

龙门山韧性剪切带主要矿物结构水含量与变形的关系*

靖晨 周永胜** 兰彩云

JING Chen, ZHOU YongSheng** and LAN CaiYun

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

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

2010-01-03 收稿, 2010-04-01 改回.

Jing C, Zhou YS and Lan CY. 2010. The relationship between water contents and deformation of the main minerals in ductile shear zone in Longmenshan. *Acta Petrologica Sinica*, 26(5):1604–1616

Abstract All kinds of water in minerals have a significant effect on its deformation. We studied the relationship between water content and deformation of the quartz and feldspar in granitic rocks, which are on the southern section of ductile shear zones in Yingxiu-Beichuan Fault that is one of Longmenshan fault zone. By microscopic statistics, we gained grain size and axial ratio of quartz and feldspar. Based on this, we divided the deformation of granitic rocks in shear zone into three parts. That is granite gneiss of weak deformation zone and the transition zone, and protomylonite of strong deformation zone. Weak deformation and transition zone samples have fine-grained strong deformation bands. According to the equation about grain size of quartz dynamic recrystallization and flow stress, it is estimated that the flow stress of the shear zone is about 15 ~ 200MPa. Then use of steady-state power law, we estimated that deformation temperature of the ductile shear zone is range of 400 ~ 550°C. Whole rock chemical compositions of granitic rocks and fine-grained shear bands show that SiO₂, K₂O contents reduce, Fe₂O₃, CaO, MgO and LOI contents increase as deformation. Fe and Mg contents increase, K content decrease. It clearly shows that feldspar content decrease and mafic mineral content increase. Initially speculation is feldspar turns into mica by the hydrolysis reaction. Using Fourier transform infrared spectroscopy (FTIR), we measured constitutional water contents of quartz and feldspar in granitic rocks (granitic gneiss and protomylonite), which collected from a ductile shear zone. The results show that water contents of feldspar is higher than quartz, water contents of coarse-grained feldspar and quartz is lower than fine-grained feldspar and quartz. As the deformation degree increases, water contents of minerals are increased. Therefore, in the shear zone, strong shear deformation develops that crystals dislocation density of feldspar and quartz become larger, forming point defects as well as line defects, which are occupied by OH and then form constitutional water. This constitution of water accelerates rock deformation of the shear zone.

Key words Constitutional water; Ductile shear zone; Fourier transform infrared spectroscopy (FTIR); Deformation; Grain size and axial ratio; Longmenshan fault

摘要 矿物中的各种水对变形有显著影响。本文研究了龙门山中央断裂带映秀-北川断裂南段韧性剪切带花岗质岩石中石英和长石的变形和水含量的关系。通过显微镜下统计石英、长石的粒度和轴比,得出剪切带中花岗质岩石的变形程度分为:弱变形带和过渡带的花岗片麻岩以及强变形带的初糜棱岩。其中弱变形和过渡变形样品中有细粒化强变形条带。根据石英动态重结晶粒度与流动应力关系,计算了剪切带的流动应力约 15 ~ 200MPa。利用稳态流变方程,估算出韧性剪切带的变形温度范围 400 ~ 550°C。花岗质岩石和细粒化剪切带的全岩化学成分分析显示,强变形导致 SiO₂、K₂O 减小, Fe₂O₃、CaO、MgO、LOI 增大。Fe、Mg 含量增大, K 含量降低。显然说明长石含量降低,铁镁质矿物含量增多,初步认为是长石经水解反应发生云母化导致的。利用傅里叶变换红外吸收光谱仪 (FTIR) 对剪切带花岗质岩石中的主要矿物石英和长石进行了结构水含量的分

* 本文受国家自然科学基金(40972146)、地震动力学国家重点实验室自主课题(LED2008A03, LED2009A01)、和中国地震局地质研究所基本科研业务费(ICCEA0906)联合资助。

第一作者简介:靖晨,男,1984年生,硕士研究生,构造地质学专业, E-mail: 1234jingchen@163.com

** 通讯作者:周永胜,男,研究员,主要从事高温高压岩石力学研究, E-mail: zhouysh@ies.ac.cn

析,结果表明长石的水含量高于石英的水含量,弱变形的粗粒长石和石英的水含量低于强烈变形的细粒长石和石英的水含量,即随着变形程度的增强,矿物中的含水量呈增加趋势。因此,在剪切带中,强烈剪切变形导致长石和石英晶体位错密度变大,形成点缺陷和缺陷,这些缺陷中被 OH 充填,形成结构水。这种结构水促进了剪切带中岩石的变形。

关键词 结构水; 韧性剪切带; 傅里叶变换红外吸收光谱 (FTIR); 变形; 粒度与轴比; 龙门山断裂带

中图分类号 P575.4

1 引言

韧性剪切带中的变形主要由晶体内部塑性变形完成。在变形过程中,不仅引起矿物晶格变形,而且引起岩石矿物成分和化学成分的变化,以及矿物中的结构水、颗粒边界水、包裹体水等发生变化。这些变化对于降低断层的强度、地震成核以及控制不均匀基底变形有重要的影响 (Yonkee *et al.*, 2003)。高温高压实验研究表明,矿物中的水导致岩石变形弱化,引起矿物强烈变形和颗粒细化 (周永胜等, 2008)。野外变形样品分析同样表明,微量结构水与变形的相互作用促进了韧性剪切带的发育 (Su *et al.*, 2002, 2004)。

水在矿物中的存在方式有自由水、包裹体水、结晶水以及结构水。地壳中水的赋存形式具有分层差异。上地壳中水以自由水的形式存在,表现为大于或小于静水压力的孔隙压力 (Smithson *et al.*, 2000; Zharikov *et al.*, 2003); 中地壳 (以长英质岩石为主) 岩石中的水多以结构水的形式存在于矿物中 (如角闪石和云母)。此外,石英、长石和辉石等名义无水矿物也不同程度地含有微量结构水 (Paterson, 1982; Tullis *et al.*, 1996; Bell *et al.*, 2004); 下地壳 (以麻粒岩为主) 也存在一定的结构水 (Xia *et al.*, 2006; 夏群科等, 2007), 主要赋存于矿物包裹体、晶体缺陷中或出现在晶体颗粒边界 (Ito and Nakashima, 2002; Nakashima *et al.*, 1995)。

傅里叶变换红外吸收光谱 (FTIR) 是研究矿物微量结构水的主要方法 (Paterson, 1982)。前人对于这种方法的使用已经非常广泛,也形成了成熟的理论。红外吸收光谱对 H 非常敏感,水的红外吸收谱的波峰对应的波数直接反映水在晶体中的位置 (Ito and Nakashima, 2002; Johnson and Rossman, 2003)。周永胜等 (2008) 根据前人结果进行了概括:自由水在 300K 时波峰对应的波数为 $2800 \sim 2900\text{cm}^{-1}$ (Paterson, 1982)。石英和长石晶体缺陷中的 OH 在 $3200 \sim 3230\text{cm}^{-1}$, $3370 \sim 3400\text{cm}^{-1}$ 之间或 3600cm^{-1} 附近的宽峰基础上出现一个小的尖峰 (Post and Tullis, 1998; Johnson and Rossman, 2003, 2004), 长石有时在 3050cm^{-1} 出现尖峰 (Beran, 1986, 1987); 包裹体水在 $3400 \sim 3450\text{cm}^{-1}$ 附近形成宽的峰 (Post and Tullis, 1998; Johnson and Rossman, 2003, 2004), 颗粒边界液态型的 OH 在 3600cm^{-1} 出现尖峰,颗粒边界的冰型 OH 在 $3200 \sim 3300\text{cm}^{-1}$ 出现尖峰 (Nakashima *et al.*, 1995; Ito and Nakashima, 2002)。

发育于花岗质岩石中的韧性剪切带,其变形温压条件代

表大陆中地壳的变形环境 (周永胜等, 2008)。对韧性剪切带中的石英、长石分析表明,矿物结构水含量受变形影响,但结构水含量与变形的关系复杂。目前至少有两种趋势:矿物结构水含量随变形程度增加而有所增大 (Kronenberg and Wolf, 1990; Gleason and DeSisto, 2008); 但另一些研究给出的结果与此相反,随着变形程度增加,矿物结构水含量减少 (周永胜等, 2008)。

本文以龙门山中央构造带映秀-北川断裂南段早期形成的中地壳花岗质韧性剪切带为背景,研究中地壳剪切带中矿物的变形特征及其与结构水的关系。选用的岩石主要是不同变形程度的花岗片麻岩和初糜棱岩。系统统计分析了 6 种变形样品主要矿物石英、长石的粒径和轴比,根据石英粒度初步估计了石英变形条件 (流动应力与温度); 分析了全岩以及细粒化带化学成分与变形的关系; 利用傅里叶变换红外吸收光谱 (FTIR) 仪测定了石英以及长石的结构水含量,并且讨论了结构水与矿物变形的关系。

2 实验样品特征

2.1 实验样品的地质背景

研究区位于龙门山构造带的中央断裂,即映秀—北川断裂南段。样品采集自崇州鸡冠山,是发育于彭灌杂岩体中的一条韧性剪切带。韧性剪切带构造岩类型主要有碎裂岩、糜棱岩及构造片岩 (刘顺等, 2008)。在取样段,岩石主要表现为强烈的片理化带 (胡新伟和王道永, 1995), 局部有初糜棱岩。采样剖面线长约 200m, 跨过剪切带。本研究所用样品共 6 个采样点,按照变形程度和距韧性剪切带核部的距离由远至近依次编号为 11-1、13-1、13-2、14-1、15-1、15-2, 其中, 15-1 和 15-2 是剪切带核部的初糜棱岩。

