

剪切变形与部分熔融：原理、方法和应用

张宝华

中国科学院 地球内部物质高温高压重点实验室, 中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550081

摘要: 差应力是各种地质构造现象,如地震活动、造山带的形成及各种动力学过程等产生的重要驱动力,因此研究剪切变形下部分熔融岩石的物理化学性质对正确认识地球各圈层的变形、地幔对流、板块构造运移、地球形成与演化等科学问题具有重要的意义。本文首先介绍了在高温高压及剪切变形下地球内部物质物性测量的原理和方法,然后对剪切变形下部分熔融岩石物性测量方面所取得的最新进展和一些重要的地学应用做了简要评述,最后对今后的研究前景及潜在的研究领域做出了展望。

关键词: 高温高压; 剪切变形; 部分熔融; 流变学; 电导率

中图分类号: P584 文章编号: 1007-2802(2017)01-0026-14 doi: 10.3969/j.issn.1007-2802.2017.01.004

Shear Deformation and Partial Melting: Principles, Methods and Advances

ZHANG Bao-hua

Key Laboratory for High-Temperature and High-Pressure Study of the Earth's Interior,
Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China

Abstract: Differential stress is the primary driving force for various geological tectonic phenomena including seismic activity, formation and evolution of the Earth, different dynamic processes, and so on. Knowledge of the physicochemical properties of partially molten rocks under the presence of differential stress is crucial to understand the deformation of various spheres of the Earth, mantle convection, plate tectonic movement, formation and evolution of the Earth. In this review, firstly, the principle and method of the physical properties of the Earth's materials measured simultaneously at high-temperature and high-pressure and differential stress are introduced. Secondly, the latest progresses and some of important applications to problems of Earth science are discussed based on the available deformation data on partially molten rocks. Finally, the prospects and potential research fields of physicochemical properties of the Earth's materials under differential stress are presented.

Key words: High temperature and high pressure; Shear deformation; Partial melting; Rheology; Electrical conductivity

地球是一个非均匀体,在地球内部不同尺度范围广泛存在各种与时间和空间(横向和纵向)有关的不均匀性,比如化学成分的不均一性,会导致物质密度、体积、弹性性质、相平衡发生大的跃变;温度的不均匀性会导致地球内部的热结构、物质状态等发生大的变化(谢鸿森,1997; Karato, 2008, 2013)。正是由于地球内部的各种不均一性,使得地球内部物质除受到各向同性的围压作用外,还受到叠加的差应力(压、拉、剪、扭等)影响。因此可以说,差应力是各种地质现象(地震活动、板块构造、

地球形成与演化、各种动力学过程等)产生的重要驱动力。目前有关地球内部物质物理化学性质的高温高压实验研究,绝大部分是在流体静压力下获得的,基本上未考虑差应力的作用,由此获得的关于地球内部物质的各种认识可能存在偏差。因此要正确认识和了解地球内部物质的成分、结构、构造、性状和相互作用就需要知道地球内部物质在高温高压和差应力同时存在情况下的物理化学性质。

高温高压实验研究在地学中的主要目的,就是要在实验室里创造出类似于地球内部不同深度的

收稿日期: 2016-09-11 收到, 2016-09-30 改回

基金项目: 中组部“青年千人计划”项目; 中国科学院“百人计划”前期项目; 中国科学院先导专项 B(XDB18010401); 国家自然科学基金项目(41303048)

作者简介: 张宝华(1978-) 男, 博士, 研究员, 获第 16 届侯德封奖, 研究方向: 地球内部物质物性的高温高压实验. E-mail: zhangbaohua@vip.gyig.ac.cn.

物理化学条件, 并采用尽量多的原位探测技术与分析手段来确定试样在各种热力学条件下的物理(弹性、电导率、热导率、流变学等)和化学性质(相平衡、元素分配与分异、同位素分馏、扩散系数等)。将实验室结果与地质学、地球化学和地球物理学观测数据(重力、地震、电磁等)等结合起来就会对模拟整个地球的热力学状态、动力学过程和形成演化等科学问题提供重要参考。在过去的几十年里, 高温高压和同步辐射技术方面的革命性突破使得地球内部物质物性测量研究取得了重大进展(Poirie, 1985; 王雁宾, 2006; Karato, 2008, 2013; Karato and Weidner, 2008)。流体静压力下地球内部物质物性测量方面已有诸多回顾总结与讨论(谢鸿森, 1997; 金振民, 1997; 熊小林等, 2013; 周春银和金振民, 2014; 杨晓志, 2015)。本文偏重于讨论在差应力下部分熔融岩石物性测量的高温高压实验研究进展, 而不涉及地幔矿物在流体静压力和剪切变形下获得的结果。在此笔者首先简要介绍了高温高压岩石流变学实验的基本原理、各种常见的高温高压变形装置及其优缺点, 然后再着重阐述了近年来差应力下部分熔融岩石物性的重要研究进展及地学应用, 最后对该领域未来的研究趋势做出展望。

1 剪切变形下物性测量的原理、方法与影响因素

传统的高温高压物性测量, 只需要能够精确地测量压力与温度就够了, 基本上不考虑差应力的影响。然而在剪切变形下测量地球内部物质的物性,

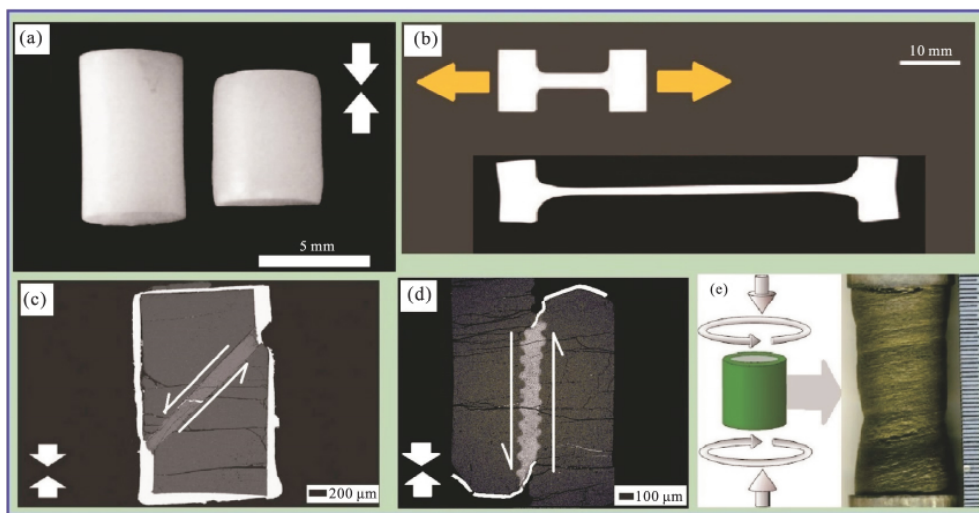
不但需要高温高压实验条件, 而且还需要能够加载差应力的实验设备, 并精确定量测量所产生的应力和应变大小。

1.1 变形几何

各种地质构造都是岩石受力发生变形的产物, 因此从力学观点来研究岩石的微观变形是必要的, 它所依据的就是现代固体变形理论, 其理论是在寻常环境下建立起来的。地质构造是在地质历史时期形成的, 其作用时间之长、条件之复杂, 是一般人工实验无法比拟的。尽管如此, 它们之间某些变形的的基本力学规律还是相同的。从受力方式来的话, 变形主要分为: 纯剪切(pure shear)和简单剪切(simple shear)。纯剪切包括单轴/三轴压缩变形(compression deformation)(图 1a)和拉伸变形(tension deformation)(图 1b); 简单剪切样品和活塞按一定角度切割呈三明治状挤压(图 1c、1d), 同时简单剪切变形也包括扭转变形(torsion deformation)(图 1e)。在每一种变形几何中, 实验样品内部的应力分布都是不同的, 相应的也会产生不同的变形机制与变形结果。

1.2 变形设备

地球中的各种地质构造现象的形成和演化归根结底就是矿物岩石在复杂物理化学条件下的变形产生。为了更好的理解地球内部物质在真实地球内部各种物理条件(温度、围压、差应力、应变速率等)下和化学环境(氧逸度、流体等)中的变形, 就需要特殊的高温高压实验装置来测试地球内部物质的力学性质。上世纪 60 年代, 国际构造物理的先



(a) 纯剪切-压缩(据 Tasak *et al.*, 2013); (b) 纯剪切-拉伸(修改自 Miyazaki *et al.*, 2013); (c) 简单剪切 1°~45°切角(据 Ohuchi *et al.*, 2011); (d) 简单剪切 2°~90°切角(据 Zhang *et al.*, 2014); (e) 简单剪切 3-扭转变形(修改自 Hansen *et al.*, 2012)

