文章编号:1000-5773(2008)02-0167-08

石英岩脆塑性转化的实验研究*

宋 娟[1],周永胜[2],何昌荣[2]

(1. 中国石油大学(华东),山东东营 257061;
2. 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)

摘要:在温度 500～1 000 ℃、围压 1 251～1 440 MPa 条件下进行了石英岩脆塑性转化的实验研究。通过力学行为和变形微观结构研究表明,在实验温度和压力范围内,石英岩经历了半脆性破裂、半脆性流动和塑性变形 3 种变形阶段。随着温度升高,石英岩在变形机制上发生了两次转化,从半脆性破裂向半脆性流动转化发生在 700～800 ℃,从半脆性流动向塑性变形转化发生在 900～950 ℃,这两个变形阶段的转化温度比 Hirth(1994)给出的各阶段转化温度高 100 ℃。在塑性变形域的大应变实验样品中发现了柯石英。

关键词:石英岩;高温高压;脆塑性转化
中图分类号:O521.2;P619.23 **文献标识码**:A

1 引 言

大陆浅源地震主要发生在地壳内,而地震发生机制的内因是岩石的力学性质。地壳强度是体现力学性质的重要参数之一,也是反映岩石变形机制的物理量。随着深度的增加,岩石从脆性破裂、摩擦向塑性流动转化,地壳强度也发生显著变化。由于现今的上部地壳岩石已经被众多脆性破裂所切割,因此,断层的摩擦强度可以作为脆性变形域地壳的强度,而岩石流变强度代表了塑性变形域的地壳强度。以摩擦和流变实验为基础,建立的大陆岩石圈强度剖面[1-3]与浅源地震深度分布具有很好的对应关系[4-7],揭示出岩石在深部的变形机制、应力集中的深度范围以及地震发生的深度物理条件。

大陆强震主要发生在由断层摩擦控制的地壳上部脆性域,实验研究表明,地震成核主要受摩擦稳定性控制,只有当速度弱化,断层滑动才可能成核,从而形成潜在的震源区[8-13]。与强震不同,余震可以发生在脆性-半脆性域(脆塑性转化域),存在微弱的速度弱化或微弱的速度强化均有可能产生触发型不稳定滑动[9-15],从而产生余震。因此,摩擦和塑性流变转化深度控制了余震发生的深度下限[6-7,16]。在小震发生的中上地壳深度范围,主要由花岗质岩石组成。石英、长石和花岗岩在高温高压下的脆塑性转化和塑性变形实验结果表明,石英、长石和花岗岩的脆塑性转化温度、压力条件有很大的差别[18-21]。石英的脆塑性转化在地壳脆塑性转化中起到主要作用,而石英的塑性流变决定了上部地壳的流变强度[3,7,22]。但也有研究表明,地壳脆塑性转化不仅受石英脆塑性转化制约,而且与长石脆塑性转化有关[23]。石英塑性流变研究已经有大量的实验结果[7,24],相比之下,石英脆塑性转化研究结果比较少,其中,最有代表性的工作是 Hirth[18]的实验结果和 Stipp[25]的野外结果。因此,有必要对石英的脆塑性转化进行实验研究。本工作针对石英脆塑性转化的问题,在高围压下进行了实验研究。

2 实验方法、实验条件和实验样品

实验采用基于 Griggs 型固体介质压力容器的三轴实验系统。实验系统、高压容器和装样方式、温

* **收稿日期**:2007-03-20;**修回日期**:2007-08-06
基金项目:国家自然科学基金(40474067,40002020)
作者简介:宋 娟(1975—),女,硕士,讲师,主要从事高温高压岩石力学实验和地震学研究. E-mail:songjuan95@126.com
通讯作者:周永胜(1969—),男,博士,研究员,主要从事高温高压岩石物理和岩石力学实验研究. E-mail:zhouysh@ies.ac.cn

度和压力的精度等参见文献[26-27]。变形实验前,首先根据预先标定的比例按静压力施加轴压和围压,并在达到设定值时各自进入等应力控制状态(由位移控制切换到压力控制),稳定后开始加温。由于此时轴压采用等应力控制,升温时的膨胀不会使轴压增加,确保样品在加载前处于静岩压力状态,温度达到设定值后,保持 10 min,随即由应力控制切换到位移控制,逐渐增加轴压和差应力,使样品开始变形。