2.2 样品显微构造特征

剪切带中的花岗质变形岩石主要矿物有石英和长石,次要矿物有黑云母和极少量的不透明矿物。

样品 11-1、13-1、13-2、14-1 (图 1) 是花岗片麻岩,具片麻状构造,粒状变晶结构。通过显微镜下观察发现,从 11-1 到 14-1,样品中石英和长石的大颗粒 ($> 100\mu\text{m}$) 数量逐渐减少,而小颗粒 ($< 100\mu\text{m}$) 数量逐渐增多。薄片中最显著的特点是每个薄片中存在宽度不等的由变形引起的局部化细粒条带 (图 1a ~ d)。细粒条带以云母的拉长变形以及石英细化且定向排列为主,构成条带状面理。且这些细粒化条带中的细粒矿物与其两侧粗粒在结构和变形上有明显区别,两

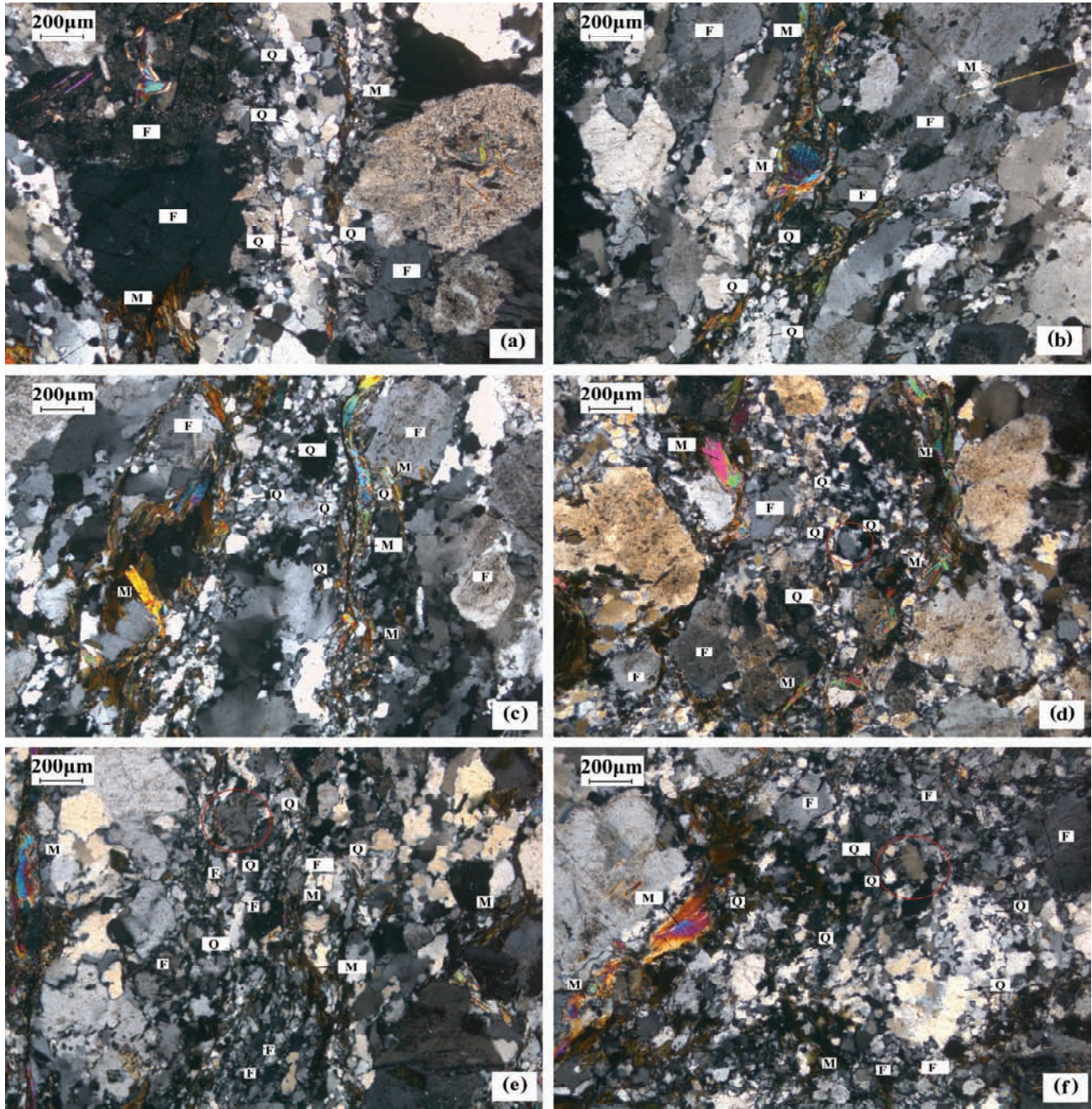


图1 剪切带中花岗片麻岩和初糜棱岩的变形特征

(a)-11-1 花岗片麻岩;(b)-13-1 花岗片麻岩;(c)-13-2 花岗片麻岩;(d)-14-1 花岗片麻岩;(e)-15-1 初糜棱岩;(f)-15-2 初糜棱岩;Q-石英;F-长石;M-云母;红色圆圈处是核幔构造. 正交偏光

Fig.1 Optical microphotographs of granitic gneiss and protomylonite in the ductile shear zone

(a)-11-1; granitic gneiss; (b)-13-1; granitic gneiss; (c)-13-2; granitic gneiss; (d)-14-1; granitic gneiss; (e)-15-1; protomylonite; (f)-15-2; protomylonite. Q-quartz; F-feldspar; M-micr. Red circle is core-mantle structure. crossed-polars

侧粗粒矿物粒径大于 $100\mu\text{m}$, 无拉长或扭曲现象。显然, 这些细粒石英是由变形引起的。

样品 15-1 和 15-2 为位于剪切带核部的初糜棱岩, 通过显微镜下观察发现, 有强烈的面理, 具糜棱结构 (图 1e, f)。石英和长石小颗粒 ($<100\mu\text{m}$) 数量显著增多, 但仍有长石残

斑 (图 1e, f)。小颗粒矿物定向性明显, 动态重结晶结构显著, S-C 面理发育; 残斑长石出现脆性微破裂及双晶扭折、变形带等半脆性变形特征; 云母含量较片麻岩中的有所增加, 发育“云母鱼”构造, 多见云母褶曲现象 (图 1e, f)。

片麻岩中的细粒条带和糜棱岩中的细粒石英具有带状

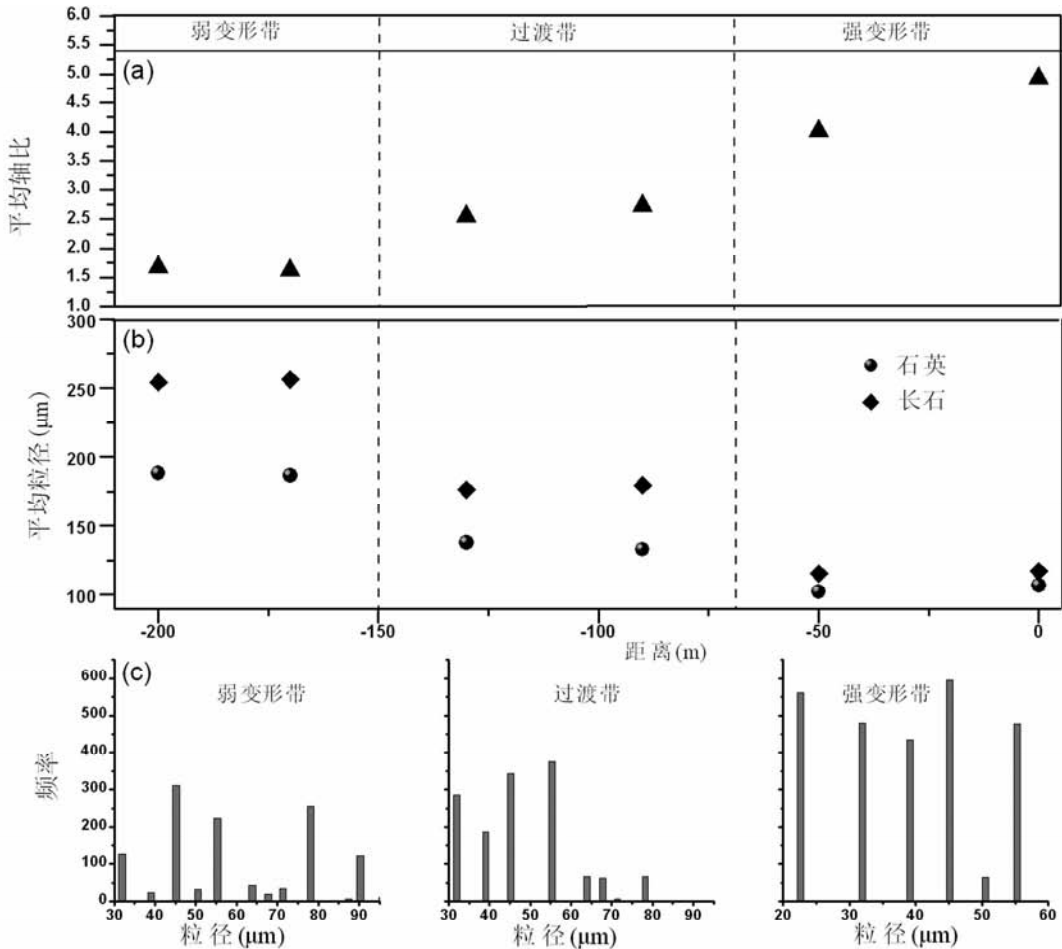


图2 剪切带中花岗片麻岩和初糜棱岩粒度和轴比特征

(a)-石英粗粒(粒径 $>100\mu\text{m}$)的平均轴比在剪切带中的分布;(b)-石英和长石粗粒(粒径 $>100\mu\text{m}$)的平均粒径在剪切带中的分布;(c)-薄片中的细粒化石英和长石(粒径 $<100\mu\text{m}$)粒度与频率的关系。

