

叶蛇纹岩脆性-半脆性破裂研究*

邵同宾¹ 宋茂双¹ 李建峰¹ 张桂男^{1,2} 夏莹^{1,2}

SHAO TongBin¹, SONG MaoShuang¹, LI JianFeng¹, ZHANG GuiNan^{1,2} and XIA Ying^{1,2}

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院大学, 北京 100049

1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2015-08-05 收稿, 2016-01-20 改回.

Shao TB, Song MS, Li JF, Zhang GN and Xia Y. 2016. Brittle and semi-brittle fractures of antigorite serpentinite in triaxial compression. *Acta Petrologica Sinica*, 32(6):1675–1687

Abstract Deformation experiments on antigorite serpentinites at confining pressures of 100 ~ 400MPa, temperatures of 25 ~ 700°C, and strain rates of $10^{-5} \sim 1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ indicate that semi-brittle and brittle fractures take place, respectively, at high pressures (or/and dehydration conditions) and low pressures. Gradual and dramatic decreases in strength of samples are observed in the absence and presence of dehydration, respectively, with the increase of temperature. The preheating time has a more important effect on the strength under high temperatures (e.g., 600°C) where antigorite may dehydrate during the experiment than under low temperatures (e.g., 550°C) which are too low to enable dehydration in our laboratory experiments. Combined and compared with previous studies, we found that increasing confining pressure leads to increase in the strength at room temperature but to the overall trend of decreasing strength in the presence of dehydration, probably due to the partial loss of cohesive strength and the increase of ductility. The ductility of fault surface can increase with temperature, confining pressure, and fluid content on fault surface increasing, resulting in friction coefficient decreasing. Antigorite, which is not yielded even after differential stress exceeded ca. 600MPa at high temperatures (ca. 600°C) and ca. 1000MPa at low-moderate temperatures ($\leq 400^\circ\text{C}$), has a strength much stronger than that of low temperature serpentines (e.g., lizardite and chrysotile). Surprisingly, dehydration embrittlement, a classic hypothesis proposed for generating intermediate-depth earthquakes, is not observed for dehydrating antigorite in our laboratory. Dehydration of antigorite in subduction zones may therefore induce seismogenic failure in the brittle wall rocks rather than in the dehydrating serpentinite itself.

Key words Antigorite; Triaxial compression; Brittle and semi-brittle; Dehydration embrittlement; Intermediate-depth earthquakes; Subduction zones

摘要 利用 Paterson 气体介质高温高压流变仪对纯叶蛇纹岩在 100 ~ 400MPa 围压、25 ~ 700°C 温度和 $10^{-5} \sim 1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 应变速率下进行了三轴压缩变形实验。实验结果表明叶蛇纹石在低压条件下表现为脆性破裂, 高压或脱水条件下表现为半脆性破裂。随着温度的增加, 叶蛇纹石的强度显示逐渐降低的趋势; 尤其在脱水条件下, 温度的增加可导致叶蛇纹石强度大幅度地降低, 而且此时预热时间对强度的影响比未发生脱水时更加显著。结合前人的研究并对比发现, 围压在室温下的增加导致叶蛇纹岩强度增加; 但在高温下围压的增加导致试样强度整体上降低, 这很可能是试样内聚力的局部损失与韧性增强引起的。围压和温度的升高, 以及断层面上流体的增加很可能会增加破裂面的韧性, 从而减小摩擦系数。此外, 叶蛇纹石并非以往人们所认为的那样具有极低的强度, 其强度要比低温蛇纹石 (如利蛇纹石和纤蛇纹石) 的大得多, 即便在高温 (大约 600°C) 下差应力大于约 600MPa 和中-低温 ($\leq 400^\circ\text{C}$) 下差应力大于约 1000MPa 时仍没有表现出明显屈服的迹象。在脱水条件下, 蛇纹岩并没有发生脱水致脆, 相反脱水使得试样的断裂行为变得更加温和些。因此, 俯冲带蛇纹岩脱水更可能诱发其周围更加脆性的岩石发生地震而不是脱水的蛇纹岩本身发生地震。

* 本文受国家自然科学基金项目(41174072, 41090373, 40772029)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q08-03-4)和中国科学院战略性先导科技专项(B类)(XDB18010402)联合资助。

第一作者简介: 邵同宾, 男, 1988年生, 博士后, 主要从事岩石物理与岩石流变学研究, E-mail: sth558069@126.com

关键词 叶蛇纹石;三轴压缩;脆性-半脆性;脱水致脆;中源地震;俯冲带

中图法分类号 P589.1

1 引言

蛇纹石是基性和超基性岩石水化过程中形成的含水(大约13%)层状硅酸盐矿物。蛇纹岩在大洋岩石圈尤其是在俯冲带具有重要的地球动力学意义(Reynard, 2013)。一方面,蛇纹石作为俯冲带中最重要的水的载体(Ulmer and Trommsdorff, 1995),不仅对形成岛弧的岩浆作用(Scambelluri *et al.*, 1995; Hattori and Guillot, 2003; Hyndman and Peacock, 2003; Wada *et al.*, 2008)和脱水引起的中源地震(Raleigh and Paterson, 1965; Peacock, 2001; Dobson *et al.*, 2002; Hacker *et al.*, 2003; Jung *et al.*, 2004)具有重要的作用,而且通过俯冲与折返参与地幔中的水循环(Ulmer and Trommsdorff, 1995; Scambelluri *et al.*, 1995, 2001)从而对全球水循环产生重要的影响(Wunder and Schreyer, 1997; Iwamori, 1998; Schmidt and Poli, 1998)。另一方面,高温蛇纹石(叶蛇纹石)因具有巨大的稳定场(向下延伸可至大约180km, Ulmer and Trommsdorff, 1995)和低的密度与流变强度(Brodie and Rutter, 1987; Escartín *et al.*, 1997)而成为高压(HP: High pressure)和超高压(UHP: Ultra-high pressure)岩石折返的最佳载体(Hermann *et al.*, 2000; Gerya and Stöckhert, 2002; Guillot *et al.*, 2000, 2001),并且能够记录俯冲带大部分的变形历史(Hilairiet *et al.*, 2007)。因此,研究叶蛇纹岩在俯冲带条件下的变形行为对我们深刻理解板块俯冲带的地震活动、地幔楔的流动强度、大陆内部古缝合带的活化、HP和UHP岩石的折返机制和预测地幔楔与俯冲带的地震波各向异性具有重要的意义。

以往对蛇纹岩的实验研究大多集中于脱水对其强度的影响方面(Raleigh and Paterson, 1965; Murrell and Ismail, 1976; Meade and Jeanloz, 1991),还有一些关于蛇纹岩摩擦系数的实验研究(Reinen *et al.*, 1991; Moore *et al.*, 1996; 马胜利等, 1997; Morrow *et al.*, 2000; Moore and Lockner, 2007)以及部分蛇纹石化橄榄岩流变学的实验研究(Raleigh and Paterson, 1965; Escartín *et al.*, 2001),据此得出叶蛇纹石强度极低的结论被用于模拟俯冲带动力学过程(Wada *et al.*, 2008),但是最近的研究(Chernak and Hirth, 2010; Hilairiet and Reynard, 2009; Shimizu *et al.*, 2009)表明这些结论和模型的有效性需要我们的重新审视和进一步考证。Hilairiet *et al.* (2007)利用D-DIA装置对叶蛇纹石进行了高温高压变形实验并观察到了叶蛇纹石在1~4GPa条件下的韧性变形。但是Chernak and Hirth (2010)在0.85~1.5GPa围压,300~550°C温度条件下对叶蛇纹石集合体的变形实验发现试样表现为半脆性,其断裂强度大多大于或等于650MPa。Shimizu *et al.* (2009)的实验亦发现叶蛇纹石非常

坚硬,即使在差应力超过900MPa时也没有屈服。这些研究说明叶蛇纹石并非具有人们传统认为的极低强度。Chernak and Hirth (2010, 2011)还发现脱水条件下,叶蛇纹石的变形导致了稳定滑移,并认为脱水致脆并非中源地震的直接诱因。Hilairiet *et al.* (2007)和Chernak and Hirth (2010)的实验结果分别是基于应力测量精度比较低的D-DIA和Griggs型固体介质变形装置获得的,并且<1.0GPa围压下叶蛇纹石的力学数据极度缺乏(Raleigh and Paterson, 1965)。因此,利用高精度的Paterson流变仪对叶蛇纹岩进一步开展变形实验,研究其在实验室条件下的力学行为就显得尤为必要。

本文对叶蛇纹岩进行了三轴压缩变形实验,意在通过与Raleigh and Paterson (1965)的经典工作进行比较,了解各种物理化学条件(如围压、温度、预热时间及孔隙流体)对叶蛇纹石力学行为的影响,并结合最近十多年来有关叶蛇纹石力学性质及其对中源地震影响的研究进展,详细讨论了叶蛇纹石强度的影响因素,蛇纹石与橄榄石摩擦系数、流变强度对比,最后着重探讨了与叶蛇纹石脱水有关的中源地震诱发机制。

2 实验材料及方法

本实验的初始材料是取自我国辽宁省岫岩县玉石矿中的岫玉。Ji *et al.* (2013)总结了岫玉的成因及形成时的地质条件,张良钜(2002a, b)详细测定了其矿物组成与化学成分,得出其主要由叶蛇纹石组成。基于不同的测试与分析方法,我们对试样进行了详细的鉴定。如图1,光学显微镜下试样显示少量的波状消光并且局部叶蛇纹石垂直于微裂隙生长,图1a中央还显示有叶蛇纹石独特的火焰状结构。X射线衍射图谱与叶蛇纹石的衍射图谱基本一致,出现了叶蛇纹石矿物的 $d_{(001)} = 7.27\text{Å}$ 、 $d_{(-102)} = 3.63\text{Å}$ 的强衍射峰,和 $d_{(1601)} = 2.52\text{Å}$ 的弱衍射峰。蛇纹石的晶体结构为单斜晶系,空间群为Cm,测得晶胞参数 $a = 43.58\text{Å}$, $b = 9.21\text{Å}$, $c = 7.28\text{Å}$, $\beta = 92.36^\circ$, $Z = 16$ 。拉曼光谱分析显示该初始材料与Rinaudo *et al.* (2003)的叶蛇纹石样品具有非常接近的强峰和相同的拉曼振动谱带分配。对试样化学成分分析表明该蛇纹岩的主要化学成分为 SiO_2 、 MgO 和 H_2O ,其中 SiO_2 的含量比叶蛇纹石理想分子式中的略高些; MgO 的含量比理想分子式中的要低大约2.2%,这与电子探针的测试结果基本一致。水含量为13%,这比叶蛇纹石的标准水含量低约0.0013%,且比电子探针分析得出的平均水含量低1.34%。其他次要成分如 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 和 CaO 的含量分别为0.19%、0.76%、0.59%和0.46%。除上述氧化物和 P_2O_5 外,其他如 Na_2O 和 K_2O 等氧化物的含量均 $\leq 0.01\%$ 。基于电子探针分析,通过对Si原子数进行归一化处理,我们计算