实验所用样品为长城系石英岩,岩石细粒等粒结构,块状构造。样品中石英含量超过 99%,极少量白云母和斜长石,平均粒度为 0.19 mm,石英无明显定向,边界清晰,内部干净,粒度均匀。实验样品为直径 10 mm、长度 20 mm 的圆柱体。

实验温度范围为 500～1 000 ℃,围压从 1 251 MPa 到 1 440 MPa。大部分实验变形采用位移控制,个别实验在高的差应力状态下,切换到等应力控制。应变速率以 5×10^{-5}/s 为主,少量实验采用 $(1\sim2)\times10^{-5}$/s。

3 实验结果

在本实验条件下,图 1 为实验获得的应力-应变曲线特征,图 2 为样品变形微观结构特征,图 2(a)为实验前石英样品的微观结构;图 2(b)为平直的剪切破裂(箭头所示,样品 Q2,600 ℃);图 2(c)中石英出现变形带和波状消光,局部颗粒内部剪切破裂(箭头所示,样品 Q24,935～950～965 ℃);图 2(d)局部有重结晶产生的细粒化(箭头所示,样品 Q24);图 2(e)石英被压扁定向样品(Q45,1 000 ℃);图 2(f)石英普遍出现波状消光和变形带(Q45,1 000 ℃);图 2(g)石英压扁定向,轴比达到 2～3(样品 Q31,965 ℃);图 2(h)石英出现普遍的波状消光和变形带,并且强烈定向(样品 Q31,965 ℃)。图 1 和图 2 表明,随温度升高,石英岩变形机制经历脆性破裂、半脆性流动、塑性变形 3 个变形域(见表 1)。

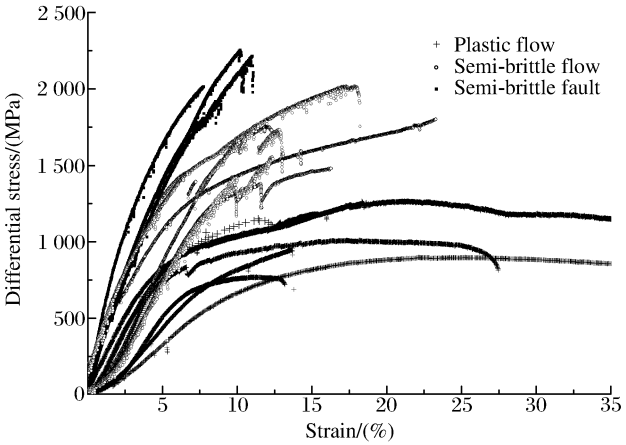


图 1 高温高压下石英岩的应力-应变曲线

Fig. 1 Stress-strain curves of quartzite under high temperature and high pressure

3.1 半脆性破裂域

温度在 500～700 ℃之间的应力-应变曲线具有典型的脆性破裂特征,表现为弹性变形段非常明显,而非弹性变形段比较短,在样品破裂时出现应力降(见图 1)。例如,在温度 700 ℃下(样品 Q9),轴向应变小于 6.4%时,岩石差应力随应变的增加而线性地增加,岩石显示了弹性变形的特征;当轴向应变大于 6.4%时,岩石差应力随应变的增加而呈非线性地增加,曲线的斜率逐渐变小,岩石显示了非弹性变形特征;当应变达到 10%时,样品脆性破裂。非弹性变形量达到为 3.6%,占整个样品变形量的 36%(见图 3)。

另外,随温度的变化,石英岩实验强度的范围最小为 2 212 MPa,最大为 2 287 MPa,强度的变化不明显,即强度对温度变化不敏感,见表 1 和图 4。因此石英岩在温度为 500～700 ℃的变形主要以半脆性破裂为主。

样品变形微观结构表现出半脆性破裂特征。温度在 500～700 ℃时,样品出现完整的破裂面。破裂面有两种主要表现形式:在 500～600 ℃时样品出现密集平直的剪切破裂或斜列的一组平直破裂(图 2(b))。破裂由强烈碎裂而细粒化的石英组成短而宽的破裂带。在这些样品中,除脆性破裂外,发现石英存在局部波状消光、变形带等塑性变形特征(Q9,700 ℃)。因此,在 500～700 ℃,石英岩在力学上表现为脆性排列,但变形微观结构具有半脆性破裂特征。