Fig.2 Grain size and axial ratio characteristics of granitic gneiss and protomylonite in the ductile shear zone

(a)-average axial ratio of coarse-grained quartz (grain size $>100\mu\text{m}$) change with distance; (b)-average grain size of coarse-grained (grain size $>100\mu\text{m}$) quartz and feldspar change with distance; (c)-relationship between grain size and frequency of fine-grained (grain size $<100\mu\text{m}$) quartz and feldspar

消光及扭折现象,亚晶粒化及重结晶,常发育核幔构造(图1d, e, f)。

因此,石英和长石的这些变形特征表明韧性剪切带中矿物的主要变形机制以位错攀移和重结晶作用为主,但在剪切残斑长石中有半脆性变形。

石英的高温流变实验(Hirth and Tullis, 1992)表明石英位错变形存在3个变形域:低温颗粒边界迁移、中温亚颗粒旋转、高温颗粒边界迁移伴有亚颗粒旋转。Stipp *et al.* (2002)通过对剪切带中石英变形组构研究,发现韧性剪切带中的石英变形也同样存在3个变形域,其变形机制与以上实验室得出的3个变形域一致,温度依次分别为 $280\sim 400^\circ\text{C}$ 、 $400\sim 500^\circ\text{C}$ 和 $500\sim 700^\circ\text{C}$ 。

Evans (1988)通过观测天然残断的花岗片麻岩的显微构造发现,在 325°C 以下和小于 $8\sim 10\text{km}$ 深度内,长石颗粒

主要以晶粒断裂、沿节理控制的裂隙滑动和碎裂形式变形。断裂带中长石颗粒的裂隙促使它们蚀变成为高岭石。石英颗粒也以破裂形式变形,且在粉碎了的长石和高岭石的基质中,它们常愈合成石英碎斑和镶嵌结构。周永胜等(2008)得到发生韧性变形和糜棱岩化的温度范围在 $400\sim 500^\circ\text{C}$ 。

根据以上石英塑性变形结构和长石半脆性变形特点,结合前人的研究,我们推断本剪切带的主体变形温度 $>350^\circ\text{C}$,而小于 600°C 。

3 岩石中主要组成矿物的变形特征统计

强变形会引起矿物颗粒细粒化以及拉长变形。因此,轴比与粒径可以共同反应矿物的变形程度。通过这两种方式可以半定量的估计矿物的变形情况。本研究主要进行了粒

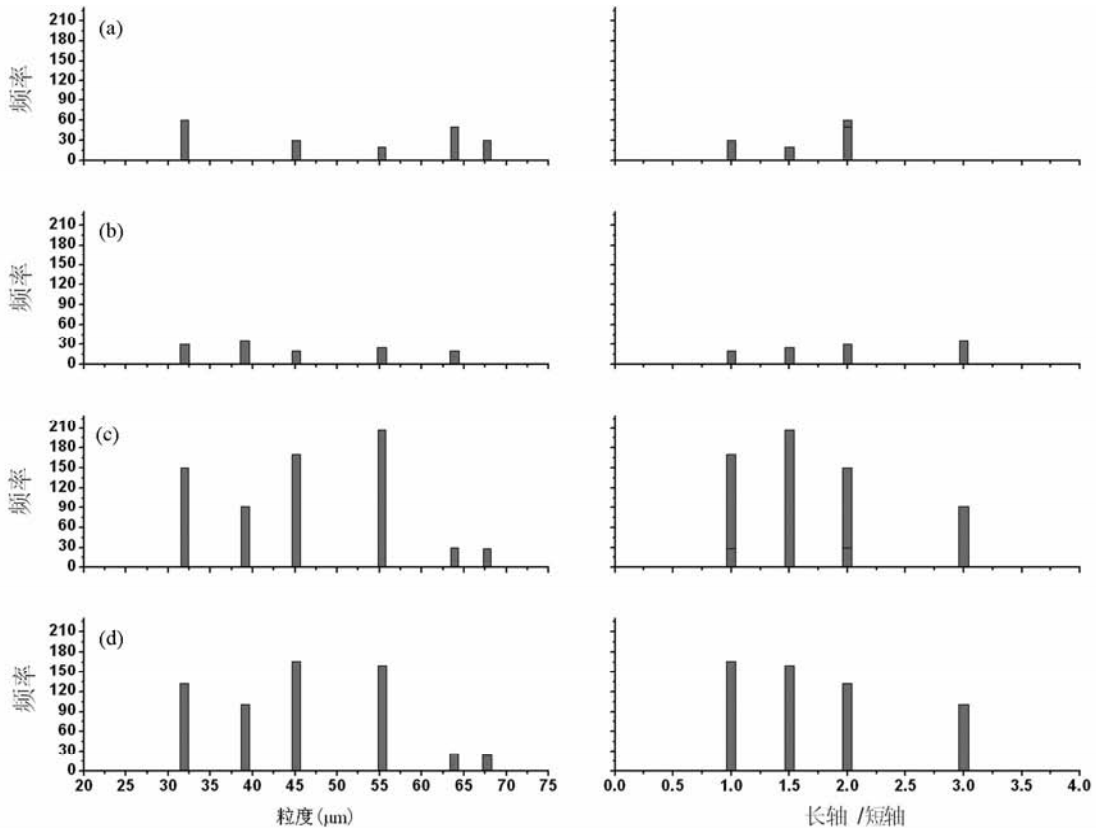


图3 弱变形带和过渡带中的石英细粒化条带的粒度-频度、轴比-频度图

a和b是弱变形带出现的石英细粒化条带:a带宽5.52mm,b带宽5.6mm;c和d是过渡带出现的石英细粒化条带:c带宽16.2mm;d带宽16.8mm

Fig.3 The relationship between grain size of quartzs in fine-grained bands and frequency, axial ratio and frequency, in weak deformation zone and transitional deformation zone

a and b are fine-grained bands in weak deformation zone, band width of a is 5.52mm and of b is 5.6mm; c and d are fine-grained bands in transitional deformation zone, band widths of c and d are 16.2mm and 16.8mm respectively

径和轴比两方面的统计,来分析矿物粒度、形态与岩石变形的关系。

选定与变形条带面垂直的方向且变形特征明显的区域,在显微镜下分别统计了主要矿物石英、长石的长、短轴长度以及对应的数目。

3.1 薄片矿物的变形类型及特点

统计结果表明,剪切带中主要矿物石英和长石粒度和轴比存在差别。据此,将研究样品分为三种类型(图2):弱变形带(11-1和13-1)、过渡带(13-2和14-1)、强变形带(15-1和15-2)。

薄片中粗粒矿物(粒度大于 $100\mu\text{m}$)主要来自于细粒化变形条带两侧,也包含细粒化条带中仍然存在的少量大颗粒残斑,统计结果显示(图2a,b),弱变形带石英平均粒径为 $186\sim 188\mu\text{m}$,长石平均粒径为 $254\sim 256\mu\text{m}$ 。矿物颗粒变形相对较弱,石英平均轴比基本在 $1.5:1$ 左右;过渡带石英平均粒径 $132\sim 137\mu\text{m}$,长石平均粒径 $176\sim 179\mu\text{m}$ 。石英平均

轴比约 $2.5:1$;强变形带石英平均粒径 $102\sim 106\mu\text{m}$,长石平均粒径 $115\sim 117\mu\text{m}$ 。石英平均轴比 $4:1\sim 5:1$ 。各个变形带样品中长石的轴比基本接近 $1:1$ 。

薄片中细粒矿物(粒度小于 $100\mu\text{m}$)主要来自于细粒化变形条带,也包含细粒化条带两侧中仍然存在的少量细颗粒,统计结果显示(图2c):弱变形细粒矿物含量占 10% ,粒径 $30\sim 90\mu\text{m}$;过渡带细粒矿物含量占 25% ,粒径 $30\sim 80\mu\text{m}$;强变形带细粒矿物含量占 52% ,粒径 $20\sim 55\mu\text{m}$ 。

根据以上特征,易知随着变形的增强,表现为粗粒矿物平均轴比逐渐增大,平均粒径逐渐减小,细粒矿物数量逐渐增多。

3.2 薄片细粒化条带变形特点

各薄片细粒条带所占的面积比和粒度也存在差别。对于这三种类型中的细粒化条带(图3),我们统计了其带宽以及细颗粒矿物的轴比、粒度。

弱变形带中:薄片11-1中细粒化带带宽 5.52mm ,占总

薄片整体宽度 26%, 轴比 1:1~2:1(图 3a), 石英粒度为 30~65 μm ; 薄片 13-1 中细粒化带带宽 5.6mm, 占总薄片整体宽度 37%, 轴比 1:1~2:1(图 3b), 石英粒度为 30~65 μm 。

过渡带中: 细粒石英粒度 30~65 μm 。薄片 13-2 中细粒化带带宽 16.2mm, 占总薄片整体宽度 43%, 轴比 1:1~3:1(图 3c)。细粒石英粒度 30~65 μm ; 薄片 14-1 中细粒化带带宽 16.8mm, 占总薄片整体宽度 48%, 轴比 1:1~3:1(图 3d), 细粒石英粒度 30~65 μm 。

在强变形带中, 样品整体以, 偶尔出现少量大颗粒(大于 100 μm) 残斑。细粒矿物中石英为主, 粒度范围为 20~55 μm 。

可见从样品 11-1 到 14-1, 细粒化条带逐渐变宽, 石英粒度逐渐变小, 细粒矿物逐渐增多, 轴比逐渐增大(图 3)。而样品 15-1、15-2 整体细粒化。

4 细粒石英的流动应力和变形温度估算

4.1 细粒石英的流变强度估计

高温高压岩石流变实验和野外剪切带岩石变形机制研究表明(Twiss, 1977, 1980), 在细粒为主的剪切带内, 石英以颗粒粒度敏感的扩散蠕变为主。细粒化石英的粒度与剪切带变形的应力关系可以用来作为古应力计(Twiss, 1977, 1980)。

