

# 高温高压下矿物流变强度与深源地震机制

陈久华<sup>†</sup>

(佛罗里达国际大学极端条件材料研究中心 佛罗里达州 美国)

**摘要** 利用高压原位同步辐射 X 射线衍射和衍射谱宽的分析, 测量了地幔主要矿物橄榄石(olivine,  $\alpha$  相)、卫思里石(wadsleyite  $\beta$  相)、林伍德石(ringwoodite  $\gamma$  相)及钙钛矿相(perovskite)高温高压下的流变强度. 实验结果证明, 上地幔和过渡层的矿物与下地幔矿物有非常不同的特点. 橄榄石、 $\beta$  相和  $\gamma$  相的流变强度都对温度十分敏感, 但唯有橄榄石强度在相对低温时就显著减弱, 在 873K 时, 橄榄石的强度只有  $\beta$  相的三分之一. 与此相反, 钙钛矿相的流变强度对温度的敏感度极低. 地幔主要矿物流变强度(即矿物积累应力的能力)的特征及其对温度的敏感性可以帮助解释深源地震的发生频率随深度变化的规律.

**关键词** 流变强度, 原位 X 射线衍射, 地幔矿物, 深源地震

## Rheology of mantle minerals at high pressure and high temperature , and its influence on deep earthquakes

CHEN Jiu-Hua<sup>†</sup>

(Center for the Study of Matter at Extreme Conditions, Florida International University, USA)

**Abstract** The rheological strengths of the major minerals in the Earth's mantle have been measured using *in situ* synchrotron X-ray diffraction at high pressures and high temperatures. Deconvolution of the diffraction peak widths is used to derive the yield strengths. The experiments indicate that minerals in the upper mantle and transition zone have a very different rheological character from the lower mantle minerals. The strengths of olivine, wadsleyite and ringwoodite are very sensitive to temperature, and that of olivine is weakened significantly more than for wadsleyite and ringwoodite at relatively low temperatures, being only about 1/3 wadsleyite's strength at 873 K. In contrast, the strength of perovskite is very insensitive to temperature. The characteristics of rheological strength, i. e. stress accumulation capability and temperature dependence, may play a crucial role in defining the profile of deep earthquake occurrence as a function of depth.

**Keywords** rheology, *in situ* X-ray diffraction, mantle minerals, deep earthquakes

## 1 引言

如果说地震(即浅源地震——深度  $< 70$  km)是一种足以令人困惑的物理现象, 那么发生在地球内部的深源地震就更是个难解之谜. 深源地震主要发生在岩石圈板块俯冲带. 当大陆岩石圈板块与大洋岩石圈板块汇聚, 较薄的大洋板块俯冲于较厚的大陆板块之下, 随着板块间的挤压, 大洋板块不断俯冲至地球深部, 形成俯冲带. 俯冲带的主要特点包括 (1) 温度低: 俯冲带初始温度与地表温度相同,

随着俯冲带进入地幔, 具有较高温度的地幔将俯冲带逐渐加热. 然而, 由于地球内部的温度随深度升高, 对于不断下沉的俯冲带, 其中心温度总要比周围地幔的温度低很多. 这种温差可以一直保持到下地幔, 甚至下地幔与地核的交界处<sup>[1-7]</sup>. (2) 含水量高: 大洋板块直接与海洋接触, 因而俯冲带中存在大量含水矿物, 这些含水矿物主要存在于俯冲带的上层<sup>[8, 9]</sup>. 深源地震沿着俯冲带发生, 其发生频率在上

2009-04-10 收到

<sup>†</sup> Email: chenj@fiu.edu

地幔中(从地表到 400 km 左右的深度)随深度逐步衰减,而在过渡层中(400—660 km)地震发生频率先出现回升(400—600 km),然后突然减少,在超过 700 km 的下地幔中地震就几乎不再发生(图 1)。