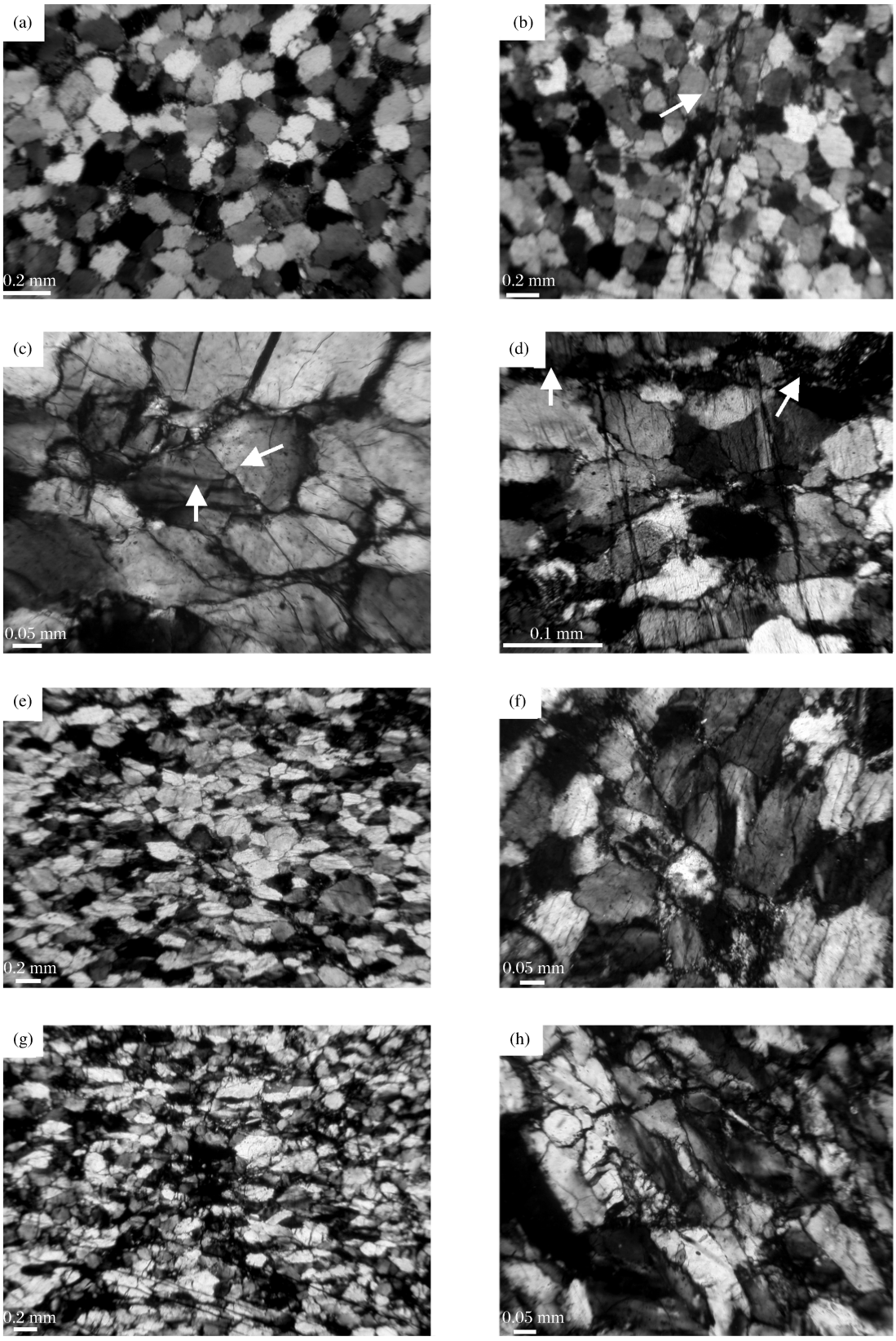


图 2　实验样品的微观结构

Fig. 2　The microstructure of experimental samples

表 1 实验条件、力学参数和变形机制

Table 1 Experimental conditions, mechanics parameters and deformation mechanism

Q sample	Temperature /(℃)	Confining pressure/(MPa)	Maximum main stress/(MPa)	Differential stress/(MPa)	Strain /(%)	Strain rate /(s^{-1})	Deformation mechanisms
Q03	500	1 315	3 673	2 358	15.60	5×10^{-5}	Semi-brittle fault
Q04	500	1 381	3 668	2 287	24.00	5×10^{-5}	Semi-brittle fault
Q02	600	1 295	3 668	2 373	16.74	5×10^{-5}	Semi-brittle fault
Q08	600	1 310	3 562	2 252	19.10	5×10^{-5}	Semi-brittle fault
Q09	700	1 350	3 562	2 212	19.10	5×10^{-5}	Semi-brittle fault
Q10	800	1 348	3 495	2 147	10.84	5×10^{-5}	Semi-brittle flow
Q12	800	1 340	3 358	2 018	18.20	5×10^{-5}	Semi-brittle flow
Q14	900	1 288	3 544	2 256	16.78	5×10^{-5}	Semi-brittle flow
Q19	900	1304	2 433	1 129	31.95	5×10^{-5}	Semi-brittle flow
Q22	900	1 406	3 198	1 792	29.20	5×10^{-5}	Semi-brittle flow
					62.10	Constant load	
Q24	935	1 383	2 609	1 226	17.24	5×10^{-5}	Semi-brittle flow
	950			1 253	18.33		
	965			1 005	25.50		
Q26	950	1 360	2 695	1 325	9.88	5×10^{-5}	Plastic flow
	965			1 350	11.57		
	980			1 460	15.31		
	1 000			1 480	16.27		
	1 000			1 297	35.87	4×10^{-4}	
Q17	950	1 330	2 320	990	25.52	5×10^{-5}	Plastic flow
Q20	950	1 440	2 400	960	21.00	5×10^{-5}	Plastic flow
