

利用大体积压机与同步辐射进行原位高温高压研究 ——地球内部物质物性研究的应用

王 雁 宾[†]

(芝加哥大学高等放射源中心 伊利诺伊州 美国)

摘 要 文章试图对于采用同步辐射和大体积高压技术在高温高压研究中的近期进展作一个简要的综述,并选择近期地学界的科研成果和技术突破作为例子,最后简略讨论大体积高压技术发展的前景。

关键词 大体积压机,高温高压,同步辐射,X射线衍射,地球物理

High-pressure, high-temperature research using the large-volume press combined with synchrotron radiation: applications to studies of physical properties of earth materials

WANG Yanbin[†]

(Center for Advanced Radiation Sources, The University of Chicago, Chicago, Illinois, USA)

Abstract This article is intended to review the recent scientific achievements in high pressure research using the large-volume press (LVP) and synchrotron radiation. Selected major scientific achievements are highlighted along with important technical breakthroughs. The development of large-volume high pressure research may be at the verge of exploding to megabar (1 megabar = 100 GPa) pressure range on millimeter sized samples. Prospects of future LVP developments are discussed.

Keywords large-volume press, high temperature-high pressure, synchrotron, X-ray diffraction, geophysics

1 高温高压地球物理的主要问题

人类所赖以生存的地球,其固态部分大致可以分成如下几层(见图1)地壳、地幔(由上地幔、转换层、下地幔组成)、地核(外核与内核)。地壳和地幔的组成基本上是硅酸盐和氧化物,而地核则很可能主要是铁,掺以少量轻元素。各层的化学成分目前均不十分确定,而微小的化学成分变化常常对热力学相平衡有复杂的影响。

地球的静态物理性质,如密度、弹性常数等,是由各层内的多种稳定相的晶体结构和化学成分决定的。关于地球内部化学成分的主要观测信息来源是

地震波。我们现在所知的地球内部结构和地球物质模型就是通过地震波反演,结合天体化学(陨石和类地行星数据)得到的。解决地球模型的首要问题是在高温高压下研究不同化学组分在地球内部温度、压力条件下的热力学相平衡关系,确定平衡相的晶体结构以及各平衡相之间的化学配位关系。

在相平衡的基础上,需要进一步了解各平衡相的物性,它们的密度和弹性常数随温度和压力的变化,即所谓的状态方程。一旦确定了各相的状态方程,比较从地震波反演得到的地球内部密度和弹性常数的分布,就有可能确定地球内部各层化学成分。这是一个看似简单实为困难的问题。首先,物质的密

2006-01-16 收到初稿 2006-04-05 修回

[†] Email: wang@cars.uchicago.edu

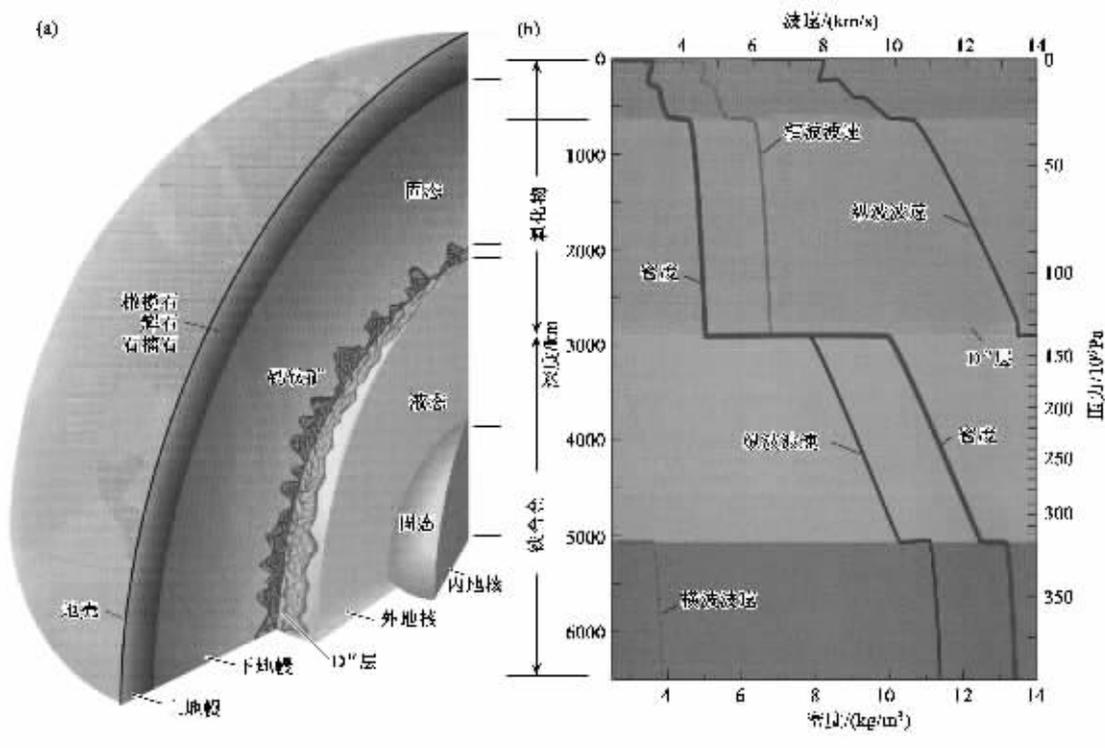


图1 地球的大致结构 (a)地球的分层 (b)地球各层的地震波弹性波速(纵波波速和横波波速)以及密度随深度(左侧纵坐标)的变化,注意地球外核没有横波(剪切波)通过,右侧的纵坐标显示压力的分布

度和弹性常数在高温高压下的行为能否用统一的物理模型来表达,以便外推到试验室里尚不能达到的温度、压力条件?其次,对每一个稳定相,微小的化学成分变化对于状态方程参数的影响,需要大量精确的实验数据才能确定.再次,地球内部常常有多个稳定相共存,在反演当中变数太多,不可能仅靠密度和地震波速来完全确定.最后,我们对地球内部的温度分布了解有限,而地震波对于不同层面的灵敏度又各有不同,因此这方面的工作需要相平衡和地震学反演工作的交相迭代进行.比如,地震学告诉我们,地球的外核是熔融的(因为剪切波不能通过).如果铁确实是地核的主要成分,那么,铁在高温高压下的相平衡关系特别是熔融曲线就为我们确定地球内部温度提供了一个限制条件.