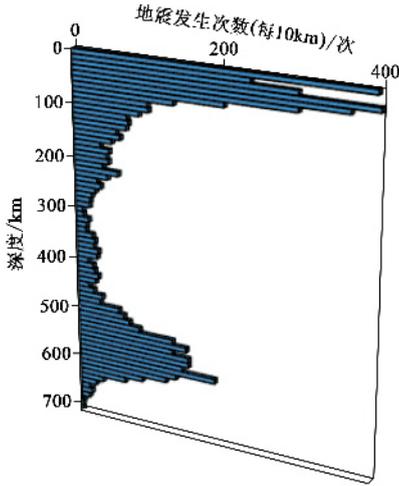


图 1 1962 年到 2006 年 Tonga 地震带(20° 经度:西经 170°—东经 170°;30° 纬度:南纬 10°—40°)五级以上地震次数随深度的变化。30km 到 40km 间的地震次数超出图示的范围(原始数据来源于美国地质调查局(USGS)全国地震监测系统(ANSS)。见 <http://earthquake.usgs.gov/research/monitoring/anss>)

自从上世纪 20 年代深源地震被发现以来,其发生机制及发生频率随深度的变化就一直困惑着科学家。首先,由于地球内部压力的升高,浅源地震的脆性破裂及摩擦滑动机制被高压所抑制<sup>[10,11]</sup>,因而不能成为深源地震的起源。因此人们提出了许多其他可能的机制来解释深源地震的发生及其频率指数随深度变化的特征,包括剪切熔融<sup>[12,13]</sup>、伴随晶体重结晶的不稳定性<sup>[14,15]</sup>、脱水脆化<sup>[16—23]</sup>、塑性失稳<sup>[12,13,15,24,25]</sup>、及亚稳态相变引起的反裂纹机制<sup>[11,17,26,27]</sup>。Griggs 和 Baker<sup>[12]</sup>及 Ogawa<sup>[13]</sup>提出,在过渡带亚稳相中,剪切滑移会引起剪切区熔融,从而进一步引起局部黏度下降,因此导致地震。类似地,Post 及 Hobbs 和 Ord<sup>[14,15]</sup>曾建议在应力作用下亚稳态橄榄石的重结晶会引起局部晶粒细化和超塑性流动,从而引起地震。但 Kirby<sup>[28]</sup>指出,在亚稳相中升温,会首先引起向稳定相过渡的相变,而不是熔融或重结晶,因而剪切熔融及伴随晶体重结晶的不稳定性都似乎不会是深源地震的发生机制。从另外的角度看,俯冲板块中存在大量含水矿物,在下沉过程中,由于俯冲带的温度不断升高,含水矿物会发生脱水反应,大量的脱水实验证明,应力下的脱水会引起矿物脆化,进而导致地震。但高压实验表明<sup>[29—31]</sup>,

主要含水矿物只有在地幔的上部(< 300 km)才稳定,所以脱水脆化无法解释发生在更深的地幔中的地震。Zhang 等<sup>[22]</sup>最近通过实验证明,eclogite 成分的岩矿在含水的环境中也会发生类似脱水脆化的不稳定现象。这一发现使人们想到如果有适当的含水环境,过渡带中也可能发生类似的不稳定滑移,导致地震。近年来,亚稳态相变引起的反裂纹机制最受人们青睐,高压流变实验<sup>[11,17,26,27,32]</sup>显示,当亚稳态橄榄石向其高压相转变时,由于应力的作用样品会发生剪切错位。从这一实验现象推断,亚稳态橄榄石在过渡层中的相变很可能是引起地震的根源。然而,这一深源地震机制的致命弱点是它无法解释发生在亚稳态橄榄石区域以外的地震(例如 1994 年发生在 Bolivia 下 636 km 的 8.3 级深源地震)<sup>[21]</sup>。塑性失稳机制最初由 Griggs 和 Baker 提出<sup>[12,13,15]</sup>,但因缺乏充足的实验数据,并没有受到人们的足够重视。后来 Karato 等<sup>[24]</sup>及 Weidner 等<sup>[25]</sup>在进一步研究俯冲带的流变特征时指出,塑性失稳很可能仍然是深源地震的机制。由此可见,目前对深源地震机制的解释仍是众说纷纭,至今尚无一个圆满的结论,更没有一种机制能完全解释深源地震发生频率随深度变化的规律。本文根据地球内部主要矿物在高温高压下流变强度的系统研究,结合塑性失稳机制,提出新的影响深源地震发生频率随深度变化规律的关键因素——矿物流变强度及其温度敏感性。