Q23	950	1 418	2 185	767	13.30	5×10^{-5}	Plastic flow
Q36	950	1 251	2 590	1 339	19.70	5×10^{-5}	Plastic flow
Q39	950	1 300	2 974	1 674	75.00	2.5×10^{-4}	Plastic flow
	963					Constant load	
Q30	965	1 350	2 915	1 565	40.09	5×10^{-5}	Plastic flow
Q31	965	1 364	2 554	1 190	29.09	4×10^{-4}	Plastic flow
Q34	965	1 360	2 497	1 137	12.85	5×10^{-5}	Plastic flow
Q29	1 000	1 310	1 862	552	12.23	5×10^{-5}	Plastic flow
Q45	1 000	1 304	3 087	1 783	68.00	2.5×10^{-4}	Plastic flow
						Constant load	
Q49	1 000	1 304	2 804	1 500	81.00	2.5×10^{-4}	Plastic flow

3.2 半脆性流动域

温度在 800～950 ℃时，石英岩的应力-应变曲线表现出屈服与应变硬化，具有典型半脆性流动特征(见图 1)。从轴向应变来看，弹性应变量减小，非弹性应变量大大增加，实验中绝大多数样品弹性应变量不到 4%，随着应变增加差应力很快出现非线性地增加，显现了屈服的变形特征。例如，在实验温度为 900 ℃(样品 Q22)的情况下(见图 3)，弹性应变阶段的应变量仅为 3%，然后快速进入非弹性变形阶段，虽然有屈服，但出现了应变硬化的特征。在实验温度为 935 ℃时(样品 Q24)，应变量从 3%到 18%，岩石属于非弹性变形；当应变量达到 18%时，出现应力降，并发出强烈的破裂声。将温度从 935 ℃增加到 950 ℃，样品强度继续呈非线性增加，从 1 226 MPa 增加到 1 253 MPa。当轴向应变量达到 20.3%，温度再次增加到 965 ℃，应力随温度升高而降低，之后进入稳态蠕变阶段，即随应变的增加，应力基本保持不变，但在应变达到 22%以后，岩石的强度开始缓慢下降，发生了应变弱化现象，直到最后完全屈服。

表明样品由半脆性流动转化为塑性变形,样品从935～950～965 ℃完成了脆塑性转化过程。

在半脆性流动阶段,温度对实验样品强度的影响明显增大,表现为实验样品的强度随温度增加而逐渐降低,样品强度从 2 256 MPa 降低到 1 005～11 296 MPa,下降趋势非常明显(见图 4)。

温度在 800～950 ℃时,石英普遍存在波状消光、变形带,部分颗粒被压扁,出现定向排列,石英轴比(长轴与短轴比)为 1.5～2.0。部分样品出现重结晶产生的细粒化条带(Q24,935～965 ℃),局部发现颗粒内部存在剪切微破裂,偶有粒间微破裂(见图 2(c)、图 2(d))。这些现象表明,在 800～950 ℃温度条件下,石英塑性变形和脆性微破裂同时存在。