与地球内当今热力学状态密切相关的是地球的动力学问题.板块运动特别是俯冲带的动力学及其对地震和火山的影响,深部震源的物理机制,地幔对流的方式(整个地幔的对流或上下地幔各自独立的对流),从地幔底部上升的地幔柱状熔岩流(mantle plume,称为地幔热柱)的存在和机理,地核相对地幔的运动等等,对此类问题的最终答案取决于我们对地球材料的蠕变、断裂力学、相变的运动学性质以及水

和其他微量物质对这些物理性质的影响的了解.

地球的历史和演化是另一个具有重要意义的问题.原始地球(proto earth)的形成以及当时的化学成分和温度分布对地球后来的演化都有深远的影响.今天地幔各层的化学成分在很大程度上取决于地幔早期的熔融程度.地核的形成是地球演化史中的重大事件.这个事件与铁和硅酸盐矿物分离的物理过程紧密相关,对了解地磁场的起源也有重要意义.

高温高压研究在地学的主要目的,是要在实验室里创造出类似于地球内部不同深度的物理条件,并采用尽量多的原位探测手段来确定试样在各种热力学条件下的结构(如原子之间的亲和力,价键的强度等等),测量它们的各种物性,以及物质之间的相互作用(矿物之间的化学分配、化学成分以及地球内部的水和其他易挥发物质对于弹性、断裂、蠕变、电导率、热导率等的影响).这些数据与其他地球物理观测数据(地震、地磁、地点、重力等)的结合为模拟整个地球的热力学状态和动力学过程提供了基本条件.

2 应用于同步辐射源的大体积压机系统简介

大体积压机(large-volume press ,简称 LVP)与金刚石对顶砧(diamond-anvil cell ,简称 DAC)是高温高压研究的两种基本工具. 它们与同步辐射源的结合使我们能够在高温高压下以原位的方式研究物质的物性和行为. 每一种技术具有独特的功能与应用范围. DAC 能够产生几个 Mbar(1 Mbar = 100 GPa)的压力, 同时激光加热可以达到 6000 至 7000 K 的高温. 可是, 在这种温度、压力条件下, DAC 的试样只有几个到十几个微米大小, 压力梯度和温度梯度比较大. LVP 的试样体积要大得多(一般在毫米量级), 并能够产生很高而且均匀的温度(3000 K 以上), 压力梯度也小, 不过压力范围相对有限(目前可达到 60 GPa). 这些特征使 LVP 成为用大体积试样精细研究材料(尤其是多相系材料)物性的理想工具, 也使同时使用多种原位探测技术成为可能.

20 世纪 60 年代起, LVP 在地学界首先发展起来^[1,2]. 第一台用实验室 X 射线源研究材料物性的 LVP 出现于 70 年代^[3,4], 导致第一套用于日本同步辐射源“光子工厂”(Photon Factory)的 LVP 系统^[5]. 从那以后, LVP 就成为利用同步辐射源进行高温高压研究的主要工具之一.

一般来说, 用于同步辐射源的 LVP 系统包括以下几个组成部分: (1) 液压机以及温度和压力控制系统; (2) 压力模具, 用来作用到包含试样的固体压力介质上, 以产生准静水压; (3) 用于衍射和成像的 X 射线光路控制系统; (4) 一套大型“测角仪”(goniometer), 用来承载压机, 使压机内部的试样能够被准确地放置在光路系统所定义的衍射体积内. 很多文献对系统设计和操作进行过讨论^[6-8], 这里, 笔者仅对压力模具作一简要描述.

最常用的高压模具是滑块六面顶, 在日本称为 DIA^[9]. 图 2 是它的示意图, DIA 由上下两副导块(guide blocks), 以及 4 个滑动于 45° 斜面上的梯形截面的楔块组成. 这些楔块的作用是把液压机的单轴荷载分解成为互相垂直的三轴. 6 个带有四方形截面的砧头构成一个立方体的空间, 试样就装在立方形的固体传压介质里面. 分解为三轴的荷载将砧头同步地推向中心, 因而产生准静水压. 这种几何构造的好处是, 4 个水平驱动的砧头之间的狭缝是垂直的, 便于 X 射线探测器的安装和衍射扫描. 这种模具的 2θ 角可以很大, 可达 25°.

第二种压力模具是所谓的 Kawai 型^[10](图 3). 这种模具的第一级导块是一个被切成 6 块的强化钢圆柱, 每一块的端顶被截成四方形. 当 6 块合起来