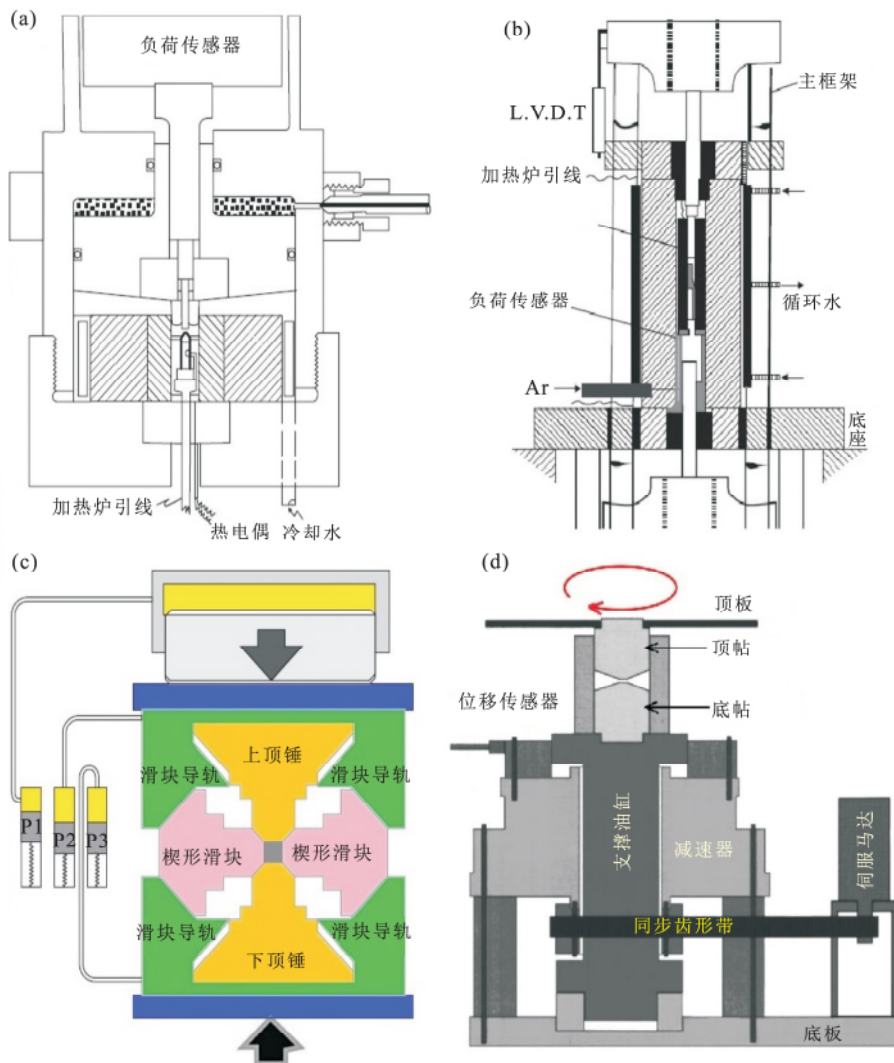
图 1 变形几何种类

Fig.1 Deformation geometry

驱 David Griggs 通过改装活塞圆筒高压装置而研发出一种新的高温高压变形装置(图 2a)—Griggs 型流变仪(Griggs, 1967), 利用该装置可以进行地学材料的应力-应变性质测定, 同时还能定性研究变形产生的显微构造演化。但是, 固体介质 Griggs 流变仪不能做到围压真正各向同性, 而且加载轴和围压介质之间的摩擦力使得差应力测量精度很低(Ji, 2008; 邵同宾等, 2011a)。为克服 Griggs 流变仪的这些缺点, 澳大利亚国立大学的 Mervyn Paterson 教授设计出了另一种气体介质变形装置(图 2b)—Paterson 型流变仪(Paterson, 1970), 最近 Paterson 等人又将该流变仪进一步改进(Paterson and Olgaard, 2000) 从而能够实现图 1 中的所有的变形类型。不过由于 Paterson 流变仪采用气体压力介

质, 所以能够获得的围压非常有限(≤ 700 MPa), 而且也不能与其他原位测量技术(同步辐射等)相结合。进入 21 世纪后, Wang 等(2003)和 Yamazaki 和 Karato(2001)先后开发出 Deformation-DIA(简称 D-DIA)(图 2c)和 Rotational Deformation Apparatus(简称 RDA)(图 2d) 高温高压变形装置, 这 2 种仪器现在都能达到很高的围压(~ 25 GPa), 并能与同步辐射 X 射线衍射结合使用, 极大的促进了固体地球科学的发展。表 1 中总结了目前常用的这 4 种流变仪的温压条件和优缺点, 图 3 示意了这些设备在深部地球研究中的应用范围。相信在不久的将来, 随着高温高压实验技术的不断发展, 变形实验的压力和温度范围还会进一步拓展。

众所周知, 金刚石对顶砧压腔(DAC)是另外一



(a) Griggs 型流变仪(据 Griggs, 1967); (b) Paterson 型流变仪(据 Paterson, 1970; Paterson and Olgaard, 2000); (c) D-DIA 型大压机(据 Wang et al., 2003); (d) RDA 型旋转变形仪(修改自 Yamazaki and Karato, 2001)

图 2 变形实验设备

Fig.2 Deformation apparatus

表 1 不同类型变形仪器所能达到的温压范围及优缺点比较
Table 1 *p-T* ranges and merits and faults of some typical high-pressure apparatus

设备类型	<i>p</i> /GPa	<i>T</i> /K	优点	缺点	参考文献
Griggs	<2.0	<1500	样品尺寸大、易操作	围压和温度偏低、应力测量误差大、应变量小	Griggs(1967)
Paterson	<0.5	<1600	应力测量精确、样品尺寸大、应变量大	围压低、不能进行原位观测	Paterson (1970); Paterson 和 Olgaard(2000)
D-DIA	<25	<2000	围压和温度高、易与同步辐射结合、变形速率控制精度高	应变量小	Wang 等(2003); Kawazoe 等(2010)
RDA	<28	<2300	围压和温度高、应变量大、易与同步辐射结合	应力分布不均匀、样品小、X 射线衍射数据分析复杂	Yamazaki 和 Karato (2001); Girard 等(2016)

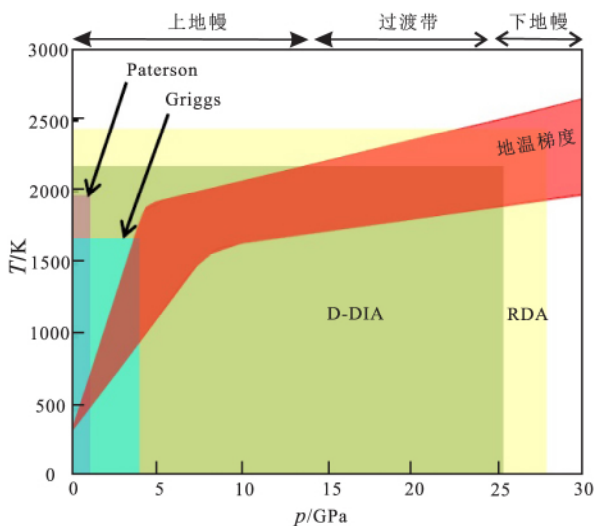


图 3 不同类型变形实验设备所能够产生的温压条件
Fig.3 *p-T* conditions available in the deformation experiments using various types of high-pressure deformation apparatus

种重要的高温高压设备,并能够方便地与同步辐射 X 光结合使用。由于 DAC 实验中样品腔极小(微米量级)、样品受热不均、压力产生与塑性变形不能完全分离等因素,导致用 DAC 进行流变学研究困难重重,特别是应力-应变测量误差较大。目前已报道的变形结果相当少,主要有 MgO(Lin *et al.*, 2009)、MnGeO₃(Hirose *et al.*, 2010)、CaIrO₃ 后钙钛矿(Niwa *et al.*, 2012),相信在不远的将来会有更多这方面工作的报道。

1.3 影响因素

在剪切变形下测量地球内部物质物性的影响因素主要分为外部因素和内部因素。其中,内部因素就是与所研究的对象物质有关,如晶体结构、化学成分等;外部因素则与所使用的研究设备、实验条件、实验方法等有关。具体来说,外部因素主要包括:温度(*T*)、压力(*p*)、颗粒尺寸(*d*)、差应力(σ)、应变(ϵ)、应变率($\dot{\epsilon}$)、加载路径、本构模型(或

经验模型)、水含量(C_{OH})、氧逸度(f_{O_2})、熔体分数(ϕ)或流体等(Karato and Wu, 1993; Kohlstedt, 2002, 2006; Karato and Weidner, 2008; Kohlstedt and Holtzman, 2009; Karato, 2010a, 2010b, 2012, 2013; 邵同宾等, 2011a)。因此,变形实验的一个最主要目标就是建立应变率与各种影响因素之间的本构关系: $\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}(\sigma, p, T, \phi, d)$ 。本文将在下一节当中讨论这些因素对变形的影响。

2 剪切变形下部分熔融岩石的物性测量结果及其地学应用

近几十年来,由于变形实验设备和实验技术的不断发展和创新,使得高温高压及差应力下地球内部物质物性测量方面取得了大量研究成果,包括地幔矿物(如 Karato and Wu, 1993; He *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2006; Karato, 2008; Nishihara *et al.*, 2008; Ohuchi *et al.*, 2011; Kawazoe *et al.*, 2010; Hustoft *et al.*, 2013; Girard *et al.*, 2016)和部分熔融岩石体系。而且这些结果也被广泛应用于理解地球内部物质的成分与结构、地球各圈层的变形、造山带的形成、地球形成与演化、地震各向异性、黏性各向异性、板块构造、地幔对流、各种动力学过程等科学问题。本文主要讨论剪切变形下部分熔融岩石的物性测量(表 2)概括起来,大致可以分为以下几方面。

2.1 应力-应变曲线测量

高温高压及剪切变形下物性测量的一个关键内容就是应力-应变关系曲线测量,如果无法获得比较精确的应力和应变值,就很难建立起应变速率与应力及其他变量之间可靠的流变律本够方程。在本文中笔者主要讨论上面提到的 4 类流变仪的应力-应变曲线测量。在采用固体围压介质的 Griggs 装置中,轴向加载主应力 σ_1 可以方便地通过外部测

表 2 高温高压及差应力下部分熔融岩石物性测量的主要结果

Table 2 Summary of experimental results of physical properties of partially molten rocks measured under high-temperature and high-pressure and differential stress

样品	T/K	p/GPa	实验类型	实验内容	参考文献
部分熔融橄榄岩	1475~1500	1.5	Axialdeformation, Griggs	Melt topology	Jin 等(1994)
橄榄石+MORB	1423	2	Simple shear, DIA	Melt migration	Soustelle 等(2014)
橄榄石+MORB	1473	0.3	Torsion, Paterson	Melt segregation	King 等(2010)
橄榄石+MORB	1473	0.3	Torsion, Paterson	Melt segregation	King 等(2011a)
橄榄石+MORB	1473	0.3	Torsion, Paterson	Surface tension	King 等(2011b)
橄榄石+金属熔体	1523	0.4~0.45	Simple shear, Paterson	Interconnectivity	Bruhn 等(2000)
橄榄石+Fe-S 熔体	1473~1523	0.3	Axialdeformation, Paterson	Viscosity	Hustoft 等(2007)
橄榄石+Fe-S 熔体	1523~1533	0.3	Simple shear, Paterson	Melt segregation	Hustoft 和 Kohlstedt(2006)
橄榄石+Au	1523	0.3	Simple shear, Paterson	Melt migration	Groebner 和 Kohlstedt(2006)
橄榄石+MORB	1383~1579	0.3	Axialdeformation, Paterson	Diffusion creep	Hirth 和 Kohlstedt(1995a)
橄榄石+MORB	1383~1579	0.3	Axialdeformation, Paterson	Dislocation creep	Hirth 和 Kohlstedt(1995b)
橄榄石+basalt	473~1523	0.3	Axialdeformation, Paterson	Melt topology	Daines 和 Kohlstedt(1997)
含水橄榄石+basalt	1373~1473	0.3	Axialdeformation, Paterson	Creep	Mei 等(2002)
部分熔融辉长岩	1223~1423	0.3	Axialdeformation, Paterson	Creep	Zhou 等(2012)
橄榄石+basalt	1523	0.3	Simple shear, Paterson	Melt topology	Zimmerman 等(1999)
部分熔融二辉橄榄岩	1373~1573	0.3	Axialdeformation, Paterson	Rheology	Zimmerman 和 Kohlstedt(2004)
橄榄石+MORB/钠长石	1523	0.3	Simple shear, Paterson	Melt Segregation	Holtzman 等(2003a)
橄榄石+MORB	1523	0.3	Simple shear, Paterson	Melt Segregation	Holtzman 等(2003b)
橄榄石+MORB	1498~1556	0.3	Axialdeformation, Paterson	Creep	Scott 和 Kohlstedt(2006)
橄榄石+MORB	1523	0.3	Simple shear, Paterson	Melt Segregation	Holtzman 等 Kohlstedt(2007)
橄榄石+MORB	1473	0.3	Torsion, Paterson	Rheology	Holtzman 等(2012)
橄榄石+MORB	1473	0.3	Torsion, Paterson	Pressure shadow	Qi 等(2013)
硅酸盐熔体	723~873	0.15~0.2	Torsion, Paterson	Outgassing, viscosity	Shields 等(2014)
部分熔融长石	1450	0.3	Torsion, Paterson	Melt Segregation	Kohlstedt 等(2010)
橄榄石+basalt	873~1473	0.3	Torsion, Paterson	Electrical conductivity	Caricchi 等(2011)
橄榄石+basalt	1523~1723	1	Simple shear, Griggs	Electrical conductivity	Zhang 等(2014)