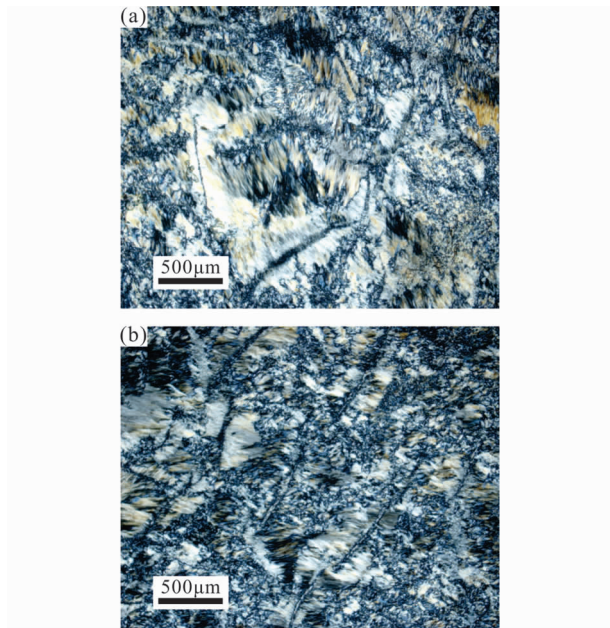


图1 初始材料的偏光显微照片

Fig.1 Cross-polarized light micrographs of antigorite serpentinite starting material

得到了岫玉标本的化学式为 $(\text{Mg}_{2.890}\text{Fe}_{0.020})_{\Sigma=2.910}\text{Si}_{2.000}\text{O}_5(\text{OH})_4$, 这与理想蛇纹石的晶体化学式 $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ 基本一致。综上所述,我们证实了前人的分析,得出本实验材料为叶蛇纹岩(邵同宾, 2012)。

变形实验是在中国科学院广州地球化学研究所 2008 年引进的 Paterson 流变仪(邵同宾等, 2011)上完成的。实验条件为 100~400MPa 围压, 25~700℃ 温度, $10^{-5} \sim 1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 应变速率。首先,利用金刚石空心钻从块状岫玉上垂直于宏观面理方向钻取直径为约 10mm 长度为约 20mm 的圆柱样品和直径为约 7mm 长度为约 13mm 的圆柱样品若干,通过对圆柱两底面进行抛光处理使得两底面平行度在 $10\mu\text{m}$ 以内。然后将磨好的样品使用蒸馏水超声清洗 15min 后放在 120℃ 的烘箱中干燥至少 24h,于实验使用时取出。为了进行力学测试,试样被置于壁厚为约 0.25mm 的铁筒中并且两端使用无孔垫片将试样与活塞隔开(图 2),密封方式与 Raleigh and Paterson (1965) 的基本相同。开展变形实验之前通过“虚拟样品”(即温度标定组装中的 Al_2O_3 活塞)与有孔活塞相连在不同的实验温度和围压条件下对样品集中间 50cm 长度区间上的温度进行标定,得到 5 组温度剖面(图 2)。结果表明温度剖面几乎不受围压的影响。剖面显示 50cm 长度区间上的温度变化不超过 $\pm 5^\circ\text{C}$,在样品分布区间上温度变化不超过 $\pm 2^\circ\text{C}$ 。仪器应力传感器内置,且利用氦气作为围压介质,因而应力测量精度高($\pm 0.1 \text{ MPa}$)。实验开始时,先使用气体增压泵升压至约 75MPa,然后通过油压机进行一至二次加压至一定压力(<目标压力,与目标压力之间的差值一般根据实验的目标温度来设定),接着按 $30^\circ\text{C}/\text{min}$ 的速率升

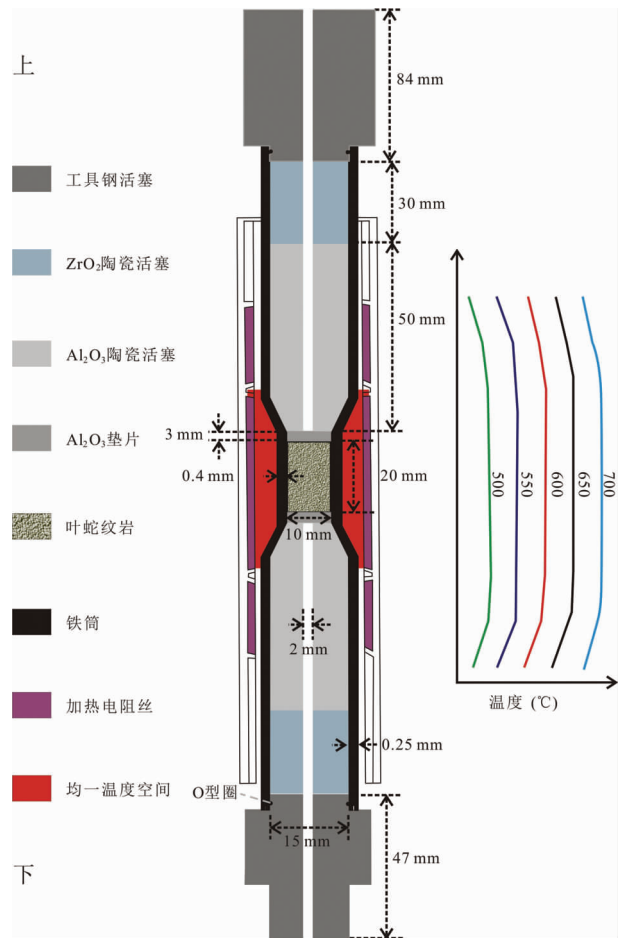


图2 三轴变形实验装置及实测均一温度剖面

Fig.2 Schematic illustration of triaxial deformation experimental arrangement and uniform temperature profiles measured

温至目标温度,此时围压也达到目标压力。等温度平衡(需约 10min)后,根据实验要求进行相应的变形实验。变形实验结束后,关闭加热系统使样品快速淬冷,待温度降至约 127°C 时手动缓慢卸压至室压。待炉子内温度回到室温后取出样品进行后期处理与分析。力学数据的处理方法可参考邵同宾(2012)和李建峰等(2013)。

3 实验结果

3.1 力学结果

表 1 对相关的实验条件和力学结果进行了汇总。需要说明的是,预热时间是指实验预期温度达到之后到对样品施加差应力之前的时间。

3.2 应力-应变曲线

根据图 3a,我们发现常温下 200MPa 时样品的弹性模量

表1 叶蛇纹岩变形实验条件和力学测试结果

Table 1 Experimental conditions and mechanical results of deformation of antigorite serpentinite

Sample No.	Pressure (MPa)	Temperature (°C)	Strain rate (s ⁻¹)	Preheating time (h)	Strength (MPa)
AS1	100	25	1.000 × 10 ⁻⁵		700
* AS2	200	25	9.775 × 10 ⁻⁶		1040
AS3	100	500	1.005 × 10 ⁻⁵	0.5	528
AS4	100	600	9.950 × 10 ⁻⁶	0.5	615
AS5	100	700	1.002 × 10 ⁻⁵	0.5	300
AS6	100	650	1.010 × 10 ⁻⁵	0.5	368
AS7	250	650	1.010 × 10 ⁻⁵	0.5	305
AS8	100	600	9.815 × 10 ⁻⁶	3	554
AS9	100	550	9.710 × 10 ⁻⁶	0.5	611
AS10	100	550	9.950 × 10 ⁻⁶	3	590
AS11	100	600	9.600 × 10 ⁻⁶	7	496
AS12	300	650	1.002 × 10 ⁻⁵	0.5	154
AS13	350	650	1.022 × 10 ⁻⁵	0.5	318
AS14	400	650	9.990 × 10 ⁻⁶	0.5	284
# AS15	300	400	1.500 × 10 ⁻⁶	0.5	1052
AS16	300	500	1.006 × 10 ⁻⁵	0.5	966
AS17	400	550	1.011 × 10 ⁻⁵	0.5	913
AS18	100	550	9.900 × 10 ⁻⁶	0.5	575
AS19	100	500	1.025 × 10 ⁻⁵	0.5	714

注: * AS2 在内部加载力达到 94kN 时在试样 AS2 的实验曲线上仍未观察到应力降,限于仪器最大内部加载力为 100kN,此时我们停止实验,但对实验后样品集的观察发现样品表面有一道清晰的裂痕;# AS15 的样品尺寸为直径 6.88mm × 长 13.16mm

最大,其次是常温下 100MPa 和 400°C 下 300MPa 时,接着是 600°C 时,700°C 时样品的弹性模量最小。图 3a 右上角是对试样 AS2 应力-应变曲线在横轴上的放大,结果显示该试样所获应变量为 0.013%,这与实验过程中未有观察到应力降以及实验后样品表面未产生明显错动是一致的。在 100MPa 围压时,室温下的应力-应变曲线与 600°C 时的类似,两者的强度相差不大,且在约 1% 的应变时均具有很大的应力降(约 600MPa),但明显不同于 700°C 时的应力-应变曲线。在试样 AS15 的应力-应变曲线上观察到的两次较小的应力降(圈中所示)是由变形过程中补压引起的,但是在应变为 2.2% 时应力高达 1000MPa 仍没有屈服而是以脆性破裂的方式突然释放应力,应力降达近 200MPa。实验后对样品集的观察发现这次应力降是由贯穿圆柱试样对角线的断裂产生的,此后的应力-应变曲线显示试样发生应变弱化,反映了破裂面上上下盘之间摩擦强度的逐步减小。在应变大于约 8% 时摩擦强度变化很小,但在应变为 8.9% 和 12.3% 时由于发生了两次应力降使得瞬时摩擦强度变化稍大,指示破裂面上的凸起遭受光滑的摩擦过程。在脱水条件下,试样的强度则发生了大幅度地降低。例如在 700°C 时,试样 AS5 的应力-应变曲线先是一段弹性变形,接着在约 1.80% 的应变处开