长石变形机制图(Rybacki *et al.*, 2004)表明, 当重结晶颗粒粒度 < 100 μm , 在温度 400 $^{\circ}\text{C}$ 以上, 长石表现为扩散蠕变, 应力和粒度呈正相关关系, 基本符合 Twiss(1977, 1980) 给出的应力计关系; 当重结晶颗粒粒度 > 100 μm , 在温度 400 $^{\circ}\text{C}$ 以上, 长石表现为位错蠕变, 应力和粒度没有相关关系。

由于没有石英的变形机制图, 但根据石英-长石组合样品的高温流变实验(Xiao, 1999; Xiao *et al.*, 2002), 以及石英变形机制和长石变形机制比较(周永胜等, 2000), 石英在颗粒粒度 < 100 μm 时, 其变形机制也表现出扩散蠕变特征。因此, 根据石英的细粒化颗粒粒度, 我们可以估计剪切带中石英变形时的流变强度。

我们采用了 Twiss(1977, 1980)、Mercier(1977)和 Koch(1983)的“重结晶颗粒粒径应力计”推算我们测量样品的差异古应力(表 1), 重结晶颗粒粒径应力计表示为:

$$\Delta\sigma = (d/b)^{1/R} \quad (1)$$

式中, $\Delta\sigma$ 为差异应力(MPa); b 和 R 为实验参数; d 为动态重结晶石英粒径(μm)。实验结果表明, 粒度敏感的扩散蠕变发生在粒度小于 100 μm 的范围, 因此, 对于重结晶石英颗粒粒径, 选取强剪切细粒化条带中颗粒的粒径范围 < 100 μm 。根据经验关系式(1), 利用我们统计的石英颗粒粒度, 我们估算了研究样品中石英颗粒变形时的的古差应力。统计结果见图 4。由于不同研究者给出的经验关系式系数不同, 我们利用表 1 中的参数计算出的应力范围分别为: Twiss

表 1 石英重结晶颗粒粒径应力计参数

Table 1 Parameters for recrystallized grain size-flow stress relationship for the quartz

$b/\mu\text{m MPa}^{-R}$	R	参考文献
1.45×10^4	-1.47	Twiss (1977, 1980)
4.07×10^3	-1.4	Mercier <i>et al.</i> (1977)
4.9×10^2	-0.59	Koch (1983)

表 2 石英高温流变学实验参数

Table 2 Experimentally determined parameters for power law creep constitutive equations for the quartz

应力指数 n	激活能 $Q/\text{KJ} \cdot \text{mol}^{-1}$	物质常数 $A/\text{MPa}^{-n} \text{s}^{-1}$	主要变形机制	参考文献
1.3 ± 0.3	230 ± 38	1.20×10^{-14}	扩散蠕变	(Xiao, 1999;
1.2 ± 0.3	220 ± 40	5.01×10^{-15}		Xiao <i>et al.</i> , 2002)

方法(1977, 1980) 得出的应力值为 30~85MPa; Mercier *et al.* 方法(1977) 得出的应力值为 15~40MPa; Koch 方法(1983) 得出的应力值为 15~200MPa。初步估计古应力为 15~200MPa。

4.2 细粒石英的变形温度估计

为了估计变形温度, 我们采用稳态流变方程:

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n d^{-m} \exp[-Q/RT] \quad (2)$$

式中, $\dot{\epsilon}$ 为应变速率(s^{-1}), 自然界的应变速率一般为 10^{-14} ~ 10^{-15} ; A 为实验参数/ $\text{MPa}^{-n} \text{s}^{-1}$; σ 为差异应力(MPa); Q 为活化能(KJmol^{-1}); T 为温度(K); $R = 8.314 \text{JK}^{-1} \text{mol}^{-1}$; d 为矿物粒径; n 为应力指数; m 为粒径指数, 其取值随 n 变化, 当 n 大于 2 时, $m = 0$; 当 n 小于 1.5 时, $m = 3$ (表 2)(Rybacki and Dresen, 2004)。

根据石英-长石合成样的实验流变参数, 利用公式(2), 我们分别计算了 400、450、500、600 $^{\circ}\text{C}$ 温度条件下, 在统计粒度范围内的应力值(图 4)。比较根据流变实验给出的应力和根据古应力计估算的应力, 发现在 400~550 $^{\circ}\text{C}$ 范围内, 两种方法得出的应力值趋于一致。

反过来, 把利用 Twiss(1977, 1980) 经验关系式计算出的应力值, 与根据公式(2) 计算统计范围内的粒度对应的温度(图 5) 对比, 结果显示, 变形温度为 400~550 $^{\circ}\text{C}$ 。

这一温度与根据变形微观结构估计的温度基本吻合。因此, 研究样品中石英重结晶颗粒的变形温度范围 400~550 $^{\circ}\text{C}$ 。

5 矿物中水含量研究

5.1 分析方法

利用地震动力学国家重点实验室新购置的傅里叶变换

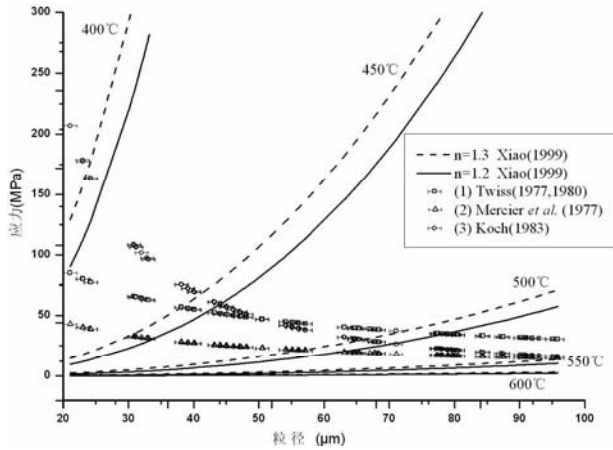


图4 应力-粒度与温度之间的关系

根据细颗粒 (<100 μm) 估算的三种情况下的古应力 (Koch, 1983; Twiss, 1977, 1980; Mercier *et al.*, 1977) 与利用稳态流变方程计算出的不同温度下的应力

Fig. 4 At different temperature, relationship between flow stress and grain size of quartz

According to the equation about grain size of quartz dynamic recrystallization (grain size <100 μm) and flow stress, it is estimated the flow stress under three different conditions (Koch, 1983; Twiss, 1977, 1980; Mercier *et al.*, 1977). Then use of steady-state power law, we estimated flow stress under different temperature

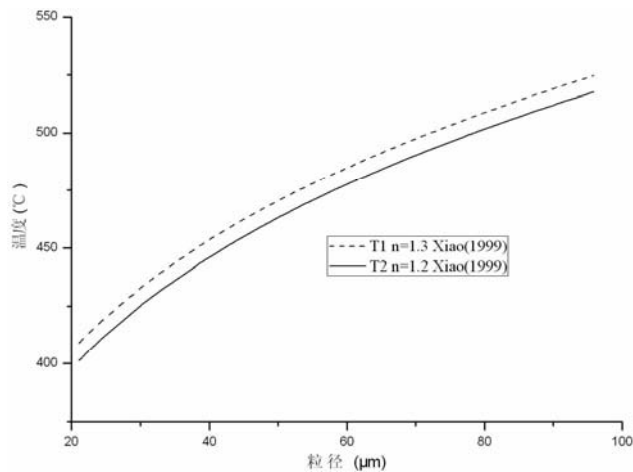


图5 温度-粒径图

采用 Twiss(1977, 1980) 给出的参数 b, R 的值 (表 1) 计算应力, 分别计算了 Xiao (1999) 两种情况下的温度值

Fig. 5 Temperature changes with grain size of quartz

Using parameters of Twiss (1977, 1980), we calculated deformation temperatures under the conditions of Xiao (1999)

红外吸收光谱仪 (FTIR, Bruker VERTEX 70V, Hyperion 1000), 对韧性剪切带中花岗质变形岩石中的主要矿物石英、长石进行了结构水含量分析。

测试所用样品先加工成薄片, 之后用粒度为 50 μm (标准

筛 300 目) 氧化铬对两面进行剖光, 薄片厚度 130 ~ 190 μm 。薄片分析全部在红外显微镜下进行, 采用非偏振光, 通过调节光源透过薄片的大小, 控制薄片分析区。根据本研究薄片中矿物颗粒尺度, 样品测试中的分析区定为 50 μm , 分析区选择单个颗粒的透明、干净区域, 尽量避开颗粒边界、裂隙、杂质和包裹体等, 仪器所处环境保持恒温恒湿, 薄片分析时温度控制在 293K。采用液氮冷却探测器, 确保测量数据的可靠性。测试之前, 薄片先在烘箱 105 $^{\circ}\text{C}$ 下烘烤 10h 以上, 是为去除薄片表面附着的自由水, 并且在分析前用酒精清洗薄片两侧, 保证分析区干燥, 每次分析都经过 128 次扫描 (背景和样品均为 128 次), 红外吸收光谱范围在 2500 ~ 4000 cm^{-1} (分辨率精度 4 cm^{-1})。

