

韩亮,周永胜,姚文明. 中地壳断层带内微裂隙愈合与高压流体形成条件的模拟实验研究. 地球物理学报, 2013, 56(1): 91-105, doi:10. 6038/cjg20130110.

Han L, Zhou Y S, Yao W M. A simulating experimental study on crack healing and the formation of high pore fluid pressure in faults of middle crust. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2013, 56(1): 91-105, doi:10. 6038/cjg20130110.

中地壳断层带内微裂隙愈合与高压流体 形成条件的模拟实验研究

韩 亮^{1, 2}, 周永胜^{1*}, 姚文明¹

1 中国地震局地质研究所, 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029

2 中国地质科学院地质研究所, 大陆构造与动力学国家重点实验室, 北京 100037

摘 要 中地壳断层带内发现的接近静岩压力的高压流体能够合理解释汶川 $M_s 8.0$ 级地震断层的高角度逆冲滑动, 而高压流体的产生与断层带的微裂隙愈合紧密相关. 利用熔融盐固体介质三轴高温高压实验系统, 我们采用含水 and 烘干的 Carrara 大理岩样品开展了微裂隙愈合实验, 研究中地壳断层带内高压流体的形成条件. 实验分为三类: A 类、A+B 类和 A+B+C 类, 其中 A 阶段实验在室温条件下将样品压裂, 形成一系列共轭破裂面, B 阶段实验在 600 °C、围压 700 MPa 和应变速率 10^{-6}s^{-1} 条件下愈合了 A 阶段破碎的样品, 实验样品从以碎裂变形为主向以韧性变形为主转变, C 阶段实验通过快速降低轴压模拟一个扩容过程, 再以相同实验条件重新加载样品, 通过比较实验样品强度来检验样品的愈合程度. 样品显微结构和实验样品强度表明, 动态重结晶作用能够愈合微裂隙和孔隙, 水能促进矿物的动态重结晶作用, 较高的水含量和较大的应变有利于微裂隙和孔隙的愈合, 从而有利于高压流体的形成.

关键词 中地壳断层带, 汶川 $M_s 8.0$ 级地震, 高压流体, 熔融盐固体介质三轴实验设备, 裂隙愈合, 动态重结晶作用, 傅里叶变换红外光谱仪 (FTIR)

doi:10. 6038/cjg20130110

中图分类号 P545

收稿日期 2012-09-09, 2012-11-18 收修定稿

A simulating experimental study on crack healing and the formation of high pore fluid pressure in faults of middle crust

HAN Liang^{1, 2}, ZHOU Yong-Sheng^{1*}, YAO Wen-Ming¹

1 State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China

2 State Key Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology,

Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

Abstract Sublithostatic pore fluid pressure in faults cutting the middle crust is considered to trigger slip on the high-angle reverse fault slip for the Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake, the mechanism of which is suggested to be related to crack healing. We conducted microcrack healing experiments on Carrara marble samples with different water contents to reveal the formation conditions of high pore fluid pressure using a molten-cell solid medium triaxial apparatus under high temperature and pressure. The experiments were designed to be three types as A, A+B and A+B+C, respectively. All the samples were fractured at room temperature in phase A, leading

基金项目 国家自然科学基金(40972146)和地震动力学国家重点实验室自主课题(LED2009A01)资助.

作者简介 韩亮,男,1983年生,博士研究生,构造地质学专业, E-mail: hanliangla@163.com

* 通讯作者 周永胜, E-mail: zhouyush@ies.ac.cn

to conjugate fractures as the result of brittle deformation, and then healed at a constant temperature of 600 °C, confining pressure of 700 MPa and a strain rate of 10^{-6} s^{-1} in phase B, causing a transition from cataclastic flow to plastic deformation. Finally, we simulated a dilatation by reducing the axial stress instantaneously, and then loading again with the same strain rate to examine the degree of crack-healing by comparing the ultimate strength of stress-strain curves in phase C. The microstructures of samples after deformation and the stress-strain curves show that the dynamic recrystallization can heal the micro-cracks and pore, and the presence of water can enhance the process of the dynamic recrystallization. Our experiments suggest that higher water content and the larger strain are favorable to form high pore fluid pressure in a fault.

Keywords Middle crustal fault, Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake, High pore fluid pressure, Molten-cell solid medium triaxial apparatus, Crack healing, Dynamic recrystallization, Fourier transform infrared spectrum (FTIR)

1 引言

2008年5月12日,中国四川省发生了汶川 $M_s 8.0$ 级大地震.地质和地球物理资料^[1-4]、震后地表破裂带考察^[5-13]、地震破裂过程和余震分布^[14-19]等研究显示,汶川地震主震震源深度为 13~19 km,主震震源区岩石为与彭灌杂岩岩性类似的花岗质岩石,发震断层具有右旋走滑分量的高角度逆断层特征.根据龙门山地区的地温梯度和流变结构^[20]推断,震源深度处于断层脆塑性转化带(15~20 km)附近.

高角度逆断层通常难以滑动,存在接近或超过静岩压力流体压力^[21-23]可以触发断层突然滑动,有利于地震成核.对西阿尔卑斯 Sesia 地区的逆冲型韧性剪切带^[24]和犹他州 Sevier 造山带中逆断层^[25]中变形石英内的流体包裹体的研究,发现了在脆塑性转化带附近存在接近静岩压力的高压流体的证据,认为流体的压力变化、渗透扩散及其与围岩的相互作用与震源深度在中地壳的强震事件紧密联系.对代表地质历史映秀—北川断裂带深部变形的鸡冠山韧性剪切带露头内变形花岗岩里流体包裹体研究^[26]同样表明,在接近汶川地震主震震源深度附近的中地壳断层带内曾存在流体压力系数约 0.9 的高压流体,因此研究中地壳断层带的裂隙愈合机制对于理解高压流体的形成条件,解释高角度逆断层滑动和汶川地震的强震孕育机理具有重要意义.

断层带不同的变形域(不同深度),其断层愈合的机制有所差别,对断层带构造岩研究表明,中地壳深度条件下的断层带愈合主要通过水岩反应、石英

重结晶作用、压溶—沉淀作用^[22-23,27-30]实现.然而经过长期地质演化,深部断层带不同阶段的愈合机制可能出现叠加,难以直接观察断层的愈合细节,因此,微裂隙愈合的模拟实验是研究断层带愈合机制的重要手段之一. Trepmann 等^[31]利用改进型 Griggs 型固体介质高温高三轴变形设备,在接近自然条件下开展了非稳态变形条件下石英微裂隙愈合实验,揭示了动态重结晶作用和静态重结晶作用能够愈合地震复发周期不同阶段形成的裂隙,并找到了动态和静态重结晶作用愈合裂隙的地质证据.然而在同震破裂和震后破裂愈合过程中,断层带内流体含量会发生变化,这一因素对断层带愈合的影响以及高压流体的形成条件与过程并不清楚.本文采用含水和烘干的样品,在塑性变形条件下开展了微裂隙愈合的模拟实验,研究微裂隙愈合机制以及水对微裂隙愈合速度的影响,探索中地壳断层带内高压流体的形成条件.

2 实验装置和实验设计

2.1 实验装置

实验在中国地震局地质研究所,地震动力学国家重点实验室自主研发的 Griggs 型 3 GPa 熔融盐固体介质三轴高温高压实验系统上进行,围压和轴压加载系统通过液压伺服油缸控制加载,实验仪器控制和数据采集通过自主开发的计算机软件实现.计算机控制软件不仅能够实时显示并记录实验位移、压力和温度信息,而且能够实现实验中位移控制方式和应力控制方式的平稳切换.温度控制系统采用 Yamatake-Honeywell DCP-30 型控温仪,控制精

度为 0.1%。实验前后通过气垫底座方便的移动压力容器,实验中使用水冷系统对压力容器外部降温.在设备投入使用前进行了系统的围压和温度标定研究^[32-33].

实验设备与压力容器的装样方式参见“熔融盐固体介质高温高压三轴压力容器的温度标定”^[32-33]一文,经过实验中的技术积累,再次对装样方式进行了多处关键修改(图 1),一方面增加石墨帽高度充填附近的空隙,另一方面将样品底部的带孔碳化钨修改为三部分(图中的外部带孔碳化钨压柱、中间空心铝套和下部碳化钨压柱),提高了装样的密封性,减少了热电偶在实验中脱落和压断的几率。

实验样品为圆柱形(尺寸 $\Phi 3 \text{ mm} \times 6 \text{ mm}$),根据实验设计要求可以把样品密封于金套、镍套或叶蜡石套中,使用低共熔点的 KCl/LiCl 混合盐套包裹样品,以降低系统摩擦力和样品周围的压力梯度.实验中采用两根 K 型热电偶(NiCr-NiSi)平行于样品放置在内叶蜡石套 C 内,位于样品外侧相对于样品中心的上 1/3 和下 1/3 位置.其中上 1/3 位置的热电偶的测量温度作为反馈信号,用来控制自动加温系统,温度加载速率 $2 \text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$.实验中的应力加载速

率 0.5 MPa/s 或 0.001 mm/s ,通过轴压杆挤压上刚玉柱 A 来实现样品轴压加载.在实验围压加载阶段,轴压杆与上刚玉柱接触后,通过保持轴压活塞位移不变,继续加载围压,通过铅垫被动调节,实现轴压被动加载,在样品周围产生接近静岩压力的条件。

2.2 实验设计

实验样品为 Carrara 大理岩,其主要矿物方解石的溶解度随温度的升高而减小^[34],在 $600 \text{ }^\circ\text{C}$ 的实验条件下即可发生位错蠕变^[35],热电偶在相对较低的实验温度下工作寿命更长,能够保持足够的愈合时间,有利于观察到微裂隙的愈合细节。

实验前采用三种方法准备实验样品,尝试模拟不同的流体环境:(1)用纯净水浸泡样品约 120 h,增加样品中孔隙水含量,采用 0.05 mm 厚镍箔包裹样品,模拟水含量高的封闭流体环境;(2)在 $200 \text{ }^\circ\text{C}$ 下烘干样品约 24 h,采用 0.05 mm 厚的镍箔包裹,在实验前快速装样,尽量减少空气中水的吸附,模拟水含量最低的封闭流体环境;(3)样品未经镍箔包裹密封,直接采用未脱水的叶蜡石套包裹,在加温过程中叶蜡石能够脱水,模拟一个水含量高且开放的流体环境.实验后的样品制备成双面剖光的 FTIR 片,利用傅里叶变换红外吸收光谱仪(FTIR)测试样品的水含量,确认样品在实验过程中的实际水含量。