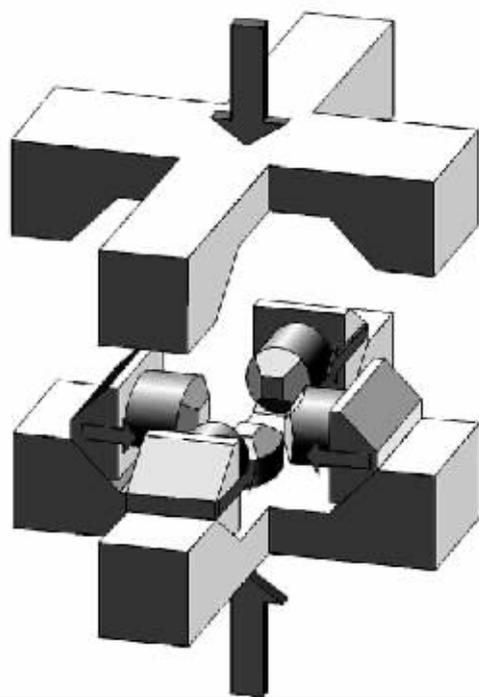


图 2 DIA 模具工作原理示意图

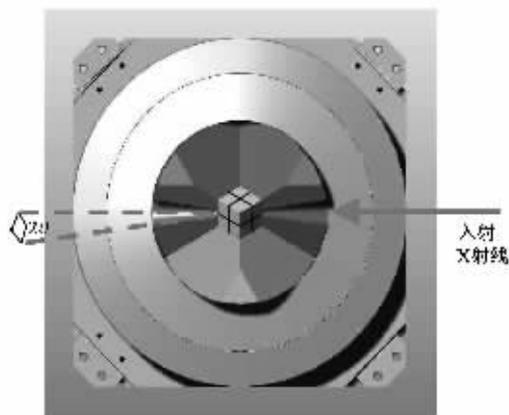


图 3 Kawai 型高压模具俯视图(为清楚起见, 图中只有下层一级导块和二级立方体)

时, 圆柱的中心构成一个立方形的空间, 立方形的 111 方向平行于压机的荷载方向(通常是垂直的). 在这个空间里受载的是由 8 个立方形的二级砧头构成的立方体. 所以这种模具又称为 MA8 型(multi anvil 8). 每一个二级砧头的内角都被截成 1 个等边三角形截面. 8 个砧头的截面构成 1 个等边八面体. 这种压力模具主要用于美国的同步辐射源^[7,11]. 和 DIA 类似, 在使用碳化钨作为二级砧头的材料时, 入射光和衍射光一定要从砧头之间的缝隙进出. 对于垂直加载的系统, X 射线探测器的扫描面需要倾斜于垂直线呈 35.3° 角. 同时, 第一级楔块上

需要加工 1 个锥状切口,以便衍射信号传出. 这种模具的 2θ 角有限,一般在 10° 以下.

第三种模具是前两种的结合,或称为双级 6/8 型^[6,8,12]. 它把 Kawai 型的二级砧头用于 DIA 内部(见图 4). 在日本,这种模具也被称为 Kawai 型,造成术语上的混乱. 笔者建议称其为复合 Kawai 型,以区别于上述的 Kawai 型. 液压加载方向平行于二级立方体的 [100] 轴,入射光需要从上下两个二级砧头之间的缝隙进入试样. 为了接到衍射信号,第一级的模块以及砧头都需要加工切口. 2θ 角被限制在水平面上,最大角度一般在 10° 左右. 使用 14mm 边长的烧结金刚石立方体为二级砧头,这种装置目前的最高压力达 62 GPa^[13],是目前 LVP 技术的最高压力纪录.

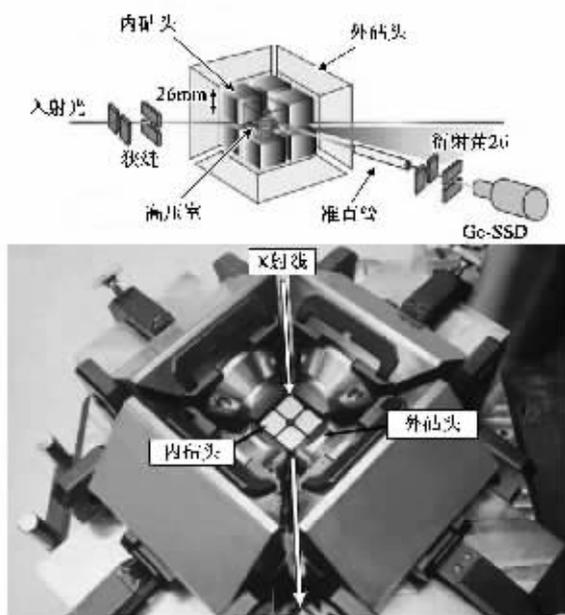


图 4 复合式 Kawai 型压力模具(上图:光路示意;下图:工作原理示意)(取自 SPring-8 网站)

以上介绍的都是所谓多砧头 (multi-anvil) 模具;人们有时将 LVP 和 MAP (multi-anvil press) 视为同义语. 其实,并非所有大体积压机都使用多砧头技术. 所谓的环状模具就只用两个砧头. 图 5 是这个装置的示意图. 这种环状对顶砧最初由前苏联的科学家所发明^[14]. 它的砧顶有半球状的凹陷,当两个砧头对顶时,就构成一个近似于球状的试样空间. 这个装置后来由巴黎和爱丁堡的研究小组改进,与压机结合为一体,以便于携带和操作^[15],所以又称为巴黎-爱丁堡对顶砧 (Paris-Edinburgh cell). 一个能产生 250 吨载荷的系统仅重几十公斤,很容易安装在同步辐射试验站内.

图 6 是 GSECARS 在 APS 实验站 13-ID-D 的

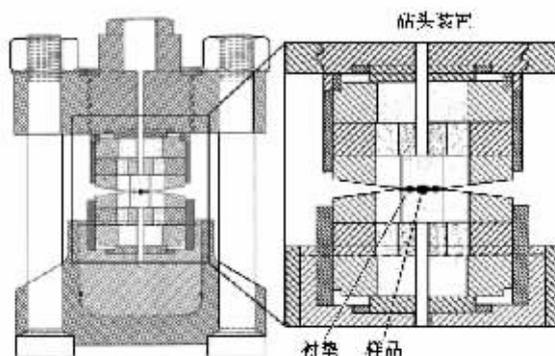


图 5 巴黎-爱丁堡对顶砧 (a)整体示意,注意系统下部的液压油缸 (b)顶砧与外部钢环,顶砧的截面具有半球状下凹

LVP 系统全图^[16]. 自重 7 吨的 1000 吨压机 (A) 由定位器 (B) 所承载. 直线驱动器控制压机在三个正交方向的运动,位置精度可达 $2-3\mu\text{m}$. 压机还可以垂直线为轴转动. 滚球的台面 (C) 用来把高压模具从压机里滑入滑出. 液压控制器 (D) 具有伺服加压、减压功能. 入射的光路和控制装置被安放在独立的操纵平台 (E) 上. 探测器被安装在另外一个独立的定位器 (F) 上. 这个定位器可以操纵用于能散 (energy-dispersive diffraction, EDD) 的固体探测器 (solid-state detector, SSD),也可以操纵用于角散 (angle-dispersive diffraction, ADD) 的单色光探测器. 成像装置被固定在压机的框架上. 所有部件的运动和操纵都在实验站外边遥控进行.