每个薄片测试前都要进行背景测试, 确保背景谱和样品测试谱具有相同的基线。根据测试得到的红外吸收光谱和背景谱确定基线的斜率 (基线为直线), 然后从样品吸收谱中扣除背景值。之后用薄片厚度对扣除背景值之后得到的红外吸收光谱进行归一化处理, 最后根据公式 (3) 和 (4) 计算矿物中结构水的含量。

$$c = \frac{1}{150\lambda} \int \frac{K(\nu)}{3780 - \nu} d\nu \quad (3)$$

其中 λ 是激活方向因子, 对于单晶和多晶值是不同的, 本研究中属多晶样品, 取 1/3; c 是摩尔吸收系数, ν 波数, $K(\nu)$ 是归一化处理之后的红外吸收光谱数据。

$$\text{水含量 wt\%} = \frac{18c}{2 \times 10^3 \rho} \times 100\% \quad (4)$$

其中 ρ 是岩石的密度。本实验中测得样品的密度是 2.7 g/cm^3 。

5.2 分析结果

本测试共获得 47 个石英和 41 个长石的红外吸收光谱, 包括 2 个弱变形花岗岩片麻岩中的粗颗粒石英和长石各 7 个, 细粒长石 5 个和细粒石英 9 个; 2 个过渡带花岗岩片麻岩中的 9 个粗颗粒石英和 4 个粗颗粒长石, 细粒长石 6 个和细粒石英 9 个; 强变形初糜棱岩中的剪切残斑长石 3 个和粗粒石英颗粒 6 个, 细粒长石 6 以及细粒石英 7 个。

图 6 是对样品厚度进行归一化后典型的红外吸收光谱。花岗质变形岩石薄片中大部石英的红外吸收光谱 (图 6-1) 比石英 (图 6-2) 的红外吸收光谱具有更高的吸收系数; 细粒长石和石英的红外吸收光谱比粗粒长石和石英的吸收系数高。

花岗质变形岩石中石英红外吸收谱基底宽缓, 峰值位置在 3400 cm^{-1} 附近 (图 6-1), 在 3600 cm^{-1} 附近出现的尖的窄峰认为是蚀变导致的。石英在 3390 cm^{-1} 附近普遍出现一个比较尖锐的峰, 部分石英的红外吸收谱在 3600 cm^{-1} 附近出现了一个小的尖峰 (图 6-2, b 和 c), 而其他的却没有这个峰。石英和长石均在 2910 cm^{-1} 附近出现两个小尖峰 (图 6-1 和图 6-2)。

根据引言中叙述的分峰标准结合以上得到的吸收峰特点,即自由水在 300K 时波峰对应的波数为 2800 ~ 2900 cm^{-1} (Paterson, 1982); 石英和长石晶体缺陷中的 OH 在 3370 ~ 3400 cm^{-1} 之间或 3600 cm^{-1} 附近的宽峰基础上出现一个小的尖峰 (Post *et al.*, 1998; Johnson *et al.*, 2003, 2004); 包裹体水在 3400 ~ 3450 cm^{-1} 附近形成宽的峰 (Post *et al.*, 1998; Johnson *et al.*, 2003, 2004); 颗粒边界液态型的 OH 在 3600 cm^{-1} 出现尖峰 (Nakashima *et al.*, 1995; Ito *et al.*, 2002)。据此,上述波峰在波数 3400 cm^{-1} 附近的红外吸收谱是晶体缺陷 OH 或者包裹体水。在 2910 cm^{-1} 附近出现的吸收峰是自由水。部分石英在 3600 cm^{-1} 附近出现微弱的吸收峰是晶体缺陷 OH 或者颗粒边界液态型 OH。

本次分析获得的花岗质变形岩石中石英和长石中的水在红外吸收谱和水含量等方面与前人的结果有类似的方面,也存在一些差别。

本文获得的花岗质变形岩石中石英和长石的吸收峰以晶体缺陷水为主,含有包裹体水和颗粒边界水。Kronenberg *et al.* (1990) 和 周永胜等(2008) 分别给出的花岗片麻岩中石英和长石的红外吸收谱的吸收峰除具有本文观察到的以上特征外,部分样品在 3200 cm^{-1} 附近出现弱的尖锐吸收峰; 但 Gleason *et al.* (2008) 给出的片麻岩中石英的红外吸收谱,主峰位置在 3380 cm^{-1} , 弱峰位置在 3432 cm^{-1} 。在 3200 cm^{-1} 位置没有出现吸收峰。Gleason *et al.* (2008) 认为所有这些吸收峰(3380 cm^{-1} 和 3432 cm^{-1}) 都是晶体缺陷水的体现,其中,3380 和 3432 cm^{-1} 处的吸收峰与 H^+ 与 Al^{3+} 替代 Si^{4+} 有关。

根据红外吸收谱计算样品中的水含量时,我们采用 Paterson (Paterson, 1982) 方法在 2800 ~ 3779 cm^{-1} 范围内计算名义上的无水矿物石英、长石的水含量(表 3)。通过这种分析和计算方式获得的水含量代表了晶体中整体水含量,是结构水、晶体颗粒边界水和包裹体水的上限 (Post *et al.*, 1998; Rybacki *et al.*, 2000; Bell *et al.*, 2003)。

5.3 水含量的变化特征

计算得到的矿物水含量在每个样品之间以及同一样品不同颗粒之间不完全相同(图 7)。石英和长石中的水以晶体缺陷的结构水为主,并含有少量颗粒边界水和包裹体水。其中,弱变形花岗片麻岩中粗粒长石含水量为 0.049% ~ 0.065%,粗粒石英含水量为 0.006% ~ 0.012%,细粒长石含水量 0.07% ~ 0.125%,细粒石英含水量 0.015% ~ 0.035%。过渡带中的粗粒长石和石英的含水量分别为 0.055% ~ 0.063% 和 0.004% ~ 0.012%,细粒的长石和石英的含水量分别为 0.072% ~ 0.106% 和 0.019% ~ 0.036%。强变形的初糜棱岩中剪切残斑长石和石英的水含量分别在 0.059% ~ 0.066% 和 0.008% ~ 0.024% 范围,细粒的长石和石英的水含量范围在 0.078% ~ 0.11% 和 0.016% ~ 0.031%。据此,可以看出,(1)整体上,长石的水含量高于石英的水含量;

表 3 利用傅里叶变换红外吸收光谱仪 (FTIR) 得到的剪切带中石英和长石的含水量

Table 3 Water contents of feldspar and quartz in the ductile shear zone measured by FTIR

样品号	水含量 (wt%)				薄片厚度 (μm)
	粗粒长石 (>100 μm)	粗粒石英 (>100 μm)	剪切面理中细粒长石 (<100 μm)	剪切面理中细粒石英 (<100 μm)	
11-1	0.065	0.00934	0.070	0.035178	130
	0.064	0.00736	0.075	0.030110	
	0.059	0.00846	0.091	0.024590	
	0.061	0.01074		0.021216	
13-1				0.019178	180
				0.017670	
	0.061	0.006145	0.125	0.026452	
13-2	0.049	0.008033	0.083	0.024969	190
	0.052	0.011949		0.015427	
	0.063	0.006412	0.072	0.02614	
14-1	0.057	0.02096	0.081	0.02334	170
		0.011675	0.078	0.03622	
		0.006859		0.021824	
		0.01105		0.019	
15-1	0.062	0.004355	0.072	0.033901	150
	0.055	0.012357	0.094	0.0236772	
		0.011978	0.106	0.0241712	
		0.01044		0.01991	
15-2	0.063	0.023718	0.091	0.0159121	150
	0.059	0.020052	0.088	0.0179332	
		0.008462	0.11	0.018575	
15-2		0.00776		0.01969	150
	0.066	0.009294	0.078	0.0153782	
		0.02092	0.098	0.0201663	
		0.101	0.03045		

(2) 细粒石英和长石的水含量高于粗粒石英和长石的水含量,即随着变形程度的增强,矿物中的含水量呈增加趋势。在剪切带中,强烈剪切变形导致长石和石英晶位错密度变大,形成点缺陷和缺陷,这些缺陷中被 OH 充填,形成结构水。这种结构水促进了剪切带中岩石的变形。

图 8 显示,从弱变形带到强变形带,石英和长石的水含量没有倾向性较强结论。细粒石英的水含量 0.018% ~ 0.362%,粗粒石英的水含量 0.004% ~ 0.021%; 细粒长石的水含量 0.07% ~ 0.125%,粗粒长石的水含量 0.049% ~ 0.066%。显然,在同一种样品(如 11-1)中不同粒度同一种矿物的含水量存在细粒矿物的含水量高于粗粒矿物的含水量,而在样品之间(如 11-1 和 13-2)不存在这种关系,可能与所选矿物的粒度不同有关。