压元件测定,但是应力测量的误差很大,里面还包括围压 σ_3 、 σ_1 轴向加载的摩擦力、样品内的剪应力等。因此 Griggs 流变仪不能够获得矿物和岩石的准确力学数据,所得结果很难外推到低差应力的地球内部,尤其是在高温、低应力和高围压条件下(Griggs, 1967; Ji, 2008; 邵同宾等, 2011a)。Paterson 型高温高压流变仪采用气体作为围压介质,能够在围压不大于 0.7 GPa 和 1500°C 下进行单轴/三轴压缩、简单剪切和扭转变形实验,差应力是通过内部加载元件施加并测量的,其差应力测量的精度可高达 ± 0.1 MPa。目前已报道的关于矿物岩石在低围压高温下的变形研究基本都是在 Paterson 型流变仪上完成的(Hirth and Kohlstedt, 1995a, 1995b; Kohlstedt *et al.*, 1995, 2010; Daines and Kohlstedt, 1997; Zimmerman *et al.*, 1999; Mei and Kohlstedt, 2000a, 2010b; Zimmerman and Kohlstedt,

2004; Holtzman *et al.*, 2003a, 2003b, 2007; Kohlstedt and Holtzman, 2009; Caricchi *et al.*, 2011; Hansen *et al.*, 2011, 2012; Qi *et al.*, 2013; 邵同宾等, 2011a, 2011b; 宋茂双等, 2014; 赵永红等, 2016)。作为一个例子,图 4 显示利用 Paterson 型流变仪在围压 300 MPa、1450 K 下对 An_{70} +MORB 部分熔融样品采取大应变扭转变形实验时测得的应力-应变曲线(Kohlstedt *et al.*, 2010)。

D-DIA 和 RDA 都能够在超过 20 GPa 高压和接近于 2000 K 高温下进行流变学研究(Yamazaki and Karato, 2001; Wang *et al.*, 2003; Uchida *et al.*, 2004; Nishiyama *et al.*, 2005; Nishihara *et al.*, 2008),由于极高的压力和小的样品腔,不可能在腔内放置元件来直接测量应力。目前在 D-DIA 和 RDA 高温高压设备上都开发出了与同步辐射 X 射线衍射相结合的实验技术(Uchida *et al.*, 2004;

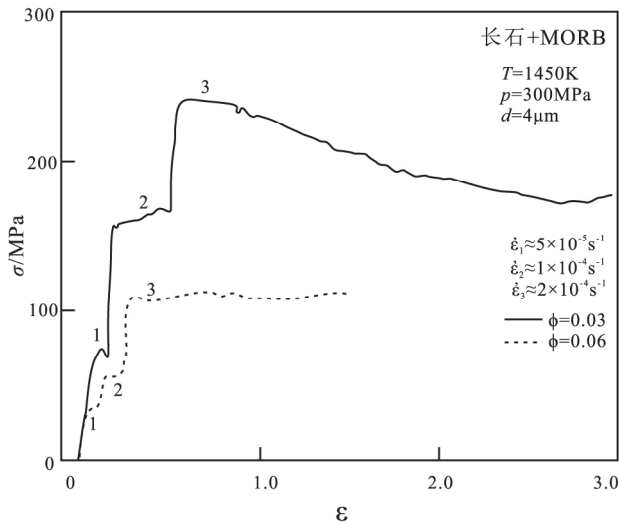
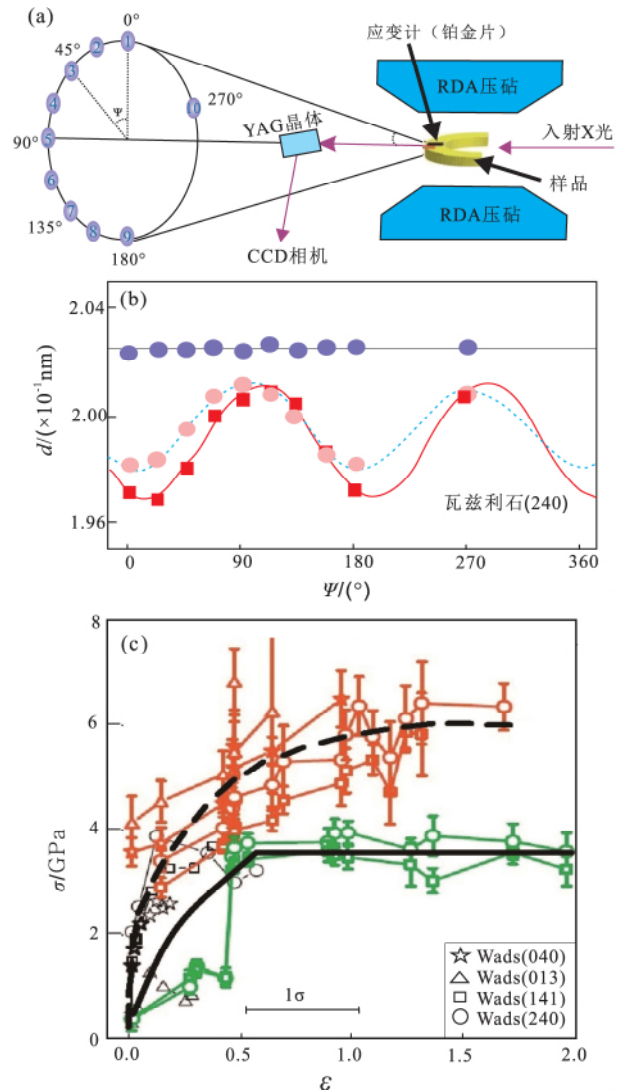


图4 大扭转变形的部分熔融长石(熔体分数分别为3% (vol.)和6%(vol.))在300 MPa围压、1450K、不同应变速率下的应力-应变关系(修改自 Kohlstedt *et al.*, 2010)

Fig.4 Plot of equivalent strain vs equivalent stress for a sample of $An_{70}+3\%$ (vol.) MORB and a sample of $An_{70}+6\%$ (vol.) MORB, each deformed in torsion. Each sample was deformed at the three strain rates and at the temperature and pressure conditions indicated in the figure(modified after Kohlstedt *et al.*, 2010)

Nishiyama *et al.*, 2005; Kawazoe *et al.*, 2011; Girard *et al.*, 2016) 利用 X 光能够准确地测量样品腔内的压力和应力。X 射线衍射测量应力的原理如图 5 所示,当 X 光照射到样品上,每一个产生衍射的晶面间距 d_{hkl} 在探测器上记录到的是一个衍射环,环上任何一点可用倾角 ψ 来表示(图 5a)。由图 5b 可看出,不存在差应力时,晶面间距 d_{hkl} 不会随着倾角 ψ 变化,衍射环是圆形;当存在差应力的情况下, d_{hkl} 在 $\psi=0^\circ$ 和 180° 时最小,而在 $\psi=90^\circ$ 和 270° 时最大,衍射环变成椭圆形。这种晶面间距的变化在测量上一般由晶格应变(lattice strain) $\varepsilon_{hkl}(\psi)$ 来表示,而晶格应变又与差应力直接相关,因此差应力就可以通过理论计算得到,样品的应变大小用 X 光成像(X-ray radiograph)获得。在 D-DIA 和 RDA 上利用同步辐射 X 光测量应力-应变曲线,其原理是一样的,详细理论与计算方法请参见文献(Uchida *et al.*, 2004; Nishiyama *et al.*, 2005; 王雁宾, 2006; Nishihara *et al.*, 2008; Kawazoe *et al.*, 2011; Hustoft *et al.*, 2013; Girard *et al.*, 2016)。Hustoft 等(2013)利用 RDA 研究了瓦兹利石和林伍德石在高温高压下的塑性变形,图 5b 给出了瓦兹利石在差应力下晶面间距 d_{hkl} 随着倾角 ψ 变化,最后得到瓦兹利石的应力-应变曲线如图 5c。已报道的大量研究表明(如



(a) RDA 流变仪上采用同步辐射测应力在二维衍射条件下倾角 ψ 与衍射角 2θ 示意图(据 Girard *et al.*, 2016),瓦兹利石在非静水压下晶格应变(b)和高温高压下的应力-应变关系(c)(修改自 Hustoft *et al.*, 2013)

图5 RDA 流变仪结合同步辐射在高温高压下的应力-应变关系测量

Fig.5 Determination of stress-strain curve under high temperature and high pressure by in-situ X-ray diffraction in RDA apparatus

Nishihara *et al.*, 2008; Kawazoe *et al.*, 2011; Hustoft *et al.*, 2013; Girard *et al.*, 2016) ,高温高压下利用 D-DIA 和 RDA 在流变学研究中应力-应变是可以定量测量的。