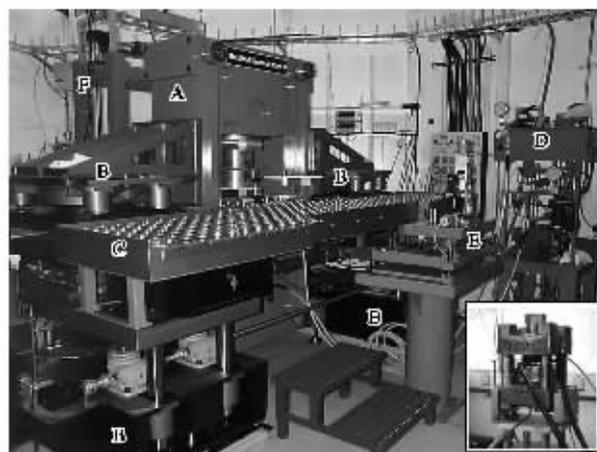


图 6 GSECARS 在 APS 试验站 13-ID-D 一吨 LVP 系统,嵌入的小图是 ESRF 试验站 ID27 的巴黎-爱丁堡对顶砧(包括液压发生装置),两套系统的图片基本是成比例的

3 利用大体积压机和同步辐射源进行原位高温高压研究的近期进展

在过去十几年里,由于各国同步辐射源的建立,超硬材料的发展,以及新型压力发生机制的开发,使LVP在地学高压研究中取得了长足的进展.由于工作所涉及的范围很广,这里无法进行全面的概述,仅举几个例子来说明近期研究的主要方向和成果.读者如果有进一步的兴趣,可参阅文献[17].

3.1 相平衡关系

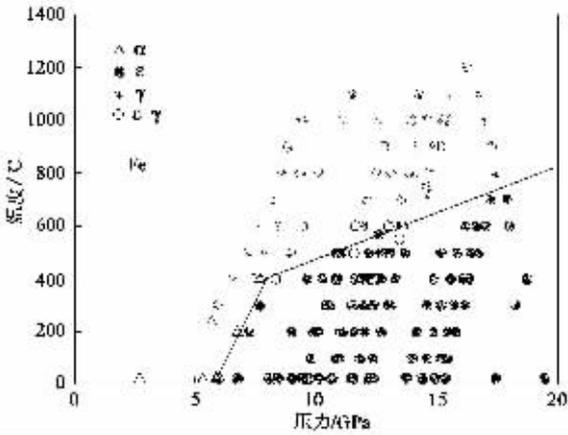


图7 通过控制温度、压力路径而得到的铁的相图,通过改变温度(升温或降温)以及在同一温度、压力条件下观测各项的增长或减少,可以确定每一组温度、压力条件下的热力学稳定相

图7显示在研究纯铁相平衡关系中两个实验的观测结果^[18].这里,铁的不同结构是通过能散粉末衍射原位得到的;六方晶系(hcp)的 ϵ 相与面心立方晶系(fcc)的 γ 相之间的边界是在升温 and 降温过程中通过两个方向的相转换来确定的,因而代表了热力学平衡的相边界.该边界的斜率为 $36(3) \text{ K/GPa}$,与以前利用LVP在较低压力下确定的结果^[19]以及用DAC确定的斜率^[20]吻合极好.由此得到的 $\epsilon-\gamma$ 相边界以及 $\alpha-\epsilon-\gamma$ 三相点对更高温度、压力下的DAC数据提供了一个重要基点.这项工作支持近期的DAC的结果^[21],认为一些DAC实验中所谓的 β -相^[22]从热力学平衡的角度看是不存在的.

Mg_2SiO_4 相平衡关系对了解地幔转换层附近的地震波间断面具有重要意义.文献[23]总结了到目前为止研究的结果. Katsura等^[24]研究了双变度系统 $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ 中橄榄岩到似尖晶岩的相关关系, Nishiyama等^[25]研究了更加复杂的多相系统的地幔岩(pyrolite)在相当于地幔660公里地震不连续面处的相平衡关系.另外,许多文献^[26-28]报道了研究石榴石($\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12} - \text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$)系列在下地幔温度、压力条件下的相关关系.