5.4 与前人结果对比

本文分析结果表明,由于变形引起的细颗粒的石英和长

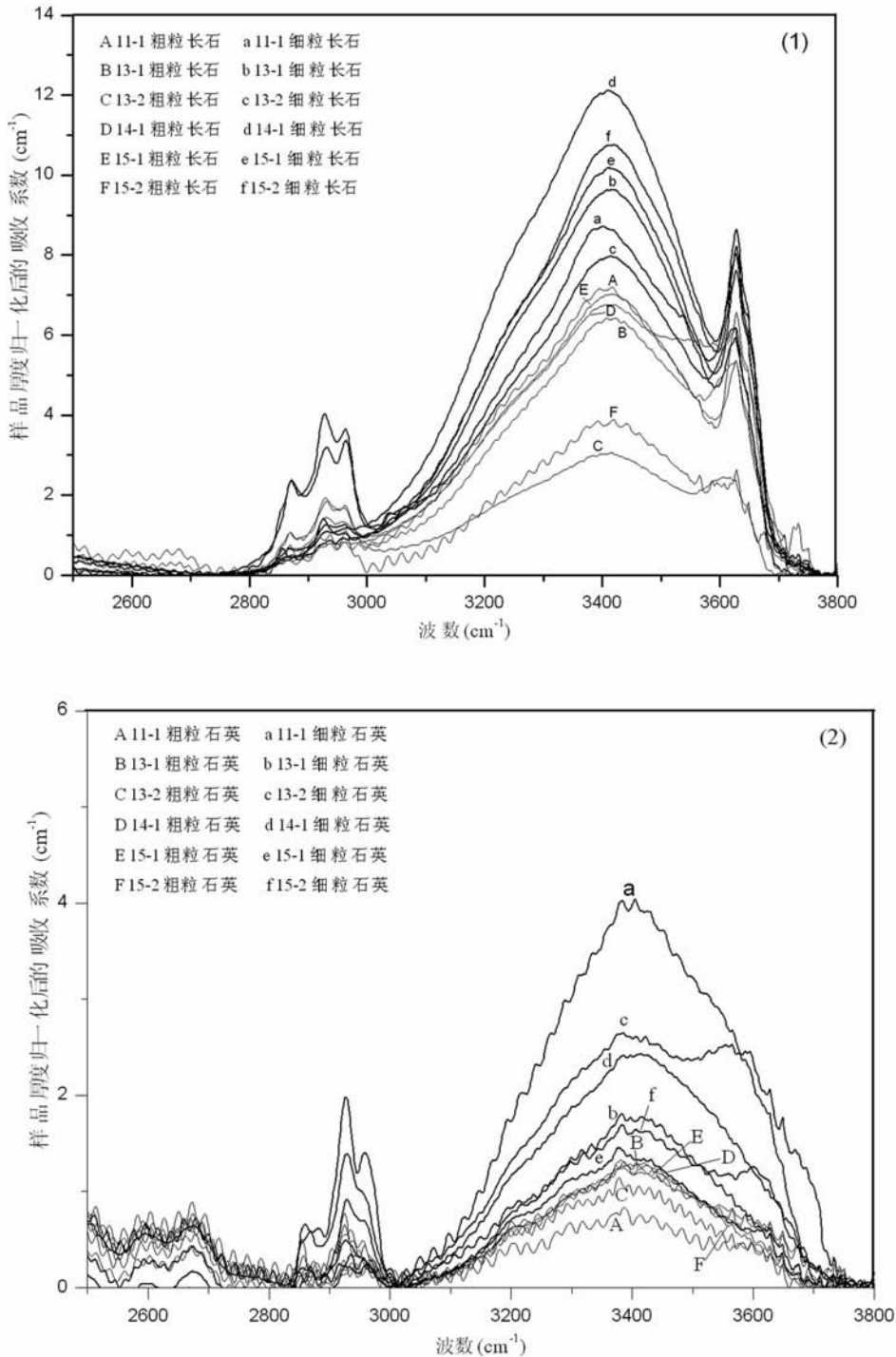


图6 对样品厚度进行归一化之后的长石和石英的红外吸收光谱

Fig. 6 Absorbance spectra normalized by thin section thickness of quartz and feldspar

石水含量均分别大于粗粒石英和长石的水含量,而长石整体的水含量要高于石英的水含量(图8)。

Kronenberg *et al.* (1990)研究了花岗闪长岩、细晶岩中不同变形程度的石英和长石的水含量情况。发现花岗闪长岩和细晶岩中长石含水比石英高,石英和长石含水量随变形

程度略有增加,其中,未变形的石英和弱变形的片麻岩化石英含水很低,小于0.04%,而强变形的糜棱岩化石英和长石含水相对比较高。Gleason *et al.* (2008)研究了花岗糜棱岩、花岗片麻岩、糜棱岩中含流体包裹体和干净透明的石英和长石的水含量情况。同样也表明长石含水量比石英高,周永胜

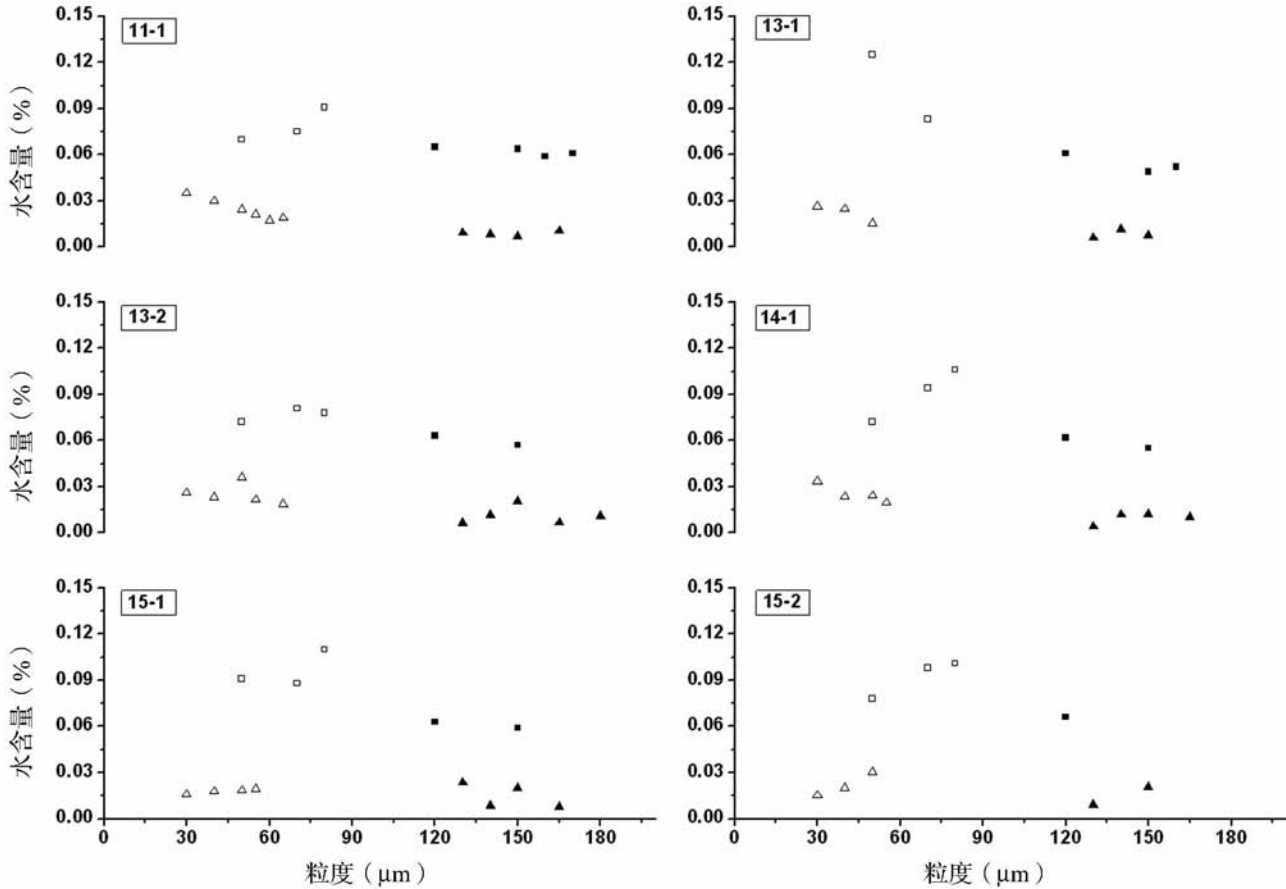


图7 石英和长石水含量的变化

实心方块表示粗粒长石；空心方块表示细粒长石；实心三角表示粗粒石英；空心三角表示细粒石英

Fig.7 Water content of quartz and feldspar changes with minerals size

Solid square is water contents of coarse-grained feldspar; Open square is water contents of fine-grained feldspar; Solid uptriangle is water contents of coarse-grained quartz; Open uptriangle is water contents of fine-grained quartz

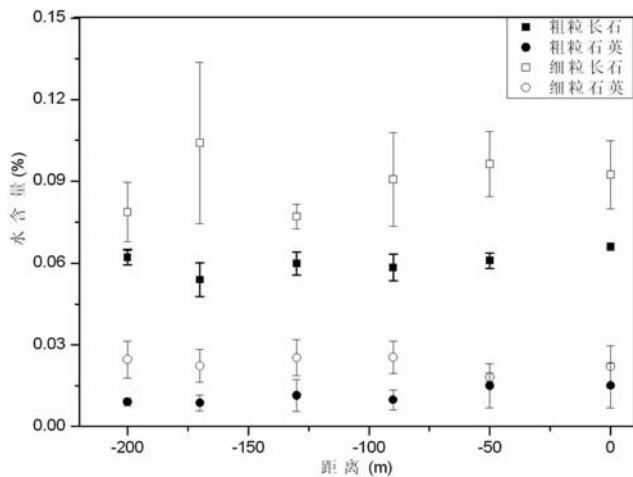


图8 水含量与变形的关系

Fig.8 The relationship between water content and deformation

等(2008)给出的未变形的条带状花岗片麻岩中长石水含量为0.05%~0.15%，石英水含量为0.03%~0.09%；细粒长英质糜棱岩中剪切残斑长石和石英的水含量为0.095%~0.32%，高于强烈变形的细粒长石和石英水含量。这些数据均高于以上文献以及本文中的水含量数据，且变形引起水含量的降低与本文的结论恰恰相反。

6 全岩和细粒化剪切条带的岩石化学分析与变形的关系

韧性剪切带变形过程中，伴随矿物成分和化学成分的变化。我们对剪切带中花岗片麻岩和初糜棱岩以及细粒化剪切条带进行全岩化学分析，采用熔片XRF方法，分析精密度RSD为0.1%~1.0%（表4）。花岗质岩石中，高含量的SiO₂和TiO₂反应了矿物成分中富含石英、钾长石和斜长石；低含量的MgO与富Fe的镁铁质矿物有关。

图9显示花岗质岩石全岩化学成分中各氧化物含量变

表4 花岗质变形岩石的全岩化学成分 (wt%)

Table 4 Whole-rock chemical compositions of deformed granitic rock (wt%)

