

# 斜长角闪岩弹性和流变性质的 高温高压实验研究\*

黄晓葛\*\* 白武明

胡健民

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100101)

(中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081)

**摘要** 对来自浙江陈蔡地区的天然斜长角闪岩在高温高压下进行了弹性波速和流变性质的实验研究. 波速实验发现, 细粒和中粒斜长角闪岩的纵波波速沿线理方向(X)的传播快于沿面理法向(Z)的传播; 在 800 或 600 MPa 及 550℃ 的高温高压条件下, 细粒和中粒斜长角闪岩的波速各向异性仍较高, 分别约为 7.83% 和 9.77%, 其平均纵波波速约为 6.77 和 6.64 km/s. 在高压静水压力作用下, 当温度升至 750℃ 之后, 不同方向上传播的岩石波速都开始大幅度下降. 高固定围压和低固定应变速率(500 MPa,  $1 \times 10^{-4}$ /s)的三轴流变实验发现, 细粒斜长角闪岩的变形随温度的升高经历了脆性破裂(<650℃)、半脆性破裂、碎裂流动直至塑性变形(>800℃)这样一个基本过程. 韧性变形域内流变强度随温度的增加而逐渐下降, 且在 750~800℃ 间强度急剧下降. 对两类实验前、后的样品进行显微和探针分析, 认为脱水熔融是引起波速和强度在高压(静水压、围压)、750℃ 之后大幅下降的主要原因之一.

**关键词** 弹性波速 流变 脱水熔融 高温高压

高温高压实验研究发现, 在一定围压条件下, 当温度升高到一定程度后, 几乎所有岩石的弹性波速都将快速下降; 岩石的屈服强度也会大幅下降<sup>[1,2]</sup>. 是什么原因导致这一现象的存在呢? 是由于岩石中某些矿物的脱水、相变或部分熔融, 还是有一个共同的物理机制在起作用? 目前还不完全清楚.

通过几十年的高温高压岩石弹性波速和流变性质的研究发现, 当岩石变形主要是通过扩散蠕变机制进行时, 岩石内部的矿物颗粒不会发生转动, 即不存在晶格优选方向; 而当岩石变形是由位错蠕变机制控制时, 岩石中的矿物颗粒将发生不可逆的显微结构变化, 如造岩矿物颗粒的某种定向排列, 于是就产生了物理参数的各向异性<sup>[3~5]</sup>. 由此, 我们知道岩石的变形机制与其波速各向异性之间有极其密切的关系.

在过去的几十年里, 人们对普遍存在于中下地壳的角闪岩进行过一些弹性和流变性质的研究. 如 Birch<sup>[6]</sup>和 Christensen 等<sup>[7]</sup>在 1 GPa 的静水压力条件下对角闪岩的纵波波速( $V_p$ )及波速各向异性( $A_p$ )的测量; 随后, 一些学者<sup>[8~12]</sup>在不同温压条件下对此也进行过相应的研究, 并且认为角闪岩的波速各向异性与角闪石的塑性流动及其晶格优选方位有直接的成因关系.

2002-04-05 收稿

\* 中国科学院重大项目(批准号: KZ951-B1-407)、国家自然科学基金(批准号: 10299040)和国家地震局地质研究所构造物理开放实验室基金共同资助

\*\* E-mail: xghuang@mail.c-geos.ac.cn

Rooney<sup>[13,14]</sup>, Kirby<sup>[15]</sup>, Hacker<sup>[16]</sup>和顾芷娟等<sup>[17]</sup>对角闪岩流变性质的研究后认为, 在低温和低压下, 角闪石的强度较高, 但随着温度或压力的增加, 其强度会急剧下降, 这一下降过程可能与角闪石的脱水有关.

本文对采自浙江省陈蔡地区的斜长角闪岩同时进行弹性波速和流变强度等参数的测量, 分析实验前后样品的显微结构, 探讨引起波速、流变强度等物理参数在一定压力条件下随温度升高而突然大幅度下降的原因, 了解地壳内部物质的变形机制和壳内低速高导层的形成原因, 为地震灾害预测和浅源地震震源机制研究提供资料.

1 样品和方法

实验样品为中下地壳的天然斜长角闪岩, 采自浙江省陈蔡地区. 斜长角闪岩的矿物组成如表 1. 它们的宏观组构定向系统为:  $X$  为面理面内平行线理的方向,  $Y$  为面理面内垂直线理的方向,  $Z$  为垂直面理的方向. 在波速实验中, 沿着  $X$ ,  $Y$  和  $Z$  三个方向分别钻取岩样, 把它们加工成直径 12 mm 和长 32~33 mm 的圆柱体, 其端面平行度小于 0.2 mm, 垂直度小于 0.02 mm. 在流变实验中, 只沿着垂直面理的方向钻取岩样, 把它们加工成直径  $10\text{ mm} \pm 0.2\text{ mm}$  和长  $20\text{ mm} \pm 0.2\text{ mm}$  的圆柱体.