## 2 发生地震的必要条件

地震是一种地球中应力不稳定释放的现象,地震的发生有三个必要的条件(过程):

应力的产生 → 应力的积累 → 应力的不稳定释放

尽管每个过程的起因、时间及自身受地震的影响(例如一次地震不一定释放所有累积的应力)各有差异,但原则上这三个条件缺一不可。对于深源地震,“应力的产生”是通过俯冲带下沉过程中与周围岩矿的相对运动而形成;“应力的积累”取决于矿物本身的流变强度,而“应力的不稳定释放”则包括引言中所讨论的各种可能的机制;并且在这三个必要的条件之中,至少一个因素需要能够解释深源地震发生频率随深度变化的规律。尽管俯冲带下沉过程可以在俯冲带边缘导致“应力的产生”,但由此产生的应力沿着俯冲带应该是接近均匀的(受俯冲带的形貌及下沉速度影响),因而无法解释地震发生频率在过渡层中的回升。目前,没有任何理论试图从矿

物“应力的积累”能力(即流变强度)的角度来理解深源地震发生频率随深度变化的规律。

### 3 高压下矿物流变强度的测量

高温高压下材料流变强度的测量一直是高压研究领域的一个挑战,高压下原位 X 射线衍射实验成功地解决了这一问题<sup>[25,33-35]</sup>。本实验利用美国 Brookhaven National Laboratory 的国家同步辐射源 (NSLS) X17 超导体 Wiggler 试验站<sup>[36]</sup> 高亮度同步辐射 X 射线透过多压砧压机的固体传压介质,辐射到矿物样品。固体锗 X 射线检测仪记录能量分辨 X 射线衍射谱。样品的压力通过 X 射线衍射测量的压力标定物质 (NaCl) 的体积变化来计算,样品温度由 W5% Re—W23% Re 热电偶测量。样品内部应力随所加压力及温度的变化由原位 X 射线衍射谱的峰宽导出。

X 射线衍射谱的峰宽主要由以下三个因素决定:光谱仪的基本峰宽、样品晶粒大小及样品晶粒的非静水应力<sup>[37]</sup>。对于能量分辨衍射谱,这三个因素对所测量峰宽的贡献可由以下公式确定:

$$B_o^2 = B_i^2 + B_s^2 + B_d^2,$$

其中  $B$  代表衍射峰的半高宽 (full width at half maximum),下角标  $o, i, s$  和  $d$  分别代表测量值、光谱仪的基本峰宽、样品晶粒大小及样品晶粒平均非静水应力的贡献。光谱仪的基本峰宽不随样品的温度和压力变化,而能量分辨 X 射线衍射谱中样品晶粒大小  $B_s$  和样品晶粒平均非静水应力的贡献  $B_d$ <sup>[38]</sup> 可分别由以下公式表达:

$$B_s = \frac{K \left( \frac{1}{2} hc \right)}{P \sin \theta_0},$$

$$B_d = 2 \varepsilon E,$$

其中  $K$  为 Scherrer 常数,  $h$  为 Planck 常数,  $c$  为光速,  $P$  为晶粒平均尺度,  $2\theta_0$  为德拜角度,  $\varepsilon$  为晶粒平均非静水应变 (晶粒在不同方向的最大应变与最小应变之差),  $E$  为 X 射线衍射光子能量。与通常的光谱仪的基本峰宽相比,当晶粒平均尺度大于微米 ( $10^{-6}$  m) 量级时,  $B_s$  的贡献可以忽略。所以样品晶粒在高温高压下的平均非静水应变可以由以下公式得到:

$$\varepsilon = \frac{1}{2} \frac{1}{E} (B_o(E)^2 - B_i(E)^2)^{1/2},$$

而样品所承受的平均非静水应力则可通过应变乘以杨氏模量得到。

### 4 地幔主要矿物的流变强度

随着地震学观测技术和高压矿物物理实验手段的发展,地球内部的主要矿物组成越来越清晰。在广为地球物理学家接受的 pyrolite 模型中(图 2)<sup>[39]</sup>, 上地幔主要由  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  橄榄石 (olivine) 构成 (约占总体积的 60%), 其他矿物包括  $(Mg, Fe)SiO_3$  辉石 (pyroxene) 及石榴石 (garnet)。进入过渡层, 上地幔的橄榄石 (又称  $\alpha$  相) 相变为  $\beta$  相 (一种畸变的尖晶石相), 即卫思里石 (wadsleyite)。随着深度增加, 辉石在过渡层中逐渐地相变为石榴石, 而  $\beta$  相也进一步相变成  $\gamma$  相 (尖晶石相), 即林伍德石 (ringwoodite)。下地幔主要由  $(Mg, Fe)SiO_3$  钙钛矿相 (perovskite) 构成。在下地幔中, 不仅具有  $(Mg, Fe)SiO_3$  成分的石榴石转变成钙钛矿相, 而且具有  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  成分的  $\gamma$  相也分解成钙钛矿相, 即  $(Mg, Fe)_2SiO_4 \rightarrow (Mg, Fe)SiO_3 + (Mg, Fe)O$ , 因此, 70% 以上的下地幔体积都由钙钛矿相构成。

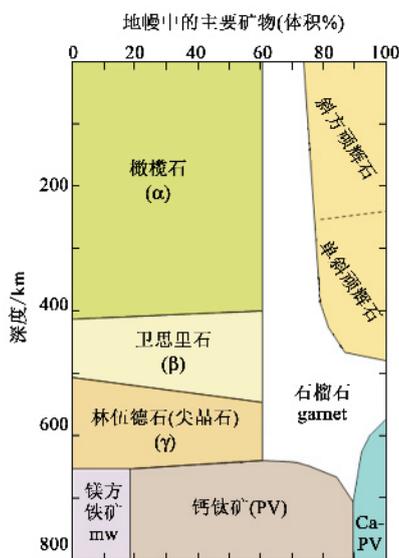


图 2 Pyrolite 模型中地幔重要矿物的体积百分比示意图

上述地幔主要矿物橄榄石、 $\beta$  相、 $\gamma$  相及钙钛矿相的流变强度实验结果<sup>[34,35]</sup>示于图 3。室温下 (300 K) 样品内部的应力起初随着压力的升高而线性增加。当样品应力达到自身的流变强度时, 由于屈服效应, 样品应力不再随所加的压力而增加 (或减缓随压力增加的速率)。这时实验所测的应力即为样品的流变强度。如图 3(a) 所示, 室温下橄榄石和  $\beta$  相具有非常类似的流变强度。然而, 当样品温度升高至 673 K 时, 橄榄石的流变强度迅速减弱 (体现为所测