实验分为三种类型:A 类实验采用被动方式加载轴压(接近静岩压力条件),在视在围压 300 MPa 和室温的条件下,以 1.6×10^{-5} 的应变速率压碎样品,模拟断层带在同震过程中产生的脆性破裂;A+B 类实验在 A 类实验基础上继续加载视在围压至 800 MPa ,加温样品至 $600 \text{ }^\circ\text{C}$ 后,以 10^{-6} s^{-1} 的应变速率长时间缓慢加载样品,模拟震后快速蠕变时期塑性变形机制愈合断层带裂缝;A+B+C 类实验在 A+B 类实验基础上继续进行,当样品屈服(应力-位移曲线完全走平,约 48 h)后,以 10^{-2} s^{-1} 的应变速率后退轴压活塞,通过快速卸载样品来模拟一个扩容过程,再以与 B 阶段相同的应变速率重新加载样品.如果样品中微裂隙的愈合程度低,未完全愈合的微裂隙在快速卸载过程中将会扩展,重新加载可能会导致样品沿微裂隙发生破裂,从而在应力-位移曲线上出现明显的应力降.如果样品中微裂隙的愈合程度高,在重新加载过程中样品可能不会出现破裂与应力降。

实验样品的显微结构是确定愈合机制和比较微裂隙愈合程度的直接证据,为了保留愈合过程中的显微结构,减少卸样产生的后期变形,实验结束时快

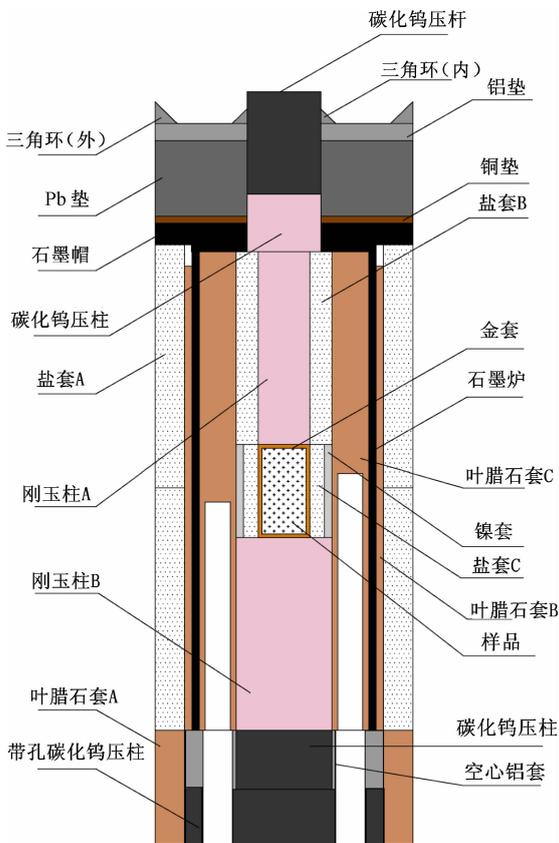


图 1 装样结构图

Fig. 1 Sample assembly

速关闭加温系统同时迅速降低轴压至相对静压条件,再以相同应力卸载速率同时降低围压和轴压。

3 实验结果

本文给出四个实验结果,其中 A 类实验 S10-29 样品未经烘干和浸泡处理, A+B 类实验 S10-42 样品采用未烘干叶腊石包裹,实验 A+B+C 类 S10-45 样品经烘干处理后用镍箔密封, A+B+C 类实验 S10-48 样品采用纯净水浸泡后用镍箔密封. 实验类型、样品水含量和加载条件等信息列于表 1.

3.1 实验力学数据

为了便于对比,首先进行了简单加载条件下的 A 类实验 S10-29. 未经摩擦力校正的应力-位移曲线如图 2a 所示,其中,曲线 AB 段为克服静摩擦力过程, B 点为最大静摩擦力;曲线 CD 段为轴压杆挤出软介质(铅和盐)并与上刚玉柱 A(见图 1)接触过程;曲线 DE 段为样品弹性变形阶段;曲线 EF 段为样品发生脆性变形阶段,直到发生脆性破裂。

经过轴压摩擦力校正和面积校正后的 A+B 类实验 S10-42 的力学曲线(见图 2b)给出含水较多的样品在实验 B 阶段内的力学特征,表现为从硬化逐渐向稳态转变,同时曲线出现一个明显的拐点,这代

表了样品内出现一次微破裂。

经过轴压摩擦力校正和面积校正后的 A+B+C 类实验 S10-45 的力学曲线(见图 2c)给出了含水较少的样品在实验 B 和 C 阶段内样品的力学特征。

表 1 实验加载条件

Table 1 Loading conditions of experiments				
实验编号	S10-29	S10-42	S10-45	S10-48
类型	A	A+B	A+B+C	A+B+C
水处理方式	保持原岩状态,未包裹	未脱水的叶腊石包裹	烘干后经镍箔包裹封闭	纯净水浸泡后经镍箔封闭
实验后样品含水量(wt%)	0.107	0.129	0.069	0.118
视载围压(MPa)	300	300	300	300
温度(C)	A 24	24	24	24
应变速率(s^{-1})	1.6×10^{-5}	1.6×10^{-5}	1.6×10^{-5}	1.6×10^{-5}
真实围压(MPa)	—	700	700	700
温度(C)	—	B 600	600	600
应变速率(s^{-1})	—	10^{-6}	10^{-6}	10^{-6}
应变(%)	—	33	41	35
扩容应变速率(s^{-1})	—	—	-10^{-2}	-10^{-2}
重新加载应变速度(s^{-1})	—	—	C 10^{-6}	10^{-6}
总应变(%)	—	—	62	55

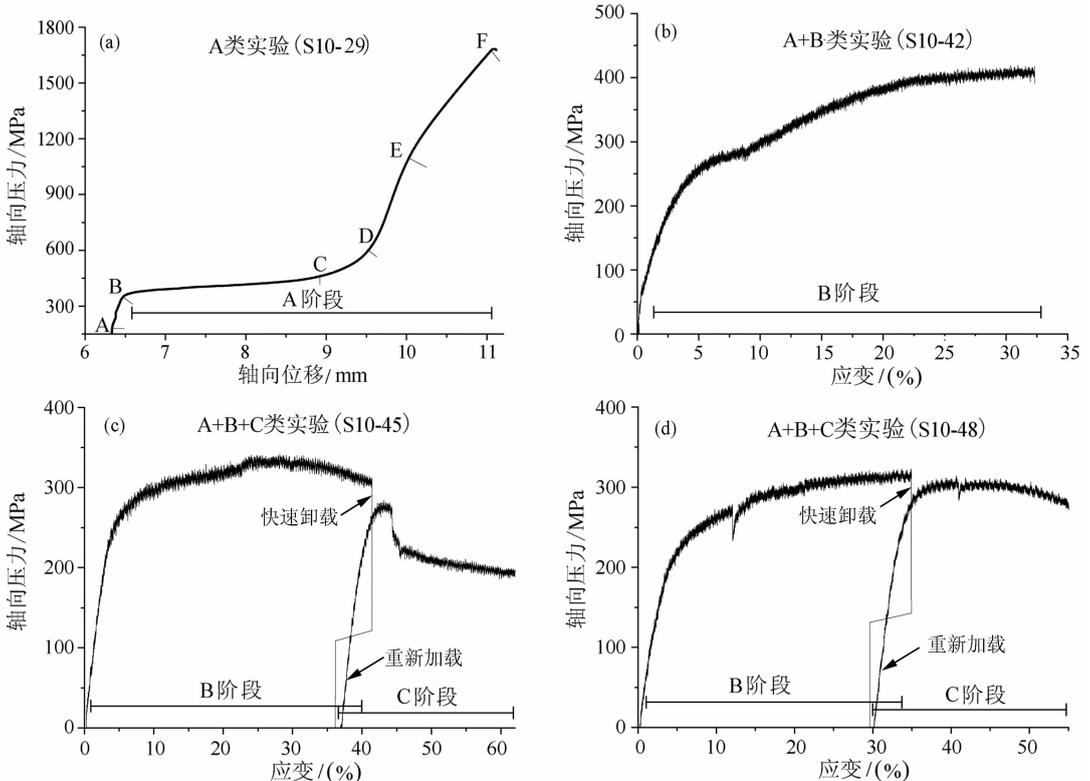


图 2 实验的力学曲线

Fig. 2 Stress-strain curves of the experiments

在 B 阶段实验过程中,样品的力学特征表现为先硬化后软化;在 C 阶段实验过程中,样品重新加载后发生了一次微破裂,应力-位移曲线上表现为约 40 MPa 的应力降,随着应变的增加,样品的力学特征表现为持续的软化。

经过轴压摩擦力校正和面积校正后的 A+B+C 类实验 S10-48 力学曲线(见图 2d)给出了含水较多的样品在实验 B 和 C 阶段内样品的力学特征。在 B 阶段实验过程中,样品的力学特征以硬化为主,并逐渐向稳态转变,样品发生了一次较大的微破裂(约 40 MPa),应力-应变曲线上表现为明显的应力降;

在 C 阶段实验过程中,样品重新加载后出现了一次微弱的微破裂事件,随着应变的增加,样品的力学特征表现为持续的软化。

3.2 样品的显微结构

实验原始样品 Carrara 大理岩结构均匀,无各向异性,双晶发育(图 3a)。方解石颗粒粒度范围约 60~100 μm (图 3b),颗粒间紧密接触,颗粒边界较为平直。在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室的 Hitachi H-8100 型高分辨率扫描电子显微镜下,对经过喷金(Au)处理的实验初始样品和变形样品进行了分析。在 BSE 模式下,实