始表现出屈服,而后在 3.52% 的应变处达到稳定态。然而,试样经过短暂的稳定态变形后就开始了快速的应变软化,这很可能是试样内部发生大量的脱水,出现了应变局部化通道所引起的。在 5.87% 的应变处试样发生了较显著的应力降(82MPa),但应变不是很明显(0.57%),此后试样进一步软化,最后应力-应变曲线达到水平,此时的应力非常低(约 11MPa),指示断层面上的摩擦强度非常低。

从图 3b 中我们可以看出,试样 AS14 在变形开始后约 30min 时有一次补压,以致在应力-应变曲线上有一次较小的应力降(圈中所示),而在约 60min 时经历一个制高点(强度 284MPa,对应 1.74% 的应变)后发生了连续但无突然性的应力降低,最后在应变为 ~5% 时开始了比较缓慢的滑动并且应力有逐步降低的趋势。此外,AS13 在 1% 的应变时出现了一个拐点,但没过多久在 1.2% 的应变处便发生了一次较小的应力降(约 33MPa);随后应力随着应变的增加进一步上升,因此我们推测之前发生的一次应力降很可能是试样内部存在的微裂隙所致。在小于约 5% 的应变时,试样 AS7、AS13 和 AS14 具有非常相似的应力-应变曲线,在经过一个峰值应力后均没有发生突然的应力降低,而是沿着破裂面发生了连

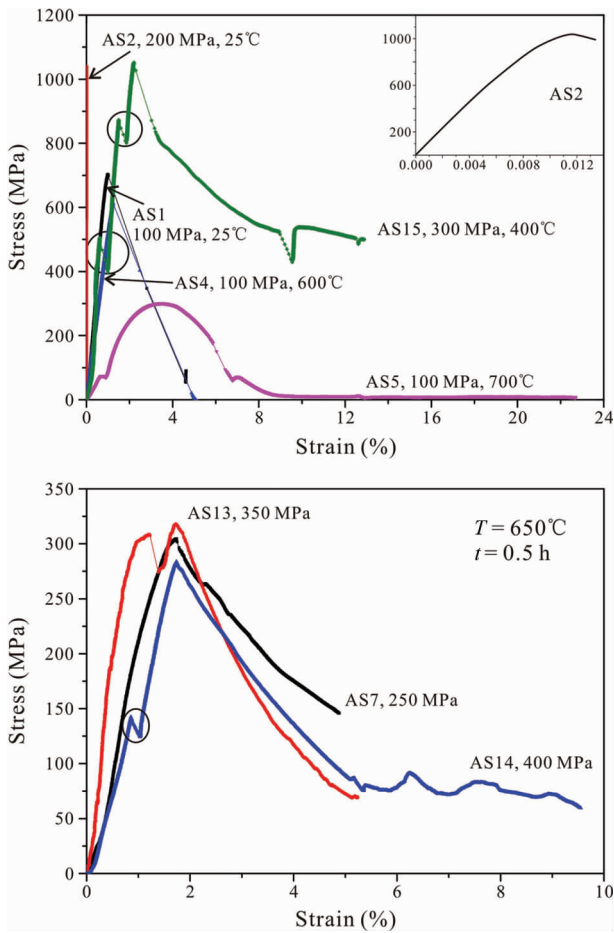


图3 叶蛇纹岩变形的应力-应变曲线

Fig. 3 Stress-strain curves of antigorite serpentinite deformed at confining pressures of 100 ~ 400MPa, temperatures of 25 ~ 700°C, strain rates of $10^{-5} \sim 1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ and preheating time of 0.5h

续的滑移。这说明在这三个试样中,断层的形成是连续发生的。总体来说,与 Chernak and Hirth (2011) 中的图 2 相比,我们的应力-应变曲线指示低压无水条件下试样表现为脆性(如 AS1、AS2 和 AS4),而高压或脱水条件下试样表现为半脆性(如 AS5、AS7、AS13、AS14 和 AS15)。

3.3 脱水反应

变形实验结束后,我们在取出样品时,在 650°C、700°C,以及预热时间为 3h 和 7h 时 600°C 条件下变形的样品集体中观察到铁桶内壁和陶瓷活塞表面有较明显的水滴。为了确定叶蛇纹石的脱水情况,我们对 25°C 和在预热时间为 0.5h 时 550°C、600°C,和 650°C 条件下变形后的样品在中国科学院矿物学与成矿学重点实验室 Bruker-D8 Advance X-射线衍射仪上进行了衍射分析。实验条件为:CuK α 靶,靶电压为 40kV,靶电流为 40mA,发散缝 1°,接受狭缝 0.15mm,防散射狭缝 1°,40min 连续扫描模式。测试所得 X 射线衍射图谱

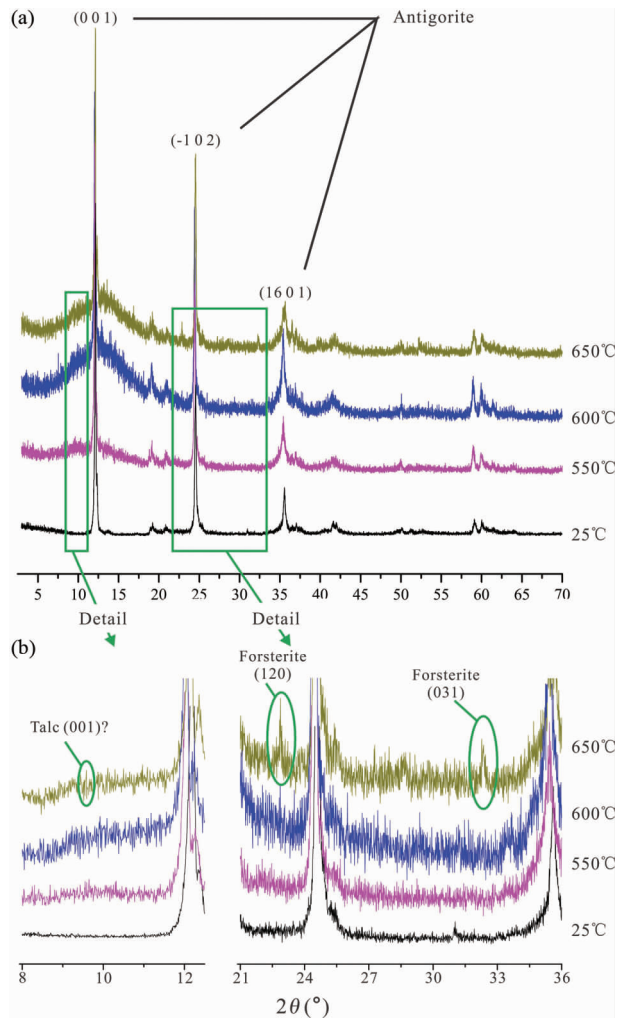


图4 叶蛇纹岩变形前后 X 射线衍射比较

Fig. 4 XRD spectra for antigorite serpentinite before and after deformation ($2\theta = 3^\circ \sim 70^\circ$) (a) and detailed view of part of Fig. 4a shows subtle peaks at 650°C at $2\theta = 8^\circ \sim 12.5^\circ$ and $21^\circ \sim 36^\circ$, which correspond to forsterite (120) at $2\theta = 22.8^\circ$ and forsterite (031) at $2\theta = 32.2^\circ$ (b)

Both forsterite indicated here and the observation of droplet on the inwall of iron jacket and piston surface in the sample assembly after deformation are evidences of antigorite dehydration. XRD spectra show only antigorite peaks at other temperatures (i. e., 25, 500, and 600°C). Preheating time is 0.5h for temperatures of 500, 600, and 650°C

如图 4 所示。对在 $2\theta = 8^\circ \sim 12.5^\circ$ 和 $21^\circ \sim 36^\circ$ 区间图谱进行放大后,我们观察到图中仅当温度为 650°C 且在 $2\theta = 22.8^\circ$ 和 32.2° 时分别出现了镁橄榄石(120)和(031)衍射峰,基本没有观察到滑石的(001)衍射峰。而在图中其他温度下 X 射线衍射图谱仅指示叶蛇纹石的衍射峰,表明在这些条件下叶蛇纹石并未分解。

4 比较与讨论

4.1 叶蛇纹石强度的影响因素

一般而言,影响矿物集合体强度的因素主要有各矿物本身的化学成分、内部结构及它们在集合体内部的空间分布关系、围压、温度、孔隙流体和应变速率等(Ji and Xia, 2002)。对于纯叶蛇纹岩,其力学行为主要受试样内部的显微结构、温度和预热时间、围压及可能产生的孔隙流体的影响。如图1所示,我们研究的试样并未形成明显的形状优选方位(即面理和线理)并且应变速率较为单一,因此以下我们主要讨论温度和预热时间,以及围压对叶蛇纹石强度的影响。

4.1.1 温度和预热时间

如图5,我们的数据显示,在100MPa围压、预热时间为0.5h且温度低于约600℃时叶蛇纹岩(Atg serpentinite)的强度随着温度升高而缓慢减小,这与我们在图3a观察到AS1和AS4应力-应变曲线上的峰值应力相差不大是一致的,但在约600~650℃时强度随着温度升高而迅速减小。在Raleigh and Paterson (1965)的研究中,同等条件下,强度在500~600℃时便发生了急剧降低(图5)。在这些狭窄的温度范围内,预热时间的延长加剧了强度的降低。并且,在350MPa和500MPa围压下,他们也观察到了同样的现象。此外,在中-低温(小于约500~600℃)条件下随着围压的增加,强度随温度的变化更加明显,Murrell and Ismail (1976)对叶蛇纹石化橄榄岩(Atg serpentinitized peridotite)的变形以及我们的试样在高压下的变形也具有这一特征。