2.2 部分熔融岩石流变学

部分熔融及其产生熔体的萃取、聚集、迁移和演化是造成地球成分演化形成圈层构造的重要地质过程,并且对地球内部的电导率、滞弹性、流变性、弹性波速等物理性质有非常重要的影响(Karato, 1986, 2008, 2013; 谢鸿森, 1997; Kohlstedt

edt, 2002; Ji *et al.*, 2008; Kohlstedt and Holtzman, 2009; 邵同宾等, 2011b)。因此, 部分熔融岩石流变学性质的研究对于深刻理解地球各圈层的变形、地幔对流、板块构造运移、造山带的形成等地质过程至关重要。表征部分熔融岩石流变学性质最重要的一个参数就是二面角或湿润角(dihedral angle, θ)。静态加载(流体静压力)条件下熔体二面角主要受温度、压力、晶体形态、固-固相、固-液相的界面能、熔体的化学组分等因素影响(Kohlstedt, 2002; Karato, 2008)。按照熔体分布理论, 主要有3种熔体分布方式: 当 $0^\circ < \theta < 60^\circ$ 时, 熔体从三联点出发并沿着晶棱分布, 构成连通的熔体管道(如图6a); 当 $\theta = 0^\circ$ 时, 熔体能够完全浸润颗粒边界, 在颗粒边界呈薄层或薄膜状分布(Jin *et al.*, 1994); 当 $\theta > 60^\circ$ 时, 熔体在三联点呈孤立熔体囊(如图6b)。一般来说, 静态条件下, 熔体呈各向同性均匀分布, 其迁移的主要驱动力为熔体表面张力; 而在动态加载(存在差应力)条件下, 熔体的拓扑结构(熔体几何形态与分布)既会受到化学扩散影响又会受到差应力控制, 因而具有各向异性特征。本文中主要讨论动态

加载条件下部分熔融岩石的流变学性质。

美国明尼苏达大学 Kohlstedt 教授研究组在部分熔融岩石体系流变学方面做出了杰出贡献, 使用 Paterson 型流变仪在不同变形(单轴或三轴压缩、简单剪切和扭转变形)下研究了各种部分熔融体系的流变性与熔体拓扑结构表明: 熔体受到差应力和变形的影响会发生重新分布; 在简单剪切的塑性变形过程中, 部分熔融岩石中的熔体囊会被压扁拉长, 形成熔体形态优选方位(melt preferred orientation, MPO) 并且熔体囊的长轴总是与最大主应力或主剪切平面呈 $\sim 20^\circ$ 左右小角相交(如图6c)(Hirth and Kohlstedt, 1995a, 1995b; Daines and Kohlstedt, 1997; Zimmerman *et al.*, 1999; Mei *et al.*, 2002; Kohlstedt, 2002; Holtzman *et al.*, 2003a, 2003b, 2012; Zimmerman and Kohlstedt, 2004; Holtzman and Kohlstedt, 2007; Kohlstedt and Holtzman, 2009; Kohlstedt *et al.*, 2010; King *et al.*, 2010, 2011a, 2011b) 熔体在非共轴或简单剪切变形过程中逐渐向伸展剪切带内汇聚; 随着应变量的积累, 熔体囊的长短轴会分别向 σ_1 和 σ_3 方向(共轴应变)或剪

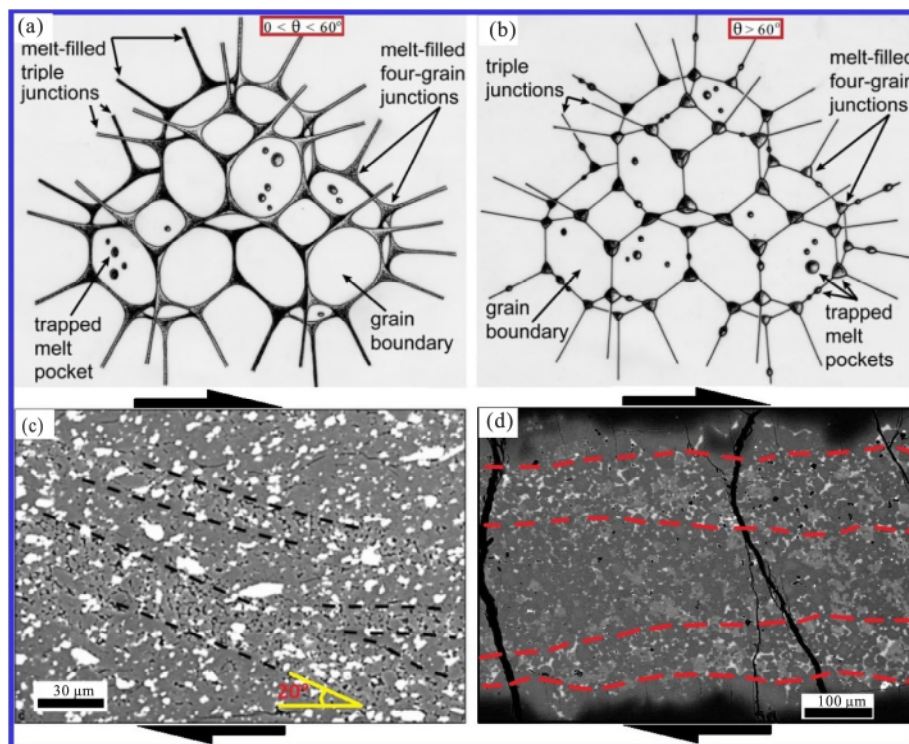


图6 (a) 部分熔融岩石中二面角 $0^\circ < \theta < 60^\circ$ (据 Kohlstedt, 2002) (b) 二面角 $\theta > 60^\circ$ (据 Kohlstedt, 2002) (c) 橄榄石+MORB 熔体简单剪切(据 Holtzman *et al.*, 2007) (d) 橄榄石+2%(vol.) MORB 熔体简单剪切(据 Zhang *et al.*, 2014); 图(c)和(d)中虚线区域代表富集熔体带状区域

Fig.6 Melt distribution for a melt-solid system with $0^\circ < \theta < 60^\circ$ (a) and $\theta > 60^\circ$ (b) (modified after Kohlstedt, 2002), (c) Microstructure of deformed olivine+MORB (modified after Holtzman *et al.*, 2007) and (d) Microstructure of deformed olivine+2%(vol.) MORB (modified after Zhang *et al.*, 2014). Note that the areas between two dashed lines indicate the melt-rich bands in (c) and (d)

切方向和剪切面法线方向(简单剪切)旋转;另一方面随应变变量增加,位错滑移能够造成矿物的晶格优选方向(LPO)和晶性优选定向(即面理和线理)更加明显。这些实验结果被广泛用来讨论差应力下熔体在地球内部的萃取、迁移、聚集、应变分配、变形机制、流变强度各向异性以及地震波的各向异性等科学问题(Hirth and Kohlstedt, 1995a, 1995b; Kohlstedt *et al.*, 1995, 2010; Daines and Kohlstedt, 1997; Zimmerman *et al.*, 1999; Kohlstedt, 2002; Mei *et al.*, 2002; Holtzman *et al.*, 2003a, 2003b, 2007, 2012; Zimmerman and Kohlstedt, 2004; Ji, 2008; Kohlstedt and Holtzman, 2009; King *et al.*, 2010, 2011a, 2011b; Soustelle *et al.*, 2014)。最近,Zhang等(2014)利用改进的Griggs型压机在简单剪切变形下测量了部分熔融橄榄岩(2%vol. MORB)的三维电导率,变形实验后的显微构造表明熔体在差应力作用下形成平行于剪切方向的熔体聚集带状区(图6d)在2个电极之间相互连通从而导致电导率各向异性;熔体聚集带状区与剪切方向之间的不同角度分布很有可能是采用不同的变形形式(Kohlstedt研究组的活塞切成45°角而Zhang等人实验中活塞切成90°角)造成样品内应力分布不同所致。

部分熔融岩石的变形实验(Hirth and Kohlstedt, 1995a, 1995b; Kohlstedt *et al.*, 1995, 2010; Daines and Kohlstedt, 1997; Zimmerman *et al.*, 1999; Mei *et al.*, 2002; Kohlstedt, 2002; Holtzman *et al.*, 2003a, 2003b, 2007; Zimmerman and Kohlstedt, 2004; Ji, 2008; Kohlstedt and Holtzman, 2009)与理论研究(Cooper and Kohlstedt, 1986; Takei, 1998; Hier-Majumder, 2004; Takei and Holtzman, 2009)一致表明,部分熔融岩石的流变学性质主要取决于差应力与应变大小、熔体分数大小、二面角大小以及熔体是否连通。Kohlstedt教授研究组还发现,低程度的部分熔融对橄榄石为主要造岩矿物的地幔岩的流变强度影响不大,这是因为熔体主要分布在三联点及晶棱,并没有湿润全部颗粒边界,因此粘滞系数变化很小,主要取决于固体矿物岩石的粘滞系数;如果熔体分数进一步增加并超过临界体积分数(critical melt fraction, CMF),熔体就会形成相互联通的网络(图7a),这时固态岩石的流变强度就会大大减少,如图7b所示粘滞系数在临界体积分数附近有一个跃变,这样的弱化机制也被称为液化机制(Ji, 2008; 邵同宾等, 2011b)。在有差应力和大变形的条件下,熔体的拓扑结构从受界面张力控制转

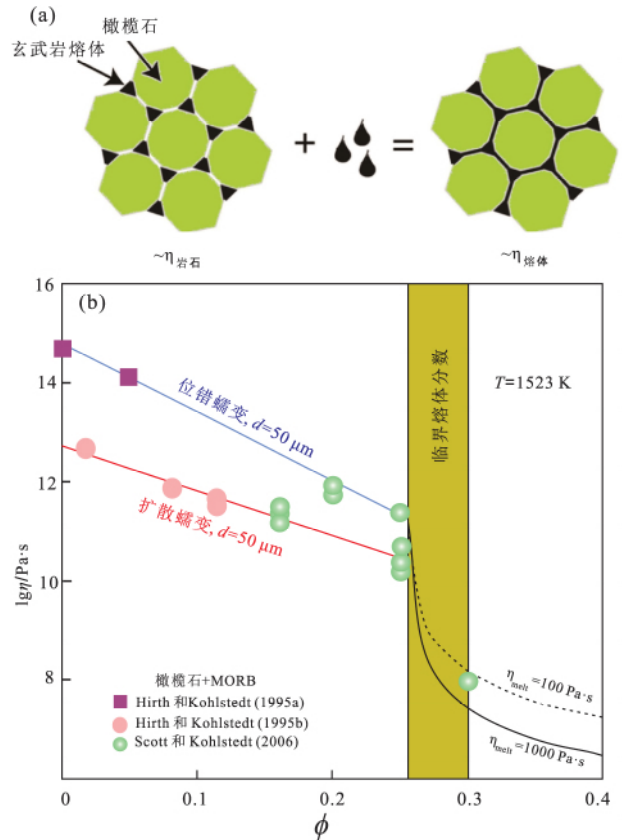


图7 (a) 熔体分数对部分熔融岩石微结构影响的示意图(修改自 Scott and Kohlstedt, 2006)。(b) 部分熔融岩石流变性(粘滞系数)随熔体分数变化(数据来源: Hirth and Kohlstedt, 1995a, 1995b; Scott and Kohlstedt, 2006)