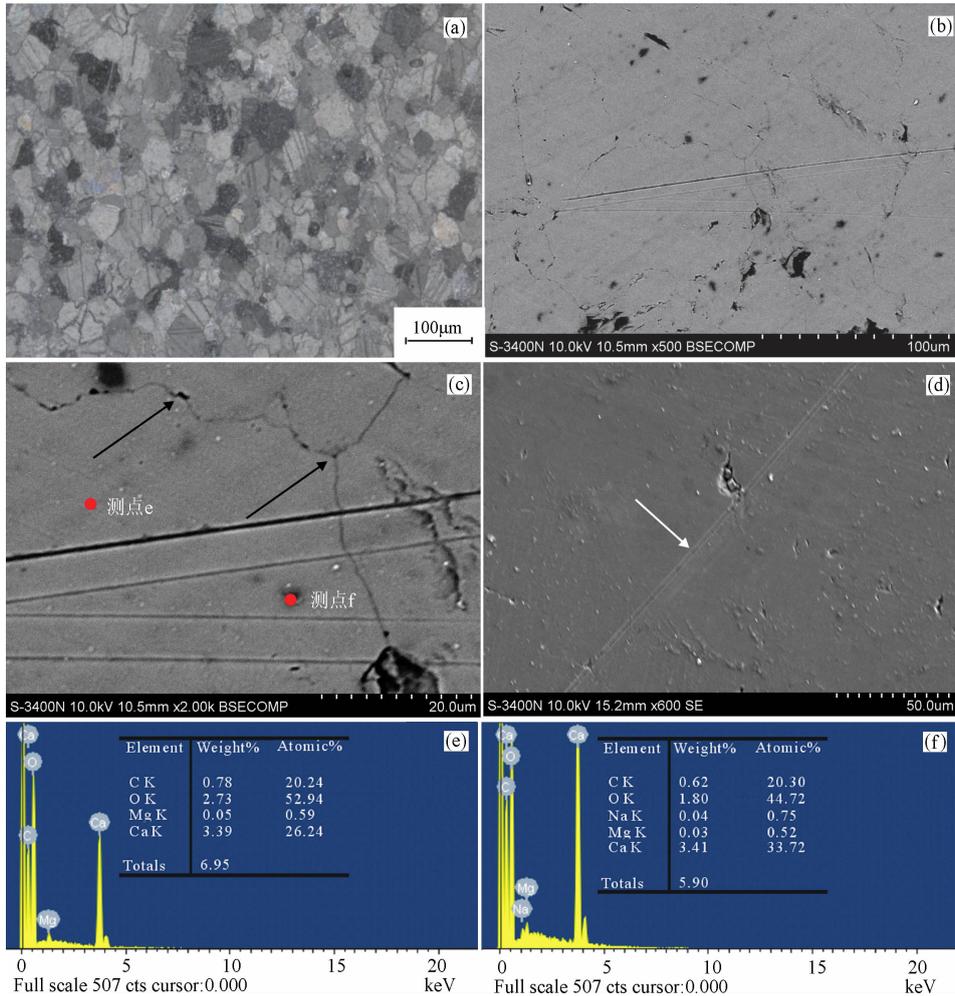


图 3 原岩样品的显微结构

(a) 正交偏光下原岩(Carrara 大理岩)的显微照片,结构均匀;(b)在扫描电镜的 BSE 模式下,颗粒边界接触紧密,颗粒粒度约 60~100 μm ;(c)颗粒边界和三联点上分布着孔隙;(d)在扫描电镜的 SE 模式下,平整的方解石颗粒表面存在溶蚀坑和双晶线;(e)测点 e 得到的能谱成分;(f)测点 f 得到的能谱成分。图中黑色箭头所指位置为颗粒边界孔隙,白色箭头所指位置为双晶线。

Fig. 3 Microstructure of the starting rock sample

(a) Micrograph of original sample (Carrara marble) under polarized light showing a uniform structure;(b) Image produced using backscatter electron mode shows a compacting grain contact. Grain size is from 60 to 100 μm ;(c) Pores developed in the grain boundaries and triple junction;(d) Pits and twin lines developed on the smooth surfaces of calcite grains using secondary electron imaging;(e) The composition of the spectrum obtained by the measuring point e;(f) The composition of the spectrum obtained by the measuring point f. In the figure, the positions marked by black arrows are pores along grain boundaries, and the ones marked by white arrows are twin lines.

验初始样品颗粒边界和三联点部位存在孤立分布的微小孔隙(图 3c);在扫描电镜的 SE 模式下,颗粒表面非常平整,双晶线(图 3d)清晰可见,颗粒表面存在一些较小的溶蚀坑和凸起物,这可能是天然样品在地质流体作用下出现的局部溶蚀和沉淀现象.能谱分析结果显示(图 3(e,f)),大理岩的化学成分以 CaCO_3 为主,含有少量的 Mg 元素,而图像中黑色的部分包含了少量的 Na 元素,矿物的成分差异造成扫描电镜下灰度的显著差异.

A 类实验 S10-29 样品整体上发生破碎,矿物粒度大幅降低,产生了贯通样品对角的主破裂面,破裂面与最大主应力夹角约 30° ,矿物颗粒呈现菱形和尖角状,极细粒的碎屑基质分布在破裂面和破裂残留的大颗粒间(图 4).

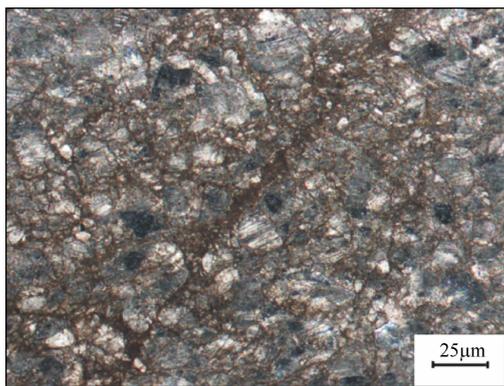


图 4 A 类实验 S10-29 样品的显微结构
正交偏光下主破裂面附近的显微结构. 图中垂直
方向为轴压方向,水平方向为围压方向.

Fig. 4 Microstructure of sample S10-29
after A type experiment

The microstructure around the major fracture surface was taken under polarized light. In the photo, the confining pressure is applied in the horizontal direction, and shortening compressive stress is in the vertical direction.

A+B 类实验 S10-42 样品轴向压缩形成鼓型(图 5a),在偏光显微镜下,样品整体碎裂,矿物粒度非常低,仍能识别出共轭破裂面.在扫描电镜 BSE 模式下,一系列线状的破裂面被灰度呈现白色的矿物所部分充填(图 5b).样品整体碎裂细粒化(图 5c),导致样品中出现大量孔隙和裂隙.局部放大图(图 5d)表明,矿物之间存在大量微裂隙与孔隙,白色部分的矿物呈现团块状和薄膜状出现在破碎严重的位置,是新产生的矿物.能谱分析(图 5(e,f))表明,白色部分矿物成分与周围矿物和原岩矿物成分一致,这说明图像中的衬度不同是由矿物内部的晶体结构发生了变化造成.由于本实验经历了 B 阶段

差应力条件下的塑性变形,显然这是动态重结晶作用生成的新矿物.那些局部出现的灰白色薄膜状或团块状新矿物就是动态重结晶作用的产物,在局部愈合了微裂缝.

A+B+C 类实验 S10-45 样品在轴向压缩过程中形成饼型(图 6a),在偏光显微镜下,矿物粒度显著变细,发生了糜棱岩化,从样品中心向样品两端产生了近似水平流动组构.在扫描电镜的 BSE 模式下,样品内存在大量未愈合的孔隙(图 6b)和主要分布在颗粒边界附近的线状裂隙(图 6c).穿晶裂隙被完全愈合,接近于原岩的灰度;孔隙也因为不断愈合而缩小,在周围形成灰白色新矿物(图 6c),出现在被愈合缩小的孔隙周围呈现白色,而孔隙为黑色(图 6d).能谱分析表明(图 6(e,f)),两个位置的矿物成分与周围岩和原岩一致,这说明灰白色部分矿物的内部晶体发生塑性变形与周围矿物的晶体结构接近,而白色部分矿物是动态重结晶正在生长的新矿物.显然,通过动态重结晶作用,大部分裂隙和孔隙被愈合了.

A+B+C 类实验 S10-48 样品在轴向压缩中形成了饼型(图 7a),在偏光显微镜下,粒度显著降低,具有糜棱岩的结构特征.在扫描电镜 BSE 模式下,基本没有发现微裂隙,主要存在一些尺寸较小的孔隙(图 7b),白色部分矿物分布范围很小,只存在孔隙周围很小的范围内(图 7c).在局部放大的图中,没有任何裂隙,矿物颗粒接触紧密,颗粒边界只存在类似于原岩孤立分布的孔隙(图 7d).能谱分析同样表明,孔隙周围白色、灰白色部分和周围矿物及原岩的成分相同.显然,通过动态重结晶作用,几乎所有裂隙和大部分孔隙被愈合了.

上述扫描电镜分析结果表明,经历 C 阶段的实验(样品 S10-45 和 S10-48),样品内的微裂隙与孔隙比 B 阶段(样品 S10-42)明显减少,说明 C 阶段变形对裂隙的愈合作用显著.其中含水样品(样品 S10-48)比干样品(样品 S10-45)的裂缝和孔隙更少,显示水加速了愈合作用.