样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
全岩												
11-1	72.82	0.15	14.59	2.82	0.11	0.57	1.10	4.50	3.06	0.12	0.78	99.92
13-1	72.54	0.17	14.76	2.45	0.08	0.67	1.59	4.56	2.35	0.11	0.56	99.84
13-2	72.19	0.17	14.72	2.61	0.11	0.66	1.57	4.52	2.44	0.11	0.48	99.58
14-1	72.21	0.19	14.51	2.81	0.11	0.75	1.69	4.55	2.36	0.12	0.48	99.78
15-1	71.43	0.22	14.75	2.92	0.12	0.84	1.99	4.57	1.86	0.13	0.76	99.58
15-2	71.86	0.22	14.79	2.88	0.11	0.85	1.75	4.50	2.20	0.12	0.52	99.80
15-2F	71.81	0.22	14.74	2.88	0.11	0.85	1.75	4.55	2.18	0.12	0.54	99.75
细粒带												
11-1	71.32	0.26	14.58	2.89	0.11	0.92	1.76	4.58	1.82	0.13	0.97	99.34
13-1	71.18	0.24	14.76	2.96	0.1	0.94	1.73	4.62	1.78	0.12	0.86	99.29
13-2	71.26	0.28	14.73	2.88	0.1	0.8	1.84	4.53	1.94	0.13	0.89	99.47
14-1	71.24	0.3	14.67	2.92	0.12	0.9	1.65	4.58	1.98	0.14	0.8	99.30
15-1	71.17	0.24	14.78	2.98	0.11	0.93	1.78	4.56	1.88	0.11	0.81	99.35
15-2	71.16	0.27	14.82	2.93	0.12	0.91	1.79	4.51	1.96	0.12	0.79	99.38
15-2F	71.17	0.25	14.82	2.94	0.12	0.90	1.79	4.50	1.97	0.12	0.78	99.36

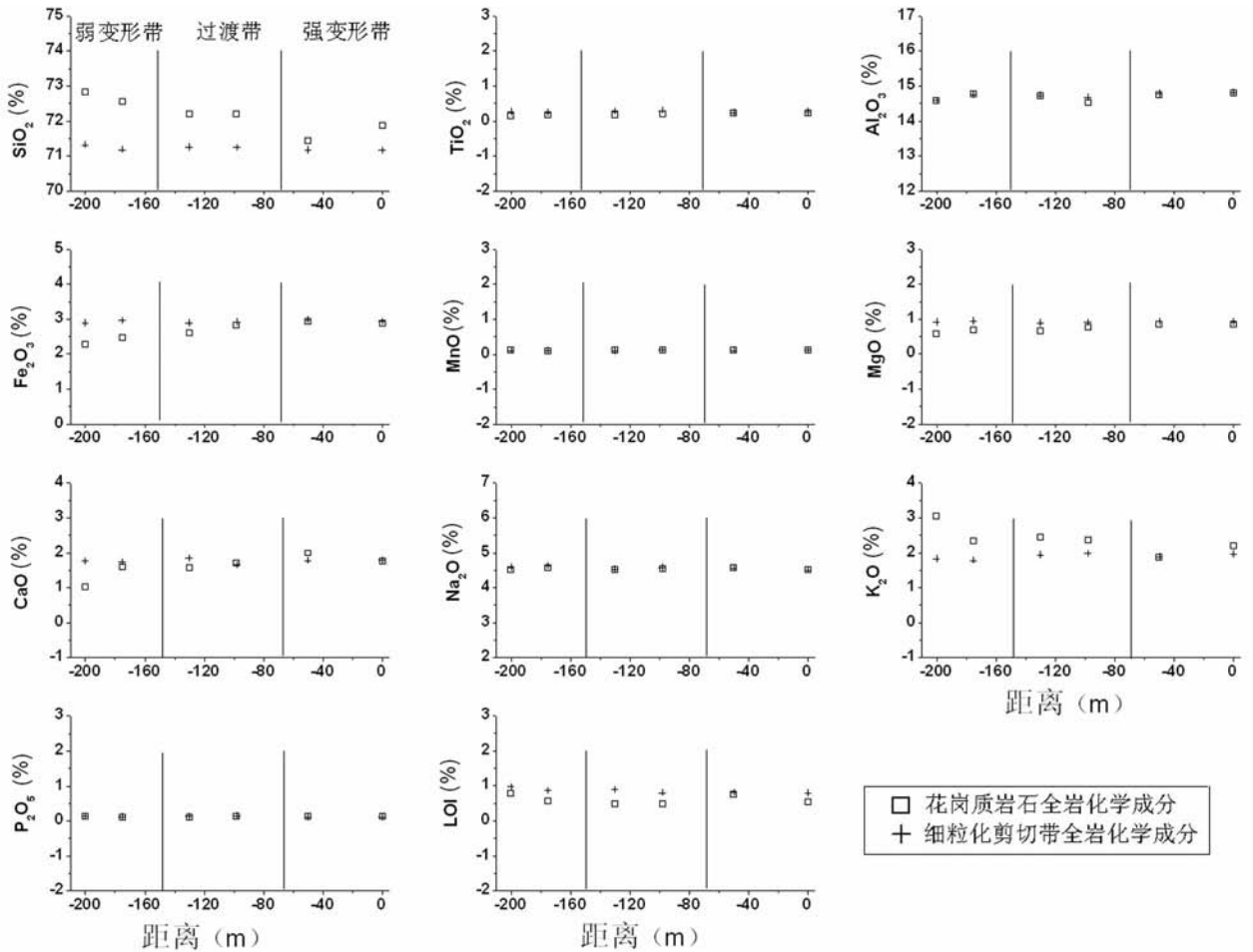


图9 剪切带中花岗质岩石全岩和细粒化剪切条带全岩化学成分随变形程度的变化

Fig. 9 Whole-rock chemical composition of granitic rocks and fine grained-size shear bands changes with the deformation

化情况为:从弱变形带到强变形带, Al₂O₃、TiO₂、MnO、Na₂O、P₂O₅ 变化非常微弱,而 SiO₂、K₂O 减小, Fe₂O₃、CaO、MgO 略

显增大。为进一步验证该结果,我们比较了花岗质岩石全岩成分与细粒化剪切条带化学成分(图9),发现后者较前者

Al_2O_3 、 TiO_2 、 MnO 、 Na_2O 、 P_2O_5 基本没有发生变化, SiO_2 、 K_2O 在弱变形带减少较大, 在强变形带减少较小, Fe_2O_3 、 CaO 、 MgO 在弱变形带增大较多, 靠近强变形带无变化, LOI 增大。由此可见, 强变形导致 SiO_2 、 K_2O 减小, Fe_2O_3 、 CaO 、 MgO 、LOI 增大。Fe、Mg 含量增大, K 含量降低。

据此, 显然说明了长石含量降低, 铁镁质矿物含量增多, 我们推测是长石经水解反应发生云母化导致的。

7 讨论

7.1 矿物变形与含水量的关系

结构水与岩石变形存在两种相反的情况即变形引起水含量增加和变形引起水含量减少。

对于变形引起水含量减少, 周永胜等(2008)认为由于强烈剪切变形, 产生颗粒细粒化, 导致长石、石英中赋存的结构水、包裹体水和颗粒边界水被破坏, 变形前长石和石英中存在的水基本脱出和向上散失; 对于变形引起水含量增加, Gleason *et al.* (2008)认为变形使矿物产生了管状通道, 为包裹体水扩散提供了条件, 而且随着变形的增加, 扩散速度加快, 从而水含量也会增加。这两种情况都是客观存在, 显然内部机制以及发生的环境不同。可以简单认为这两种情况对应断层的不同状态, 前者体现在断层愈合阶段, 后者则是断层弱化阶段。本文结论与后者一致, 即变形引起水含量的增加。

动态重结晶伴随位错蠕变导致剪切带石英和长石颗粒细粒化。一旦这些细粒基质形成, 那么进一步的变形就是在基质中颗粒边界的滑动。石英细粒条带就代表位错蠕变的作用(Rybacki *et al.*, 2004)。由此形成的细粒石英和长石中的水可能不是完全来自于大颗粒石英和长石的包裹体水, 也可能是其他类型的水渗透到细粒矿物中。

水进入到细颗粒中可能有很多机制。从慢速到快速都有, 通过晶体裂隙发生的体积扩散, 沿着位错的管状扩散, 沿着亚颗粒边界的扩散, 沿着位错迁移形成的管道的流动, 沿着颗粒边界迁移形成的管道的流动以及沿着显微构造的注入性流动。这些机制中, 只有体积扩散是不需要变形就可以实现, 但体积扩散需要在静止的条件下发生。扩散过程中, 可能因为变形导致的颗粒细粒化, 从而缩短了扩散距离, 可以加快扩散达到平衡的速度。沿着位错的管状扩散和沿着亚颗粒边界的扩散也需要在静止的环境下发生, 但它们需要由变形产生的显微构造。其余三种机制都需要变形才可以发生。因为变形可以加快水进入矿物晶体的速度(Gleason *et al.*, 2008)。

以上的几种机制中, 体积扩散是最慢的一个过程, 而沿着显微构造的注入是最快的。总之, 动态重结晶导致颗粒细粒化, 这种变形过程或多或少加快了水进入矿物晶体中的速度, 此外, 变形产生的大量位错形成点缺陷以及线缺陷, 给 OH 提供了大的场所。

7.2 矿物变形与化学成分的关系

随着矿物变形的增强, 导致 SiO_2 、 K_2O 、LOI 减小, Fe_2O_3 、 CaO 、 MgO 增大。Fe、Mg 含量增大, K 含量降低。显然说明长石含量降低, 铁镁质矿物含量增多, 即云母含量增大。根据以上提到强变形使得矿物中水含量增加, 从而长石易于发生水解反应(Yonkee *et al.*, 2003)。据此, 我们推测这是长石经水解反应发生云母化导致的。