表 1 实验样品基本特征

| 样品号  | 岩石名称      | 矿物成分                        | 结构、构造              | 粒度/mm   | 密度<br>/ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ | 产地       |
|------|-----------|-----------------------------|--------------------|---------|---|----------|
| CC-4 | 斜长<br>角闪岩 | 角闪石 55%, 斜长石 35%            | 不规则粒状变晶结构          | 0.4~0.7 | 2.93                                    | 浙江<br>陈蔡 |
|      |           | 石英 5%, 黄铁矿 3%<br>少量绿帘石      | 片状构造<br>颗粒较细, 定向性强 |         |   |          |
| CC-6 | 斜长<br>角闪岩 | 角闪石 40%, 斜长石 45%            | 粒柱状变晶结构            | 0.6~0.8 | 2.96                                    | 浙江<br>陈蔡 |
|      |           | 黑云母 5%, 黄铁矿 5%<br>少量石榴子石、石英 | 片状构造<br>粒度中等, 定向性强 |         |   |          |

波速实验在中国科学院贵阳地球化学研究所高温高压联合实验室进行<sup>[18]</sup>, 采用 YJ-3000t 压力机下的六面顶砧高压波速测量装置, 传压介质为叶蜡石块( $33\text{ mm} \times 33\text{ mm} \times 33\text{ mm}$ ), 在其中心钻取一个直径为 13.2 mm 的孔用于放置样品, 三层不锈钢箔作为样品的加热器, 直接与样品相接触. 纵波换能器的中心频率为 2 MHz, 它们只布设在上、下顶砧的背面, 故每次实验只能得到一个方向上( $X$  或  $Y$  或  $Z$ )的波速. 采用超声脉冲透射/反射法, 测量走时所用仪器为 TDS784A 示波器, 其测时精度可达 2ns, 纵波波速  $V_p$  相对误差小于 3%<sup>[19]</sup>.

流变实验在中国地震局构造物理开放实验室进行, 采用基于 Griggs 型固体压力容器的三轴实验系统. 纯 NaCl 为传压介质, 石墨套为加热元件. 由于摩擦等原因引起的围压修正量小于 50 MPa, 轴压修正量小于 160 MPa<sup>[20]</sup>,  $\text{MoS}_2$  被涂抹于压力腔体内壁以减少摩擦. 温度控制采用 Yamatake-Honeywell DCP30 型控温仪, 控制精度为 0.1%, 两个  $\text{Pt}_{10}\text{Rh-Pt}$  热电偶被分别放置在样品的中部和底部来监测样品内的温度变化. 在加热元件的两侧装有脱水的叶蜡石, 以隔离样品、炉体和 NaCl. 样品周围用镍箔包裹, 以保证每次实验的氧逸度不变.

2 实验结果

2.1 波速实验结果

波速实验结果一部分是室温条件下纵波波速  $V_p$  随压力  $P$  的变化, 另一部分是在固定准静

水压力 600 或 800 MPa 下纵波波速  $V_p$  随温度  $T$  的变化. 图 1 给出了细粒斜长角闪岩(CC-4)的纵波波速、波速各向异性分别随压力、温度变化的曲线.