如图6所示,在550℃时,预热时间为0.5h(AS9和AS18)和3h(AS10)的3个实验获得的强度分别为611MPa、

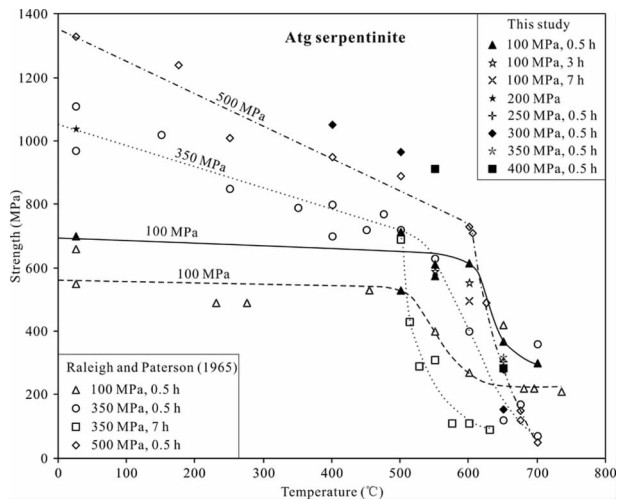


图5 强度在不同围压和预热时间下随温度的变化关系
Fig. 5 Strength as a function of temperature at various confining pressures and preheating times for antigorite serpentinite

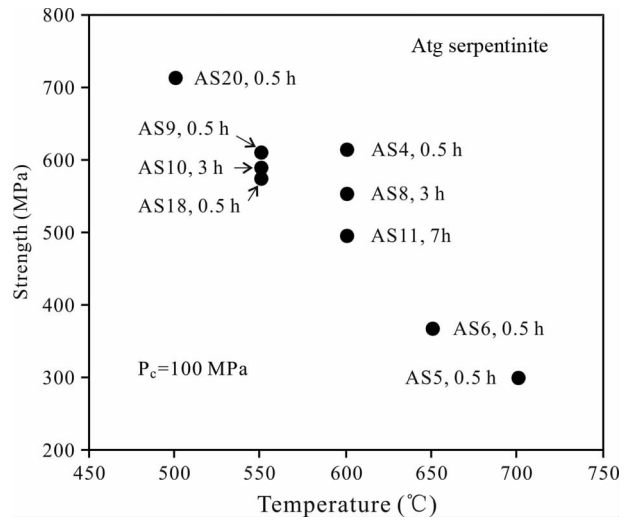


图6 叶蛇纹岩强度随预热时间和温度的变化
Fig. 6 The variation in strength with preheating time and temperature for antigorite serpentinite

575MPa和590MPa,此时预热时间的长短对叶蛇纹岩强度的影响不大,并且显微结构的差异可能对试样强度存在一定的影响(如AS9和AS18)。温度为600℃时,预热时间为0.5h、3h和7h的实验(AS4、AS8和AS11)测得的强度分别为615MPa、554MPa和496MPa,说明预热时间对强度产生了显著的影响。温度为650℃和700℃并且预热时间为0.5h的3个试样(AS6和AS5)的强度分别为368MPa和300MPa。尽管根据前人平衡实验研究结果,叶蛇纹石在本实验的压力条件下在500℃时就应该已经开始脱水并产生橄榄石和滑石(Ulmer and Trommsdorff, 1995),但是对实验产物的镜下鉴定和X射线衍射分析发现本研究中550℃的2个实验和600℃预热时间为0.5h的实验没有观察到脱水现象,这与Hirose and Bystricky (2007)的观察类似。他们利用Paterson流变仪进行叶蛇纹岩的扭转实验时发现叶蛇纹石的脱水温度为约620℃。短时间内如此高的温度下才显示脱水指示稍低的温度(如550℃)下脱水反应速率非常缓慢,以致在本实验时间长度内未能观察到脱水,因此可以认为在没有明显的脱水发生时预热时间对叶蛇纹岩的强度没有显著的影响。600℃的3个实验表明叶蛇纹岩的强度随着预热时间的增加而减小,其中预热时间为3h和7h的实验产物中观察到明显的脱水现象(铁筒内壁附有水珠),因此我们得出脱水反应的发生及其反应程度的增大会显著地降低叶蛇纹岩的强度。当预热时间不变时(如图6中0.5h)叶蛇纹岩的强度随着温度的升高从500℃的714MPa、550℃的611MPa和600℃的615MPa降低为650℃的368MPa和700℃的300MPa,也就是说温度的升高导致的强度降低程度更大,我们认为这是温度的升高大大地加快了脱水反应的速率所致,在同样的预热时间下温度高时脱水反应的程度更高。

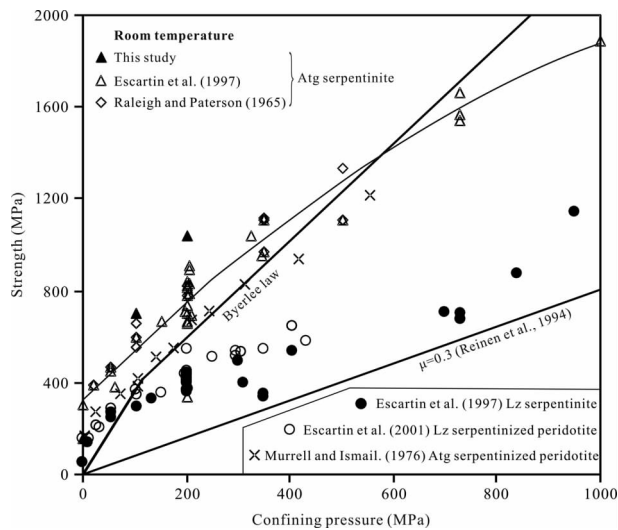


图7 蛇纹岩与橄榄岩强度在室温下随围压的变化

Fig. 7 Strength as a function of confining pressure for serpentinite and peridotite at room temperature

4.1.2 围压

随着围压的增加,叶蛇纹岩在300~400MPa时强度随围压增加而增加的速率变缓,其趋势线与指示Byerlee定律的关系线在大约560MPa处相交,在大于该围压时试样的强度低于Byerlee摩擦定律所指示的强度(图7),这意味着试样由局部化脆性行为向均一化韧性行为转变,这与Raleigh and Paterson (1965)认为室温下升高围压导致试样韧性行为增强是一致的。我们的数据点远高于Byerlee定律的关系线,这说明室温下试样发生脆-韧性转变和韧性变形的围压非常高,这与我们的实验观察一致。此外,来自Murrell and Ismail (1976)的叶蛇纹石化橄榄岩数据与叶蛇纹岩数据较为吻合,且总体上落在叶蛇纹岩数据点的下方和Byerlee定律线的上方,在>300MPa时有两个数据点落在Byerlee定律线的下方。而分别来自Escartín *et al.* (1997)和Escartín *et al.* (2001)的利蛇纹岩(Lz serpentinite)与利蛇纹石化橄榄岩(Lz serpentinitized peridotite)则比较吻合,并且在正应力<200MPa时数据点一致落在Byerlee定律线的上方,而当正应力大于该值时,它们又一致落在Byerlee定律线的下方,并且均位于Reinen *et al.* (1994)确定的利蛇纹石(后被证实为纤蛇纹石,马胜利等,1997)摩擦定律线 $\mu = 0.3$ 的上方。叶蛇纹岩与叶蛇纹石化(约60%)橄榄岩、利蛇纹岩与利蛇纹石化(约10%)橄榄岩数据点彼此吻合说明无论是发生高温蛇纹石化还是低温蛇纹石化,橄榄岩力学性质在叶蛇纹石和利蛇纹石含量分别高达约60%和10%的情况下便可能由相应的蛇纹石支配(Escartín *et al.*, 2001; Hilairet and Reynard, 2009),其中利蛇纹石化橄榄岩的这一强-弱相支撑结构在利蛇纹石含量为约10%时的转变已被Escartín *et al.* (2001)证实。最近,Hirauchi and Katayama (2013)的研究结果也对上述高温蛇纹石化橄榄岩和低温蛇纹石化橄榄岩的强-弱支撑结构的

转变提供了佐证。

一般地,在没有化学组分参与或试样本身化学性质稳定的情况下,岩石具有压力致硬作用。如图5,同一低温(小于约500℃)条件下围压的增加导致试样强度增加。Raleigh and Paterson (1965)得出在25~600℃下,叶蛇纹岩(含少量的纤蛇纹石)在围压小于200MPa时表现出脆性破裂,在200~400MPa时表现出脆-韧性过渡,而在大于400MPa时表现出韧性。然而,在脱水温度下试样有可能重返脆性域,即便围压很高。例如,在他们的实验中当温度超过550~600℃时,由于叶蛇纹石的脱水而发生了脆性变形,其中在700℃时最为明显(Raleigh and Paterson, 1965)。虽然,在我们的实验中试样AS7、AS13和AS14在650℃温度下均发生了半脆性破裂,但是其脆性程度相对未脱水条件下的有所变弱,因此这不同于Raleigh and Paterson (1965)的实验观察。也就是说,在试样发生半脆性破裂的高温条件下试样韧性虽然很微弱但要比同等围压条件下低温尤其常温时试样的强。650℃处于叶蛇纹石明显脱水的低压(<2GPa)温度范围内(Ulmer and Trommsdorff, 1995),因此,在不排水条件下叶蛇纹岩在该温度下脱水必定会导致试样内部孔隙水压增加,而围压的增加则会关闭更多的孔隙,使得高围压下试样内部孔隙体积减小、孔隙压增加更为明显。然而,蛇纹石脱水动力学表明超压流体会阻止脱水反应(Perrillat *et al.*, 2005)。换句话说,叶蛇纹石的脱水会受到低压边界的控制,如果没有额外的热量供给,那么叶蛇纹石脱水在孔隙压力增加到一定程度则会变得异常困难(Miller *et al.*, 2003)。因此,同在650℃时,叶蛇纹石在高压下脱水要比低压下脱水更加缓慢,围压的增加会导致有效围压呈现增加的趋势。结合前述试样的特性,这里叶蛇纹岩的强度关键取决于有效围压与内聚力的损失,而在此这两个因素都是脱水反应引起的。基于图4所示较弱的橄榄石衍射峰,我们认为在 $\leq 650^\circ\text{C}$ 条件下脱水产物中橄榄石的水致弱化(邵同宾等,2013总结)不是很明显,并且这一作用难于和内聚力的影响区别开来。如图3b,650℃和 $\geq 250\text{MPa}$ 条件下试样虽表现半脆性但并无明显的突然应力降,我们认为这可能是试样原有固体骨架由于脱水反应发生局部瓦解以及试样韧性增强的结果。因此,650℃条件下叶蛇纹石分解造成的局部内聚强度的损失和试样韧性增强引起的强度减小可能比脆性机制域中仅由有效围压增加引起的强度增加要大,使得这几个试样的强度随着围压增加整体呈现缓慢的降低(图8)。