Fig. 7 (a) Sketch of the change in microstructure anticipated as increases from below to above the CMF in a texturally equilibrated partially molten rock(modified after Scott and Kohlstedt, 2006)。(b) Semi-log plots of viscosity vs. melt fraction for partially molten rock(data sources: Hirth and Kohlstedt, 1995a, 1995b; Scott and Kohlstedt, 2006)

化成由应力控制,流变弱化更加显著。熔体一般会优先润湿造岩矿物的低指数晶面(Waff and Faul, 1992; Faul *et al.*, 1994),随着熔体分数的增加,熔体会分离出来,汇聚到伸展剪切带,造成熔体在岩石中形成优选定向(MPO)(Holtzman *et al.*, 2003a, 2003b; Holtzman and Kohlstedt, 2007; Ji, 2008; Kohlstedt and Holtzman, 2009)与此同时,固体岩石的变形机制由位错蠕变转变成扩散蠕变(Hirth and Kohlstedt, 1995a, 1995b; Daines and Kohlstedt, 1997; Kohlstedt, 2002)。

此外,实验研究也表明压力和化学环境(特别是氧逸度)对部分熔融岩石的熔致弱化作用也有很大影响。Yoshino等(2007, 2009)发现橄榄岩中的熔体二面角随着静水压力的升高会逐渐减小,在

7.5 GPa 左右橄榄石颗粒边界被熔体完全润湿。但是 Yoshino 等(2007) 人的实验是在流体静压力条件下测量的,因而无法查明该体系流变学强度随熔体二面角的变化规律。Gaetani 和 Grove(1999) 实验研究了硅酸盐+Fe-S 的熔体体系,发现熔体的二面角随氧逸度增加而减小,在高氧逸度环境中,橄榄石+Fe-S 体系中熔体二面角小于 60° ,而在低氧逸度环境中达到 90° ,由于硅酸盐熔体(MORB)和金属熔体(Fe-S)具有不同的润湿几何,二面角分别为 $\sim 38^\circ$ 和 $\sim 90^\circ$; Fe-S 熔体仅以孤立的熔体包的形式局限于三连点处,而 MORB 熔体即使在体积分数不大时也能润湿所有三连点及其粒棱。所以洋中脊玄武岩(MORB)与金属硫化物(Fe-S)熔体对橄榄岩变形和流变强度的影响差别很大(如图 8 所示),不同体系具有不同的指数 n 值。在熔体体积分数相同的情况下,硅酸盐熔体的弱化效应要比金属熔体的大得多,这一认识对于理解超基性岩中金属成矿作用与围岩的韧性变形之间的关系具有重要的理论和实际意义。

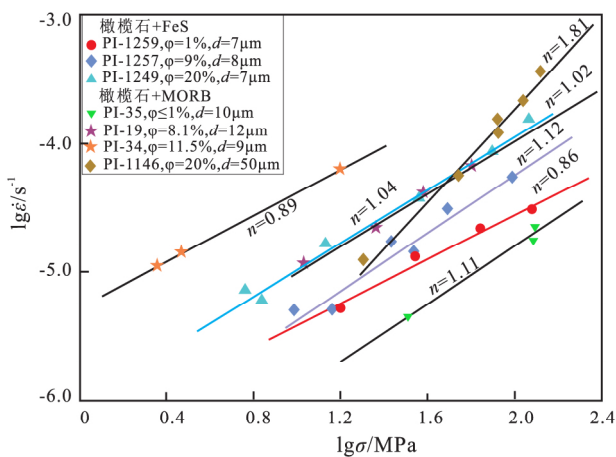


图 8 橄榄石+MORB 和橄榄石+Fe-S 体系在不同熔体分数、300 MPa 围压、1523 K 下流变强度与应变速率的双对数投图(据 Hirth and Kohlstedt, 1995a; Scott and Kohlstedt, 2006; Hustoft *et al.*, 2007)

Fig.8 Lg-Lg plots of differential stress vs. strain rate for olivine+MORB and olivine+Fe-S samples with different melt fractions deformed at 300 MPa and 1523 K (data sources: Hirth and Kohlstedt, 1995a; Scott and Kohlstedt, 2006; Hustoft *et al.*, 2007)

如上所述,尽管部分熔融岩石的流变学研究已经取得了大量结果,但是目前在实验室条件下,比如 Paterson 流变仪上,围压普遍偏低(< 500 MPa),应变量较小($\gamma < 10$),应变率($10^{-3} \sim 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)的量级要比真实地球内部的变形速率($10^{-12} \sim 10^{-14} \text{ s}^{-1}$)高许多数量级;此外,地球深部的应力(< 100 MPa)

也远小于实验室的情况。因此,将大差应力、小的变形、高应变速率下的实验室变形结果外推到地球内部时,必须仔细考虑各种影响因素(温度、压力、应力、应变率、颗粒尺寸等)对流变性质的影响。为了更好地理解和模拟熔体在地球内部的萃取、聚集与迁移行为,未来需要进一步完善实验技术以及更多的实验和理论研究。

2.3 地震波衰减因子 Q 值

众所周知,地震波是一种弹性波,地震引起的振动经历一定时间后,就会完全停止下来。这主要是由于地球本身就是一个非弹性体,地球内部物质具有粘弹性。通常情况下,在地震学中地球是作为弹性体来处理的,地震波在地球内部的传播可以用地震波衰减因子 Q 值来表征:

$$Q^{-1} = \frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (1)$$

式中: ΔE 是以热的形式逸散掉的能量, E 为储存的弹性能量。因此, Q^{-1} 表示弹性振动能量以热的形式逸散的比例。显然 Q 值越小,衰减就越大。 Q 值不但依赖于温度、压力、频率变化,同时也与物质黏性性质(粘滞系数)、颗粒大小、水、熔体等密切相关(Karato, 1993, 2008, 2013; Jackson *et al.*, 2002; Jackson and Faul, 2010; Yoshino *et al.*, 2014)。由于地震波是低频(1 mHz ~ 1 Hz)的弹性波,而地球内部物质的非弹性作用在高温、低频时表现的特别显著,因此通过高温高压实验来测量地球内部物质的 Q 因子就非常困难。

澳大利亚国立大学(ANU)的 Ian Jackson 率先在 Q 因子的高温高压实验测量方面做出了开创性工作,在 Paterson 流变仪的基础上发展出一种能够扭转变形、周期加载测量 Q 值的高温高压设备(Jackson and Paterson, 1993),并且系统研究了单晶和多晶橄榄石的 Q 因子。他们的研究表明, Q 值对颗粒半径变化非常敏感,随温度升高 Q 值降低(Jackson and Paterson, 1993; Jackson *et al.*, 2002)。不过,由于 Paterson 流变仪本身限制,他们测量的压力很低(≤ 300 MPa),因此低压的结果很难外推到地球深部。后来美国纽约州立大学石溪分校的 Weidner 等人结合同步辐射技术在 D-DIA 大压机上搭建了一套原位测量 Q 因子的新方法,并在上地幔温压条件下(15 GPa, 1700 K)研究了循环加载对橄榄石 Q 值和剪切波速度的影响,发现温度和颗粒尺寸变化对 Q 值和 S 波速度具有决定性影响(Li and Weidner, 2007, 2008)。但是值得注意的是,他们在循环加载时所用的周期(10 ~ 60000 s)远远大于地

震波周期(1~1000 s)。因此所得结果可能与地球内部真实情况存在一定偏差。最近, Yoshino 等(2014)在日本 Spring 8 同步辐射光源的 D-DIA 上开发出了一套新的加载设备和程序, 克服了前人在循环加载周期与地震波周期不一致问题。他们利用 D-DIA 大压机在 1GPa 和 0.01~2Hz 范围测量了含水多晶橄榄石的 Q 值(如图 9a), 发现在同样的温度、压力和频率条件下, 含水橄榄石的 Q 值比 Jackson 等(2002)报道的不含水橄榄石的 Q 值至少小 0.5 个量级, 意味着水对地震波有很强的衰减作用, 这对解释地球深部的地震波各向异性具有重要意义。如果假定地震波衰减只是深度的函数, 在地表附近 Q 值很大(~600) 地震波衰减小, 而在 70~150 km 的地方 Q 值急剧减小到 80 左右, 衰减明显增大(图 9b); 进入地幔深部, Q 值又增大地震波衰减小(Karato, 2008, 2013)。同时, 在图 9b 中也画出粘滞系数随深度变化, 尽管粘滞系数的估计值比地震波速度推测的精度低, 但是粘滞系数在上地幔的轮廓结构与地震波衰减因子 Q 值的深度分布大体一致。两者都表明岩石圈地幔较硬, 其下相邻的软流圈地幔较软, 随着深度进一步增加, 地幔物质的硬度逐渐增加(Karato, 2008, 2013)。如前所述, 由于目前在高温高压和差应力下测量地震波衰减因子 Q 值还存在很大的技术挑战性, 因此这方面的实验工作才处于起步阶段, 还有很多重要的矿物和部分熔融体系需要进一步研究。笔者相信, 未来随着实验技术的不断完善和更多重要结果的发表, 能够对地球深部 Q 值和粘滞系数提供更加精确可靠的约束。

2.4 剪切变形下部分熔融岩石的电导率

电导率是表征地球深部物质组成、状态、性质的重要物理量之一, 它对地球内部的成分、熔体、温度等因素的变化非常敏感。最近大地电磁探测(MT)研究表明, 在东太平洋中脊(Evans *et al.*, 2005)和中美洲海沟(Naif *et al.*, 2013)附近存在电导率异常, 不仅电导率量级高, 而且还存在强的各向异性。针对这种高电导率异常, 目前提出来的解释模型包括矿物含水、颗粒边界石墨膜和部分熔融。尽管含水橄榄石的电导率还存在一些争议(Wang *et al.*, 2006; Yoshino *et al.*, 2006; Dai and Karato, 2014), 但是最近测量的含水单晶橄榄石(Yang, 2012; Poe *et al.*, 2010)的电导率表明未脱水条件下橄榄石中的水可能难以产生各向异性。最近的水溶解度实验显示, 浅部地幔条件下橄榄石中能溶解的最高水含量不超过 $300(\times 10^{-6}) \text{H}_2\text{O}$ (Ardia *et al.*, 2012; Yang *et al.*, 2014; Yang, 2015), 可能难以产生很高的电导率, 但在温度较低的浅部大陆上地幔中, 岩性不均一也有可能造成局部的电导率异常(Yang, 2012; Yang and McCammon, 2012; Li *et al.*, 2016)。另外, 矿物颗粒边界的石墨膜在下地壳和上地幔条件下不能长时间稳定存在(Yoshino and Noritake, 2011; Zhang and Yoshino, 2017)。因此, 部分熔融被认为是导致上地幔高电导率异常的最可能的解释。