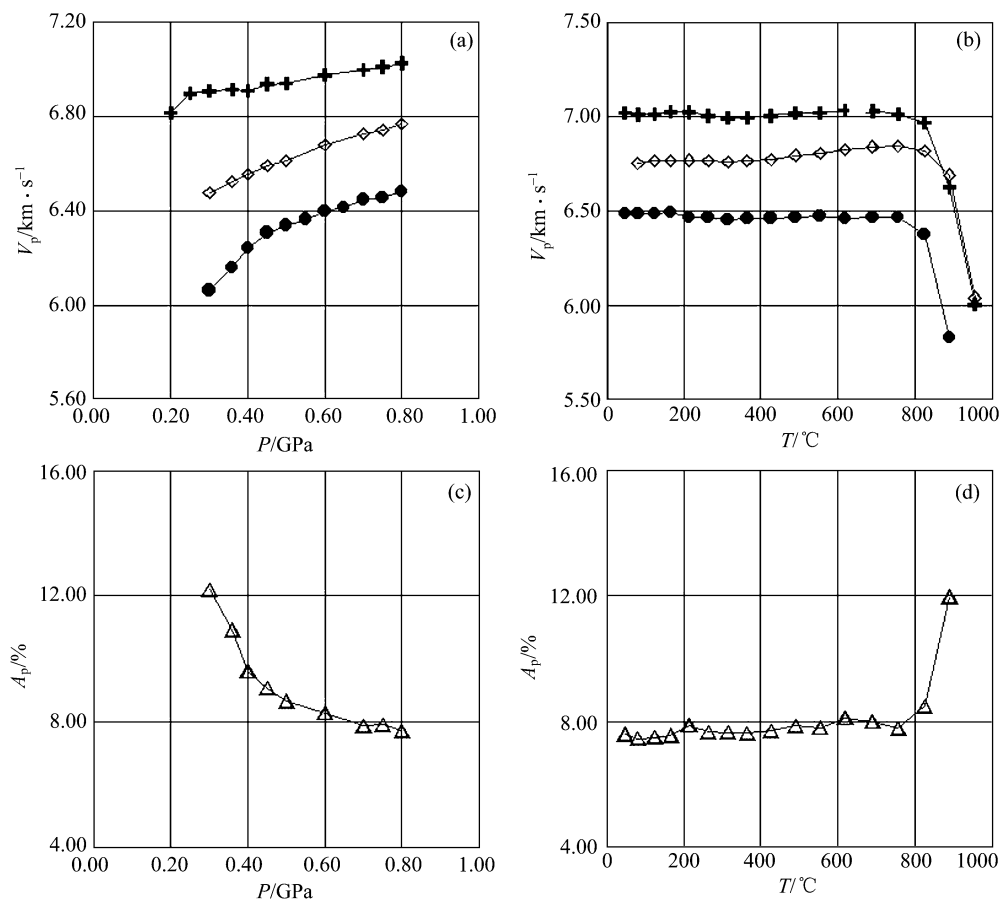


图 1 斜长角闪岩(CC-4)的纵波波速、波速各向异性随压力((a), (c))和温度((b), (d))变化的曲线  
+, ◇ 和 ● 分别表示 X, Y 和 Z 三个方向上的实验结果

从图 1 中可以看出: (1) 在室温、压力  $P > 400$  MPa 的条件下, 岩石的纵波波速随压力的增加而呈线性缓慢增加, 表明岩石中的裂纹已基本闭合. (2) 在 800 MPa 的条件下, 岩石的  $V_p$  随温度的增加而几乎不变. 但在某一温度点(约 750°C)之后, 其纵波波速都随温度的增加而急速降低, 这或许与样品中某些矿物的脱水或部分熔融作用有关. (3) 岩石的纵波波速各向异性定义为:  $A_p = (V_{\max} - V_{\min}) / V_{\max} \cdot 100\%$ . 细粒、中粒斜长角闪岩在 800 MPa (600 MPa) 和 550°C 条件下的波速各向异性较强, 分别为 7.83% 和 9.77%. 另外, 在室温条件下, 随着压力的增加, 波速各向异性逐渐减少, 如细粒斜长角闪岩在 300 MPa 下的  $A_p$  值为 12.20%, 在 700 MPa 下的  $A_p$  值为 7.86%, 但在某一压力点之后, 波速各向异性几乎不变, 表明了岩石中固有各向异性的存在.

## 2.2 流变实验结果

这组实验都是在围压 500 MPa 和应变速率  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  条件下进行的, 岩石的宏观变形特征(应力-应变曲线)如图 2 所示.

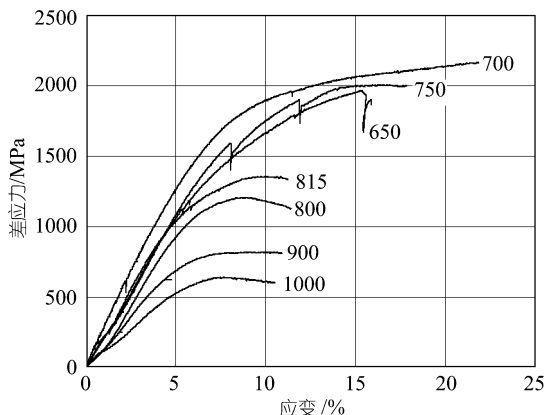


图 2 围压 500 MPa 和应变速率  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  的条件下斜长角闪岩(CC-4)的应力-应变实验曲线

图上的数值是温度值, 单位  $^{\circ}\text{C}$

应变量之后, 样品屈服, 并很快进入准稳态蠕变(也叫纯塑性变形)或应变软化阶段, 即随着应变的增加, 应力保持不变或缓慢下降. 斜长角闪岩以塑性变形为主, 脆性变形为辅, 岩石强度对温度较敏感; (4) 750~1000 $^{\circ}\text{C}$ , 岩石变形进入韧性状态, 显微变形机制以塑性变形为主, 岩石的流变强度随温度的增加而逐渐降低, 如图 3 所示. 温度从 750 $^{\circ}\text{C}$  上升至 800 $^{\circ}\text{C}$ , 斜长角闪岩的流变强度从 2000 MPa 下降至约 1200 MPa, 降幅达约 800 MPa, 如此大幅度的下降过程可能与脆塑性转换有关. 900 $^{\circ}\text{C}$  之后斜长角闪岩强度的下降过程可能与样品内角闪石矿物的部分熔融有关.