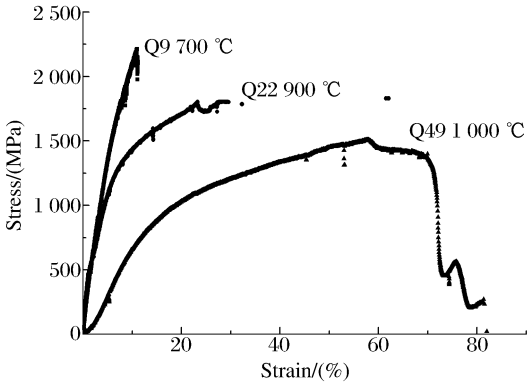


图 3　石英岩的典型的应力-应变曲线

Fig. 3　Representative stress-strain curves of quartzite

3.3　塑性变形域

温度在 950～1 000 ℃时的应力-应变曲线具有典型的稳态塑性流变特征,即应力-应变曲线超过屈服点后应力趋于平稳,不再随应变的增加而增大,普遍出现应变弱化特征,即随应变的增加强度降低(见图 1)。从轴向应变量来看,弹性应变量最大不到 3%,就很快进入塑性变形。例如,在 1 000 ℃(样品 Q49),弹性变形很小,不到 2%,很快进入非弹性变形阶段。轴向应变达到 22%时,岩石的强度达到最大,随后差应力缓慢下降,出现应变弱化(见图 3)。这个阶段样品强度总体较低,而且随温度增加变化不明显(见图 4)。

温度在 950～1 000 ℃时,石英以波状消光和变形带为主要变形特征,颗粒压扁定向显著,轴比达到 2～3 左右(图 2(e)～图 2(h))。这表明在温度 950～1 000 ℃阶段石英岩以塑性变形为主。

此外,在塑性变形域的大应变样品中(Q39、Q49)发现,靠近样品的两个端部出现了柯石英(周永胜等,2005)。出现柯石英样品的实验为:实验围压 1.3 GPa,温度 950～1 000 ℃,最大主应力 2.8～3.0 GPa,差应力 1.50～1.67 GPa。显然,在差应力条件下,石英-柯石英转化压力远低于静压下柯石英形成的压力。

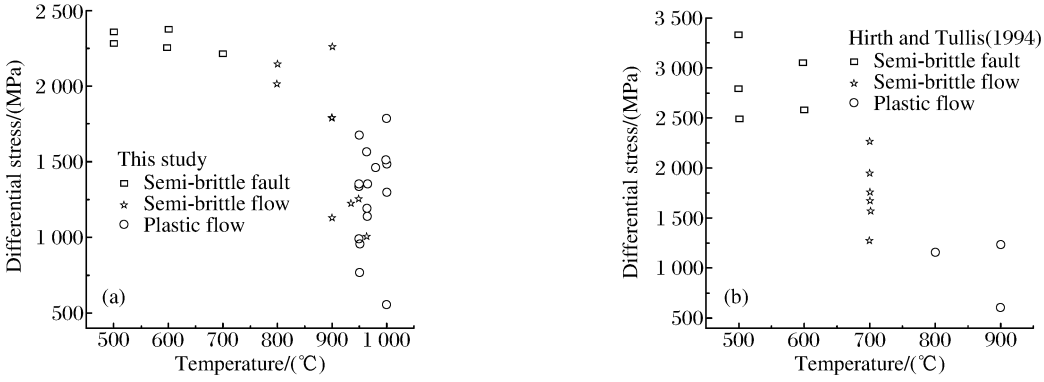


图 4　石英岩强度随温度的变化

Fig. 4　The strength of quartzite with elevated temperature

4　讨　论

4.1　与前人实验结果对比

在实验温度和压力范围内,石英岩经历了半脆性破裂、半脆性流动和塑性变形 3 种变形阶段。图 4(a)给出了样品强度随温度的变化趋势。在半脆性破裂域,石英岩强度普遍较高,而且随温度的变化不明显;在半脆性流动域,强度随温度的增加而降低;在塑性变形域,虽然不同样品强度有变化,但强