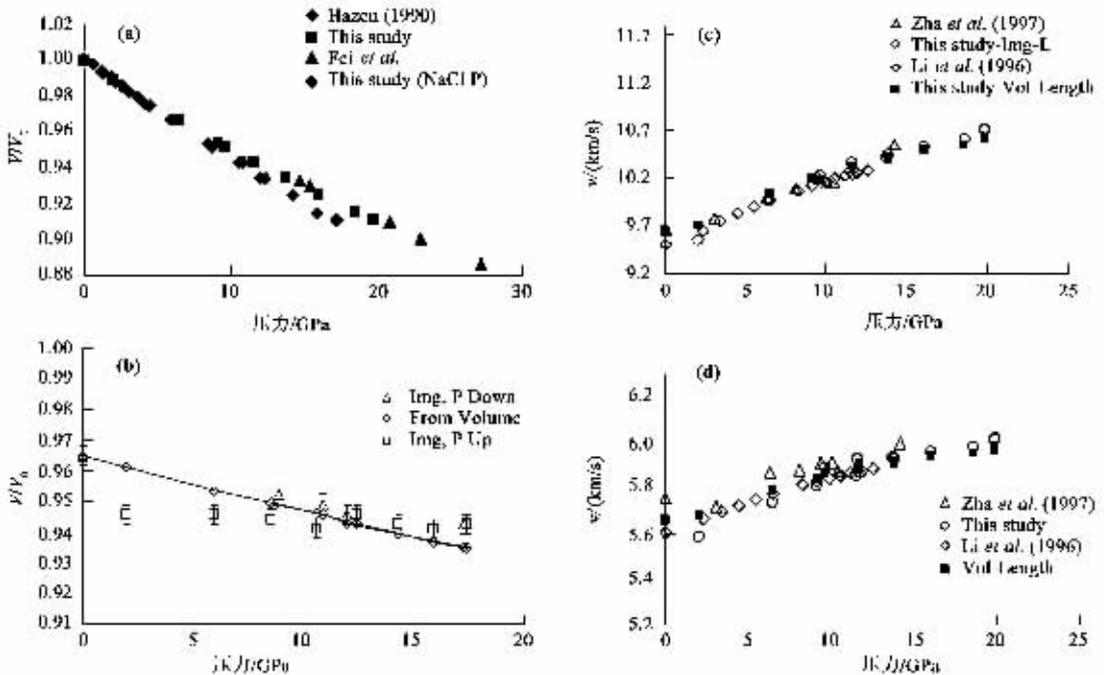


图8 似尖晶石(Mg_2SiO_4)的 $P-V_3-T$ 超声波测量 (a) $P-V$ 压缩曲线,不同的压力标定请见正文 (b)不同方法估测试样长度结果比较,Img. P up 和 Img. P down 是根据成像直接测量长度的结果;“From volume”是由体积变化按照 $l/l_0 = (V/V_0)^{1/3}$ 估算(假定试样没有塑性形变)长度的结果 (c)和(d)为P波与S波波速随压力变化曲线

3.2 状态方程

压力-体积-温度($P-V-T$)状态方程的理论问题已经在许多文献中有所讨论^[35-38]. 有关 LVP 的实验技术问题目前已相当成熟^[39]. 几乎所有的地幔地核内的主要材料已经都被研究过了. 下一步的问题是提高实验精度, 扩展温压范围, 以及将结果更可靠地外推到实验条件以外.

然而, $P-V-T$ 状态方程局限于对物质密度和体变模量的描述, 无法得到关于剪切模量的信息. 为了得到这种信息, 某些直接测量弹性常数的技术是必要的. 对于 LVP 来说, 最直接的方法是利用超声技术测量多晶材料 p 波和 s 波的走时 (travel time). 结合 X 射线成像的技术来原位测量试样的长度, 我们就有了一种 P, V 压缩波速 (V_p), 剪切波速 (V_s) 和 T 的 $P-V-V_p-V_s-T$ 状态方程. 为了强调对弹性模量的直接测量, 这种状态方程有时被称为“绝对”状态方程 (absolute equation of state). 事实上, 由于对 $P-V^3-T$ 关系的描述仍然取决于某种模型 (如对有限应变多项式的展开和截断), 这种状态方程并不是绝对的, 因而称为“自洽状态方程” (self-consistent) 比较恰当.

最近几年里, 利用 LVP 进行超声波测量取得了很大的进展, 压力可到 $P > 20 \text{ GPa}$ ^[31], 得到了一些地幔矿物的 $P-V^3-T$ 状态方程^[32, 33]. 详细技术可参阅文献 [33, 35]. 图 8 是 Mg_2SiO_4 似尖晶石 $P-V^3-T$ 的自洽状态方程测量的结果^[35]. $P-V-T$ 压缩曲线在 5 GPa 以下与文献 [36] 的数据吻合良好. 图 8(c) 和 (d) 给出 p 波与 s 波波速随压力的变化, 以及与早期多晶材料超声波测量^[37] 和 DAC 内单晶布里渊散射结果^[38] 的比较.

压力的精度对于任何高压研究都是很重要的问题. 压力的测量直接受到压力标定的精度以及建立这种标定时所采用的各种假定的影响. 而要确定压力标定本身, 又需要另外一种测量压力的方法. 这种逻辑上的循环对压力测量是一个长期性的挑战. Ruoff 及其合作者^[39] 最先提出利用超声波波速的测量来建立所谓“绝对”压标的方法. 在自洽状态方程的拟合当中, 压力并不作为显参数而存在. 换句话说, 弹性模量测量的结果与压力确定的精度无关, 而仅仅取决于对试样晶胞体积的测量精度. 实验中, 压力是由试样组合内部的标压材料来确定的. 于是, 从试样弹性模量测量而得到的压力就可以直接与用于衍射的压力标定材料的状态方程来比较, 因而提供了一种验证压力标定的途径^[35].

3.3 晶体在高温高压下形变的研究

D-DIA 是一种新开发的用来进行三轴变形研究的大体积模具^[40]. 这种模具在 DIA 基础上增加了两个二级液压缸. 在高温高压下, 二级液压缸驱动上下两个砧头, 产生一个可控制的差应力场. 试样的应力可以从衍射得到, 应变则由对试样进行 X 射线成像得到. 为了得到二维的衍射数据 (用来测量试样的应力), 至少部分砧头须采用立方晶系的氮化硼 (cBN) 或烧结合金刚石. D-DIA 的研发为高温高压下研究多晶体的蠕变性质提供了条件.

Nishiyama 等^[41] 利用 D-DIA 研究了尖晶石结构的 Mg_2SiO_4 在高压下的形变. 试样是事先合成的多晶烧结合体. D-DIA 可以在高压下使试样进行轴向压缩和拉伸. 试样的总体轴向应变从 X 射线成像长度测量得到 $\varepsilon_{\text{total}} = (l_0 - l)/l_0$, 这里 l 是试样在实验条件下的长度, 而 l_0 是某一参考长度. 在差应力作用下, 本来圆形的衍射环成为椭圆形. 这种变化反映了晶格间距的晶格应变 (lattice strain). 如果晶体的弹性系数张量是已知的, 那么晶格应变就可以用来确定应力. 具体方法见文献 [42]. 在压缩和拉伸两种情况下采集形变数据, 能够得到完整的应力-应变曲线.