### 2.3 微观分析结果

岩石在经受高温高压作用后, 不仅在宏观上表现出不同的变化特征, 如波速曲线和应力-应变曲线随温度、压力条件的不同而改变, 而且从微观上看, 岩石的结构、组成矿物等都表现出丰富多彩的变形、变化特征. 为探寻岩石的变形机制、寻找斜长角闪岩弹性波速和流变强度在 750 $^{\circ}\text{C}$  之后都开始大幅度下降的原因, 我们对实验前后的样品进行了显微观察、探针分析和红外光谱分析.

图 4(a)为实验前细粒斜长角闪岩的光学显微照片. 从中可以看出, 斜长石和角闪石粒度分布均匀, 相邻颗粒边界平直, 可测量位移的裂隙不存在, 钠长石有少量聚片双晶存在. 但在高的准静水压力作用下, 把斜长角闪岩样品从室温逐步加热至高温进行弹性波速测量, 实验结束后样品的显微结构和光性特征发生了极大的变化(图 4(b)). X 和 Z 方向上的显微观察发现, 角闪石颗粒内部表面均呈暗色麻点状或星点状, 正交偏光下已失去或者不均匀地残留原来的干

结合对实验前、后样品微观结构的分析, 从图 2 我们得知: (1) 在围压 500 MPa 和应变速率  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  的条件下, 当温度小于 650 $^{\circ}\text{C}$ , 斜长角闪岩的变形以脆性破裂为主, 如 650 $^{\circ}\text{C}$  下, 当轴向应变( $\epsilon$ )达到 15% 时, 在应力-应变曲线中仍可看到一个明显的应力降过程, 差应力降幅高达 300 MPa, 同时在实验中岩石不时地发出很响的破裂声; (2) 温度从 650 $^{\circ}\text{C}$  到 750 $^{\circ}\text{C}$ , 斜长角闪岩的变形以脆-韧性转化为主, 如在 700 $^{\circ}\text{C}$  下, 当  $\epsilon > 13\%$  时, 曲线斜率变小, 岩石强度随应变的增加而呈线性地增加, 岩石显示了应变硬化的变形特征. 在脆性、脆韧性转换域, 岩石强度(差应力)对温度不敏感; (3) 温度大于 800 $^{\circ}\text{C}$ , 在约 5% 的

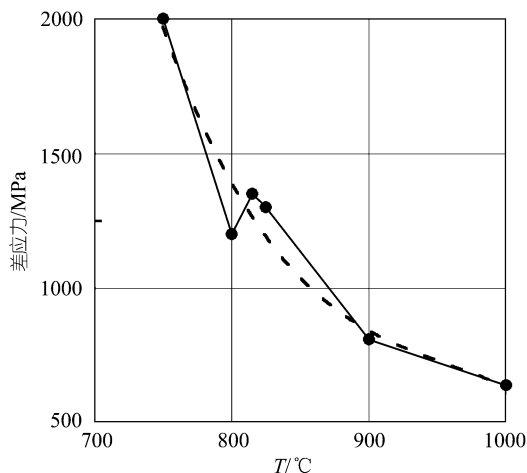


图 3 500 MPa 和  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  条件下宏观上的韧性域内斜长角闪岩屈服强度随温度的变化  
虚线为用多项式拟合后的曲线

涉色, 实验前的大颗粒分解为细小颗粒集合体. 一些大颗粒边缘具有黑色或褐色边(正交偏光下, 单偏光下为无色或不透明), 具有典型的熔融结构. 样品中的浅色矿物斜长石颗粒因被熔蚀而呈浑圆的熔融残余结构. 在斜长石和角闪石颗粒之间出现熔体(玻璃质). 扫描电子显微镜(SEM)下发现, 在碎裂的角闪石颗粒之间也有熔体存在(图 5), 熔融比例约为 8% 左右. 对角闪石颗粒的显微红外吸收光谱分析发现, 在  $3500\sim 3600\text{ cm}^{-1}$  波数范围内有较大的吸收峰, 这表明水仍以羟基的形式存在于样品的角闪石中(图 6), 没有脱水现象发生.

