

华北太古宙长英质岩石的地震波速度 及其在地壳中的位置^{*}

孙君秀¹⁾ 谢亦汉²⁾ 张友南¹⁾

1) 中国北京 100029 中国地震局地质研究所, 中国地震局构造物理开放实验室

2) 中国北京 100029 中国科学院地质与地球物理研究所

摘要 研究了两项内容: ① 在室温高压和高温高压条件下, 华北地区长英质结晶岩的压缩波速度; ② 在常压和石英 $\alpha\beta$ 相变温度下, 长英质岩石的加热声发射. 结果表明: 在相同的温压条件下, 长英质结晶岩的波速明显低于基性岩, 而与变质相的关系不大; 含石英岩石的波速曲线具有与其它任何岩石不同的曲线形态, 显示了 $\alpha\beta$ 相反应峰; 在常压下加热岩石至石英相变点时, 长英质深变质岩和岩浆花岗岩产生声发射, 另一种交代成因的花岗岩不产生声发射. 其地质意义表明: 结合其它地质资料解释了华北克拉通区的地壳组成, 阐明了 α 石英和 β 石英的存在空间; 说明了新生代构造沉降区下地壳岩石中石英的 $\alpha\beta$ 相变以及角闪石和黑云母的脱水熔融是沉降区和隆起区间断裂活动(张性断裂)和地震活动的动力.

关键词 华北克拉通 高温高压 长英质岩石 相变 声发射

中图分类号: P315.2 **文献标识码**: A

引言

太古宙长英质岩石是克拉通区上地壳的主要组成部分, 下地壳也可能存在这类岩石(张友南, 孙君秀, 1999), 因此, 研究这类岩石的压缩波速度具有特别重要的意义.

对地震波研究来说, 这类岩石的特点之一是石英的存在. 高温高压下 α 相石英转变为 β 相, 同时伴随波速的改变, 因此, 定压下长英质岩石的温度-波速关系曲线的特征是任何其它岩石所没有的. Fielitz(1971)和 Kern(1979, 1993)研究长英质岩石和石英岩时, 发现在石英的相变点上波速发生转折, 但含 β 相石英岩石波速的确切值, 因实验温度的约束, 未能得出数据; 后来张友南和马瑾(Zhang, Ma, 1994)提高了实验温度, 得到了 β 相岩石的波速值. Gao 和 Guo(1997)对石英岩的研究也获得了相似的结果. 本研究以较大量素材确定了长英质岩石的这种弹性特征, 为岩石弹性参数库提供了较系统的新资料.

本文同时还研究了长英质岩石 β 石英的剩余应力特性, 这部分内容是首次面世.

^{*} 国家自然科学基金资助项目(49474220). 中国地震局地质研究所论著 2000B0010.
2000-02-01 收到初稿, 2000-08-28 收到最后修改稿并决定采用.

1 实验概况和岩石标本

波速测量在固体介质活塞-圆筒容器中进行,实验条件和程序参照张友南和马瑾(1997)以及张友南和孙君秀(1999)方法.实验样品为圆柱体,对具有片麻结构的岩石来说,标本的长轴方向(亦即超声的传输方向)均垂直于片麻理面.在室温和一个大气压下,大多数实验波速的各向异性系数均小于3.5%.换能用钽酸锂晶体,Y15°切,可得P和S两组振动波,但对短尺寸标本来说,S波的初至主要受P波反射波(尤其是通过容器壁反射的P波)的干扰,难以测准,故本文只提供和讨论P波参数.

本研究涉及的长英质岩石有英云闪长质-花岗闪长质片麻岩和麻粒岩、硅线黑云片麻岩、紫苏花岗岩和钾质花岗岩等,各岩石的化学成分见表1,岩石的实际矿物组成(包括蚀变矿物)以及岩石在室温和常压下的密度数据见表2.样品的采集地点:424,422,725,508和Y1-1号标本为冀西北怀安;1205,1028和1114号标本为冀北崇礼;729号标本为冀东水厂;6D9号标本为山西大同.