如此得到的室温下的应力-应变曲线由图 9 给出^[41]. 为了表述清楚起见, 这里仅给出从衍射峰 311 得到的结果. 每一个压缩-拉长周期的平均应变率略有不同, 也一并在图中给出. 可以看出, 高压下尖晶石表现出典型的非脆性行为, 试样在压缩和拉伸状态下都达到了屈服, 并且承受了相当大的塑性形变.

这些结果表明, 利用 D-DIA 来进行高温高压下定量的应力-应变-应变率测量是可行的. 一些初步的 D-DIA 结果已被报道^[41, 43], 相信不久会有更多这方面的工作报道. 二维角散衍射数据还能够提供关于晶格优先取向 (lattice preferred orientation) 的信息. Wenk 等^[44] 对 Nishiyama 等人^[41] 所得到的一些尖晶石的二维衍射数据进行了详细的分析, 并由此确定了造成所观测到的晶粒优先取向的滑移系统 (slip systems).

3.4 熔融体粘滞系数的测量

Kanzaki 等^[45] 首先把同步辐射成像技术应用到这方面的研究. 他们把一个密度较重的探测球掩埋在试样内, 在熔融状态下, 探测球由于重力的原因而下坠. 试样的粘滞系数 (η) 可以根据斯托克斯定律 (Stokes Law) 得到. 如果探测球与试样之间对于 X

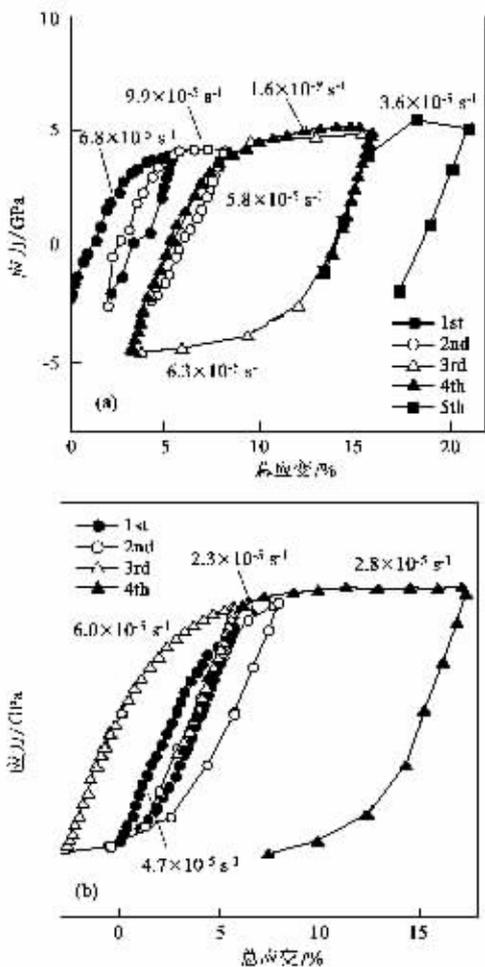


图9 尖晶石 Mg_2SiO_4 在室温下的应力 - 应变关系 (a) 30 吨压力下的行为 (b) 50 吨压力下的结果 (每一条曲线的应变率在曲线上标出)

射线的吸收存在明显的差异,那么探测球在下坠(上浮)的过程中的位置就可以通过高速摄影成像来确定. 目前文献中报告的关于熔融体高压下粘滞系数的结果基本上是利用这种技术^[46-48]得到的.

这种实验原理简单,但实际技术问题很多. 首先,探测球材料的选择范围非常有限,因为我们既要考虑到与试样的密度关系,又要考虑到吸收参数的差异. 还有熔融体与探测球发生化学反应的可能. 其次,试样组合内的温度梯度对实验结果影响很大,因为熔融体的对流会对探测球的运动产生强烈干扰.

Rutter 等^[47]把白金小球包在蓝宝石外壳之中,做成复合探测球. 整个球的平均密度可以通过改变两种材料的体积来调整. 图 10 是在复合探测球在铁的熔融体内上浮时拍摄到的一系列 X 射线照片. 该实验是在 GSECARS 的弯磁实验站利用 DIA 高压模具进行的. 虽然蓝宝石与铁的吸收强度反差不够大,

但白金内核清晰可见. 探测球的精确位置是通过数字化后的图像进行分析而得到的. 这种技术的缺点是准备复合球的工艺比较困难,因而成功率不高. 其他技术正在开发之中,不过都需要较为复杂的探测球准备工作. 另外,如果探测球是直接掩埋在试样里面,那么一旦试样熔融,探测球就要因重力效应而移动. 这对于测量试样在不同温度下的粘滞系数不利. Terasaki 等^[49]在试样舱的一端放入一层熔点高而又不易与试样反应的隔离材料,把探测球埋放在这一层内. 这样,探测球在隔离层熔化时才被释放出来.

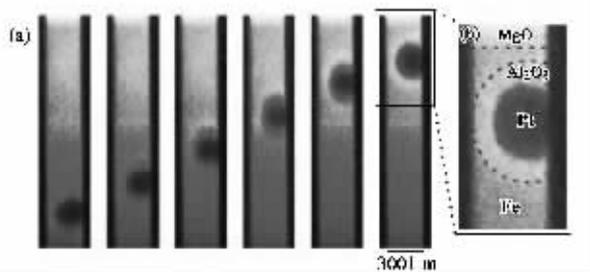


图 10 熔融铁在 4.5 GPa, 2050 K 下粘滞系数的测量 (a) 复合探测球上浮时位置的变化, 暗色区域是白金内核的阴影, 每个图像两侧垂直的阴影是碳化钨砧头造成的 (b) 复合探测球放大图像

4 未来技术展望

同步辐射 LVP 高压研究是一个发展很快的研究领域. 这个领域科学上的进展是与工程技术的开发密不可分的. 以下是笔者对于这个领域未来几年内技术发展的一些想法.