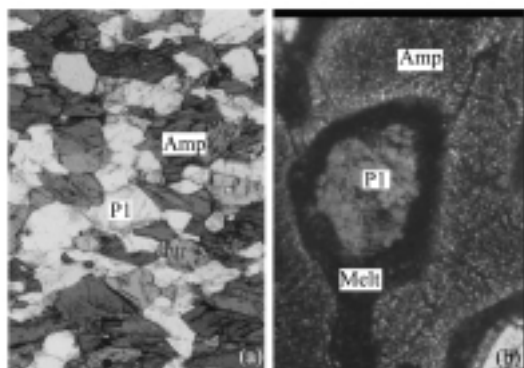


图 4 (a) 实验前斜长角闪岩(CC-4)样品的显微照片(单偏光, 长边 2.0 mm), (b) 高温高压波速实验后 CC-4 样品的显微照片(正交偏光, 长边 2.0 mm)  
Amp, 角闪石; Melt, 熔体; Pl, 斜长石

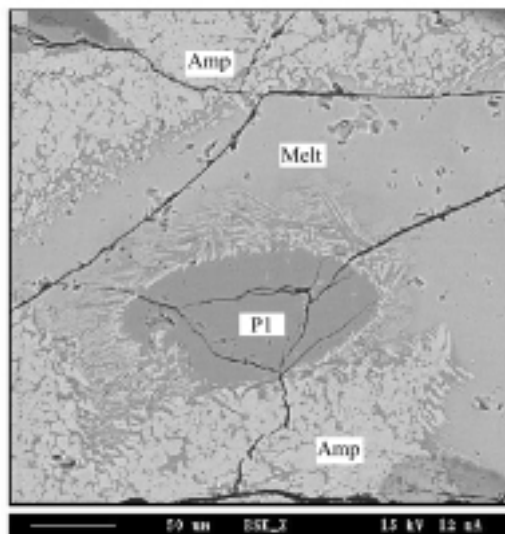


图 5 斜长角闪岩(CC-4)样品的 SEM 照片  
Amp, 角闪石; Melt, 熔体; Pl, 斜长石

变形机制的确定也需要微观分析来辅助. 在围压 500 MPa, 应变速率  $1\times 10^{-4}\text{ s}^{-1}$  及温度  $650^{\circ}\text{C}$  的变形条件下, 实验后样品的显微观察发现有一组贯通的共轭剪切破裂面存在, 其锐夹角与主压应力方向呈约  $30^{\circ}$ , 且在破裂面内可见一些细小的破碎角闪石和斜长石, 角闪石与长石内发育一些细小的晶内裂隙, 表明斜长角闪岩的变形主要以脆性破裂为主. 另外, 角闪石晶体沿解理方向发生明显的碎裂作用和粒化现象, 但在长石晶体上就没有这一现象的存在, 表明在较低温度和围压条件下,

长石比角闪石硬度大.  $750^{\circ}\text{C}$  变形实验后样品的显微观察发现, 岩石中的斜长石和角闪石明显定向排列, 且波状消光强烈. 岩石中发育两组剪切破裂面, 其中一组紧闭, 另一组被细小长石和角闪石充填. 前者使角闪石与斜长石发生剪切滑移, 后者则多兼具张扭特点, 破碎带内长石和角闪石碎裂流动, 显示着岩石半脆性破裂变形的特征. 两组节理应属于共轭节理的压

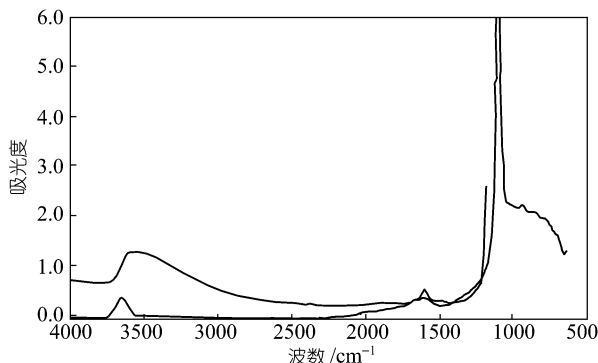


图 6 红外吸收光谱

上面的曲线是波速实验后获得的, 下面的曲线是原岩的

扭和张扭节理, 它们的锐夹角大于  $650^{\circ}\text{C}$  时变形所形成的两组节理锐夹角, 这或许表明韧性程度的增加(图 7(a)). 随着温度的进一步升高( $800^{\circ}\text{C}$  时), 岩石中矿物颗粒被强烈拉伸, 并明显定向排列, 如斜长石被拉长为长条状并顺片理分布, 其塑性变形特征越来越明显. 温度  $900^{\circ}\text{C}$  时, 样品实验后在正交偏光镜下可见长石双晶弯曲(图 7(b)), 并且某些长石强烈细粒化. 角闪石细粒化, 并有暗色物质析出, 显微变形机制完全以塑性变形为主. 我们同样对实验后的各温度点样品进行了显微红外吸收光谱分析, 没有发现角闪石的脱水现象, 在波数  $3500\sim 3600\text{ cm}^{-1}$  的范围内仍有较大的吸收峰存在.