4 实验样品的水含量

用地震动力学国家重点实验室的傅里叶变换红外吸收光谱仪(Bruker Vertex-70v)和 Hyperio 红外显微镜,对实验样品和原岩样品进行了水含量测试.测试结果表明,实验样品和原岩样品的红外吸收光谱特征非常相近(图 8),最高吸收峰出现在 $2800\sim$

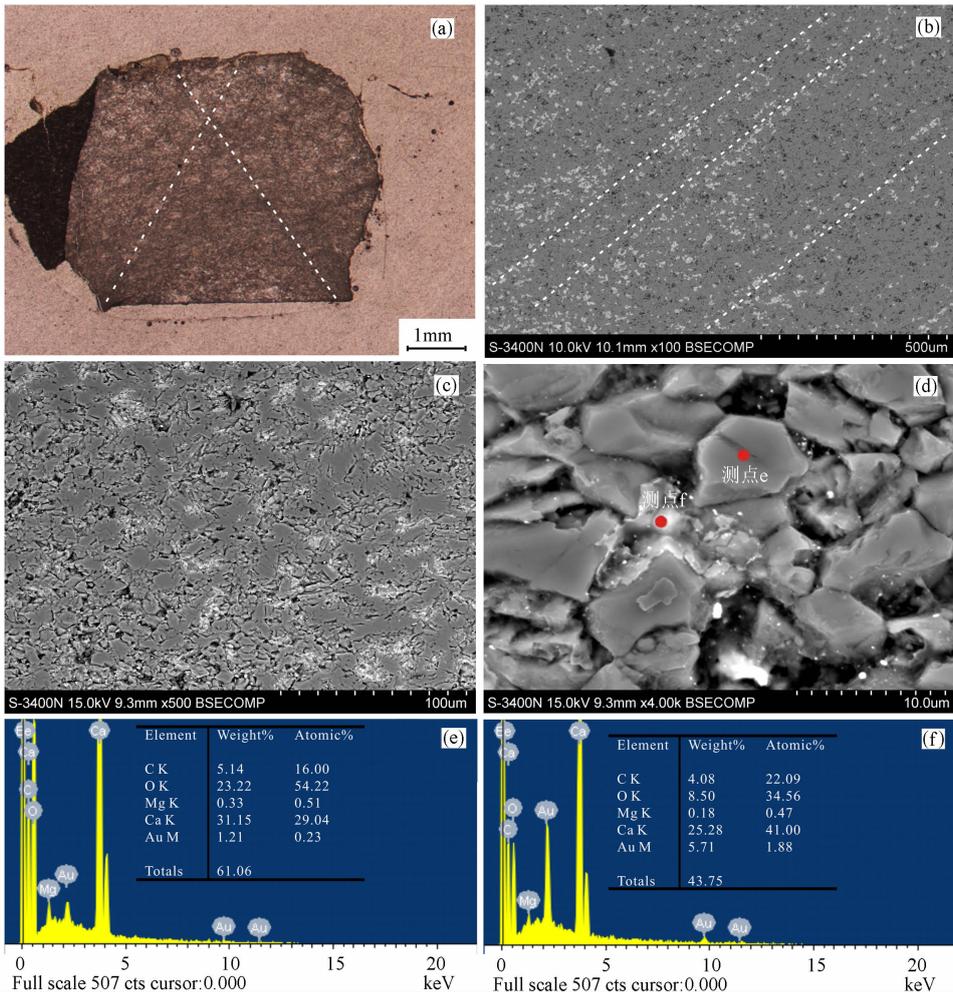


图 5 A+B 类实验 S10-42 样品的显微结构

(a) 正交偏光下实验样品的显微照片, 细粒化的样品内存在一系列共轭破裂(白色虚线); (b) 在扫描电镜的 BSE 模式下, 破裂面(白色虚线)被呈白色的新颗粒部分愈合; (c) 样品表现为碎裂变形的结构特征, 矿物间存在大量微裂隙与孔隙; (d) 照片(c)的局部放大图, 矿物的表面凹凸不平, 局部出现的灰白色薄膜状或团块状新矿物愈合了微裂缝; (e) 测点 e 得到的能谱成分; (f) 测点 f 得到的能谱成分。图中垂直方向为轴压方向, 水平方向为围压应力方向。

Fig. 5 Microstructures of sample S10-42 after A+B type experiment

(a) Micrograph of the sample taken under polarized light. A series of conjugate fractures developed in the fine-grained sample marked by dashed lines; (b) Backscattered electron image showing that some fractures marked by dashed lines were partly healed by white-colored new grains; (c) The sample were crushed by cataclastic deformation, forming large number of micro-cracks and pores; (d) Magnified area of the image (c) showing rough grain surfaces and some micro-cracks healed by white-colored grains; (e) The composition of the sample at point e measured by EDS; (f) The composition of the sample at point f measured by EDS. In the photo, confining pressure is in the horizontal direction, and shortening compressive stress is in the vertical direction.

2900 cm^{-1} 附近, 波数 3200 cm^{-1} 和 3600 cm^{-1} 附近出现小的吸收尖峰主, 在 3400 cm^{-1} 附近吸收峰不明显。根据 H 的分峰标准^[36-55], 波数 3600 cm^{-1} 附近的吸收峰为颗粒边界型液态水; 波数 3200 cm^{-1} 附近的吸收峰可能为颗粒边界冰型水或晶体缺陷 OH, 这几种类型的水在实验前后变化不大。波数 2800~2900 cm^{-1} 的吸收峰代表了孔隙水, 由于实验后样品薄片进行了烘干, 测得的孔隙水代表了样品内部封闭孔隙和愈合裂隙中赋存的自由水。

计算水含量时, 采用 Paterson 方法^[56], 在 2700~3800 cm^{-1} 之间进行计算。在进行水含量测试前, 所有实验后样品和原岩在恒温 150 $^{\circ}\text{C}$ 下烘干 12 h, 去除样品表面的吸附水和磨片过程中浸入的孔隙水, 获得高温高压条件下低孔隙样品的水含量。4 次实验后样品的水含量(表 2, 图 9)分别为: S10-42: 0.12~0.14 wt% H_2O ; S10-45: 0.06~0.08 wt% H_2O ; S10-48: 0.12~0.15 wt% H_2O ; 原岩: 0.10~0.12 wt% H_2O 。从以上数据可以看出, 实验前烘干

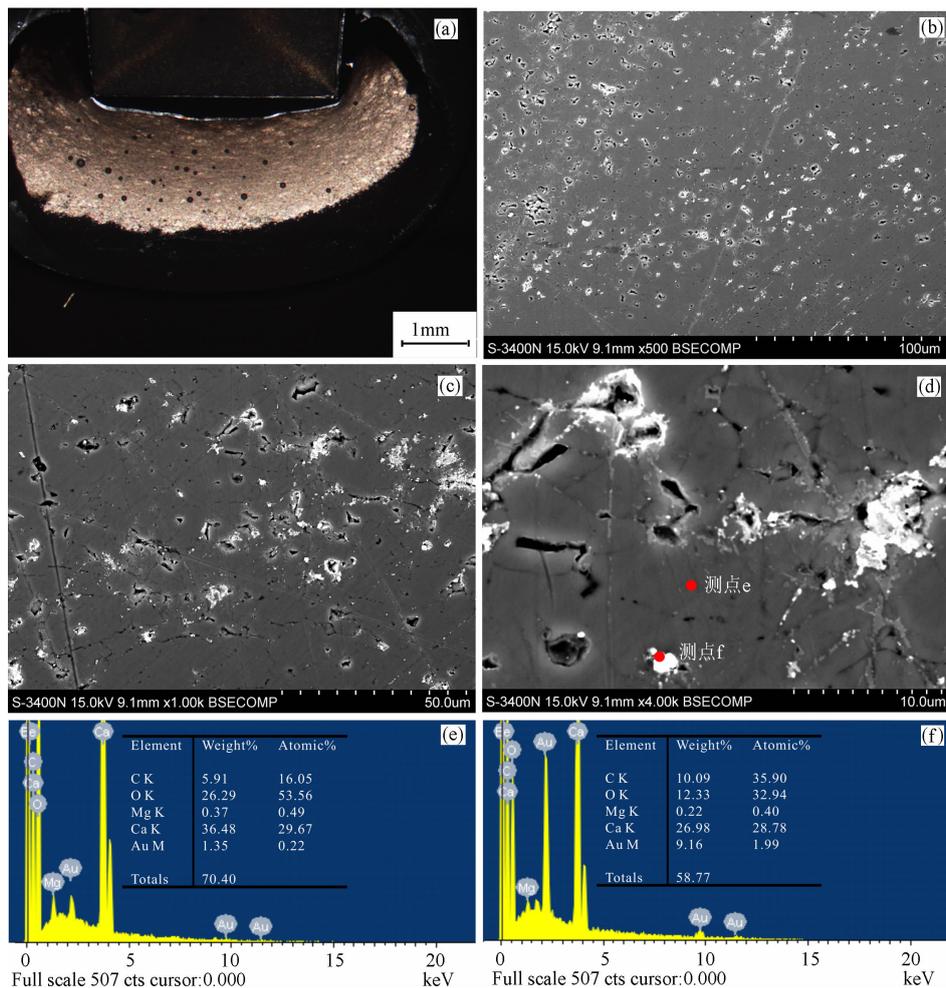


图 6 A+B+C 类实验 S10-45 样品的显微结构

(a) 实验样品在正交偏光下的显微照片,应变约 62%,发育了水平方向的流动组构;(b)在扫描电镜的 BSE 模式下,样品内存在大量孔隙;(c)部分愈合的微裂隙主要存在于颗粒边界;(d)照片(c)局部放大图显示充分愈合穿晶裂隙的矿物呈灰色,新生成的矿物呈白色;(e)测点 e 得到的能谱成分;(f)测点 f 得到的能谱成分。图中垂直方向为轴压方向,水平方向为围压应力方向。

Fig. 6 Microstructures of sample S10-45 after A+B+C type experiment

(a) Micrograph of the sample taken under polarized light. The strain is about 62% and structures of horizontal flow developed in the sample;(b) Backscattered electron image showing porous structure;(c) Most of the partly-healed microcracks lie around grain boundaries;(d) Magnified area of image (c) showing the grains which fully healed transgranular microcracks in gray color, and the new growing grains in white color;(e) The composition of the sample at point e measured by EDS;(f) The composition of the sample at point f measured by EDS. In the photo, confining pressure is in the horizontal direction, and shortening compressive stress is in the vertical direction.