8 结论

我们研究了龙门山中央断裂带、映秀-北川断裂南段韧性剪切带中花岗质岩石英和长石的变形和水含量的关系。

(1) 粒度和轴比可以半定量的确定矿物的变形情况, 我们在显微镜下统计了大量石英、长石的粒度和轴比, 分析并得出花岗质变形岩石主要有三种类型: 弱变形带和过渡带的花岗片麻岩以及强变形带的初糜棱岩。其中弱变形和过渡带样品中夹有细粒化条带, 我们认为这些细粒化条带是由变形导致的。根据石英动态重结晶粒度与流动应力关系, 估计了剪切带的流动应力约 15 ~ 200MPa。进一步利用稳态流变方程, 推算出韧性剪切带的变形温度范围 400 ~ 550℃。

(2) 花岗质岩石和细粒化剪切带全岩化学成分分析结果, 表明强变形导致 SiO_2 、 K_2O 减小, Fe_2O_3 、 CaO 、 MgO 、LOI 增大。Fe、Mg 含量增大, K 含量降低。说明长石含量降低, 铁镁质矿物含量增多, 本文初步认为是长石经水解反应发生云母化导致的。

(3) 利用傅里叶变换红外吸收光谱仪, 对剪切带弱变形和过渡带的花岗片麻岩、强变形的初糜棱岩中的主要矿物石英、长石进行了水含量分析。分析结果表明, 红外吸收谱形态基本都是基底宽缓, 顶部尖, 吸收峰位置以 3400cm^{-1} 为主, 部分在 3600cm^{-1} 附近有小峰, 石英和长石中的水以晶体缺陷水为主, 并且含有颗粒边界水和包裹体水。

(4) 根据红外吸收谱计算得到的弱变形花岗片麻岩、强变形初糜棱岩中长石和石英水含量, 表明弱变形的粗粒长石、石英的水含量低于强烈变形的细粒长石、石英含水量。这表明, 在剪切带中, 强烈剪切变形导致长石和石英晶体位错密度变大, 形成点缺陷乃至线缺陷, 这些缺陷中被 OH 占据, 形成结构水, 这些结构水对剪切带中矿物的变形起到了促进作用。

(5) 矿物中水含量随变形的变化与水的存在方式和变形环境密切相关。变形引起水解反应和结构水的变化, 弱化了断层深部的强度, 对断层带深部脆塑性转化段的力学性质有显著影响, 对地震孕育和发生具有启示意义。

致谢 本实验样品采集过程中, 得到了马胜利、何昌荣、杨晓松研究员、党嘉祥、韩亮、陈建业等同学野外工作的帮助; 孙师傅帮助制作了本实验用的 FTIR 薄片; 样品的水含量分

析过程中,对于红外光谱仪的使用,王敏工程师给予了详细的指导和帮助。中国科学院地质与地球物理研究所岩矿分析实验室李老老师帮助分析了全岩化学成分,在此一并表示感谢。

References

- Bell DR, Rossman GR and Maldener A. 2003. Hydroxide in olivine: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum. *J. Geophys. Res.*, 108
- Bell DR, Rossman GR and Moore RO. 2004. Abundance and partitioning of OH in a high-pressure magmatic system megacrysts from the Monastery Kimberlite, South Africa. *J. Petrol.*, 45: 1539–1564
- Beran A. 1986. A model of water allocation in alkali feldspar, derived from infrared spectroscopic investigations. *Phys. Chem. Minerals*, 13: 306–310
- Beran A. 1987. OH groups in nominally anhydrous framework structures: An infrared spectroscopic investigation of danburite and labradorite. *Phys. Chem. Minerals*, 14: 441–445
- Evans JP. 1988. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *Journal of Structural Geology*, 10(5): 437–443
- Gleason GC and DeSisto S. 2008. A natural example of crystal-plastic deformation enhancing the incorporation of water into quartz. *Tectonophysics*, 446: 16–30
- Hirth G and Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14: 145–159
- Hu XW and Wang DY. 1995. Characteristics of tectonite, microstructure and fabric and oration mechanism of Yingxiu fault zone in the middle Longmen Mountains. *Journal of Chengdu Institute of Technology*, 22(4): 54–59 (in Chinese with English abstract)
- Ito Y and Nakashima S. 2002. 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. *Chem. Geol.*, 189: 1–18
- Johnson EA and Rossman GR. 2003. The concentration and speciation of hydrogen in feldspars using FTIR and ¹H MAS NMR spectroscopy. *Am. Mineral.*, 88: 901–911
- Johnson EA and Rossman GR. 2004. A Survey of hydrous species and contents in igneous feldspars. *Am. Mineral.*, 89: 586–600
- Koch PS. 1983. Rheology and microstructures of experimentally deformed quartz aggregates. Ph. D. Thesis. Los Angeles; Univ. of Calif., 1–464
- Kronenberg AK, Segall P and Wolf GH. 1990. Hydrolytic weakening and penetrative deformation within a natural shear zone. *AGU. In: Duda AG, Durham WB and Handin JW. Washington D C.* 56: 21–36
- Kronenberg AK and Wolf GH. 1990. Fourier transform infrared spectroscopy determinations of intragranular water content in quartz-bearing rocks: Implications for hydrolytic weakening in the laboratory and within the earth. *Tectonophysics*, 172: 155–271
- Liu S, Liu SG, Song CY, Li ZW, Deng B, Guo B, Tian XB and Hao XL. 2008. A study on the kinematics of the Longmen central fault in Sichuan, China. *Journal of Chengdu University of Technology (Sci. & Technol. Ed.)*, 35(4): 5463–470 (in Chinese with English abstract)
- Mercier JC, Anderson DA and Carter NL. 1977. Stress in the lithosphere: Inferences from steady-state flow of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 115: 199–226
- Nakashima S, Matayoshi H and Yuko T. 1995. Infrared microspectroscopy analysis of water distribution in deformed and metamorphosed rocks. *Tectonophysics*, 245: 263–276
- Paterson M. 1982. The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz, silicate glasses and similar materials. *Bull. Mineral.*, 105: 20–29
- Post A and Tullis J. 1998. The of water penetration in experimentally deformed quartzite: Implications for hydrolytic weakening. *Tectonophysics*, 295: 117–137
- Rybacki E and Dresen G. 2000. Dislocation and diffusion creep of synthetic anorthite aggregates. *J. Geophys. Res.*, 105 (B11): 26017–26036
- Rybacki E and Dresen G. 2004. Deformation mechanism maps for feldspar rocks. *Tectonophysics*, 382(3–4): 173–187
- Smithson SB, Wenzel F and Ganchin YV. 2000. Seismic results at kola and KTB deep scientific boreholes: Velocities, reflections, fluids, and crustal composition. *Tectonophysics*, 329: 301–317
- Stipp M, Stüniiz H, Heilbronner R and Schmid SM. 2002. The eastern Tonale fault zone: A ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24: 1861–1884
- Su W, You Z and Cong B. 2002. Cluster of water molecules in garnet from ultrahigh-pressure eclogite. *Geology*, 30(7): 611–614
- Su W, You Z and Ji Z. 2004. Distribution of hydrous component in jadeite of the Dabie Mountains, Eastern China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 222: 85–100
- Tullis J, Yund RA and Farver J. 1996. Deformation-enhanced fluid distribution in feldspar aggregates and implications for ductile shear zones. *Geology*, 24: 63–66
- Twiss RJ. 1977. Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pageoph*, 115: 224–227
- Twiss RJ. 1980. Theory and applications of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pure Appl. Geophys.*, 115: 227–244
- Xia QK, Yang XZ and Deloule E. 2006. Water in the lower crustal granulite xenoliths from Nushan, SE China. *J. Geophys. Res.*, 111: B11202
- Xia QK, Yang XZ, Hao YT, Sheng YM and Li P. 2007. Water: Distribution and circulation in the deep Earth. *Earth Science Frontiers*, 14(2): 10–23 (in Chinese with English abstract)
- Xiao X. 1999. Experimental study of the rheology of synthetic anorthite quartz aggregates. Ph. D. Thesis. Germany, GFZ
- Xiao X, Wirth R and Dresen G. 2002. Diffusion creep of anorthite-quartz aggregates. *J. Geophys. Res.*, 107: B112279
- Yonkee WA, Parry WT and Bruhn RL. 2003. Relations between progressive deformation and fluid-rock interaction during shear-zone growth in a basement-cored thrust sheet, Sevier orogenic belt, UTAH. *American Journal of Science*, 303: 1–59
- Zharikov AV, Vitovtova VM and Shmonov VM. 2003. Permeability of the rocks from the Kola superdeep borehole at high temperature and pressure: Implication to fluid dynamics in the continental crust. *Tectonophysics*, 370(1–4): 177–191
- Zhou YS and He CR. 2000. Deformation behavior transition of crustal rocks and its temperature-pressure conditions. *Seismology and Geology*, 22(2): 167–178 (in Chinese with English abstract)
- Zhou YS, He CR and Yang XS. 2008. Water contents and deformation mechanism in ductile shear zone of middle crust along the Red River fault in southwestern China. *Science in China (Series D)*, 38(7): 819–832 (in Chinese)

附中文参考文献

- 胡新伟, 王道永. 1995. 映秀断裂带构造岩, 显微构造及组构特征和形成机制讨论. *成都理工学院学报*, 22(4): 54–59
- 刘顺, 刘树根, 宋春彦, 李智武, 邓宾, 郭宾, 田小彬, 郝晓琳. 2008. 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)*, 35(4): 463–470
- 夏群科, 杨晓志, 郝艳涛, 盛英明, 李佩. 2007. 深部地球中水的分布和循环. *地学前缘*, 14(2): 10–23
- 周永胜, 何昌荣. 2000. 地壳岩石变形行为转化及温压条件. *地震地质*, 22(2): 167–178
- 周永胜, 何昌荣, 杨晓松. 2008. 中地壳韧性剪切带中的水与变形机制. *中国科学(D辑)*, 38(7): 819–832