(1) 压力范围的提高

超硬材料的开发已经使多砧技术的压力范围有了突破性的进展,目前已超过 60 GPa^[14]. 在这种压力范围内的加温技术还有待于提高. 不久,高温下 (2000—3000 K) 50 GPa 左右的实验将成为“常规”实验. 各种多级增压技术会得到进一步的发展. 把对顶砧技术应用到多砧模具的内部,压力将可以同 DAC 相比^[50, 51]. 多砧模具的加压机制很可能有利于大型对顶砧的使用,从而把试样的体积从一般 DAC 内的微米量级加大到几百个微米的量级. 这种 LVP 与 DAC 相结合的“magebar”加压装置将具有较好的温度、压力分布,有利于提高实验的精确度.

(2) 角散与能散衍射技术的结合

由于能散与角散衍射技术各自的优缺点,两种技术的结合是不可避免的^[52].利用能散衍射技术进行角度扫描就是二者结合的一种形式^[53].另外一种方式的结合,是在试验站同时装备两种探测器,可以互换.这样,在需要角散时,使用2D探测器,而在需要能散时,使用固态探测器.这种双探测器装置对上面所提到的测量以及高压下层析成像的工作将有很大的帮助,能够大大提高实验的精度和速度.

(3) 高压层析成像

高压层析成像装置开发打开了高压下三维微观成像的渠道^[54].有了这种技术,多相材料内部各相的空间分布以及这种分布随温度、压力和应力/应变的变化可以得到定量的观测.这种技术目前的空间分辨率(3—5 μm)还有待于提高.如果分辨率能够达到1 μm (光学显微镜的分辨率),那么这种技术就有非常远大的前景.

(4) 同步辐射技术与其他原位测量技术的结合

除了衍射和成像之外,越来越多的原位测量技术将被同时用于高温高压实验.超声波技术和电导率只是其中两个例子.差热分析(differential thermal analysis, DTA),应力应变下声发射的观测,热导率等等,也都可以同时使用.

5 结束语

与同步辐射相结合,LVP在高温高压研究中起了重要的作用.在过去的十年内,随着同步辐射技术的发展和各种LVP装置的开发,高温高压成了物理、化学、材料、地学研究的重要手段,大大促进了这些领域的发展.目前LVP正处于变革发展的重要阶段.在未来几年里,很可能会出现高压界的新突破.LVP和DAC的结合可能会成为现实,更高的压力,更大的试样,更多更成熟的观测技术会被同时应用到实验上.许多新的现象将会被发现.

致谢 感谢许多同事们对这篇综述的贡献,包括GSECARS的同事:T. Uchida, N. Nishiyama, M. Rivers, G. Shen, S. Sutton, P. Eng, M. Newville, GSECARS的用户:I. Getting, C. Leshner, D. Tinker, B. Li, J. Kung, R. Secco, M. Rutter, R. Wenk, T. Duffy, D. Weidner,以及在日本同步辐射源SPring-8合作的同事:O. Shimomura, W. Utsu-

mi, K. Funakoshi, T. Irifune等.感谢GSECARS工程技术人员和服务人员C. Pullins, N. Lazarz, F. Sopron, M. Jagger等人多年来的大力支持.感谢若干年来美国国家自然科学基金会和能源部的财务支持.高等光子源(Advanced Photo Source)的运作和使用由美国能源部基础科研办公室资助(合同W-31-109-ENG-38).笔者还要感谢谢鸿森教授对本文提出的建设性的建议和修改.

参 考 文 献

- [1] Kumazawa M. High Temp. -High Pres. ,1973 5 :599
- [2] Onodera A. High Temp. -High Press. 1987 19 :579
- [3] Inoue K, Asada T. Jpn. J. Appl. Phys. ,1973 ,12 :1786
- [4] Ohtani A ,Onodera A ,Kawai N. Rev. Sci. Instrum. ,1979 ,50 :308
- [5] Shimomura O ,Yamaoka S ,Yagi T *et al.* In :Solid State Physics Under Pressure. Ed. Minomura S. Terra Scientific Publishing Co. ,Tokyo ,1985. 351
- [6] Utsumi W ,Funakoshi K ,Urakawa S *et al.* Rev. High Pressure Sci. Technol. ,1998 ,7 :1484
- [7] Wang Y ,Shen G ,Rivers M L. In :Third Generation Synchrotron Sources. Ed. Mills D. Wiley & Son ,New York ,2002. 203
- [8] Katsura T ,Funakoshi K ,Kubo A *et al.* Phys. Earth Planet. Int. ,2004 ,143 -144 :497
- [9] Osugi J ,Shimizu K ,Inoue K *et al.* Rev. Phys. Chem. Jpn. ,1964 34 :1
- [10] Kawai N ,Endo S. Rev. Sci. Instrum. ,1970 ,41 :1178
- [11] Uchida T ,Wang Y ,Rivers M L *et al.* J. Phys. :Condens. Matter 2002 ,14 :11517
- [12] Shimomura O ,Utsumi W ,Taniguchi T *et al.* In :High - Pressure Research : Application to Earth and Planetary Sciences. Ed. Syono Y ,Manghnani. TERRAPUB ,Tokyo ,1992. 3
- [13] Ito E ,Katsura T ,Aizawa Y *et al.* In :Advances in High-Pressure Technology for Geophysical Application. Eds Chen J ,Wang Y ,Duffy T *et al.* 2005. 451
- [14] Khvostantsev L G ,Vereshchagin L F ,Novikov A P. High Temp. -High Pres. ,1977 9 :637
- [15] Besson J M ,Nelmes R J ,Hamel G. *et al.* Physica B ,1992 ,180 :907
- [16] Wang Y M ,Uchida R T ,Murray P *et al.* Science and Technology of High Pressure ,2000 ,2 :1047
- [17] 王雁宾. 地学前缘 2006 ,13(2) :1
- [18] Uchida T ,Wang Y ,Rivers M L *et al.* J. Geophys. Res. ,2001 ,106 :21 799
- [19] Akimoto S ,Suzuki T ,Yagi T *et al.* In :High-Pressure Research in Mineral Physics ,Geophys. Monogr. Ser. ,vol. 39. Ed. Manghnani M H ,Syono Y. AGU ,Washington ,D. C. ,1987. 149 -154