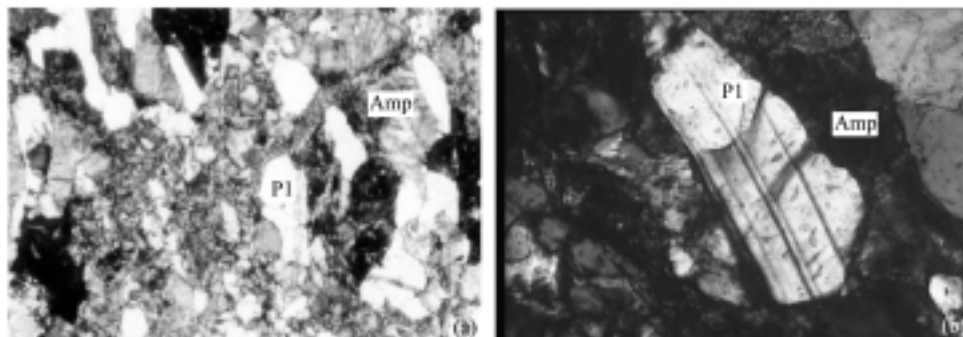


图 7 (a)变形带内角闪石和长石的碎裂流动(正交偏光, 长边 2.0 mm), (b)长石的双晶弯曲(正交偏光, 长边 1.5 mm)

### 3 讨论与结论

Barruol 等<sup>[10]</sup>曾对来自意大利北部的角闪岩进行过弹性波速研究. 在  $600\text{ MPa}$  下角闪岩的波速各向异性较高( $>5\%$ ), 其中一种角闪岩(59%角闪石, 35%斜长石, 4%石英)的  $A_p$  值为 12.74%, 另一种长英质角闪岩(54.2%角闪石, 35.8%斜长石, 8%辉石)的  $A_p$  值为 5.69%. 本文中细粒斜长角闪岩(CC-4: 55%角闪石, 35%斜长石, 5%石英)在  $600\text{ MPa}$  下的  $A_p$  值为 8.31%, 介于二者之间. 通过对比, 似乎可以得出这样的结论: 当角闪岩类中所含角闪石的体积比较大时, 其波速各向异性也相对较高. 但本文中的中粒斜长角闪岩(CC-6: 40%角闪石, 45%斜长石, 5%黑云母)在  $600\text{ MPa}$  下的  $A_p$  值为 8.01%, 其角闪石含量低于长英质角闪岩, 而其  $A_p$  值高于长英质角闪岩, 这或许是因为 CC-6 中含有 5%的黑云母, 与辉石、石英、斜长石相比具有较高的波速各向异性. Siegesmund 等<sup>[9]</sup>从实验和计算两方面研究了透辉斜长角闪岩(41%角闪石, 36%斜长石, 12%透辉石)的波速各向异性, 在  $600\text{ MPa}$  下其  $A_p$  值约为 9%, 与 CC-4 和 CC-6 结果相近.

同时, 本文对粗、细两块斜长角闪岩样品进行了波速测量. 测量发现, 斜长角闪岩的最大 P 波波速平行于宏观上可见的拉伸线理方向(平行于 X 方向), 最小 P 波波速垂直于面理(平行于 Z 方向), 与 Vajdova 等<sup>[12]</sup> 的结果完全一致. 他们认为, 长石、尤其是角闪石的形状优选方位在此起到了决定性的作用. 另外, 细粒岩石(CC-4)的平均波速略高于粗粒岩石(CC-6)的平均波速. Vajdova 等<sup>[12]</sup>曾对此进行过研究, 认为此类岩石平均波速的高低与角闪石含量的多少无关, 而与粒度有关, 只有细粒、高密度的岩石在高温高压下的波速才较高. 本实验结果大致与 Vajdova 的实验结果吻合, 只是 CC-4 的密度( $2.93\text{ g/cm}^3$ )略低于 CC-6 的密度( $2.96\text{ g/cm}^3$ ).

对细粒斜长角闪岩的变形实验研究发现, 当温度介于  $650\sim 750^{\circ}\text{C}$  之间, 样品发生脆性破裂

和破裂面内的碎裂流动, 岩石变形以脆韧性转化为主; 当温度介于 850~1000℃之间, 样品内已很难见到脆性剪切破裂面, 变形以塑性变形为主. Hacker 等<sup>[16]</sup>对天然和人工热压合成的角闪岩的脆-韧性转换的问题研究后发现, 含有 53%斜长石和 43%角闪石的天然角闪岩在整个实验条件内(围压 0.5~1.5 GPa, 650~950℃,  $10^{-7}$ ~ $10^{-4}$  s<sup>-1</sup>)都有脆性破裂发生, 破裂面内显示了从晶体塑性变形到碎裂流动的转换; 合成角闪岩样品, 在 650℃和  $10^{-5}$  s<sup>-1</sup> 及 750℃和  $10^{-4}$  s<sup>-1</sup> 时发生脆性破裂, 但随着温度的升高和应变速率的降低, 它们都发生了塑性变形, 这与我们的结果相似.