4.2 摩擦系数

在地质学领域,摩擦系数常被用来度量断层的强度,通常采取人为制造一个断层的方式(如断层泥)通过剪切实验来进行研究(马胜利等,1997; Okazaki *et al.*, 2013),有些通过圆柱试样在轴向压缩条件下破裂后的摩擦过程来研究(Raleigh and Paterson, 1965; Murrell and Ismail, 1976; 本研究)。对于这两种情况,断层面的摩擦系数均可由下式

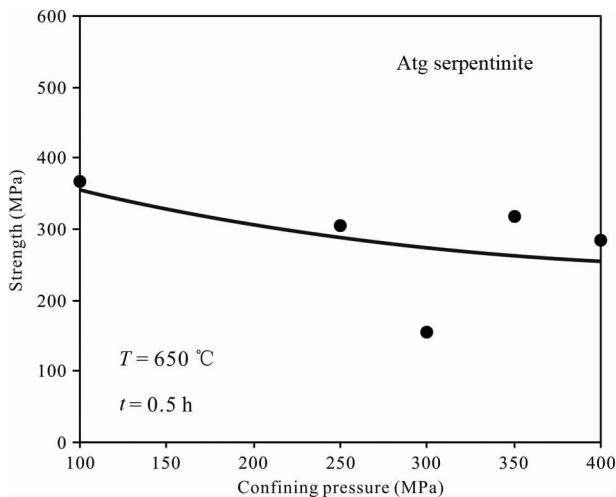


图8 叶蛇纹岩强度随围压的变化关系

Fig. 8 The variation of strength with confining pressure for antigorite serpentinite at 650°C and preheating time of 0.5 h

表述:

$$\mu = \frac{\tau}{\sigma_e} = \frac{\sigma_{\text{diff}} \sin\theta \cos\theta}{\sigma_{\text{diff}} \sin^2\theta + P_c - P_p} \quad (1)$$

其中 μ 是指断层面上的摩擦系数, τ 是剪应力, σ_e 是指有效正应力, σ_{diff} 是指轴向差应力, P_c 是指围压, P_p 是指孔隙流体压力。 θ 是断面与最大主应力方向之间的锐角,既可以通过人为制造的楔形驱动块来确定,也可以是圆柱试样经历轴向压缩而自发产生,在后一种情况下我们将该锐角称为破裂角。需要说明的是,后者产生的断层类似于自然界的情况,因而要比前一种复杂,例如断面一般粗糙不平整,而且这种情况下的破裂角一般会随着围压的增加而增加(Raleigh and Paterson, 1965)。此外,在本研究中脱水条件下的孔隙流体压的定量数据是不确定的。

蛇纹岩是由基性岩和超基性岩的水化形成的,其和橄榄岩摩擦系数在相同温度下随围压的变化关系和在相同围压下随温度的变化关系对我们约束俯冲带地震的下倾深度和大陆断块与下伏蛇纹石化橄榄岩之间的耦合程度具有重要的意义。叶蛇纹岩在室温和650°C下的摩擦系数随着围压增加而逐步降低,并且室温下的摩擦系数总体上要比650°C下的高约0.4。正如前面分析的,650°C条件下试样的强度随着围压增加而降低可能主要是内聚强度的局部损失和试样韧性的增强引起的,而有效围压依然会随着围压的增加而增加。仅根据式(1)可得出摩擦系数随着有效正应力的增加而减小,然而由于剪应力不受孔隙水压的影响(Murrell and Ismail, 1976; Okazaki *et al.*, 2013),所以一般孔隙流体压对摩擦系数是没有影响的(Mitsui, 2012; Okazaki *et al.*, 2013)。图9所示,摩擦系数随着有效围压和温度的增加而减小可能反映了滑移表面晶体塑性行为的重要性不断增强。最近的一项研究表明,蛇纹石剪切能够导致强烈的渗透率各向异性,渗透率在垂直于剪切面的方向上要比其他方向上低

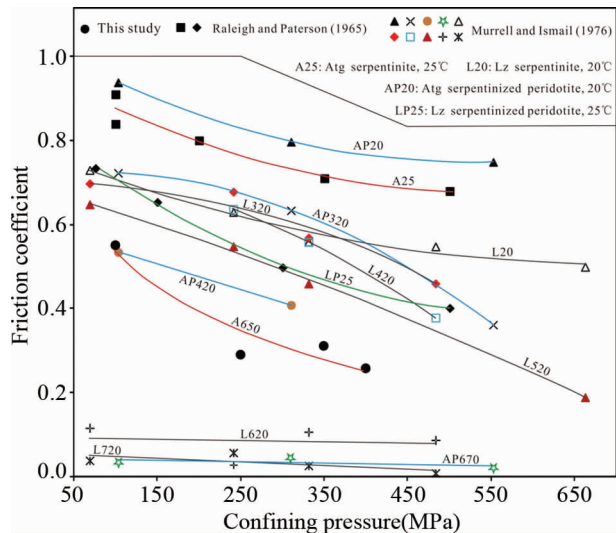


图9 蛇纹岩与橄榄岩摩擦系数在不同温度下随围压变化关系

Fig. 9 The variation in friction coefficient of serpentinite and peridotite with confining pressure at varying temperatures

十倍,而沿着剪切面上的两个互相垂直的方向(一个平行于剪切方向,另一个在剪切面上与之垂直)却近乎相等(Okazaki *et al.*, 2013)。这意味着叶蛇纹石脱水产生的流体会优先沿着破裂面迁移,由此减小滑移表面的摩擦阻力,造成脱水条件下的摩擦系数要比干燥条件下的小(Okazaki *et al.*, 2013)。此外,Wicks and Whittaker (1977)指出变形期间水的存在或许能够减小蛇纹岩的强度并增加其韧性,这可能进一步提高了断层表面晶体滑移的重要性。因此图9所示650°C条件下叶蛇纹岩摩擦系数的减小要比室温下的更为显著(比较A25和A650两趋势线的斜率变化)。AP320是指320°C条件下的叶蛇纹石化橄榄岩,该样品的摩擦系数也表现出随围压增加而迅速降低的趋势,其加速降低的原因可能是试样含有1%的水镁石并且沿着断面分布(Murrell and Ismail, 1976)。同样的,对于利蛇纹岩,中温(320~520°C)下的数据也表现出类似的性质,摩擦系数随围压增加而降低的速率要比常温下的快。而在620~720°C条件下,利蛇纹岩和叶蛇纹石化橄榄岩的摩擦系数随着围压增加几乎不变(图9),说明在这些温度下,试样所受有效围压基本为零,其原因是不排水条件下试样快速脱水会导致孔隙水压有效升高,近乎完全抵消实验所提供的围压(Murrell and Ismail, 1976)。从520°C升高至620°C导致的摩擦系数降低极为显著,而且在这个温度区间围压的升高导致这两个温度下摩擦系数的差异也非常明显(图9,约70MPa时 $\Delta\mu > 0.5$,450MPa时 $\Delta\mu = 0.3$)。在图9中,我们可以发现在同一围压下,试样的摩擦系数随着温度升高而逐渐降低,这与马胜利等(1997)观察到的叶蛇纹石断层泥摩擦强度的温度依赖性不同,他们观察到低温(25~200°C)下摩擦系数随温度升高而增加的幅度不

超过 10%。常温常压下利蛇纹岩和利蛇纹石化橄榄岩具有近似相等的摩擦系数,而在常温高压下利蛇纹岩的摩擦系数明显高于利蛇纹石化橄榄岩的摩擦系数(比较 LP25 与 L20, 图 9),这可能与利蛇纹石化橄榄岩中含有摩擦系数更低的纤蛇纹石(小于约 0.35, Reinen *et al.*, 1994; Moore *et al.*, 1996; 大约 0.2 ~ 0.25, 马胜利等, 1997)有关。基于同等条件下摩擦系数从大到小依次为橄榄石、叶蛇纹石、纤蛇纹石,所以在室温条件下叶蛇纹岩摩擦系数总体上要比叶蛇纹石化橄榄岩(含约 60% 的橄榄石)的低(比较 AP20 与 A25, 图 9)。

4.3 力学强度

基于部分蛇纹石化橄榄岩的变形实验我们虽然可以定性地描述蛇纹石的流变强度(Raleigh and Paterson, 1965; Escartín *et al.*, 2001),但是人们目前采集到的橄榄岩都是由地球深部折返上来的,即便当时的原地样品发生了叶蛇纹石化,但在折返过程中叶蛇纹石又会退变质成低温蛇纹石。所以这些实验间接得出的蛇纹石性质基本属于低温蛇纹石的范畴。本实验研究的初衷是为了获得叶蛇纹石在实验条件下的流变本构方程,但却意外地发现我们的试样变形基本都进入了脆性和半脆性域。根据 Raleigh and Paterson (1965) 的实验结果我们了解到:在约 350MPa 的围压下试样便可发生明显的脆-韧性转变,而在约 400 ~ 500MPa 时便可发生韧性变形。然而,我们的试样在围压高达 400MPa 时都没有发生明显的脆-韧性转变。Escartín *et al.* (2004) 报道纯叶蛇纹岩在围压 < 400MPa, 温度在约 300 ~ 350°C 和应变速率为约 $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 条件下发生了脆性变形。Jung and Green (2004) 实验得出叶蛇纹石在 550°C 和 1.5GPa 时发生了断裂, Jung *et al.* (2009) 认为声频发射的原因是破裂和随后在破裂面上的摩擦滑移。Chernak and Hirth (2010) 对叶蛇纹石在 0.85 ~ 1.5GPa 和 400 ~ 625°C 条件下的变形实验也仅观察到了叶蛇纹石的半脆性变形。相比之下,仅有少数研究人员如 Raleigh and Paterson (1965)、Escartín *et al.* (1997) 和 Hilairret *et al.* (2007) 观察到了叶蛇纹石在其稳定场内的高温高压条件下发生了宏观韧性变形,其中只有 Raleigh and Paterson (1965) 是利用气体介质装置获得的, Escartín *et al.* (1997) 利用气体介质装置进行的叶蛇纹岩变形基本上也都发生了局部化的脆性变形。然而, Raleigh and Paterson (1965) 的蛇纹岩样品包含低温蛇纹石(如纤蛇纹石)。Escartín *et al.* (2001) 实验得出稍微水化的橄榄岩就具有和纯的低温蛇纹岩相当的强度,这表明整个岩石的力学行为基本是由低温蛇纹石控制的,即使低温蛇纹石的含量非常低(大约 10% ~ 15%)。近来, Hilairret and Reynard (2009) 在模拟叶蛇纹石的俯冲带动力学行为时假定叶蛇纹石含量高达约 50% 的橄榄岩的强度与纯叶蛇纹岩的相当,这意味着含量大于约 50% 的叶蛇纹石便能够控制叶蛇纹石化橄榄岩的力学行为。