在没有剪切应力的情况下, 部分熔融体系中的熔体呈各向同性均匀分布, 因而也不可能解释上地幔的高电导率各向异性。由于在剪切变形下测量矿物岩石电导率的实验难度极大, 国内外关于剪切

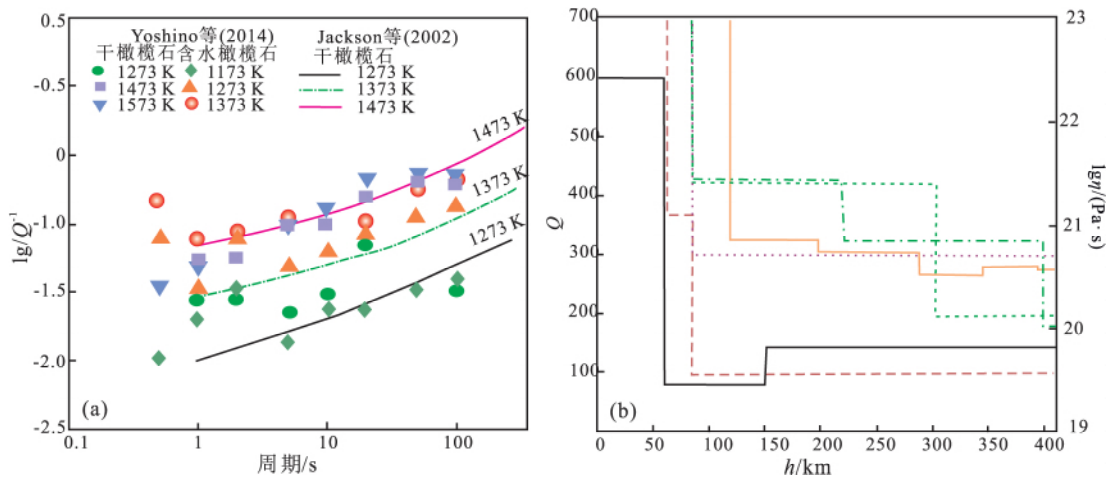


图9 (a) 循环加载实验中橄榄石的地震波衰减因子(Q^{-1})随周期变化(修改自 Yoshino *et al.*, 2014); (b) 上地幔中地震波衰减因子(Q)值与粘滞系数随深度变化(据 Karato, 2008, 2013)

Fig.9 (a) Variation of Q^{-1} with period for dry and hydrous olivine aggregates obtained from cycle loading tests(modified after Yoshino *et al.*, 2014) (b) Variations of Q and $\lg \eta$ with depth in the upper mantle(data from Karato, 2008, 2013)

变形下原位测量部分熔融橄榄岩电导率的实验数据还非常少。Caricchi 等(2011)首先在 Paterson 型流变仪上采用扭转变形测量了橄榄石+玄武岩熔体电导率,不过他们的实验只测量了一个方向(垂直于剪切方向)的电导率,样品内部的应力分布极不均匀,而且实验结果也比大地电磁观测的要低 0.5 个数量级(图 10a)。张宝华等人在国际上使用改进的 Griggs 型大压机率先同时在剪切变形和高温高压下测量了部分熔融橄榄岩(橄榄石+2% vol. Basalt)的三维电导率(张宝华, 2013; Zhang *et al.*, 2014),观察到明显的电导率各向异性并且其量级与软流圈顶部的地球物理学观测结果完全一致(Evans *et al.*, 2005)(图 10b),这在国际上首次为部分熔融假说提供了最直接的实验证据。最近, Pommier 等(2015)也报道了剪切变形下部分熔融体系的电导率,他们的结果显示,橄榄石+2% vol. 碳酸盐或 5% vol. MORB 能够解释上地幔的高导异常,但是他们的电导率并不是在剪切变形下测量的,因而所得结果与真实地幔存在较大差异。需要指出的是,尽管已有的剪切变形下部分熔融体系电导率实验(Caricchi *et al.*, 2011; Zhang *et al.*, 2014; Pommier

et al., 2015) 都宣称能够解释上地幔的高导异常(Evans *et al.*, 2005; Naif *et al.*, 2013),但是还存在诸多难题和亟待解决的问题。剪切变形下矿物岩石三维电导率测量方法还有待于进一步完善,上地幔熔体的临界体积分数还没有很好约束,如果熔体含有挥发分(CO_2 和 H_2O)对电导率各向异性 and 临界体积分数又有什么影响,目前还不清楚。

3 结论和展望

近几十年来随着高温高压实验技术的迅速发展,国内外学者研究了剪切变形对部分熔融岩石物理化学性质的影响并取得了丰硕成果。这些研究结果对深刻认识地球内部与熔融相关的地质过程、地球内部各圈层的变形、板块构造与地球动力学、解释地球物理学观测等方面具有极其重要的意义。与国外该领域的蓬勃发展相比较而言,中国在相关研究方向上明显落后很多。由于剪切变形对部分熔融岩石中熔体的分布、迁移、萃取具有重要影响,同时挥发分(H_2O 和 CO_2)对熔体性质也有重要影响(倪怀玮, 2013; Ni *et al.*, 2015),在研究部分熔融岩石性质的时候需要充分考虑差应力和挥发分的作用。未来在以下几个方向需要进一步加强:

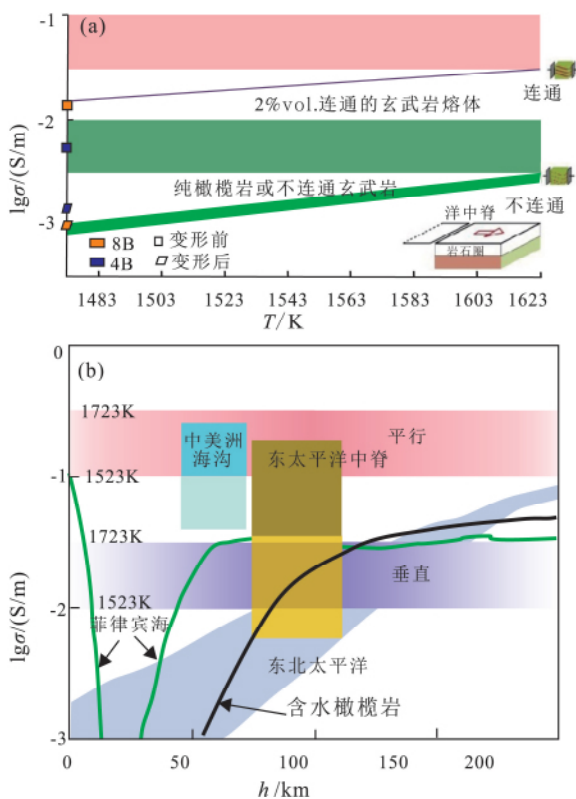
(1) 差应力下物性测量与实验、工程技术的开发密不可分。目前变形实验中所能获得的围压和产生的应力大小有限,随着同步辐射技术的发展和各种大腔体流变仪装置的开发,未来希望这一领域能够扩展到下地幔底部甚至内核条件。同步辐射技术应该和更多的原位测量技术相结合,使得地球内部物质在高温高压和差应力下的许多新现象、新效应和新特性被进一步发现与应用。

(2) 目前剪切变形下部分熔融岩石物性测量主要集中在流变学研究领域,差应力对相变和相平衡、热导率、弹性波速、状态方程、熔体物性(熔体的密度和粘滞系数)、地球化学行为(元素配分、同位素分馏、扩散系数等)的影响研究尚未开展,国内外都还是一片空白。

(3) 尽管剪切变形下部分熔融岩石电性的原位测量已经取得初步结果,但是这一领域才刚刚起步,特别是同时考虑差应力与挥发分的影响还有待于进一步深入研究。

(4) 差应力下地球内部物质物性的理论研究(第一性原理、分子动力学计算等)还没有开展。

笔者相信,以上问题的解决将会对 21 世纪固体地球科学的发展起到巨大的推动和引领作用。未



(a) 据 Caricchi 等(2011); (b) 据 Zhang 等(2014)

图 10 上地幔高电导率异常与实验室测量结果比较

Fig.10 Comparison of laboratory-based models with the previous geophysical observations in the upper mantle

来如果国内的科研工作者能够抓住发展机遇,攻克差应力下地球内部物质物性研究的空白,就有可能在上述领域取得重大科学发现,使得中国能够在固体地球科学领域占据一席之地。

参考文献 (References):