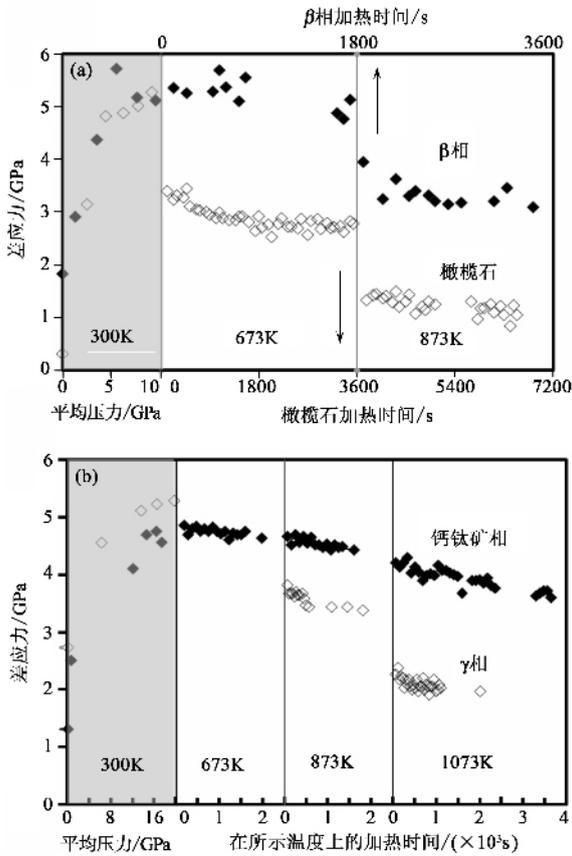


图3 地幔主要矿物高压原位应力测量试验结果 (a) 分别在上地幔与过渡带交界的上部和下部存在的橄榄石和  $\beta$  相 (b) 分别在过渡带与下地幔交界的上部和下部存在的  $\gamma$  相和钙钛矿. 阴影部分代表室温下的加压过程, 应力起初随压力线性(弹性)增加, 然后因屈服而减慢随压力的增加速度, 屈服后的应力值反映样品的流变强度. 非阴影部分代表样品在不同温度的应力弛豫, 反映样品强度随温度的变化

的样品应力迅速下降), 而  $\beta$  相的流变强度却几乎维持不变. 当样品温度继续升高至 873 K 时,  $\beta$  相的流变强度也开始明显减弱, 同时橄榄石的流变强度已进一步减弱至室温下强度的五分之一.  $\gamma$  相的流变强度(图 3(b))与  $\beta$  相非常相似, 升温至 873 K, 使  $\gamma$  相的流变强度明显减弱. 当温度继续升高至 1073 K 时, 样品强度又有显著下降. 由此可见, 上地幔及过渡层主要矿物(橄榄石、 $\beta$  相和  $\gamma$  相)的流变强度都对温度十分敏感, 即升高温度会引起明显的强度减弱(衰减系数: 橄榄石为  $-8 \times 10^{-3}$  GPa/K,  $\beta$  相为  $-1 \times 10^{-2}$  GPa/K,  $\gamma$  相为  $-1 \times 10^{-2}$  GPa/K). 同时, 橄榄石的流变强度在室温下与  $\beta$  相及  $\gamma$  相的强度非常相近, 但在高温下却变得比  $\beta$  相及  $\gamma$  相低得多. 在 873 K 的温度, 橄榄石的流变强度只是  $\beta$  相和  $\gamma$  相的三分之一. 与上地幔和过渡层主要矿物相比, 钙钛矿相的流变强度具有非常不同的特点. 虽然钙

钛矿的强度在室温下低于  $\gamma$  相, 但温度对其强度的影响并不显著, 因而在高温下钙钛矿的强度却比  $\gamma$  相高得多. 如图 3(b) 所示, 当温度由室温升至 673 K、以及随后升至 873 K 和 1073 K 时, 钙钛矿的强度都没有突然下降, 只是随时间的衰减速率略有增加(平均衰减系数为  $-2 \times 10^{-3}$  GPa/K).

## 5 矿物流变强度与深源地震

从发生地震的三个必要条件(的角度考虑, 俯冲带下沉过程中与周围矿物的相对运动提供了“应力的产生”的条件, 由此产生的应力沿着俯冲带是接近均匀或与俯冲带的形貌及下沉速度相关, 但矿物的流变强度及其对温度的敏感度却会随着俯冲带下沉的深度而发生明显变化. 图 4 归纳了沿俯冲带主要矿物的流变强度及其随温度的衰减系数. 图中的深度主要是用来标定各矿物沿俯冲带的存在区域, 流变强度的变化是根据上述实验结果及俯冲带的温度<sup>[28]</sup>来估算的.