据图 5, 我们不难发现无论是低压 100MPa 还是高压

$\geq 200\text{MPa}$ 条件下,除了我们的应变速率比 Raleigh and Paterson (1965) 的小近 70 倍以外,其他条件相当时我们的试样强度总是要比他们的大。由于我们和 Raleigh and Paterson (1965) 的实验组装基本相同,因此强度的差异主要归因于 Raleigh and Paterson (1965) 的试样中含有强度极低的纤蛇纹石。此外, Shimizu *et al.* (2009) 和我们的试样在未脱水条件下差应力分别高达约 900MPa 和 1000MPa 都没有屈服。在高应变速率时,含纤蛇纹石的叶蛇纹岩在可比较的条件下要比利蛇纹石强近 30% (Raleigh and Paterson, 1965; Escartín *et al.*, 1997)。利蛇纹石在 > 30MPa 的有效围压下便可作韧性变形,其强度最大 < 150MPa (Rutter *et al.*, 2009)。由此看来,未脱水条件下叶蛇纹石非常坚硬,其强度要比相当条件下低温蛇纹石的大得多。Hilairret *et al.* (2007) 首次建立了叶蛇纹石在 1 ~ 4GPa 条件下的流变本构方程。然而,最近 Amiguet *et al.* (2012) 利用 D-DIA 装置对利蛇纹石的变形实验表明,利蛇纹石的强度不受温度、围压和粒度以及应变速率的影响,结合前人的数据他们将实验结果外延至地质应变速率(约 10^{-14} s^{-1}) 下得出:利蛇纹石的强度要比叶蛇纹石的强度大得多;而在实验室应变速率(约 10^{-5} s^{-1}) 下叶蛇纹石要比利蛇纹石强近乎 3 ~ 8 倍 (Hilairret *et al.*, 2007; Katayama and Karato, 2008; Amiguet *et al.*, 2012)。由于 D-DIA 的应力测量精度相对不高(邵同宾等, 2011),加上他们是利用云母的流动律来构建利蛇纹石的应力-应变速率关系图的,因此上述结论具有很大的不确定性。值得注意的是,最近 Hirauchi and Katayama (2013) 对低温蛇纹石/叶蛇纹石、低温蛇纹石/橄榄石、以及叶蛇纹石/橄榄石构成的双层样品进行了一系列剪切实验,结果很直观地得出低温蛇纹石(即利蛇纹石和纤蛇纹石)要比橄榄石弱近 10 倍,而叶蛇纹石仅比橄榄石弱 1 ~ 2 倍,这证实了 Escartín *et al.* (2001) 和 Hilairret and Reynard (2009) 的观点。他们通过讨论这些样品的变形机制,指出试样发生位错滑移,因而差应力对应变速率的影响相对不大,从而能够合理地外延至俯冲带条件下;他们还进一步指出不同种类的蛇纹石对俯冲带动力学的作用具有明显的差异(Hirauchi and Katayama, 2013)。例如,在一些年老的俯冲带,低温蛇纹石的稳定深度可达约 60km,在这里板块与上覆地幔楔之间的界面就会发生强烈的解耦,弧前地幔楔就不会参与拐角流以致变得冷滞。而在年轻的俯冲带,高的地温梯度使得弧前地幔楔和俯冲板块之间的界面由于叶蛇纹石和橄榄石之间的作用而发生微弱的解耦,诱发拐角流,导致弧前地幔楔变热且流动。这一研究证实了邵同宾(2012)的推测,他认为 Wada *et al.* (2008) 基于叶蛇纹石极低的强度进行的俯冲带动力学模拟具有很大的不确定性,因为当时人们并没有区分出高温与低温蛇纹石之间的强度差别,在定性描述的时候基于低温蛇纹石的研究成果来假定叶蛇纹石强度极低的结论需要重新审视。据此,我们认为蛇纹石在充当镁铁质火成岩俯冲与 HP 和 UHP 岩石折返过程中的润滑剂时,可能会因为蛇纹石种类之间的进/退变质作

用而使得这些岩石的折返和俯冲速率发生变化(邵同宾, 2012)。

4.4 脱水致脆

Raleigh and Paterson (1965) 的实验发现, 蛇纹岩随着围压的增加其韧性增强, 而随着温度的升高, 蛇纹石脱水使得其韧性反向脆性过渡, 甚至完全进入脆性域。据此, 他们提出了脱水致脆 (Dehydration embrittlement) 这一重要概念 (Raleigh and Paterson, 1965)。在随后尤其是上世纪 90 年代以来的系列研究中, Kirby *et al.* (1996) 提出的概念模型认为脱水致脆能够诱发板块在地壳部分 (即双地震带的上层) 发生地震, Peacock (2001) 和 Hacker *et al.* (2003) 基于叶蛇纹石的稳定范围和震源深度之间的对应关系认为叶蛇纹石的脱水更可能诱发板块在地幔岩石圈部分 (即双地震带的下层) 发生地震, 最近 Garth and Rietbrock (2014) 基于纵波数据的分析亦认为双地震带下层面地震活动与含水矿物集合体如蛇纹石化橄榄岩有关; Dobson *et al.* (2002) 通过声频发射实验证明俯冲板块深部的地震与蛇纹石等矿物的脱水作用有关; Jung and Green (2004) 实验发现脱水致脆作为地震的一种诱发机制并不限于脱水反应体积变化为正的情况, 当脱水反应的体积变化为负时, 脱水致脆可能同样有效, 因而亦能诱发地震。Xia (2013) 对叶蛇纹石化橄榄岩在高温 (720 ~ 750°C) 高压 (1 ~ 2.7 GPa) 下的变形实验证实了 Jung and Green (2004) 关于脱水体积变化对脱水致脆的影响, 并得出叶蛇纹石含量在约 8% ~ 65% 时可诱发试样发生脱水致脆。最近, Vidale *et al.* (2014) 提出在美国俄勒冈中西部地区之下, 火山作用加热使得停滞 (Stagnant) 的蛇纹石化地幔楔发生脱水致脆导致了深部长周期的地震活动。

此外, Perrillat *et al.* (2005) 和 Chollet *et al.* (2011) 的实验动力学计算表明, 在俯冲洋幔中叶蛇纹石的脱水速率远快于其粘性松弛速率, 致使孔隙流体压力高于破裂条件, 进而诱发脆性破裂形成断层。很显然, 在本研究中, 试样 (除 AS5 外) 很少发生粘性松弛, 因而当温压条件超越叶蛇纹石的稳定范围时, 充足的反应时间可能使得局部孔隙流体压力高于破裂条件。基于前面的分析, 我们已经发现在未脱水条件下的试样最终几乎都以贯穿试样对角线的大断裂 (大多与最大主压缩应力方向呈约 30°) 而发生脆性变形, 突然间释放巨大的应力, 并伴随有巨大的破裂声。这种现象如果发生在地球内部, 那么必然且只会诱发浅源地震, 但这并非脱水引起的。近来, 在静水围压 (0 ~ 650 MPa) 下对同样采自辽宁的岫玉 (纯叶蛇纹岩) 进行的地震波速测量表明, 叶蛇纹岩的孔隙关闭压力一般为约 150 MPa (Ji *et al.*, 2013; Shao *et al.*, 2014; Shao, 2015), 但在施加差应力的情况下, 该孔隙关闭压力可能会大大提高, 主要取决于孔隙的纵宽比及其长轴相对轴向差应力的方位。本实验所提供的围压不足以在施加差应力的情况下克服试样内部微破裂的成核和生长, 最终诱发大的破裂或断裂。因此, 在具有较高围压的地球深部 (深于约 50

~ 300 km) 处于稳定范围内的叶蛇纹石不可能在无水条件下以常规的脆性破裂方式来诱发地震, 因为温度的升高导致屈服强度低于破裂强度的影响比围压升高引起破裂强度高于屈服强度的影响更加明显, 使得在这样一个深度环境下干燥的岩石发生韧性变形而非脆性破裂 (Griggs and Handi, 1960; Frohlich, 2006; Houston, 2007; 邵同宾和嵇少丞, 2015), 事实上 Hilaret *et al.* (2007) 在无水条件下对叶蛇纹石在俯冲带温压条件下的变形实验也证实了这种观点; 然而, 在俯冲带深度高达 670 km 时仍可能发生地震, 其中在约 50 ~ 300 km 深度的地震被认为是由俯冲大洋壳内的脱水致脆诱发的 (Kirby *et al.*, 1996)。在脱水条件下, 我们发现个别试样的应力降虽然也不小, 在实验过程中也出现过伴随破裂声的较小的突然应力降 (如图 3a 中的 AS5), 但其半脆性的破裂行为明显不如未脱水条件下试样发生脆性破裂来得猛烈。