的样品水含量最低,其余样品的水含量相差不大。

实验样品和原岩样品的水含量测试表明,实验前烘干的样品水含量最低,实验 S10-42 和 S10-48 样品的水含量略高,根据 Rybacki 等^[57]给出的实验中“干”和“湿”的水含量标准 0.05wt% H₂O 判断,所有实验样品都是“湿”的。存在深部高压流体的中地壳断层带内都存在流体和水岩反应^[24-26],推断其处于“湿”的条件下,因此在实验室条件下,采用不同水含量的“湿”样品用来模拟自然条件下水对断层带裂隙愈合的影响是合理的。

表 2 利用 FTIR 测试获得的原岩和实验样品的水含量

Table 2 Water content of the original sample and samples after deformation measured using FTIR

样品编号	原岩	S10-42	S10-45	S10-48
薄片厚度(μm)	280	120	110	210
水含量 (wt% H ₂ O)	0.116 0.110	0.142 0.130	0.068 0.063	0.108 0.132
	0.103 0.115	0.120 0.126	0.084 0.071	0.126 0.103
	0.116 0.131	0.136 0.126	0.075 0.061	0.109 0.119
	0.077 0.102	0.124 0.138	0.069 0.067	0.133 0.105
	0.108 0.112	0.139 0.125	0.066 0.071	0.112 0.131
	0.096 0.103	0.125 0.124	0.078 0.066	0.122 0.122

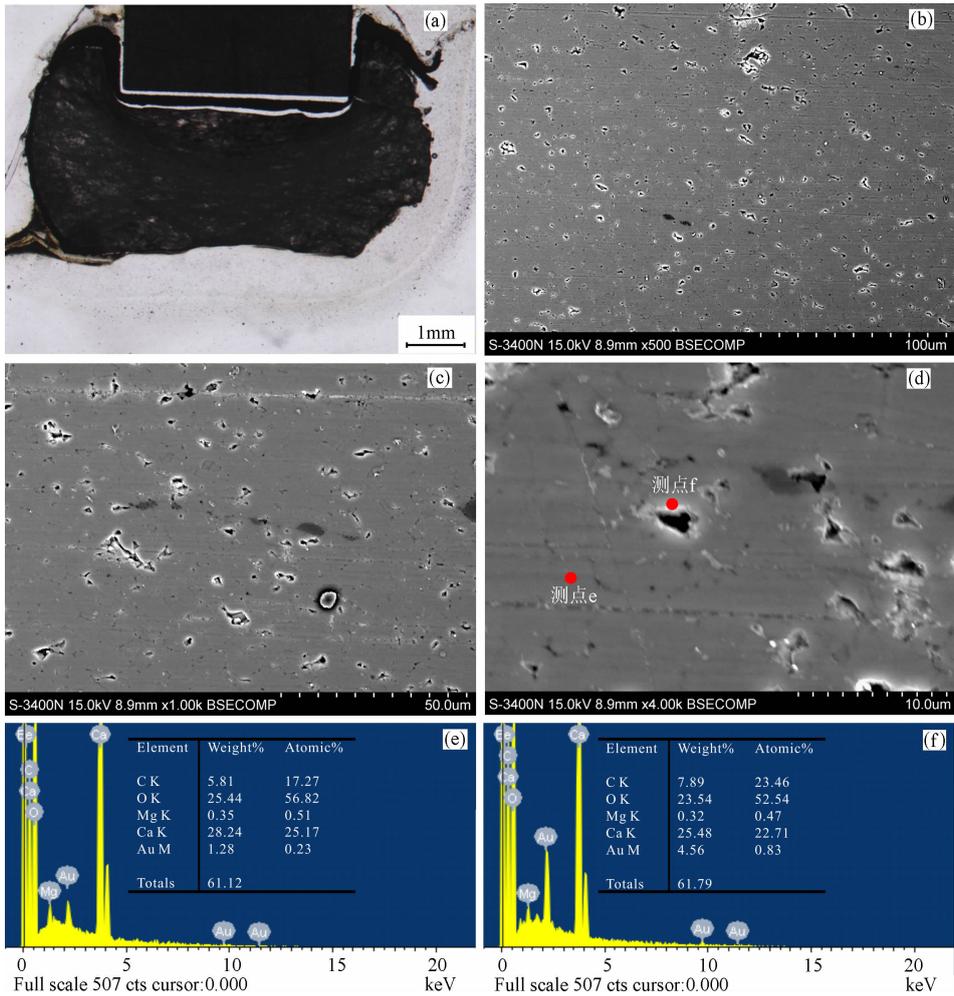


图7 A+B+C类实验 S10-48 样品的显微结构

(a)实验样品在正交偏光下的显微照片,应变约 55%;(b)在扫描电镜的 BSE 模式下,样品内未发现明显的破裂面;(c)样品内未见微裂隙,只存在少量孔隙;(d)图像(c)局部放大图像显示矿物颗粒边界紧密连接;(e)测点 e 得到的能谱成分;(f)测点 f 得到的能谱成分。图中垂直方向为轴压方向,水平方向为围压应力方向。

Fig.7 Microstructures of sample S10-48 after A+B+C type experiment

(a)Micrograph of the sample taken under polarized light. The total strain is about 55%;(b)Backscattered electron image showing no significant fractures in the sample;(c) Few pores exist in the sample, and there are no microcracks;(d) Magnified area of image (c) showing close contact between grains ;(e)The composition of the sample at point e measured by EDS, (f)The composition of the sample at point f measured by EDS. In the photo, confining pressure is in the horizontal direction, and shortening compressive stress is in the vertical direction.

5 讨论

5.1 实验样品在不同类型实验中的变形机制

A 类实验处于较快的应变速率和室温条件下,实验后样品(S10-29)的显微结构(图 4)显示,样品内矿物整体破碎,细粒化的矿物颗粒呈棱角状,并产生了破裂面,此外,A+B 类实验后样品内仍能识别出共轭破裂面的痕迹,虽然 A 类实验力学曲线(图 2a)并未出现应力降,但上述证据都表明,实验 A 阶段内样品的变形机制以脆性变形为主。

A+B 类实验的 B 阶段处于发生塑性变形的条

件下,实验后样品(S10-42)的显微结构(图 5)显示,样品内矿物的粒度进一步降低,矿物颗粒内出现了波状消光,样品包含大量的微裂隙和孔隙,部分被动态重结晶的新生矿物充填愈合。实验 B 阶段的力学曲线(图 2b)前半段表现为硬化特征,这指示了样品内发生了矿物粒度的降低,由于经历了实验 A 阶段的样品内存在大量微裂隙和破裂面,矿物的变形以机械破碎为主,同时伴随着矿物晶体的塑性变形,因此变形机制以碎裂变形为主。实验 B 阶段力学曲线(图 2b)的后半段表现为逐渐向稳态过渡,这指示了样品内矿物颗粒的生长(动态重结晶作用的生长阶段)和颗粒细粒化(机械破碎或亚颗粒化)逐渐向平

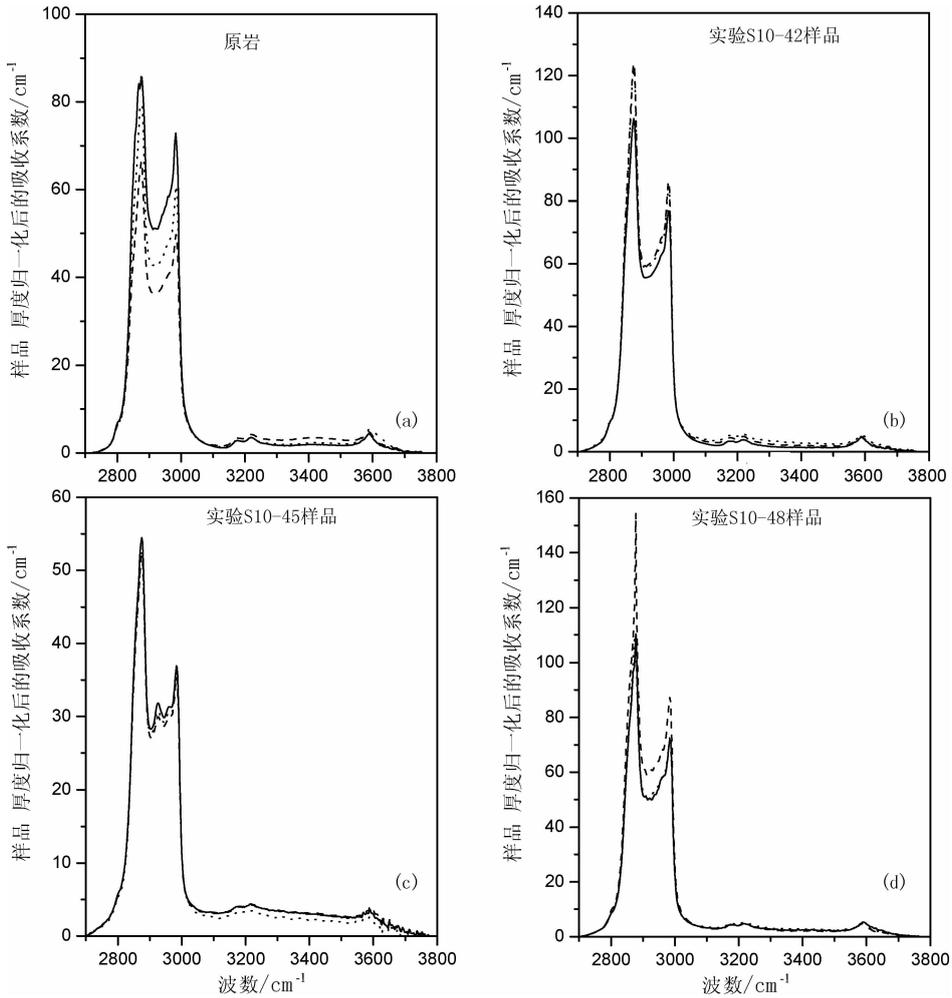


图 8 实验样品薄片厚度归一化后的红外吸收光谱

Fig. 8 Absorbance spectra normalized by thickness of thin sections

衡状态过渡,从显微结构上表现为样品微裂隙内的重结晶颗粒生长呈现大片白色,该阶段样品的变形机制从以碎裂变形为主逐渐向以塑性变形为主转变.