矿物的流变强度反映矿物累积应力的能力. 地球内部的应力积累是一个漫长的过程(数年、数十年、甚至上百年), 如果流变强度低, 矿物就会不断地发生流变, 从而无法积累足够的应力. 与此同时, 从塑性失稳机制的角度看, 矿物的流变强度必须对温度十分敏感. 在失稳滑移启动初期, 因滑移产生的热量会减弱局部矿物强度, 从而加快初始滑移的速度, 而加快的塑性滑移会进一步提高局部温度, 这样的循环反馈便会导致塑性失稳. 然而, 如果矿物的流变强度对温度并不敏感, 初始的局部升温则不足以明显地减弱局部矿物强度, 初始热量会因迅速向周围环境扩散而不至于引起促进循环反馈和进一步的塑性失稳. 根据上述塑性失稳机制及矿物流变强度的实验结果, 钙钛矿因其强度对温度的敏感性极低而不具备发生地震的条件. 相反, 橄榄石、 $\beta$  相和  $\gamma$  相流变强度对温度的敏感性高, 因而地震有可能在这些矿物稳定区域内发生. 这一事实可以解释为什么深源地震只发生在上地幔和过渡层中而不发生在下地幔里. 如果再考虑到矿物的流变强度, 由于温度在地球内部的逐渐升高, 橄榄石强度迅速减弱(图 4), 因而应力积累的能力也随之减弱, 这就会导致地震发生频率在上地幔中随深度而减小. 进入过渡层中,  $\beta$  相和  $\gamma$  相的流变强度比橄榄石高得多, 这就使深源地震在过渡层再度出现. 由此, 深源地震发生频率随深度变化的规律(图 1)可以得到解释.

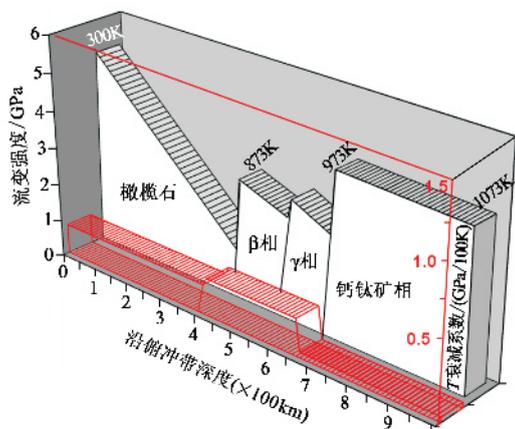


图4 俯冲带中主要矿物在不同深度的流变强度(白色图块)及其随温度的衰减系数(深色图块)。矿物强度随深度的变化是根据实验结果及俯冲带的温度变化估算的

## 6 结论

深源地震的发生机制目前仍然没有完全为人所知。科学家们通过实验对深源地震机制提出了不同推测。这些推测主要是从“应力不稳定释放”的角度解释深源地震发生的特征。虽然有大量的实验依据，但与地震观测结果相比也还有各自的不完美之处，尤其是对下地幔中地震的消失，一直没有非常令人满意的解说。本文在已有的各种模型的基础上，从矿物“应力积累”能力即流变强度的角度，分析了深源地震发生频率与矿物“应力积累”能力之间的联系，并在塑性失稳机制的基础上，利用“应力积累”能力对温度的敏感性，解释了为什么下地幔中没有地震发生的原因。

致谢 作者感谢 Dr. Michael Vaughan, Liping Wang, Zhong Zhong 等在本文所介绍的实验中的帮助及 Dr. Donald Weidner 在学术上的指导与讨论。本文的实验得到美国自然科学基金(NSF)及美国能源部(DOE)的资助。实验所利用的 Brookhaven National Laboratory 国家同步辐射源(NSLS)由美国能源部资助。NSLS 高压实验站由美国自然科学基金通过 COMPRES (CONsortium for Materials Properties Research in Earth Sciences) 资助。

## 参考文献

- [ 1 ] Orowan E. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 1965, 258 : 284  
 [ 2 ] McKezie D P. Geophys J. R. Astron. Soc., 1969, 18 : 1