度普遍较低，随温度的变化不明显。

本实验所用的石英岩在围压 1 251～1 440 MPa、应变速率在 5×10^{-5}/s 条件下，随着温度升高石英岩在变形机制上发生了两次转化，样品从半脆性破裂向半脆性流动转化发生在 700～800 ℃，从半脆性流动向塑性变形转化发生在 900～950 ℃。Hirth[18] 所用的石英集合体在围压 1 200～1 250 MPa、应变速率在 1×10^{-5}/s 条件下，样品从半脆性破裂向半脆性流动转化发生在 600～700 ℃，从半脆性流动向塑性变形转化发生在 800 ℃（见图 4(b)）。显然，在围压基本接近的条件下，本实验得出的石英岩脆塑性转化两阶段温度要比 Hirth[18] 给出的石英集合体转化温度高 100 ℃。Hirth[18] 所用的石英集合体在半脆性破裂域强度极高，显著高于本实验样品；在半脆性流动域，两种样品的强度基本类似，但在塑性流动域，本实验所用石英岩强度明显高于 Hirth[18] 所用的石英样品。另外，本实验的应变速率比 Hirth[18] 的应变速率高 5 倍或更多，这会引起各变形阶段转化温度升高。

4.2 石英脆塑性转化对地震深度的控制作用

小震深度分布主要受地壳脆塑性转化深度控制[4,7]。图 5 是朱艾澜等[28] 对四川西部地区 3 级以上的地震进行重新定位后的深度分布。大部分地震发生在 0～15 km 的上地壳内，在深度 15～20 km 间 Z 在纬度（图 5(a)）和经度（图 5(b)）方向上普遍出现了一厚度约 5 km 的缺震层，20 km 以下的地壳内有少部分地震分布。

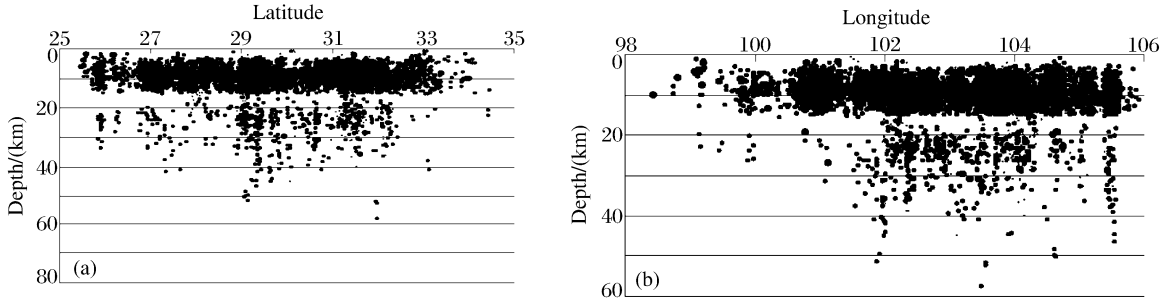


图 5 重新定位后的四川地区地震深度分布[28]

Fig. 5 The depth distribution of relocated focal in western Sichuan Privince[28]

图 6 是我们根据断层摩擦定律和岩石流变实验数据计算得出的川滇地区地壳强度轮廓（应力极限），其中，温度是根据丽江地区的热流和地壳速度结构，按照热传导方程计算得出的。图 6 中，摩擦线（图中的直线）是根据 Byerlee 摩擦定律给出，14～19 km 深度上的曲线是石英流变强度，代表花岗岩的流变强度，25～38 km深度上的曲线是石英闪长岩的流变强度，代表地壳花岗片麻岩的流变强度，40.2～53.5 km 深度上的曲线是辉长岩的半脆性-塑性流变强度，代表下地壳麻粒岩的流变强度。

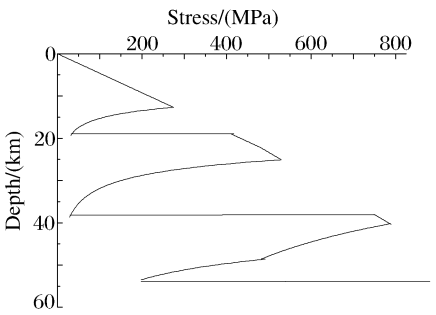


图 6 川滇地区地壳强度轮廓图

Fig. 6 The crustal limit stress of Yunnan-Sichuan block

尽管我们所使用的速度结构模型与朱艾澜等[28] 定位所用的速度结构模型不同，但 14～19 km深度范围的塑性层与重新定位后出现的缺震层层位和厚度非常吻合。其中，14 km 是石英开始脆塑性转化的深度，14～19 km 的深度范围为地壳富含石英的花岗岩塑性变形层。显然，石英的脆塑性转化和塑性变形对小震深度分布有显著的控制作用。