A+B+C类实验后的样品(S10-45和S10-48)的显微结构(图5,图6)显示,样品的粒度很小,样品发育了水平方向展布的流动组构,显然两次实验的样品发生了糜棱岩化,这说明样品在实验C阶段内的变形机制以塑性变形为主.实验后含水较少的样品(S10-45)内微裂隙仍未充分愈合,其实验力学曲线(图2c)经历了一次应力降低后表现为持续软化,这说明样品内微裂隙在实验B阶段过程中愈合不充分,认为当样品经历突然卸载轴压后,主破裂面和微裂隙可能发生扩展,重新加载样品后沿破裂面发生错动形成一次明显的破裂,样品内矿物发生碎裂变形,当样品整体破碎细粒化而主破裂面上孔隙消失后,变形机制转为以塑性变形为主,细粒化矿物

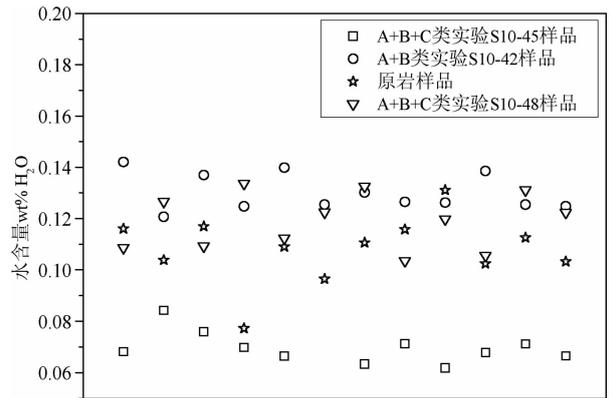


图 9 原岩和实验后样品的水含量对比

Fig. 9 Comparison of water content between the original sample and the samples after deformation

颗粒开始重结晶生长愈合微裂隙,因而实验C阶段后期的应力-应变曲线(图2c)表现为持续的软化.在含水较多的样品(S10-48)内,整个样品充分愈合并形成颗粒表面平整的紧密结构,这说明该样品在实

验 B 阶段过程中愈合程度较高,样品的应力-应变曲线(图 2d)逐渐表现为稳态,而快速卸载轴压对样品的影响很小,重新加载样品后未出现明显的微破裂,重新加载的应力-应变曲线初期仍表现为稳态.随着应变的增加,含水较多的样品(S10-48)顶部和底部都出现了一些粒度较大的动态重结晶颗粒,这能够解释该次实验 C 阶段的力学曲线(图 2d)从稳态向弱化的转变.

5.2 水和应变促进了孔隙和裂隙的愈合

对比含水较少样品的实验 S10-45 和含水较多样品的实验 S10-48 的力学曲线(图 2(c,d))发现,在实验 C 阶段过程中,实验 S10-45 样品出现了约 40 MPa 的应力降,这代表样品内部发生破裂,而实验 S10-48 样品只出现了一次很微弱的应力降.两次实验条件相似,这表明含水较多的样品内未愈合的微裂隙相比含水较少样品更少,经过轴压快速卸载模拟的扩容作用后,样品内主破裂面和微裂隙可能未发生显著的扩展,这指示了水促进了矿物的动态重结晶作用,加速了微裂隙的愈合.

对比含水较多的实验 S10-48 样品和含水较少的实验 S10-45 样品的显微结构(图 6,7)发现,含水较多样品内动态重结晶的矿物颗粒紧密接触,颗粒表面平整,与原岩的紧密结构类似,而含水较少样品内仍存在大量未愈合的微裂隙,这些显微结构的证据同样证明水促进了矿物的动态重结晶作用,加速了微裂隙的愈合.

对比样品应变不同而水含量近似的实验 S10-48 样品和 S10-42 样品的显微结构发现(图 5,7),大应变的样品内矿物颗粒粒度虽然没有明显区别,但颗粒间的接触更为紧密,一些矿物的颗粒边界甚至难以识别.对比含水较少的实验 S10-45 样品的显微结构(图 6),虽然因样品含水少,水对裂隙愈合作用不充分,但样品内的裂隙和孔隙尺寸也显著小于 S10-42 样品,这表明大的应变(强烈的动态重结晶作用)能够促进了微裂隙的愈合,有效减少孔隙和裂隙尺寸.

因此,在含水或大应变条件下,能够促进矿物的动态重结晶作用,有效地愈合了微裂隙与孔隙,这应该是中地壳断层带内裂隙愈合与高压流体形成的机制之一.

5.3 脆塑性转化带内断层的愈合机制

对断层带构造岩研究表明,断层带不同的变形域(不同深度),断层愈合的机制有差别.地震后,脆性域的断层及其周围岩石裂隙张开,地震前积累的

高流体压力转变为静水压,随着流体高压消失,流体向上排出,原先溶解于高压流体中的矿物质(岩盐、方解石、石英等)在裂隙中析出结晶,形成脉体,愈合了断层带中的裂隙^[21-23,27,58-60];而在脆塑性转化域,断层带中的碎裂的长石发生水解反应,生成的含水矿物绿泥石、绿帘石、云母等逐渐愈合了断层^[25,27-28,58,60].在塑性变形域,断层带愈合主要通过变形引起石英的压溶、沉淀作用、动态和静态重结晶作用^[22-23,27-31,61-63]实现.上述的断层愈合机制分类只强调了空间上的不同,但忽视了时间上的差别.在地震循环的周期中,脆塑性转化带内断层的应变速率和渗透率会发生变化^[61-63],这可能会引起断层愈合的主要机制的改变.

本文采用大理岩样品开展的裂隙愈合实验表明,方解石的动态重结晶作用能够愈合微裂隙和孔隙,这种机制有利于高压流体的形成.在脆塑性转化带附近,石英能够发生动态重结晶作用,这与方解石的变形机制相似.在实验室内,Carrara 大理岩在 600 °C 的温度下即可发生动态重结晶作用^[35],较低温度需要较长愈合时间.此外,在 600 °C 的实验温度下,方解石的溶解度很低,不易发生压溶蠕变^[34],有利于研究水对单一动态重结晶作用的影响.如果直接采用石英作为实验样品,实验需要更高的温度和更长的时间,而且石英动态重结晶对微裂隙愈合没有方解石显著.综上所述,大理岩样品在本文开展的实验中属于相似材料,研究水和应变对方解石的动态重结晶作用的影响,目的在于来推断脆塑性转化带内石英的愈合作用.

在实验室的条件下,矿物内裂隙和孔隙尺寸微小,它们的愈合具有充足的物质来源.在野外断层带中,裂隙尺寸较大,裂缝愈合比较缓慢,破碎的断层带内存在流体-岩石相互作用,加速了物质成分的迁移与扩散,流体携带的大量容易溶解的矿物,容易在裂隙(流体运移通道)周围发生沉淀,而流体本身又能够促进沉淀矿物发生压溶或动态重结晶作用,这种综合作用可以加速断层带内裂隙愈合.在脆塑性转化带中,满足上述条件的理想矿物是石英,能够引起震后裂缝被不断愈合.在龙门山地区的映秀—北川断裂带南段鸡冠山附近出露的韧性剪切带露头,找到以动态重结晶作用变形的石英脉充填愈合了脆性裂缝,这可能指示了溶解在流体中的石英在沉淀和动态重结晶共同的作用下逐步愈合了断层带内的脆性裂缝(图 10).

当强震发生后,震后滑动使得脆塑性转化带底

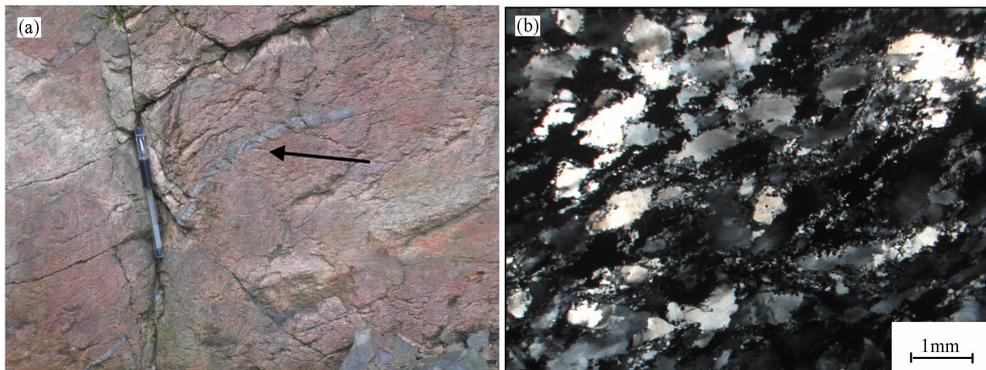


图 10 鸡冠山韧性剪切带内存在裂缝愈合现象的剖面

(a)花岗岩片麻岩中脆性裂缝被石英脉愈合;(b)在正交偏光下,石英脉内的石英颗粒表现为膨突方式动态重结晶的变形特征。

Fig. 10 The profile in Jiguanshan ductile shear zone showing crack healing

(a)The crack in granitic gneiss healed by quartz veins; (b)Quartz in the horizontal veins deformed by dynamic recrystallization.

部处于高强度和高应变速率状态^[64-66],能够发生脆性破裂,断层带渗透率增加.在震后快速蠕变时期,断层带内裂缝存在流体活动,这对应着本文实验中的含水条件,而较高的应变速率对应着本文实验中的较大应变条件,这两种条件都能促进石英的动态重结晶作用,使其成为主导的愈合机制.此外,在动态重结晶作用愈合断层裂隙的过程中,断层核部积累的应变比断层边缘更大,更加有利于高压流体的形成.本文的实验表明,动态重结晶作用可能成为震后快速蠕变时期脆塑性转化带内断层愈合的主要机制,断层核部相比断层边缘更有利于形成高压流体.在间震期,脆塑性转化带的断层强度和应变速率恢复到较低水平,压溶作用^[67-70]和静态重结晶作用^[31]相比动态重结晶作用更易发生,可能成为该时期断层愈合的主要机制.

6 结 论

为了研究中地壳断层带内存在的接近静岩压力的高压流体的形成机制和有利条件,本文采用 Carrara 大理岩样品开展了脆塑性转化-塑性变形条件下微裂隙愈合的高温高压模拟实验,讨论脆塑性转化带内裂隙的愈合作用,取得如下主要结论:

(1)实验样品在 A 类实验中发生脆性破裂,形成以破裂面为中心的破坏带;实验样品在 A+B 类实验的 B 阶段以碎裂变形为主,样品整体破碎,包含大量孔隙和微裂隙,细粒矿物发生动态重结晶作用;实验样品在 A+B+C 类实验的 C 阶段以塑性变形为主,形成糜棱组构,包含少量微裂隙和孔隙,颗粒接触紧密,发生重结晶生长.