在试样内部破裂贯通形成断层之前, 局部孔隙水能够被有效地捕获, 孔隙水压也能得以较快积累; 而当可渗透性断层形成以后, 轴向差应力会持续地将试样内部脱水产生的流体沿着该断层面 (低压边界) 往外挤出, 孔隙水压会被控制在破裂条件以下。如果期间遇有可渗透性断层发生闭锁形成渗透障碍物, 那么局部孔隙水压则可能再次突破破裂条件, 试样再次产生破裂, 断层再次贯通。在脱水反应结束之前, 随着反应而变化的孔隙水压也必然会引起试样受到的有效差应力 ($\sigma_1 - (\sigma_3 - P_p)$) 发生波动, 以致试样的应力-应变曲线不再是一条平滑的曲线或直线, 更可能的是呈现出台阶式的跳跃运动 (邓志辉等, 1995)。不得不说, 在本实验条件下叶蛇纹石稳定温度以内 (小于约 600°C), 围压的增加的确使得叶蛇纹石出现了由脆性向韧性转变的微弱迹象, 使之表现出半脆性行为 (如 AS15)。虽然前人得出蛇纹石分解产生的流体孔隙压可能超过围压, 从而产生脱水致脆 (Raleigh and Paterson, 1965; Murrell and Ismail, 1976), 但是在我们的实验中叶蛇纹石在脱水条件下类似于低温高压下表现出半脆性行为 (如 AS13), 与未脱水条件下试样发生脆性破裂的行为 (如 AS4) 相比, 其破裂行为的突发性变弱, 经历一个峰值应力后均发生了连续的滑移 (如图 3b 中 AS7, AS13 和 AS14)。这些对比与 Byerlee *et al.* (1978) 的阐述一致, 他们提出断层块体之间突然滑移会产生大地震, 而滑移近乎连续发生时, 产生的地震非常小或不产生地震。因此, 我们认为在本实验中脱水条件下叶蛇纹石仍具脆性但并没有产生致脆效应, 相反脱水产生的流体正如前人所述可能增加了试样的韧性 (Wicks and Whittaker, 1977)。在实验组装相同的条件下, 我们未观察到 Raleigh and Paterson (1965) 提出的脱水致脆的原因可能与两个研究中试样和变形速率的差异有关, 因为较快的应变速率会造成较快的压实, 从而导致更快的有效围压减小, 因此导致试样的脆化更加有效。基于本实验观察我们认为, 若发生于俯冲带, 脱水的蛇纹岩一方面由于其强度的大幅度降低, 其难以支撑造成孕震断裂所必需的应

力,其之前所承受的应力很大一部分都会转移至周围的脆性岩石;另一方面其脱水产生的流体会迁移至周围的脆性岩石,在脆性岩石内部造成高的孔隙压。因此,瞬时超应力和高的孔隙压将诱发正在脱水的蛇纹岩周边的脆性岩石发生地震而非其本身发生地震(Arkwright *et al.*, 2008; Rutter *et al.*, 2009; Chernak and Hirth, 2010),这与最近 Grace Barcheck *et al.* (2012)的研究结果在一定程度上类似。他们基于全球56个俯冲带中-深源(75~700km)地震活动率与该深度范围内板块脱水与水化的比较得出,在中源深度脱水量与地震活动率之间并无强的相关性,并且认为其中一个原因是含水产物在距离脱水源区一定距离处诱发地震(Grace Barcheck *et al.*, 2012),这与 Rutter *et al.* (2009)的认识是相似的。后者认为假定地震活动的场所与脱水反应的实际场所直接相关可能使得实际情况过于简单化(Rutter *et al.*, 2009),因为地质条件下的脱水速率要远远低于实验室的,在这样一个条件下脱水产生的流体是极有可能来得及向周围区域渗滤或迁移的。

5 结论

对叶蛇纹岩在100~400MPa围压、25~700℃温度和 $10^{-5} \sim 1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 应变速率下的三轴压缩变形实验表明,试样在低压无水条件下发生脆性破裂,而在高压或脱水条件下发生半脆性破裂。随着温度的增加试样的强度逐渐减小,尤其在脱水条件下,温度的增加可导致试样强度大幅度降低。预热时间对叶蛇纹岩强度的影响在脱水条件下要比在未脱水条件下显著得多。结合前人的研究并对比发现,在室温下叶蛇纹岩强度随着围压升高而增加,但高压下其增加趋势减缓;脱水温度下叶蛇纹岩的强度随着围压增加整体上呈现出减小的趋势,很可能是分解反应引起的局部内聚力的损失及试样韧性增强导致的。叶蛇纹岩同利蛇纹岩和蛇纹石化橄榄岩一样,它们的摩擦系数会随着围压、温度和断层面上流体含量的增加而减小。低温蛇纹石的存在是 Raleigh and Paterson (1965)的试样强度低于本研究试样强度的原因。此外,脱水条件下试样表现出半脆性行为,但并没有发生脱水致脆,这与 Raleigh and Paterson (1965)提出的脱水致脆模型并不一致。我们发现,脱水条件下的破裂行为要比未脱水条件下的更加温和。结合 Grace Barcheck *et al.* (2012)等研究,我们的实验结果表明在俯冲带中源深度下叶蛇纹岩脱水产生的流体极可能迁移至周围脆性区域,一方面使得该区域遭受高的孔隙流体压,另一方面脱水源区曾支撑的应力发生侧向转移造成这些脆性区域承受瞬时超应力从而诱发地震,而脱水的源区可能没有发生不稳定弱化从而也就没有诱发地震活动。

致谢 谭道永博士、陈林丽工程师、谭大勇高级工程师分别在X射线衍射、探针和拉曼光谱分析方面提供了帮助;匿

名审稿人对本文提出了非常中肯的修改意见;在此一并表示衷心的感谢!

References

- Amiguet E, Reynard B, Caracas R, Van de Moortèle B, Hilairt N and Wang YB. 2012. Creep of phyllosilicates at the onset of plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 345 - 348: 142 - 150
- Arkwright JC, Rutter EH, Brodie KH and Llana-Fúnez S. 2008. Role of porosity and dehydration reaction on the deformation of hot-pressed serpentinite aggregates. *Journal of the Geological Society*, 165(3): 639 - 649
- Brodie KH and Rutter EH. 1987. The role of transiently fine-grained reaction products in syntectonic metamorphism: Natural and experimental examples. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(3): 556 - 564
- Byerlee J, Mjachkin V, Summers R and Voevoda O. 1978. Structures developed in fault gouge during stable sliding and stick-slip. *Tectonophysics*, 44: 161 - 171
- Chernak LJ and Hirth G. 2010. Deformation of antigorite serpentinite at high temperature and pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 296(1-2): 23 - 33
- Chernak LJ and Hirth G. 2011. Syndeformational antigorite dehydration produces stable fault slip. *Geology*, 39(9): 847 - 850
- Chollet M, Daniel I, Koga KT, Morard G and Van de Moortèle B. 2011. Kinetics and mechanism of antigorite dehydration: Implications for subduction zone seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 116 (B4): B04203, doi: 10.1029/2010JB007739
- Deng ZH, Ma SL, Ma J, Liu LQ, Liu TC, Ma WT and Zeng ZW. 1995. Experimental study of stick-slip instability and evolution of its physical fields. *Seismology and Geology*, 17(4): 305 - 310 (in Chinese with English abstract)
- Dobson DP, Meredith PG and Boon SA. 2002. Simulation of subduction zone seismicity by dehydration of serpentine. *Science*, 298(5597): 1407 - 1410
- Escartin J, Hirth G and Evans B. 1997. Nondilatant brittle deformation of serpentinites: Implications for Mohr-Coulomb theory and the strength of faults. *Journal of Geophysical Research*, 102(B2): 2897 - 2913
- Escartin J, Hirth G and Evans B. 2001. Strength of slightly serpentinitized peridotites: Implications for the tectonics of oceanic lithosphere. *Geology*, 29(11): 1023 - 1026
- Escartin J, Hirth G and Evans B. 2004. Permeability of serpentinite and the rheology of talc: Localization of deformation and subduction processes. *Geophysical Research Abstracts*, 6: 07599
- Frohlich C. 2006. *Deep Earthquakes*. Cambridge: Cambridge University Press, 1 - 573
- Garth T and Rietbrock A. 2014. Order of magnitude increase in subducted H₂O due to hydrated normal faults within the Wadati-Benioff zone. *Geology*, 42(3): 207 - 210
- Gerya TV and Stöckhert B. 2002. Exhumation rates of high pressure metamorphic rocks in subduction channels: The effect of rheology. *Geophysical Research Letters*, 29(8): 102-1-102-4
- Grace Barcheck C, Wiens DA, van Keken PE and Hacker BR. 2012. The relationship of intermediate- and deep-focus seismicity to the hydration and dehydration of subducting slabs. *Earth and Planetary Science Letters*, 349 - 350: 153 - 160
- Griggs DT and Handin J. 1960. Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes. *Geological Society of America Memoir*, 79: 347 - 364
- Guillot S, Hattori KH and de Sigoyer J. 2000. Mantle wedge serpentinitization and exhumation of eclogites: Insights from eastern Ladakh, Northwest Himalaya. *Geology*, 28(3): 199 - 202
- Guillot S, Hattori KH, de Sigoyer J, Nägler T and Auzende AL. 2001. Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the