- Ardia P, Hirschmann M M, Withers A C, Tenner T J. 2012. H₂O storage capacity of olivine at 5–8 GPa and consequences for dehydration partial melting of the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 345–348: 104–116
- Bruhn D, Groebner N, Kohlstedt D L. 2000. An interconnected network of core-forming melts produced by shear deformation. *Nature*, 403 (6772): 883–886
- Caricchi L, Gaillard F, Mecklenburgh J, Le Trong E. 2011. Experimental determination of electrical conductivity during deformation of melt-bearing olivine aggregates: Implications for electrical anisotropy in the oceanic low velocity zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1–2): 81–94
- Cooper R F, Kohlstedt D L. 1986. Rheology and structure of olivine-basalt partial melts. *Journal of Geophysical Research*, 91 (B9): 9315–9323
- Dai L D, Karato S I. 2014. High and highly anisotropic electrical conductivity of the asthenosphere due to hydrogen diffusion in olivine. *Earth and Planetary Science Letters*, 408: 79–86
- Daines M J, Kohlstedt D L. 1997. Influence of deformation on melt topology in peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B5): 10257–10271
- Evans R L, Hirth G, Baba K, Forsyth D, Chave A, Mackie R. 2005. Geophysical evidence from the MELT area for compositional controls on oceanic plates. *Nature*, 437(7056): 249–252
- Faul U H, Toomey D R, Waff H S. 1994. Intergranular basaltic melt is distributed in thin, elongated inclusions. *Geophysical Research Letters*, 21(1): 29–32
- Gaetani G A, Grove T L. 1999. Wetting of mantle olivine by sulfide melt: Implications for Re/Os ratios in mantle peridotite and late-stage core formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 169(1–2): 147–163
- Girard J, Amulele G, Farla R, Mohiuddin A, Karato S I. 2016. Shear deformation of bridgmanite and magnesiowustite aggregates at lower mantle conditions. *Science*, 351(6269): 144–147
- Griggs D. 1967. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. *Geophysical Journal International*, 14(1–4): 19–31
- Groebner N, Kohlstedt D L. 2006. Deformation-induced metal melt networks in silicates: Implications for core-mantle interactions in planetary bodies. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(3–4): 571–580
- Hansen L N, Zimmerman M E, Kohlstedt D L. 2011. Grain boundary sliding in San Carlos olivine: Flow law parameters and crystallographic-preferred orientation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B8): B08201
- Hansen L N, Zimmerman M E, Kohlstedt D L. 2012. Laboratory measurements of the viscous anisotropy of olivine aggregates. *Nature*, 492(7429): 415–418
- He C R, Zhou Y S, Song Z N. 2003. An experimental study on semi-brittle and plastic rheology of Panzihua gabbro. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 46(7): 730–742
- Hier-Majumder S, Leo P H, Kohlstedt D L. 2004. On grain boundary wetting during deformation. *Acta Materialia*, 52(12): 3425–3433
- Hirose K, Nagaya Y, Merkel S, Ohishi Y. 2010. Deformation of MnGeO₃ post-perovskite at lower mantle pressure and temperature. *Geophysical Research Letters*, 37(20): L20302
- Hirth G, Kohlstedt D L. 1995a. Experimental constraints on the dynamics of partially molten upper mantle: Deformation in the diffusion creep regime. *Journal of Geophysical Research*, 100(B2): 1981–2001
- Hirth G, Kohlstedt D L. 1995b. Experimental constraints on the dynamics of the partially molten upper mantle: 2. Deformation in the dislocation creep regime. *Journal of Geophysical Research*, 100(B8): 15441–15449
- Holtzman B K, Groebner N J, Zimmerman M E, Ginsberg S B, Kohlstedt D L. 2003a. Stress-driven melt segregation in partially molten rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(5): 8607
- Holtzman B K, Kohlstedt D L, Zimmerman M E, Heidelbach F, Hiraga T, Hustoft J. 2003b. Melt segregation and strain partitioning: Implications for seismic anisotropy and mantle flow. *Science*, 301(5637): 1227–1230
- Holtzman B K, Kohlstedt D L. 2007. Stress-driven melt segregation and strain partitioning in partially molten rocks: Effects of stress and strain. *Journal of Petrology*, 48(12): 2379–2406
- Holtzman B K, King D S H, Kohlstedt D L. 2012. Effects of stress-driven melt segregation on the viscosity of rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 359–360: 184–193
- Hustoft J, Kohlstedt D L. 2006. Metal-silicate segregation in deforming dunite rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(2): Q02001
- Hustoft J, Scott T, Kohlstedt D L. 2007. Effect of metallic melt on the viscosity of peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(1–2): 355–360
- Hustoft J, Amulele G, Ando J I, Otsuka K, Du Z X, Jing Z C, Karato S I. 2013. Plastic deformation experiments to high strain on mantle transition zone minerals wadsleyite and ringwoodite in the rotational Drickamer apparatus. *Earth and Planetary Science Letters*, 361: 7–15
- Jackson I, Paterson M S. 1993. A high-pressure, high-temperature apparatus for studies of seismic wave dispersion and attenuation. *Pure and Applied Geophysics*, 141(2–4): 445–466
- Jackson I, Gerald J D F, Faul U H, Tan B H. 2002. Grain-size-sensitive seismic wave attenuation in polycrystalline olivine. *Journal of Geophysical Research*, 107(B12): ECV5–1–ECV5–16
- Jackson I, Faul U H. 2010. Grain-size-sensitive viscoelastic relaxation in olivine: Towards a robust laboratory-based model for seismological application. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183(1–2): 151–163
- Ji S C. 2008. Deformation mechanisms, rheology, and seismic properties of rocks. Beijing: Geological Publishing House, 1–463
- Jin Z M, Green H W, Zhou Y. 1994. Melt topology in partially molten mantle peridotite during ductile deformation. *Nature*, 372(6502): 164–167
- Karato S. 1986. Does partial melting reduce the creep strength of the upper mantle? *Nature*, 319(6051): 309–310
- Karato S, Weidner D J. 2008. Laboratory studies of the rheological properties of minerals under deep-mantle conditions. *Elements*, 4(3): 191–196
- Karato S I. 2010a. Rheology of the deep upper mantle and its implications for the preservation of the continental roots: A review. *Tectonophys-*

- ics, 481(1-4): 82-98
- Karato S I. 2010b. Rheology of the Earth's mantle: A historical review. *Gondwana Research*, 18(1): 17-45
- Karato S I. 2008. Deformation of earth materials: An introduction to the rheology of solid earth. Cambridge: Cambridge University Press, 1-463
- Karato S I. 2013. *Physics and Chemistry of the Deep Earth*. New York: John Wiley & Sons Ltd, 1-402
- Kawazoe T, Nishiyama N, Nishihara Y, Irifune T. 2010. Deformation experiment at *P-T* conditions of the mantle transition zone using D-DIA apparatus. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183(1-2): 190-195
- Kawazoe T, Nishihara Y, Ohuchi T, Nishi M, Nishiyama N, Higo Y, Funakoshi K, Irifune T. 2011. *In situ* stress-strain measurements in a deformation-DIA apparatus at *P-T* conditions of the upper part of the mantle transition zone. *American Mineralogist*, 96(11-12): 1665-1672
- King D S H, Zimmerman M E, Kohlstedt D L. 2010. Stress-driven melt segregation in partially molten olivine-rich rocks deformed in torsion. *Journal of Petrology*, 51(2): 21-42
- King D S H, Holtzman B K, Kohlstedt D L. 2011a. An experimental investigation of the interactions between reaction-driven and stress-driven melt segregation: 1. Application to mantle melt extraction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(2): Q12019
- King D S H, Hier-Majumder S, Kohlstedt D L. 2011b. An experimental study of the effects of surface tension in homogenizing perturbations in melt fraction. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(3-4): 349-360
- Kohlstedt D L, Evans B, Mackwell S J. 1995. Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 100(B9): 17587-17602
- Kohlstedt D L. 2002. Partial melting and deformation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 51(1): 121-135
- Kohlstedt D L. 2006. The role of water in high-temperature rock deformation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 62(1): 377-396
- Kohlstedt D L, Holtzman B K. 2009. Shearing melt out of the Earth: An experimentalist's perspective on the influence of deformation on melt extraction. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37: 561-593
- Kohlstedt D L, Zimmerman M E, Mackwell S J. 2010. Stress-driven melt segregation in partially molten feldspathic rocks. *Journal of Petrology*, 51(1-2): 9-19
- Li L, Weidner D L. 2007. Energy dissipation of materials at high pressure and high temperature. *Review of Scientific Instruments*, 78(5): 053902
- Li L, Weidner D L. 2008. Effect of phase transitions on compressional-wave velocities in the Earth's mantle. *Nature*, 454(7207): 984-986
- Li Y, Yang X Z, Yu J H, Cai Y F. 2016. Unusually high electrical conductivity of phlogopite: The possible role of fluorine and geophysical implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(4): 37
- Lin J F, Wenk H, Voltolini M, Speziale S, Shu J F, Duffy T S. 2009. Deformation of lower-mantle ferroperricline(Mg, Fe) O across the electronic spin transition. *Physics and Chemistry of Minerals*, 36(10): 585-592
- Mei S, Kohlstedt D L. 2000a. Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates: 1. diffusion creep regime. *Journal of Geophysical Research*, 105(B9): 21457-21469
- Mei S, Kohlstedt D L. 2000b. Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates: 2. dislocation creep regime. *Journal of Geophysical Research*, 105(B9): 21471-21481
- Mei S, Bai W, Hiraga T, Kohlstedt D L. 2002. Influence of melt on the creep behavior of olivine-basalt aggregates under hydrous conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(3-4): 491-507
- Miyazaki T, Sueyoshi K, Hiraga T. 2013. Olivine crystals align during diffusion creep of Earth's upper mantle. *Nature*, 502(7471): 321-326
- Naif S, Key K, Constable S, Evans R L. 2013. Melt-rich channel observed at the lithosphere-asthenosphere boundary. *Nature*, 495(7441): 356-359
- Ni H W, Hui H J, Steinle-Neumann G. 2015. Transport properties of silicate melts. *Reviews of Geophysics*, 53(3): 715-744
- Nishihara Y, Tinker D, Kawazoe T, Xu Y S, Jing Z C, Matsukage K N, Karato S I. 2008. Plastic deformation of wadsleyite and olivine at high pressures and high-temperature using a rotational Drickamer apparatus(RDA). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 170(3-4): 156-169
- Nishiyama N, Wang Y B, Uchida T, Irifune T, Rivers M L, Sutton S R. 2005. Pressure and strain dependence of the strength of sintered polycrystalline Mg₂SiO₄ ringwoodite. *Geophysical Research Letters*, 32(4): L04307
- Niwa K, Miyajima N, Seto Y, Ohgushi K, Gotou H, Yagi T. 2012. *In situ* observation of shear stress-induced perovskite to post-perovskite phase transition in CaIrO₃ and the development of its deformation texture in a diamond-anvil cell up to 30 GPa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 194-195: 10-17
- Ohuchi T, Kawazoe T, Nishihara Y, Nishiyama N, Irifune T. 2011. High pressure and temperature fabric transitions in olivine and variations in upper mantle seismic anisotropy. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(1-2): 55-63
- Paterson M S. 1970. A high pressure, high-temperature apparatus for rock deformation. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 7(5): 517-526
- Paterson M S, Olgaard D L. 2000. Rock deformation tests to large shear strains in torsion. *Journal of Structural Geology*, 22(9): 1341-1358
- Poe B T, Romano C, Nestola F, Smyth J R. 2010. Electrical conductivity anisotropy of dry and hydrous olivine at 8 GPa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 181(3-4): 103-111
- Poirier J P. 1985. *Creep of crystals: High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*. Cambridge: Cambridge University Press, 1-260.
- Pommier A, Leinenweber K, Kohlstedt D L, Qi C, Garnero E J, Mackwell S J, Tyburczy J A. 2015. Experimental constraints on the electrical anisotropy of the lithosphere-asthenosphere system. *Nature*, 522(7555): 202-206
- Qi C, Zhao Y H, Kohlstedt D L. 2013. An experimental study of pressure shadows in partially molten rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 382: 77-84
- Scott T, Kohlstedt D L. 2006. The effect of large melt fraction on the deformation behavior of peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4): 177-187
- Shields J K, Mader H M, Pistone M, Caricchi L, Floess D, Putlitz B. 2014. Strain-induced outgassing of three-phase magmas during simple shear. *Journal of Geophysical Research*, 119(9): 6936