在 500 MPa 和  $1 \times 10^{-4}$  s<sup>-1</sup> 条件下, 斜长角闪岩(含角闪石 55%, 斜长石 35%, 石英 5%, 黄铁矿 3%) 在 750℃后强度急剧下降(图 3), 这一实验结果和前人的结果既有相似之处, 又不尽相同. 相似表现在, 在相对高温时岩石强度均有一个突变的弱化过程; 不同点在于, 这个强度突变的绝对温度值不甚相同, 弱化程度有一定的差别. 如果弱化与围压大小无关(塑性域), 则实验结果的不尽相同可能主要是由试件岩性组成的差异决定的. Rooney 等<sup>[13,14]</sup>在围压 1000 MPa 和应变速率  $10^{-5}$  s<sup>-1</sup> 条件下进行过类似的实验, 发现角闪岩(含 70~100%角闪石)的强度在 400~700℃时稳定在 750 MPa 左右, 700℃之后强度明显下降. 顾芷娟等<sup>[17]</sup>曾研究了角闪岩(85%角闪石+15%斜长石)在围压 500 MPa 和应变速率  $5 \times 10^{-5}$  s<sup>-1</sup> 条件下其抗压强度与温度的关系, 发现在 600~700℃间强度迅速下降, 并通过红外光谱分析证实这一下降过程与组成矿物角闪石羟基 OH 脱水相关. 但我们对波速实验和变形实验后的样品也都进行了显微红外光谱分析, 没有发现类似的失去角闪石羟基的现象存在. Hacker 等<sup>[16]</sup>认为, 在 1000 MPa 和  $\geq 850$ ℃及 500 MPa 和  $\geq 750$ ℃条件下角闪石会脱水, 但他们对于实验前分别干燥和加水这两种不同条件的斜长角闪岩的变形实验发现, 在 800℃左右没有明显的强度下降过程出现, 这与大多数人和本文的结果不一致. 我们以多项式来拟和斜长角闪岩在 750℃后强度的下降过程, 发现似乎有两种不同的机制控制着这一下降过程. 750~850℃, 曲线斜率很大, 降幅很大; 850~1000℃, 曲线斜率变小, 降幅变小. 高平等<sup>[2]</sup>实验得出斜长角闪岩在 800 MPa 围压下的完全熔融温度约为 850℃. 故此, 我们推测, 在半封闭体系中, 本实验中斜长角闪岩在 750~850℃间强度的下降可能一方面与岩石的脆塑性机制的转化有关; 另一方面可能是角闪石开始熔融导致了强度的下降, 只不过熔融比例很小, 我们在光学显微镜下没有能够观察到而已.

对于波速实验, 在 600 MPa 和 740℃之后以及 800 MPa 和 760℃之后, 斜长角闪岩的波速都开始小幅度下降; 当温度继续升高到 820℃之后, 波速开始大幅度下降. 显微和探针分析表明, 这与样品内矿物发生了部分熔融作用有关(图 5).

另外, 从实验中我们得知, 斜长角闪岩(CC-4, CC-6)在整个地壳内的平均波速都较高, 约 6.5~6.9 km/s, 与屯溪-温州剖面地震测深结果<sup>[21]</sup>给出的下地壳平均波速一致(6.60~6.83 km/s). 因此, 此类岩石有可能大规模地存在于浙江地区下地壳. 而在浙江地区下地壳底部, 估计正常地温值约为 750℃左右(30 km 处, 地温值约 690℃左右). 若在地幔上隆区或高热流值地区, 地温值将会更高, 从而有可能使斜长角闪岩中的角闪石发生脱水熔融(实验中, 细粒斜长角闪岩的平均波速从 760℃的 6.8 km/s 左右下降到 900℃的 6.3 km/s 左右, 降幅约 0.5 km/s, 强度从 750℃的 2000 MPa 降至 800℃的 1200 MPa, 降幅达 800 MPa 左右), 导致岩石波速、强度的大幅度下降, 所产生的部分熔融物质或高温高压水将可能随着地幔物质的上涌被带到中地壳, 从而形成局部的低速软流层.

总之, 本文对来自浙江省陈蔡地区的天然斜长角闪岩的弹性波速和流变性质进行了高温高压实验研究, 并对实验后样品进行了显微和探针分析, 得出如下结论:

(1) 斜长角闪岩在室温条件下, 随着压力的增加, 波速逐渐增加, 波速各向异性逐渐减少; 在 800 或 600 MPa 下, 随着温度的增加, 波速在某一温度点之前几乎不变. 另外, 中、细粒斜长角闪岩中纵波波速沿线理方向(X)的传播总是快于沿面理法向(Z)的传播.

(2) 在固定围压(500 MPa)、应变速率  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  的情况下, 随着温度的增加, 斜长角闪岩经历了脆韧性转化的过程. 在脆性及脆韧性域内, 岩石强度(差应力)对温度不敏感; 在塑性域内, 岩石强度对温度较敏感.