- exhumation of eclogites. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(1-2): 115-127
- Hacker BR, Peacock SM, Abers GA and Holloway SD. 2003. Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research*, 108 (B1): 2030, doi: 10.1029/2001JB001129
- Hattori KH and Guillot S. 2003. Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge. *Geology*, 31(6): 525-528
- Hermann J, Müntener O and Scambelluri M. 2000. The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics*, 327(3-4): 225-238
- Hilaret N, Reynard B, Wang YB, Daniel I, Merkel S, Nishiyama N and Petitgirard S. 2007. High-pressure creep of serpentine, interseismic deformation, and initiation of subduction. *Science*, 318(5858): 1910-1913
- Hilaret N and Reynard B. 2009. Stability and dynamics of serpentinite layer in subduction zone. *Tectonophysics*, 465(1-4): 24-29
- Hirauchi K and Katayama I. 2013. Rheological contrast between serpentine species and implications for slab-mantle wedge decoupling. *Tectonophysics*, 608: 545-551
- Hirose T and Bystricky M. 2007. Extreme dynamic weakening of faults during dehydration by coseismic shear heating. *Geophysical Research Letters*, 34(14): L14311, doi: 10.1029/2007GL030049
- Houston H. 2007. Deep earthquakes. In: Schubert G (ed.). *Treatise on Geophysics*, Volume 4. Earthquake Seismology. Amsterdam: Elsevier, 321-350
- Hyndman RD and Peacock SM. 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(3-4): 417-432
- Iwamori H. 1998. Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(1-2): 65-80
- Ji SC and Xia B. 2002. *Rheology of Polyphase Earth Materials*. Montreal: Polytechnic International Press, 1-259
- Ji SC, Li A, Wang Q, Long CX, Wang HC, Marcotte D and Salisbury M. 2013. Seismic velocities, anisotropy, and shear-wave splitting of antigorite serpentinites and tectonic implications for subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 118(3): 1015-1037
- Jung H and Green II HW. 2004. Experimental faulting of serpentinite during dehydration; Implications for earthquakes, seismic low-velocity zones, and anomalous hypocenter distributions in subduction zones. *International Geology Review*, 46(12): 1089-1102
- Jung H, Green II HW and Dobrzinetskaya LF. 2004. Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change. *Nature*, 428(6982): 545-549
- Jung H, Fei YW, Silver PG and Green II HW. 2009. Frictional sliding in serpentine at very high pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1-2): 273-279
- Katayama I and Karato SI. 2008. Low-temperature, high-stress deformation of olivine under water-saturated conditions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168(3-4): 125-133
- Kirby SH, Engdahl ER and Denlinger R. 1996. Intra slab earthquakes and arc volcanism: Dual physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. In: Bebout GE, Scholl DW, Kirby SH and Platt JP (eds.). *Subduction: Top to Bottom*. Washington, DC: AGU Geophysical Monograph, 96: 195-214
- Li JF, Song MS, Shao TB, Xia Y, Wang Q and Zhou W. 2013. Correction for the axial deformation data recorded by Paterson-type gas medium high-pressure high-temperature machine. *Geotectonica et Metallogenia*, 37(1): 127-137 (in Chinese with English abstract)
- Ma SL, Lockner D, Moore D, Summers R and Byerlee J. 1997. Frictional strength and velocity-dependence of serpentine gouges under hydrothermal conditions and their seismogeological implications. *Seismology and Geology*, 19(2): 171-178 (in Chinese with English abstract)
- Meade C and Jeanloz R. 1991. Deep-focus earthquakes and recycling of water into the Earth's mantle. *Science*, 252(5002): 68-72
- Miller SA, van der Zee W, Olgaard DL and Connolly JAD. 2003. A fluid-pressure feedback model of dehydration reactions: Experiments, modelling, and application to subduction zones. *Tectonophysics*, 370(1-4): 241-251
- Mitsui Y. 2012. Chapter 17: Change of pore fluid pressure versus frictional coefficient during fault slip. In: Sebastiano DA (ed.). *Earthquake Research and Analysis-Seismology, Seismotectonic and Earthquake Geology*. InTech, doi: 10.5772/29118
- Moore DE, Lockner DA, Summers R, Ma SL and Byerlee JD. 1996. Strength of chrysotile-serpentinite gouge under hydrothermal conditions; Can it explain a weak San Andreas fault? *Geology*, 24(11): 1041-1044
- Moore DE and Lockner DA. 2007. Comparative deformation behavior of minerals in serpentinitized ultramafic rock; Application to the slab-mantle interface in subduction zones. *International Geology Review*, 49(5): 401-415
- Morrow CA, Moore DE and Lockner DA. 2000. The effect of mineral bond strength and adsorbed water on fault gouge frictional strength. *Geophysical Research Letters*, 27(6): 815-818
- Murrell SAF and Ismail IAH. 1976. The effect of decomposition of hydrous minerals on the mechanical properties of rocks at high pressures and temperatures. *Tectonophysics*, 31(3-4): 207-258
- Okazaki K, Katayama I and Takahashi M. 2013. Effect of pore fluid pressure on the frictional strength of antigorite serpentinite. *Tectonophysics*, 583: 49-53
- Peacock SM. 2001. Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, 29(4): 299-302
- Perrillat JP, Daniel I, Koga KT, Reynard B, Cardon H and Crichton WA. 2005. Kinetics of antigorite dehydration; A real-time X-ray diffraction study. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3-4): 899-913
- Raleigh CB and Paterson MS. 1965. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 70(16): 3965-3985
- Reinen LA, Weeks JD and Tullis TE. 1991. The frictional behavior of serpentinite: Implications for aseismic creep on shallow crustal faults. *Geophysical Research Letters*, 18(10): 1921-1924
- Reinen LA, Weeks JD and Tullis TE. 1994. The frictional behavior of lizardite and antigorite serpentinites: Experiments, constitutive models, and implications for natural faults. *Pure and Applied Geophysics*, 143(1-3): 318-358
- Reynard B. 2013. Serpentine in active subduction zones. *Lithos*, 178: 171-185
- Rinaudo C, Gastaldi D and Belluso E. 2003. Characterization of chrysotile, antigorite and lizardite by FT-Raman spectroscopy. *The Canadian Mineralogist*, 41(4): 883-890
- Rutter EH, Llana-Fúnez S and Brodie KH. 2009. Dehydration and deformation of intact cylinders of serpentinite. *Journal of Structural Geology*, 31(1): 29-43
- Scambelluri M, Müntener O, Hermann J, Piccardo GB and Trommsdorff V. 1995. Subduction of water into the mantle; History of an Alpine peridotite. *Geology*, 23(5): 459-462
- Scambelluri M, Bottazzi P, Trommsdorff V, Vannucci R, Hermann J, Gómez-Pugnaire MT and Vizcaino VLS. 2001. Incompatible element-rich fluids released by antigorite breakdown in deeply subducted mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(3): 457-470
- Schmidt MW and Poli S. 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4): 361-379
- Shao TB, Ji SC, Li JF, Wang Q and Song MS. 2011. Paterson gas-medium high-pressure high-temperature testing system and its applications in rheology of rocks. *Geotectonica et Metallogenia*, 35(3): 457-476 (in Chinese with English abstract)
- Shao TB. 2012. Experimental method of triaxial compression deformation

- in a Paterson gas-medium high-pressure high-temperature testing system and its applications in rheology of rocks. Master Degree Thesis. Beijing: Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 1 - 114 (in Chinese)
- Shao TB, Song MS, Ji SC, Li JF and Wang Q. 2013. Influence of water on deformation of NAMs; A review. *Geotectonica et Metallogenia*, 37(1): 138 - 163 (in Chinese with English abstract)
- Shao TB, Ji SC, Kondo Y, Michibayashi K, Wang Q, Xu ZQ, Sun SS, Marcotte D and Salisbury MH. 2014. Antigorite-induced seismic anisotropy and implications for deformation in subduction zones and the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 119(3): 2068 - 2099
- Shao TB. 2015. Fabric and elastic properties of antigorite, mica and amphibole-rich rocks and implications for the tectonic interpretation of seismic anisotropy. Ph. D. Dissertation. Montreal: Ecole Polytechnique de Montreal, 1 - 246
- Shao TB and Ji SC. 2015. Earthquake mechanisms of subduction zones: A state-of-the-art overview. *Geological Review*, 61(3): 245 - 268 (in Chinese with English abstract)
- Shimizu I, Watanabe Y and Michibayashi K. 2009. Dehydration weakening of serpentine and its roles in seismogenic processes in subducting slabs. Tokyo: Japan Geoscience Union Meeting, J240-005
- Ulmer P and Trommsdorff V. 1995. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268(5212): 858 - 861
- Vidale JE, Schmidt DA, Malone SD, Hotovec-Ellis AJ, Moran SC, Creager KC and Houston H. 2014. Deep long-period earthquakes west of the volcanic arc in Oregon: Evidence of serpentine dehydration in the fore-arc mantle wedge. *Geophysical Research Letters*, 41(2): 370 - 376
- Wada I, Wang KL, He JH and Hyndman RD. 2008. Weakening of the subduction interface and its effects on surface heat flow, slab dehydration, and mantle wedge serpentinization. *Journal of Geophysical Research*, 113(B4): B04402, doi: 10.1029/2007JB005190
- Wicks FJ and Whittaker EJW. 1977. Serpentine textures and serpentinization. *The Canadian Mineralogist*, 15(4): 459 - 488
- Wunder B and Schreyer W. 1997. Antigorite: High-pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH). *Lithos*, 41(1-3): 213 - 227
- Xia G. 2013. Experimental studies on dehydration embrittlement of serpentinized peridotite and effect of pressure on creep of olivine. Ph. D. Dissertation. Riverside: University of California
- Zhang LJ. 2002a. A study on the composition and properties of Xiuyan jade in Liaoning Province. *Acta Mineralogica Sinica*, 22(2): 137 - 142 (in Chinese with English abstract)
- Zhang LJ. 2002b. Characteristics and quality of Xiuyan jade in Liaoning Province. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 21(Suppl.1): 134 - 142 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 邓志辉, 马胜利, 马瑾, 刘力强, 刘天昌, 马文献, 曾正文. 1995. 粘滑失稳及其物理场时空分布的实验研究. *地震地质*, 17(5): 305 - 310
- 李建峰, 宋茂双, 邵同宾, 夏莹, 王茜, 周微. 2013. Paterson 气体介质高温高压流变仪轴向变形数据的校正方法. *大地构造与成矿学*, 37(1): 127 - 137
- 马胜利, Lockner D, Moore D, Summers R, Byerlee J. 1997. 水热作用条件下蛇纹石断层泥的摩擦强度和速度依赖性及其地震地质意义. *地震地质*, 19(2): 171 - 178
- 邵同宾, 嵇少丞, 李建峰, 王茜, 宋茂双. 2011. Paterson 高温高压流变仪及其在岩石流变学中的应用. *大地构造与成矿学*, 35(3): 457 - 476
- 邵同宾. 2012. Paterson 高温高压流变仪三轴压缩变形实验方法及其在岩石流变学中的应用. 硕士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 1 - 114
- 邵同宾, 宋茂双, 嵇少丞, 李建峰, 王茜. 2013. 水对名义无水矿物变形的影响. *大地构造与成矿学*, 37(1): 138 - 163
- 邵同宾, 嵇少丞. 2015. 俯冲带地震诱发机制: 研究进展综述. *地质论评*, 61(2): 245 - 268
- 张良钜. 2002a. 辽宁岫岩玉的组成和性质的研究. *矿物学报*, 22(2): 137 - 142
- 张良钜. 2002b. 辽宁岫岩玉的特征及其质量研究. *岩石矿物学杂志*, 21(S1): 134 - 142