- [20] Mao H K , Bell P M , Hadidiacos C. In : High-Pressure Research in Mineral Physics , Geophys. Monogr. Ser. , vol. 39. Ed. Manghnani M H , Syono Y. AGU , Washington , D. C. , 1987. 135 – 138
- [21] Shen G , Mao H – K , Hemley R J *et al.* Geophys. Res. Lett. , 1998 , 25 : 373
- [22] Saxena S K , Dubrovinsky L S. Am. Mineral. , 2000 , 85 : 372
- [23] Katsura T. IGC special volume , Ohtani E(editor) , 2006 , in press
- [24] Katsura T , Yamada H , Nishikawa O *et al.* J. Geophys. Res. , 2004 , 109 (B2) : B02209
- [25] Nishiyama N , Irifune T , Inoue T *et al.* Phys. Earth Planet. Int. , 2004 , 143 – 144 : 185
- [26] Oguri K , Funamori N , Uchida T *et al.* Phys. Earth Planet. Inter. , 2000 , 122 : 157
- [27] Kubo A , Akaogi M. Phys. Earth Planet. Int. , 2000 , 121 (1 – 2) : 85
- [28] Hirose K , Fei Y , Ono S *et al.* Earth Planet. Sci. Lett. , 2001 , 184 (3 – 4) : 567
- [29] Holzapfel W B. Rep Prog Phys , 1996 , 59 : 29
- [30] Duffy T , Wang Y. In : Ultrahigh – Pressure Mineralogy : Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior , Reviews in Mineralogy Vol. 37. Ed. Hemley R J. Mineral. Soc. Amer. , Washington D C , 1998. 425
- [31] Li B , Kung J , Uchida T *et al.* In : Advances in High – Pressure Technology for Geophysical Applications. Eds. Chen J , Wang Y , Duffy T *et al.* 2005. 49 – 66
- [32] Kung J , Li B , Uchida T *et al.* Geophys. Res. Lett. , 2005 , 32 : 10.1029/2004GL021661
- [33] Li B , Chen K , Kung J *et al.* J. of Physics : Condensed Matter , 2002 , 14 : 11337
- [34] Li B , Kung J , Liebermann R C. Phys. Earth Planet. Interi. , 2004 , 143 – 144 : 559
- [35] Li B , Kung J , Uchida T *et al.* J. Appl. Phys. , 2005 , 98 : 013521 , doi : 10.1063/1.1946905
- [36] Hazen R M , Zhang J M , Ko J. Phys. Chem. Miner. , 1990 , 17 : 416
- [37] Li B , Chen G. , Gwanmesia G D *et al.* In : Properties of Earth and Planetary Materials at High Pressure and Temperature. Eds. Manghnani M H , Yagi T. American Geophysical Union , Washington D C , 1998. 41 – 61
- [38] Zha C-S , Duffy T S , Downs R T *et al.* In : Properties of Earth and Planetary Materials at High Pressure and Temperature. Eds. Manghnani M H , Yagi T. American Geophysical Union , 1998. 9 – 16
- [39] Ruoff A L , Lincoln R C , Chen Y C. J. Phys. D : Appl. Phys. 1973 , 6 : 1295
- [40] Wang Y , Durham W B , Getting I C *et al.* Rev. Sci. Instrum. , 2003 , 74 : 3002
- [41] Nishiyama N , Wang Y , Uchida T *et al.* Geophys. Res. Lett. , 2005 , 32 : 104307 , doi : 10.1029/2004GL022141
- [42] Uchida T , Wang Y , Rivers M *et al.* In : Advances in High – Pressure Technology for Geophysical Application. Eds. Chen J , Wang Y , Duffy T *et al.* 2005. 137 – 166
- [43] Li L , Weidner D J , Raterron P *et al.* Phys. Earth Planet. Int. , 2004 , 143 – 144 : 357
- [44] Wenk H-R , Ischia G , Nishiyama N *et al.* Phys. Earth Planet. Int. , 2005 , 152 : 191
- [45] Kanzaki M , Kurita K , Fujii T *et al.* In : High-Pressure Research in Mineral Physics. Ed. Manghnani M H , Syono Y. American Geophysical Union , Washington D C , 1987. 195
- [46] Dobson D P , Meredith P G , Boon S A. Phys. Earth Planet. Int. , 2004 , 143 – 144 : 337
- [47] Rutter , M D , Secco R A , Liu H *et al.* Phys. Rev. B , 2002 , 66 : 060102 – 14
- [48] Tinker D , Leshner C E , Baxter G B *et al.* Am. Min. , 2004 , 89 : 1701
- [49] Terasaki H , Kato T , Urakawa S *et al.* Earth Planet. Sci. Lett. 2001 , 190 : 93
- [50] Endo S , Ito K. In : High Pressure Research in Geophysics. Ed. Akimoto S , Manghnani M H. Center for Academic Publication , Tokyo , Japan , 1982
- [51] Utsumi W , Toyama N , Endo S *et al.* J. Appl. Phys. , 1986 , 60 : 2201
- [52] Kikegawa T , Chen J H , Yaoita K *et al.* Rev. Sci. Instrum. 1995 , 66 (2) : 1335
- [53] Wang Y , Uchida T , Von Dreele R B *et al.* J. Appl. Cryst. , 2004 , 37 : 947
- [54] Wang Y , Uchida T , Westferro F *et al.* Rev. Sci. Instrum. , 2005 , 76 : 073709 , doi : 10.1063/1.1979477