- [ 3 ] Minear J, Toksoz M N. Journal of Geophysical Research, 1970, 75 : 1379  
 [ 4 ] Hsui A T, Toksoz M N. Tectonophysics, 1979, 60 : 43  
 [ 5 ] Helffrich G, Stein S, Wood B. Journal of Geophysical Research, 1989, 94 : 753  
 [ 6 ] Davies J H, Stevenson D. Journal of Geophysical Research, 1992, 97 : 2037  
 [ 7 ] Jarvis G T, Lowman J P. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2005, 152( 1 - 2 ) : 103  
 [ 8 ] Peacock S A. Science, 1990, 248 : 329  
 [ 9 ] Ohtani E. Elements, 2005, 1( 1 ) : 25  
 [ 10 ] Griggs D T, Handin J. Mem. Geol. Soc. Am. 1960, 79 : 39  
 [ 11 ] Kirby S H. Journal of Geophysical Research, 1987, 92 : 13789  
 [ 12 ] Griggs D T, Baker D W. Properties of Matter Under Unusual Conditions. New York : John Wiley, 1969. 23  
 [ 13 ] Ogawa M. Journal of Geophysical Research, 1987, 92 : 13801  
 [ 14 ] Post Jr R L. Tectonophysics, 1977, 42 : 75  
 [ 15 ] Hobbs B E, Ord A. Journal of Geophysical Research, 1988, 93 : 10521  
 [ 16 ] Raleigh C B. Geophys. J. R. Astron. Soc., 1967, 14 : 113  
 [ 17 ] Green( II ) H W, Burnley P C. Nature, 1989, 341 : 733  
 [ 18 ] Meade C, Jeanloz R. Science, 1991, 252 : 68  
 [ 19 ] Green H, Houston H. Annual Review of Earth and Planetary Science, 1995, 23 : 169  
 [ 20 ] Kirby S H. Rev. Geophys., 1995, 33 : 287  
 [ 21 ] Silver P, Beck S, Wallace T *et al.* Science, 1995, 268 : 69  
 [ 22 ] Zhang J, Green( II ) H W, Bozhilov K *et al.* Nature, 2004, 328 : 633  
 [ 23 ] Jung H, Green II H W, Dobrzhinskaya L F. Nature, 2004, 428 : 545  
 [ 24 ] Karato S, Riedel M R, Yuen D A. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2001, 127( 1 - 4 ) : 83  
 [ 25 ] Weidner D J, Chen J H, Xu Y Q *et al.* Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2001, 127( 1 - 4 ) : 67  
 [ 26 ] Kirby S H, Durham W B, Stern L A. Science, 1991, 252 : 216  
 [ 27 ] Burnley P C, Green( II ) H W, Prior D. Journal of Geophysical Research, 1991, 96( B1 ) : 425  
 [ 28 ] Kirby S, Stein S, Okal E *et al.* Reviews of Geophysics, 1996, 34( 2 ) : 261  
 [ 29 ] Schmidt M W, Pili S. Earth Planet. Sci. Lett., 1994, 124 : 105  
 [ 30 ] Ulmer P, Trommsdorff V. Science, 1995, 26 : 858  
 [ 31 ] Ohtani E. Elements, 2005, 1 : 25  
 [ 32 ] Green H W. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2007, 104( 22 ) : 9133  
 [ 33 ] Weidner D J, Wang Y, Vaughan M T. Geophysical Research Letters, 1994, 21 : 753  
 [ 34 ] Chen J H, Inoue T, Weidner D J *et al.* Geophysical Research Letters, 1998, 25( 7 ) : 575 ; 1103  
 [ 35 ] Chen J H, Weidner D J, Vaughan M T. Nature, 2002, 419 ( 6909 ) : 824  
 [ 36 ] Weidner D J, Vaughan M T, Ko J *et al.* In : High-pressure research : Application to Earth and planetary sciences. Tokyo / Washington D. C. : Terra Scientific Publishing Company / AGU, 1992, 13 - 17  
 [ 37 ] Willets F W. Brit. J. Appl. Phys., 1965, 16 : 323  
 [ 38 ] Gerward L, Morup S, Topsoe H. J. Appl. Phys., 1976, 47 : 822  
 [ 39 ] Mitra S. High-pressure geochemistry and mineral physics. Elsevier, 2004