, 1117-1121.
- Takei, Y. (2002) Effect of pore geometry on V_p/V_s: from equilibrium geometry to crack. *J. Geophys. Res.*, **107** (B2), 2043, doi:10.1029/2001JB000522.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G. (1987) *Geodynamics Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, New York, Wiley.
- Ulmer, P. and Trommsdorff, V. (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, **268**, 858-860.
- Zhao, D., Kanamori, H., Negishi, H. and Wiens, D. (1996) Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter? *Science*, **274**, 1891-1894.

(2005 年 8 月 5 日受付, 2006 年 1 月 17 日受理)