(2)通过动态重结晶作用,大量在脆性变形阶段

形成的裂隙与孔隙被全部或部分愈合的事实表明,动态重结晶作用是断层带微裂隙和孔隙愈合的重要机制之一,这种愈合作用有利于断层深部高压流体形成.

(3)含水多的实验样品内微裂隙和孔隙的愈合程度显著高于含水少的实验样品,这表明水能够促进矿物的动态重结晶作用,从而加快微裂隙的愈合速度.

(4)较大应变的实验样品内微裂隙和孔隙的愈合程度显著高于小应变的实验样品,这表明较大的应变有利于动态重结晶作用对微裂隙的愈合,由此推测,在中地壳断层带内应变速率较高的位置或震后快速蠕变时期,其裂隙愈合速度更快.

(5)在映秀—北川断裂带南段出露的韧性剪切带露头发现,脆性裂缝被以动态重结晶方式变形的石英脉愈合.这表明在有流体溶解、携带和沉淀的作用下,石英的动态重结晶作用是震后快速蠕变时期脆塑性转化带内裂隙愈合的重要机制之一.

致 谢 作者感谢何昌荣研究员在实验技术上给予的帮助,感谢荷兰乌德勒兹大学的 Chris Spiers 教授在样品显微结构分析上给予的指导;刘俊来教授在电子扫描电镜的分析中给予了很大帮助,马胜利研究员、杨晓松研究员、陈建业和党嘉祥与本文作者共同参加了沿映秀—北川断裂带开展的野外地质调查,在实验与扫描电镜分析中得到张媛媛、刘贵的协作与讨论,两位审稿人对论文的评阅,对改进本文提出了非常好的意见和建议,在此一并感谢.

参考文献(References)

- [1] 刘顺, 刘树根, 宋春彦等. 龙门山中央断裂运动学研究. 成都理工大学学报(自然科学版), 2008, 35(4): 463-470.

- Liu S, Liu S G, Song C Y, et al. A study on the kinematics of the Longmen central fault in Sichuan, China. *Journal of Chengdu University of Technology (Science and Technology Edition)* (in Chinese), 2008, 35(4): 463-470.
- [2] 胡新伟, 王道永. 映秀断裂带构造岩, 显微构造及组构特征和形成机制讨论. 成都理工大学学报, 1995, 22(4): 54-59.
Hu X W, Wang D Y. Characteristics of tectonite, microstructure and fabric and formation mechanism of Yingxiu fault zone in the middle Longmen mountains. *Journal of Chengdu University of Technology* (in Chinese), 1995, 22(4): 54-59.
- [3] 熊绍柏, 滕吉文, 尹周勋等. 攀西构造带南部地壳与上地幔结构的爆炸地震研究. 地球物理学报, 1986, 29(3): 235-244.
Xiong S B, Teng J W, Yin Z X, et al. Explosion seismological study of the structure of the crust and upper mantle at southern part of the Panxi tectonic belt. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1986, 29(3): 235-244.
- [4] 王椿镛, 吴建平, 楼海等. 川西藏东地区的地壳 P 波速度结构. 中国科学 (D 辑), 2003, 33(增刊): 181-189.
Wang C Y, Wu J P, Lou H, et al. P-wave crustal velocity structure in western Sichuan and eastern Tibetan region. *Science in China (Series D)*, 2003, 46(S2): 254-265.
- [5] 徐锡伟, 闻学泽, 叶建青等. 汶川 M_s8.0 地震地表破裂带及其发震构造. 地震地质, 2008, 30(3): 597-629.
Xu X W, Wen X Z, Ye J Q, et al. The M_s8.0 Wenchuan earthquake surface ruptures and its seismogenic structure. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2008, 30(3): 597-629.
- [6] 李海兵, 王宗秀, 付小方等. 2008 年 5 月 12 日汶川地震 (M_s8.0) 地表破裂带的分布特征. 中国地质, 2008, 35(5): 803-813.
Li H B, Wang Z X, Fu X F, et al. The surface rupture zone distribution of the Wenchuan earthquake (M_s8.0) happened on May 12th, 2008. *Geology in China* (in Chinese), 2008, 35(5): 803-813.
- [7] 刘静, 张智慧, 文力等. 汶川 8 级大地震同震破裂的特殊性及构造意义——多条平行断裂同时活动的反序型逆冲地震事件. 地质学报, 2008, 82(12): 1707-1722.
Liu J, Zhang Z H, Wen L, et al. The M_s8.0 Wenchuan earthquake co-seismic rupture and its tectonic implications——an out-of-sequence thrusting event with slip partitioned on multiple faults. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 2008, 82(12): 1707-1722.
- [8] 陈桂华, 徐锡伟, 郑荣章等. 2008 年汶川 M_s8.0 地震地表破裂变形定量分析——北川—映秀断裂地表破裂带. 地震地质, 2008, 30(3): 723-738.
Chen G H, Xu X W, Zheng R Z, et al. Quantitative analysis of the co-seismic surface rupture of the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China along the Beichuan-Yingxiu fault. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2008, 30(3): 723-738.
- [9] 付碧宏, 王萍, 孔屏等. 四川汶川 5.12 大地震同震滑动断层泥的发现及构造意义. 岩石学报, 2008, 24(10): 2237-2243.
Fu B H, Wang P, Kong P, et al. Preliminary study of coseismic fault gouge occurred in the slip zone of the Wenchuan M_s8.0 earthquake and its tectonic implication. *Acta Petrologica Sinica* (in Chinese), 2008, 24(10): 2237-2243.
- [10] 何宏林, 孙昭民, 王世元等. 汶川 M_s8.0 地震地表破裂带. 地震地质, 2008, 30(2): 359-362.
He H L, Sun Z M, Wang S Y, et al. Rupture of the M_s8.0 Wenchuan Earthquake. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2008, 30(2): 359-362.
- [11] 李细光, 于贵华, 徐锡伟. 汶川 M_s8.0 地震基岩中的地表破裂. 地震地质, 2008, 30(4): 989-995.
Li S G, Yu G H, Xu X W. Surface ruptures in bedrock of the M_s8.0 Wenchuan earthquake. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2008, 30(4): 989-995.
- [12] 李传友, 魏占玉. 2008 年汶川 M_s8.0 地震北川以北段地表破裂变形的主要样式. 第四纪研究, 2009, 29(3): 416-425.
Li C Y, Wei Z Y. Representative patterns of coseismic deformation along surface rupture north to Beichuan city of 2008 Wenchuan M_s8.0 earthquake. *Quaternary Sciences*, 2009, 29(3): 416-425.
- [13] Xu X W, Wen X Z, Yu G H. Coseismic reverse- and oblique-slip surface faulting generated by the 2008 M_w7.9 Wenchuan earthquake, China. *Geology*, 2009, 37(6): 515-518.
- [14] 陈云泰, 许力生, 张勇等. 2008 年 5 月 12 日汶川特大地震震源特性分析报告. 2008, <http://www.csi.ac.cn/sichuan/chenyuntai.pdf>.
Chen Y T, Xu L S, Zhang Y, et al. Report of main-shock source character of Wenchuan strong earthquake happened at 05-12-2008. 2008, <http://www.csi.ac.cn/sichuan/chenyuntai.pdf>.
- [15] 张瑞青, 吴庆举, 李永华等. 汶川中强余震震源深度的确定及其意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38(10): 1234-1241.
Zhang R Q, Wu Q J, Li Y H, et al. Focal depths for moderate-sized aftershocks of the Wenchuan M_s8.0 earthquake and their implications. *Science China Earth Sciences*, 2008, 51(12): 1694-1702, doi:10.1007/s11430-008-0140-2.
- [16] 朱艾澜, 徐锡伟, 刁桂苓等. 汶川 M_s8.0 地震部分余震重新定位及地震构造初步分析. 地震地质, 2008, 30(3): 759-767.
Zhu A L, Xu X W, Diao G L, et al. Relocation of the M_s8.0 Wenchuan earthquake sequence in part: preliminary seismotectonic analysis. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2008, 30(3): 759-767.
- [17] 黄媛, 吴建平, 张天中等. 汶川 8.0 级大地震及其余震序列重定位研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38(10): 1242-1249.
Huang Y, Wu J P, Zhang T Z, et al. Relocation of the M_s8.0 Wenchuan earthquake and its aftershock sequence. *Science China Earth Sciences*, 2008, 51(12): 1703-1711. doi:10.1007/s11430-008-0135-z.
- [18] 吕坚, 苏金蓉, 靳玉科等. 汶川 8.0 级地震震列重新定位及其发震构造初探. 地震地质, 2008, 30(4): 917-925.
Lü J, Su J R, Jin Y K, et al. Discussion on relocation and