5 结 论

在温度 500～1 000 ℃、围压 1 251～1 440 MPa 条件下进行了石英岩变形研究。力学行为和变形微

观结构研究表明,在实验温度和压力范围内,石英岩经历了半脆性破裂、半脆性流动和塑性变形 3 种变形阶段。

(1) 半脆性破裂:应力-应变曲线表现为弹性变形段非常明显,非弹性变形段比较短,样品破裂时出现应力降,具有典型的脆性破裂特征,强度对温度变化不敏感,样品出现完整的破裂面,但石英局部出现塑性变形。

(2) 半脆性流动:应力-应变曲线表现出屈服与应变硬化,具有典型半脆性流动特征,强度随温度增加而降低,石英塑性变形和脆性微破裂同时存在。

(3) 塑性变形:应力-应变曲线超过屈服点后应力趋于平稳,不再随应变的增加而增大,出现应变弱化,具有典型的塑性流变特征。样品强度总体较低,且随温度增加变化不明显。石英出现典型的塑性变形特征。在强烈塑性变形的样品中发现了柯石英。

随着温度升高石英岩在变形机制上发生了两次转化,样品从半脆性破裂向半脆性流动转化发生在 700～800 ℃,从半脆性流动向塑性变形转化发生在 900～950 ℃。在围压基本接近的条件下,本实验得出的石英岩脆塑性转化两阶段温度要比 Hirth(1994)给出的石英集合体转化温度高 100 ℃。石英的脆塑性转化控制了地壳小震的深度分布。

References:

[1] Brace W F, Kohlstedt D L. Limits on Lithospheric Stress Iimposed by Labroratory Experiments [J]. J Geophys Res, 1980, 85: 6248-6252.

[2] Kohlstedt D L, Evans B, Mackwell S J. Strength of the Lithosphere: Constraints Imposed by Laboratory Experiments [J]. J Geophys Res, 1995, 100: 17587-17602.

[3] Jackson J. Strength of the Continental Lithosphere: Time to Abandon the Jelly Sandwich? [J]. GSA Today, 2002: 4-9.

[4] Sibson R H. Fault Zone Models, Heat Flow, and Thedepth Distribution of Earthquakes in the Continental Crust of the United States [J]. Bull Seismol Soc Am, 1982, 72: 151-163.

[5] Chen I-W, Molnar P. Focal Depths of Intracontinental and Intraplate Earthquakes and Their Implications for theThermal and Mechanical Properties of Lithosphere [J]. J Geophys Res, 1983, 88: 4183-4214.

[6] Zhou Y S, He C R. The Relationship between Low Velocity Layers and Rheology of the Crust in North China and Its Effect on Strong Earthquake [J]. Seismology and Geology, 2002, 24(1): 124-132. (in Chinese).
周永胜,何昌荣. 华北地区壳内低速层与地壳流变的关系及其对强震孕育的影响 [J]. 地震地质, 2002, 24 (1): 124-132.

[7] Zhou Y S, He C R. Rheological Parameters of Orustal Rocks and Crustal Rheology of North China [J]. Seismology and Geology, 2003, 25(1): 109-122. (in Chinese)
周永胜,何昌荣. 地壳主要岩石流变参数及华北地壳流变性质研究 [J]. 地震地质, 2003, 25(1): 109-122.

[8] Tse S T, Rice J R. Crustal EarthquakeInstability in Relation to the Depth Variation of Frictional Slip Properties [J]. J Geophys Res, 1986, 91: 9452-9472.

[9] He C R, Ma S L, Huang J G. Influence of Loading Rate Variation on the Stability of Fault Motion [J]. Seismology and Geology, 1998, 20(1): 54-62. (in Chinese)
何昌荣,马胜利,黄建国. 断层滑动速率变化对滑动稳定性的影响 [J]. 地震地质, 1998, 20(1): 54-62.

[10] He C R. Numerical Simulation of Earthquake Nucleation Process and Seismic Precursors on Faults [J]. Earthquake Research in China, 2000, 14(3), 199-212.

[11] He C R. Interaction between Two Sliders in a System with Rate- and State-Dependent Friction [J]. Science in China (Series D), 2003, 46(Supp): 67-74.

[12] He C R, Ma S, Huang J. Transition between Stable Sliding and Stick-Slip due to Variation in Slip Rate under Variable Normal Stress Condition [J]. Geophys Res Lett, 1998, 25: 3235-3238.

[13] He C R, Wong T-F, Beeler N M. Scaling of Stress Drop with Recurrence Interval and Loading Velocity for Laboratory-Derived Fault Strength Relations [J]. J Geophys, Res, 2003, 108(B1): 2037.