(3) 在高压下, 随着温度的增加, 斜长角闪岩在 750℃左右波速和强度都开始下降. 红外光谱分析和探针分析表明, 850℃之后波速和强度的下降主要是由于角闪石在高温发生了部分熔融作用.

**致谢** 岩石样品的波速和流变实验分别是在中国科学院贵阳地球化学研究所高温高压实验室和中国地震局地质研究所构造物理开放实验室完成的. 实验期间, 得到谢鸿森研究员、周文戈副研究员、郭捷研究员、何昌荣研究员、周永胜副研究员等的热情指导, 作者在此表示衷心的感谢.

## 参 考 文 献

- 1 张友南, 孙君秀. 华北地壳岩石波速类型及其地质意义. 地震地质, 1998, 20(1): 73~81
- 2 高 平, 刘若新, 马宝林, 等. 绿泥石片岩和斜长角闪岩在高温高压下的物理性质及其应用. 地震地质, 1994, 16(1): 83~88
- 3 白武明. 水对上地幔流变和地震波各向异性的影响. 见: 陈运泰主编. 中国地震学会第七次学术大会论文摘要集. 北京: 地震出版社, 1998. 220
- 4 Nicolas A, Christensen N. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites——review. In: Fuchs K, Froidevaux C, eds. Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere Systems. Geodyn Ser, A G U, Washington D C, 1987, 16: 111~123
- 5 Karato S. Seismic anisotropy due to lattice preferred orientation of minerals: kinematic or dynamic? In: Manghnani M H, Syono Y T, eds. High-Pressure Research in Mineral Physics. Washington DC: Scientific Publishing Company, 1987. 455~471
- 6 Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 1. J Geophys Res, 1960, 65(4): 1083~1102
- 7 Christensen N I. Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 Kilobars. J Geophys Res, 1965, 70(24): 6147~6164
- 8 Babuska V. P-wave velocity anisotropy in crystalline rocks. Geophys J R Astr Soc, 1984, 76: 113~119
- 9 Siegesmund S, Takeshita T, Kern H. Anisotropy of  $V_p$  and  $V_s$  in an amphibolite of the deeper crust and its relationship to the mineralogical, microstructural and textural characteristics of the rock. Tectonophysics, 1989, 157(1): 25~38
- 10 Barruol G, Kern H. Seismic anisotropy and shear-wave splitting in lower-crustal and upper-mantle rocks from the Ivrea Zone-experimental and calculated data. Phys Earth Planet Inter, 1996, 95(3-4): 175~194
- 11 Kern H, Liu B, Popp T. Relationship between anisotropy of P and S wave velocities and anisotropy of attenuation in serpentinite and amphibolite. J Geophys Res, 1997, 102(B2): 3051~3065
- 12 Vajdova V, Prikryl R, Pros Z, et al. The effect of rock fabric on P-wave velocity distribution in amphibolites. Phys Earth Planet Inter, 1999, 114(1): 39~47
- 13 Rooney T P, Riecker R R. Constant strain-rate deformation of amphibole minerals. Air Force Cambridge Res Lab Environ Res Pap, 1973, 430(AFCRL-TR-0045)



- 14 Rooney T P, Riecker R R, Gavasci A T. Hornblende deformation features. *Geology*, 1975, 3: 364~366
- 15 Kirby S H. Localized polymorphic phase transitions in high-pressure faults and applications to the physical mechanism of deep earthquakes. *J Geophys Res*, 1987, 92(B13): 13789~13800
- 16 Hacker B R, Christie J M. Brittle/ductile and plastic/cataclastic transition in experimentally deformed and metamorphosed amphibolite. In: Duba A G, Durham W B, Handin J W, eds. *The Brittle-Ductile Transition in Rocks*. Geophys Monogr Ser, AGU, Washington D C, 1990, 56: 127~147
- 17 顾芷娟, 张 流, 李 彪, 等. 华北地区角闪岩的脱水实验与壳内高导层. 见: 中国上地幔特征与动力学论文集. 北京: 地震出版社, 1990. 178~182
- 18 谢鸿森. 地球深部物质科学导论. 北京: 科学出版社, 1997. 54~71
- 19 Liu Y G, Xie H S, Guo J, et al. A new method for experimental determination of compressional velocities in rocks and minerals at high-pressure. *Chin Phys Lett*, 2000, 17(12): 924~926
- 20 张 流, 王绳祖. 固体围压介质下岩石三轴实验装置的压强标定. *地震地质*, 1982, 4(4): 69~75
- 21 熊绍柏, 刘宏兵. 浙皖地区地壳-上地幔结构和华南与扬子块体边界. *地球物理学进展*, 2000, 15(4): 3~17