- seismo-tectonics of the $M_{s}8.0$ Wenchuan earthquake sequences. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2008, 30 (4): 917-925.
- [19] 陈九辉, 刘启元, 李顺成等. 汶川 $M_{s}8.0$ 地震余震序列重新定位及其地震构造研究. *地球物理学报*, 2009, 52(2): 390-397.
Chen J H, Liu Q Y, Li S C, et al. Seismotectonic study by relocation of the Wenchuan $M_{s}8.0$ earthquake sequence. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(2): 390-397.
- [20] 周永胜, 何昌荣. 汶川地震区的流变结构与发震高角度逆断层滑动的力学条件. *地球物理学报*, 2009, 52(2): 474-484.
Zhou Y S, He C R. The rheological structures of crust and mechanics of high-angle reverse fault slip for Wenchuan $M_{s}8.0$ earthquake. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52 (2): 474-484.
- [21] Sibson R H, Robert F, Poulsen K H. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 1988, 16(6): 551-555.
- [22] Xu Z Q, Ji S C, Li H B, et al. Uplift of the Longmen Shan range and the Wenchuan earthquake. *Episodes*, 2008, 31 (3): 291-301.
- [23] 嵇少丞, 王茜, 孙圣思等. 亚洲大陆逃逸构造与现今中国地震活动. *地质学报*, 2008, 82(12): 1643-1667.
Ji S C, Wang Q, Sun S S, et al. Continental extrusion and seismicity in China. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 2008, 82(12): 1643-1667.
- [24] Küster M, Stockhert B. High differential stress and sublithostatic pore fluid pressure in the ductile regime—microstructural evidence for short-term post-seismic creep in the Sesia Zone, Western Alps. *Tectonophysics*, 1999, 303 (1-4), 263-277.
- [25] Yonkee W A, Parry W T, Bruhn R L. Relations between progressive deformation and fluid-rock interaction during shear-zone growth in a basement-cored thrust sheet, Sevier orogenic belt, Utah. *American Journal Science*, 2003, 303 (1): 1-59.
- [26] Han L, Zhou Y S, He C R. The fluid character of deformed granite and sublithostatic fluid pressure in the ductile shear zone along Wenchuan Earthquake Fault (Abstract). AOGS2011 conference in Taipei. 2011, SE83-A016.
- [27] Wintsch R P, Kvale C M, Kisch H J. Open-system, constant-volume development of slaty cleavage, and strain induced replacement reactions in the Martinsburg Formation, Lehigh Gap, Pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin*, 1991, 103(7): 916-927.
- [28] Wintsch R P, Yi K. Dissolution and replacement creep: a significant deformation mechanism in mid-crustal rocks. *Journal Structural Geology*, 2002, 24(6-7): 1179-1193.
- [29] Gratier J P, Favreau P, Renard F, et al. Fluid pressure evolution during the earthquake cycle controlled by fluid flow and pressure solution crack sealing. *Earth Planets Space*, 2002, 54(11): 1139-1146.
- [30] Gratier J P, Favreau P, Renard F. Modeling fluid transfer along California faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction processes. *Journal Geophysical Reserch*, 2003, 108 (B2): 2104, doi: 10.1029/2001JB000380.
- [31] Treppmann C A, Stockhert B, Dorner D, et al. Simulating coseismic deformation of quartz in the middle crust and fabric evolution during postseismic stress relaxation - an experimental study. *Tectonophysics*, 2007, 442 (1-4): 83-104.
- [32] 韩亮, 周永胜, 党嘉祥等. 3GPa 熔融盐固体介质高温高压三轴压力容器的温度标定. *高压物理学报*, 2009, 25(6): 407-415.
Han L, Zhou Y S, Dang J X, et al. Temperature calibration for 3 GPa molten salt medium triaxial pressure vessel. *Chinese Journal of High Pressure Physics* (in Chinese), 2009, 25(6): 407-415.
- [33] 韩亮, 周永胜, 何昌荣等. 3GPa 熔融盐固体介质高温高压三轴压力容器的围压标定. *高压物理学报*, 2011, 25(3): 213-220.
Han L, Zhou Y S, He C R, et al. Confined pressure calibration for 3 GPa molten salt medium triaxial pressure vessel under high pressure and temperature. *Chinese Journal of High Pressure Physics* (in Chinese), 2011, 25(3): 213-220.
- [34] Grater J P, Gueydan F. Deformation in the Presence of fluids and mineral reactions: Effect of fracturing and fluid-rocks interaction on seismic cycle. // Handy M R, Hirth G, Hovius N eds. *Tectonic Fault: Agents of Change on a Dynamic Earth*. Cambridge: The MIT Press, 2007: 319-356.
- [35] Rybacki E, Renner J, Konrad K, et al. A servohydraulically-controlled deformation apparatus for rock deformation under conditions of ultra-high pressure metamorphism. *Pure and Applied Geophysics*, 1998, 152(3): 579-606.
- [36] Aines R D, Kirby S H, Rossman G R. Hydrogen speciation in synthetic quartz. *Physics and Chemistry Minerals*, 1984, 11(5): 204-212.
- [37] Aines R D, Rossman G R. Water in minerals? A peak in the infrared. *Journal Geophysical Research*, 1984, 89 (B6): 4059-4071.
- [38] Skogby H, Bell D R, Rossman G R. Hydroxide in pyroxene: variations in the natural environment. *Am. Mineral.*, 1990, 75(7-8): 764-774.
- [39] Skogby H, Rossman G R. OH (super -) in pyroxene: an experimental study of incorporation mechanisms and stability. *Am. Mineral.*, 1989, 74(9-10): 1059-1069.
- [40] Rossman G R. Studies of OH in nominally anhydrous minerals. *Physics and Chemistry Minerals*, 1996, 23(4-5): 299-304.
- [41] Bell D R, Ihinger P D, Rossman G R. Quantitative analysis of trace OH in garnet and pyroxenes. *Am. Mineral.*, 1995, 80(5-6): 465-474.
- [42] Bell D R, Rossman G R, Maldener J, et al. Hydroxide in olivine: a quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108, doi: 10.1029/2001JB000679.
- [43] Bell D R, Rossman G R, Moore R O. Abundance and

- partitioning of OH in a high-pressure magmatic system; megacrysts from the Monastery Kimberlite, South Africa. *Journal of Petrology*, 2004, 45(8): 1539-1564.
- [44] Bell D R, Rossman G R. Water in earth's mantle; the role of nominally anhydrous minerals. *Science*, 1992, 255 (5050): 1391-1397.
- [45] Beran A. A model of water allocation in alkali feldspar, derived from infrared spectroscopic investigations. *Physics and Chemistry Minerals*, 1986, 13(5): 306-310.
- [46] Beran A. OH groups in nominally anhydrous framework structures: An infrared spectroscopic investigation of danburite and labradorite. *Physics Chemistry Minerals*, 1987, 14(5): 441-445.
- [47] Johnson E A, Rossman G R. A Survey of hydrous species and concentrations in igneous feldspars. *Am. Mineral.*, 2004, 89(4): 586-600.
- [48] Johnson E A, Rossman G R. The concentration and speciation of hydrogen in feldspars using FTIR and ¹H MAS NMR spectroscopy. *Am. Mineral.*, 2003, 88(5-6): 901-911
- [49] Libowitzky E, Beran A. IR spectroscopic characterization of hydrous species in minerals. // Beran A, Libowitzky E. Spectroscopic methods in mineralogy. *EMU Notes in Mineralogy*, 2004, 6: 227-279.
- [50] Nakashima S, Matayoshi H, Yuko T, et al. Infrared microspectroscopy analysis of water distribution in deformed and metamorphosed rocks. *Tectonophysics*, 1995, 245(3-4): 263-276.
- [51] Yamagishi H, Nakashima S, Ito Y. High temperature infrared spectra of hydrous microcrystalline quartz. *Physics and Chemistry of Minerals*, 1997, 24(1): 66-74.
- [52] Yanagisawa N, Fujimoto K, Nakashima S, et al. Micro FT-IR study of the hydration-layer during dissolution of silica glass. *Geochimica et Cosmochim Acta*, 1997, 61(6): 1165-1170.
- [53] Suzuki S, Nakashima S. In-situ IR measurements of OH species in quartz at high temperatures. *Physics Chemistry Minerals*, 1999, 26(3): 217-225.
- [54] Ito Y, Nakashima S. Water distribution in low-grade siliceous metamorphic rocks by micro-FTIR and its relation to grain size: A case from the Kanto Mountain region, Japan. *Chemical Geology*, 2002, 189(1-2): 1-18.
- [55] De Meer S, Spiers C J, Nakashima S. Structure and diffusive properties of fluid-filled grain boundaries: An in-situ study using infrared (micro) spectroscopy. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 232(3-4): 403-414.
- [56] Paterson M S. The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz, silicate glasses and similar materials. *Bulletin de Minéralogie*, 1982, 105: 20-29.
- [57] Rybacki E, Gottschalk M, Wirth R, et al. Influence of water fugacity and activation volume on the flow properties of fine-grained anorthite aggregates. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111: B03203.
- [58] Whitmeyer S J, Wintsch R P. Reaction localization and softening of texturally hardened mylonites in a reactivated fault zone, central Argentina. *J. Meta. Geology.*, 2005, 23 (6): 411-424.
- [59] Brantley S L, Evans B, Hickman S H, et al. Healing of microcracks in quartz: Implications for fluid flow. *Geology*, 1990, 18(2): 136-139.
- [60] Moore J C, Saffer D. Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress. *Geology*, 2001, 29(2): 183-186.
- [61] Trepmann C A, Stockhert B. Mechanical twinning of jadeite—an indication of synseismic loading beneath the brittle-plastic transition. *International Journal of Earth Sciences*, 2001, 90(1): 4-13.
- [62] Trepmann C A, Stockhert B. Cataclastic deformation of garnet: A record of synseismic loading and postseismic creep. *Journal of Structural Geology*, 2002, 24(11): 1845-1856.
- [63] Trepmann C A, Stockhert B. Quartz microstructures developed during non-steady state plastic flow at rapidly decaying stress and strain rate. *Journal of Structural Geology*, 2003, 25(12): 2035-2051.
- [64] Ellis S, Stöckhert B. Elevated stresses and creep rates beneath the brittle-ductile transition caused by seismic faulting in the upper crust. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, B05407, doi: 10.1029/2003JB002744.
- [65] Ellis S, Stockhert B. Elevated stresses and creep rates beneath the brittle-ductile transition caused by seismic faulting in the upper crust. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109; B05407, doi: 10.1029/2003JB002744.
- [66] Ellis S, Stockhert B. Imposed strain localization in the lower crust on seismic timescales. *Earth, Planets and Space*, 2004, 56(12): 1103-11029.
- [67] Zhang X D, Salemans J, Peach C J, et al. Compaction experiments on wet calcite powder at room temperature: Evidence for operation of intergranular pressure solution. // De Meer S, Drury M R, de Bresser J H P, et al. Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 2002, 200: 29-39.
- [68] Zhang X M, Spiers C J. Compaction of granular calcite by pressure solution at room temperature and effects of pore fluid chemistry. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 2005, 42(7-8): 950-960, doi: 10.1016/j.ijrmm.2005.05.017.
- [69] Zhang X M, Spiers C J. Effects of phosphate ions on intergranular pressure solution in calcite: An experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, 69(24): 5681-5691, doi: 10.1016/j.gca.2005.08.006.
- [70] Zhang X M, Spiers C J, Peach C J. Compaction creep of wet granular calcite by pressure solution at 28 °C to 150 °C. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115: B09217, doi: 10.1029/2008JB005835.