[14] Gu Y, Wong T-F. Effects of Loading Velocity, Stiffness, and Inertia on the Dynamics of a Single Degree of Freedom Spring-Slider System [J]. J Geophys Res, 1991, 96: 21677-21691.

[15] Boatwright J, Cocco M. Frictional Constraints on Crustal Faulting [J]. J Geophys Res, 1996, 101: 13895-13909.

[16] Zhou Y S, He C R. Temporal Evolution of Focal Depths of Aftershock Sequence Following Lijiang ms7. 1 Earthquake and the Implication for Rheological Property of the Middle Crust [A]//The 3st International Conference on Continental Earthquakes [C]. Beijing, 2004: 128.
[17] Scholz C H. The Brittle-Plastic Transition and Depth of Seismic Faulting [J]. Geol Rund, 1988, 77: 319-328.
[18] Hirth G, Tullis J. The Brittle-Plastic Transition in Experimentally Deformation Quartz Aggregates [J]. J Geophys Res, 1994, 99: 11737-11747.
[19] Tullis J, Yund R A. Transition from Cataclastic Flow to Dislocation Creep of Feldspar: Mechanisms and Microstructures [J]. Geology, 1987, 15: 606-609.
[20] Tullis J, Yund R A. The Brittle-Ductile Ttransition in Feldspar Aggregates: An Experimental Study [A]//Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks [C]. Academic San Diego, Calif, 1992: 89-117.
[21] Zhou Y S, Jiang H K, He C R. Experiments of Brittle-Plastic Transition, Modes of Instability of Juyongguan Granite Different T-P Conditions [J]. Earthquake Research in China, 2003, 17(2): 169-182
[22] Carter N L, Tsenn M C. Flow Properties of Continental Lithosphere [J]. Tectonophysics, 1987, 136: 27-63.
[23] Gleason G C, Tullis J. A Flow Law for Dislocation Creep of Quartz Aggregates Determined with the Molten Salt Cell [J]. Tectonophysics, 1995, 247: 1-23.
[24] Zhou Y S, He C R. The Status of Continental Lithosphere Rheology and Experiments on Creep of Rocks at High Temperature and High Pressure [J]. Progress in Geophysical, 2004, 19(2): 246-254. (in Chinese)
周永胜,何昌荣. 大陆岩石圈流变研究进展与高温高压流变实验现状 [J]. 地球物理学进展, 2004, 19(2): 246-254.
[25] Stipp M, Stunitz H. The Eastern Tonale Fault Zone: A "Natural Laboratory" for Crystal Plastic Deformation of Quartz over a Temperature Range from 250 to 700 ℃ [J]. J Struct Geol, 2002, 24: 1861-1884.
[26] He C R, Zhou Y S, Sang Z N. An Experimental Study on Semi-Brittle and Plastic Rheology of Panzhihua Gabbro [J]. Science in China, Series D, 2003. 46(7): 730-742.
[27] Zhou Y S, He C R, Song J, et al. An Experiment Study Quartz-Coesite Transition at Differential Stress [J]. Chinese Science Bulletin, 2005, 50(5): 446-451.
[28] Zhu A L, Xu X W, Zhou Y S, et al. Relocation of Small Earthquakes in Western Sichuan, China and Its Implications for Active Tectonics [J]. Chinese Journal of Geophysis, 2005, 48(3): 692-700.

The Brittle-Plastic Transition in Experimentally Deformated Quartzite

SONG Juan[1], ZHOU Yong-Sheng[2], HE Chang-Rong[2]

(1. *China University of Petroleum, Dongying* 257061, *China*;
2. *State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing* 100029, *China*)

Abstract: Deformation experiments have been conducted to investigate the brittle-plastic transition of quartzite under temperature of 500～1 000 ℃ and confining pressure of 1 251～1 440 MPa. Mechanical behavior and microstructural characteristics indicated that the brittle-plastic transition of quartzite in experimental condition underwent three deformation mechanisms, namely the semibrittle faulting, semibrittle flow and plastic flow. At least two transitions of deformation mechanism were involved with increasing temperature. The first is the transition from semibrittle faulting to semibrittle flow at 700～800 ℃, and the second is the transition from semibrittle flow to plastic flow at 900～950 ℃. In comparison with the similar results reported by Hirth and Tullis(1994), the temperatures of two transitions we determined is higher by 100 ℃ than Hirth and Tullis' results. In addition, coesite was found in the thin section of severely deformed plastic flow samples.

Key words: quartzite; high temperature and high pressure; brittle-plastic transition