-6957

- Soustelle V, Walte N P, Manthilake G, Frost D J. 2014. Melt migration and melt-rock reactions in the deforming Earth's upper mantle: Experiments at high pressure and temperature. *Geology*, 42(1): 83-86
- Takei Y. 1998. Constitutive mechanical relations of solid-liquid composites in terms of grain-boundary contiguity. *Journal of Geophysical Research*, 103(B8): 18183-18203
- Takei Y, Holtzman B K. 2009. Viscous constitutive relations of solid-liquid composites in terms of grain boundary contiguity 1. grain boundary diffusion control model. *Journal of Geophysical Research*, 114(B6): B06205
- Tasaka M, Hiraga T, Zimmerman M E. 2013. Influence of mineral fraction on the rheological properties of forsterite + enstatite during grain-size-sensitive creep 2. deformation experiments. *Journal of Geophysical Research*, 118(8): 3991-4012
- Uchida T, Wang Y B, Rivers M L, Sutton S R. 2004. Yield strength and strain hardening of MgO up to 8 GPa measured in the deformation-DIA with monochromatic X-ray diffraction. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(1-2): 117-126
- Waff H S, Faul U H. 1992. Effects of crystalline anisotropy on fluid distribution in ultramafic partial melts. *Journal of Geophysical Research*, 97(B6): 9003-9014
- Wang D J, Mookherjee M, Xu Y S, Karato S I. 2006. The effect of water on the electrical conductivity of olivine. *Nature*, 443(7114): 977-980
- Wang Y B, Durham W B, Getting I C, Weidner D J. 2003. The deformation-DIA: A new apparatus for high temperature triaxial deformation to pressures up to 15 GPa. *Review of Scientific Instruments*, 74(6): 3002-3011
- Yamazaki D, Karato S I. 2001. High-pressure rotational deformation apparatus to 15 GPa. *Review of Scientific Instruments*, 72(11): 4207-4211
- Yang X Z, McCammon C. 2012. Fe³⁺-rich augite and high electrical conductivity in the deep lithosphere. *Geology*, 40(2): 131-134
- Yang X Z. 2012. Orientation-related electrical conductivity of hydrous olivine, clinopyroxene and plagioclase and implications for the structure of the lower continental crust and uppermost mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318: 241-250
- Yang X Z, Liu D D, Xia Q K. 2014. CO₂-induced small water solubility in olivine and implications for properties of the shallow mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 403: 37-47
- Yang X Z. 2015. OH solubility in olivine in the peridotite-COH system under reducing conditions and implications for water storage and hydrous melting in the reducing upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 432: 199-209
- Yoshino T, Matsuzaki T, Yamashita S, Katsura T. 2006. Hydrous olivine unable to account for conductivity anomaly at the top of the asthenosphere. *Nature*, 443(7114): 973-976
- Yoshino T, Nishihara Y, Karato S I. 2007. Complete wetting of olivine grain boundaries by a hydrous melt near the mantle transition zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(3-4): 466-472
- Yoshino T, Yamazaki D, Mibe K. 2009. Well-wetted olivine grain boundaries in partially molten peridotite in the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 283(1-4): 167-173
- Yoshino T, Noritake F. 2011. Unstable graphite films on grain boundaries in crustal rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 306(3-4): 186-192
- Yoshino T, Yamazaki D, Higo Y, Funakoshi K. 2014. Seismic attenuation measurement by cyclic loading under high pressure and temperature. *The Review of High Pressure Science and Technology*, 24(2): 126-135
- Zhang B H, Yoshino T, Yamazaki D, Manthilake G, Katsura T. 2014. Electrical conductivity anisotropy in partially molten peridotite under shear deformation. *Earth and Planetary Science Letters*, 405: 98-109
- Zhang B H, Yoshino T. 2016. Effect of graphite on the electrical conductivity of the lithospheric mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18 doi: 10.1002/2016GC006530
- Zhang J F, Green H W, Bozhilov K N. 2006. Rheology of omphacite at high temperature and pressure and significance of its lattice preferred orientations. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4): 432-443
- Zhou Y S, Rybacki E, Wirth R, He C R, Dresen G. 2012. Creep of partially molten fine-grained gabbro under dry conditions. *Journal of Geophysical Research*, 117(B5): B05204
- Zimmerman M R, Zhang S Q, Kohlstedt D L, Karato S I. 1999. Melt distribution in mantle rocks deformed in shear. *Geophysical Research Letters*, 26(10): 1505-1508
- Zimmerman M R, Kohlstedt D L. 2004. Rheological properties of partially molten lherzolite. *Journal of Petrology*, 45(2): 275-298
- 金振民. 1997. 我国高温高压实验研究进展和展望. *地球物理学报*, 40(Z1): 70-81
- 倪怀玮. 2013. 硅酸盐熔体的物理化学性质研究进展及其应用. *科学通报*, 58(10): 865-890
- 邵同宾, 嵇少丞, 李建峰, 王茜, 宋茂双. 2011a. Paterson 高温高压流变仪及其在岩石流变学的应用. *大地构造与成矿学*, 35(3): 457-476
- 邵同宾, 嵇少丞, 王茜. 2011b. 部分熔融岩石流变学. *地质评论*, 57(6): 851-869
- 宋茂双, 邵同斌, 李建峰, 嵇少丞, 王茜. 2014. Carrara 大理岩高温高压变形实验研究. *岩石学报*, 30(2): 589-596
- 王雁宾. 2006. 地球内部物质物性的原位高温高压研究: 大体积压机与同步辐射源的结合. *地学前缘*, 13(2): 1-36
- 谢鸿森. 1997. 地球深部物质科学导论. 北京: 科学出版社, 1-297
- 熊小林, 章军锋, 郑海飞, 许文良, 周永胜. 2013. 近十年来我国实验矿物岩石地球化学研究进展和展望. *矿物岩石地球化学通报*, 32(4): 402-407
- 杨晓志. 2015. 浅谈高温高压实验地球科学: 方法和应用. *矿物岩石地球化学通报*, 34(3): 509-525
- 张宝华. 2013. 剪切变形下地幔矿物岩石电导率测量的新方法. *地球物理学进展*, 28(5): 2467-2474
- 赵永红, 张琼, Wang H, 慕超, 杨天舒, Kohlstedt D L. 2016. 岩石中的压力影形成的实验观测研究. *岩石学报*, 32(1): 264-270
- 周春银, 金振民. 2014. 照亮地球深部的“明灯”——高温高压实验. *自然杂志*, 36(2): 79-88

(本文责任编辑: 刘莹; 英文审校: 高剑峰)

【编者按】侯德封奖从设立至今已近三十年,2016年举办了第16届侯德封奖评审,表彰了18名优秀的年青地学科技工作者。三十多年来学会在举办侯德封奖的过程中一直坚持“公平、公开、公正”和鼓励创新的原则,为发现人才、培养人才做出了积极的努力,并得到了社会各界的赞赏和肯定。为了宣传获奖人的成果,本刊特辟“登侯德封奖获奖者论文”栏目刊载获奖人的学术论文,产生了很好的社会效益。从本期起,本刊将陆续刊登第16届侯德封奖评选出的18位获奖人的学术论文,以飨读者。

作者简介



侯通,男,32岁,中国地质大学(北京)地球科学与资源学院副教授,硕士生导师。从事岩石学、实验岩石学和相关固体矿产成因研究。主要研究领域为火成岩有关的矿床成矿物质富集过程的实验研究。近年来针对岩浆系统中的相平衡、溶解度和元素的分配等及其与物理化学条件的关系,集中开展在挥发分作用下的系统的定量实验工作,为成岩成矿过程提供关键实验依据。



倪怀玮,男,35岁,中国科学技术大学教授,博士生导师。从事实验岩石学、计算地球化学和地球化学动力学研究。通过研究硅酸盐熔体和富水流体的物理化学性质以及挥发分演化,促进对地球内部状态和地质过程的认识。阐明了软流圈低速带和活动岩浆房的电导率异常机制,建立了研究火山喷发亟需的熔体水扩散系数模型,发展了硅酸盐熔体迁移性质的理论体系。



苏本劬,男,34岁,中国科学院地质与地球物理研究所研究员。从事镁铁-超镁铁岩的成岩成矿作用研究。研究成果包括:揭示了西秦岭层状岩石圈地幔结构,在汉诺坝首次发现假蓝宝石并厘定了幔源假蓝宝石成因;揭示了地幔交代作用中Li同位素的地球化学行为,研发了斜方辉石、单斜辉石和橄榄石的Li同位素标样;提出东天山-北山早二叠世镁铁-超镁铁岩的造山后伸展与地幔柱叠置成因模式及造山带岩体的铜镍成矿作用,在东天山首次发现阿拉斯加型岩体。



汪福顺,男,博士,40岁,上海大学环境与化学工程学院研究员,博士生导师。从事河流拦截产生的水环境演变研究。主要研究梯级水库温室气体释放、水库营养盐拦截效应及水库水环境研究的历史研究。近期提出了水库CO₂释放的滞留时间模式,为大尺度推广研究奠定了基础。详细研究了水库对河流营养盐的拦截作用,及其对下游水体的环境影响。



杨燕,女,37岁,浙江大学地球科学学院副教授,硕士生导师。从事矿物谱学和矿物物理研究。主要研究地球深部矿物中的挥发分(OH和NH₄)在高温下的振动,发现名义上无水矿物(NAMs)中,不同结合机理的OH具有不同的温度依赖性,并且H在晶体结构中随着温度变化会发生不同位置之间的迁移。为探讨水对地球深部物理性质和过程的影响机制提供新的依据。



张宝华,男,中国科学院地球化学研究所研究员,博士生导师。2014年入选中国科学院“百人计划”,2015年5月入中组部第六批“青年千人计划”。主要从事地球内部物质物性(电性、扩散性、热物理性质、部分熔融与剪切变形等)的高温高压实验与理论研究,近五年以来以第一作者在国际地学著名期刊上发表SCI论文20余篇;先后获中国科学院朱李月华奖(2008年)、安徽省优秀博士论文奖(2014年)、中国矿物岩石地球化学学会侯德封奖(2016年)。