表1 太古宙长英质岩石的化学成分

标本号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O	总量
Y1-1	66.36	0.27	16.16	0.99	1.81	3.10	1.29	3.30	5.60	0.02	0.19	0.39	99.50
508	71.36	0.22	14.34	1.09	1.52	3.61	0.95	1.08	3.93	0.06	0.06	1.21	99.43
725	72.63	0.08	15.45	0.31	0.59	3.47	0.34	1.86	4.19	0.05	0.04	0.76	99.77
729	60.74	0.78	16.16	2.83	2.63	4.19	3.04	4.60	3.10	0.04	1.04	1.28	100.45
1114	64.20	0.78	15.60	1.82	4.86	3.28	2.95	2.23	1.86	0.30	0.15	2.59	99.62
1028	69.01	0.66	14.10	1.77	2.93	2.84	1.83	1.34	3.08	0.22	0.18	2.38	100.34
6D9	62.43	0.85	16.26	2.66	5.15	2.80	3.05	1.90	1.98	0.25	0.10	2.25	99.68
1205	74.63	0.63	9.87	0.81	3.69	2.30	2.58	1.97	1.21	0.08	0.13	1.75	99.65
422	78.59	0.10	10.94	1.45	0.47	0.82	0.42	4.36	2.09	0.02	0.16	0.78	100.20
424	73.71	0.17	13.77	0.39	1.09	1.40	0.39	4.50	2.89	0.02	0.17	1.00	99.50

注:岩石名称:Y1-1为长英质麻粒岩,508为长英质麻粒岩,725为角闪斜长片麻岩,729为紫苏花岗岩,1114为石榴黑云斜长片麻岩,1028为黑云斜长片麻岩,6D9为石榴矽线片麻岩,1205为黑云角闪片麻岩,422为花岗岩,424为交代花岗岩.

表2 太古宙长英质岩石的矿物组成和结构

标本号	矿物组成	岩石结构	密度/g·cm ⁻³
Y1-1	Pl+Q+Or+Ms+Cpx+Hb	等粒结构,粒径1.2 mm	2.66
508	Pl+Q+Opx+Chl+Mt+Bi	等粒结构,粒径0.8 mm	2.65
725	Pl+Q+Hb+Or+Chl+Cc	片麻结构,Pl粒径1 mm,Q<0.5 mm	2.60
729	Pl+Q+Or+Opx+Bi	不等粒结构	2.68
1114	Pl+Q+Bi+Gt+Sil+Cc	片麻结构,不等粒	2.65
1028	Pl+Q+Bi+Hb+Ms	片麻结构,粒径2~3 mm	2.64
6D9	Q+Gt+Pl+Sil+Or+Bi	片麻结构,不等粒	2.70
1205	Q+Bi+Ms+Pl+Hb	片麻结构,Q和Pl 1~3 mm	2.60
422	Q+Per+Chl+Cc+Mt	花岗结构,粒径3 mm	2.62
424	Q+Or+Pl+Bi	花岗结构,粒径2~3 mm	2.58

注:①岩石名称同表1;②矿物组成为显微镜鉴定结果未作定量分析,相对数量以前后次序为序;③岩石密度指室温、一个大气压下的密度;④矿物符号:Pl代表斜长石,Q代表石英,Or代表钾长石,Ms代表白云母,Cpx代表单斜辉石,Hb代表闪石,Opx代表斜方辉石,Chl代表绿泥石,Mt代表磁铁矿,Bi代表黑云母,Cc代表方解石,Gt代表石榴石,Sil代表硅线石,Per代表条纹长石.

2 长英质岩石的 P 波速度

2.1 室温、高压下的岩石波速特征

在室温下，长英质岩石与其它岩石一样，P 波速度随压力增加而增加，在 200～300 MPa 压力以下，波速随压力大幅度增加，这段波速压力曲线为非线性段；在上述压力值以上，波速随压力的增幅大为减小，构成波速曲线的线性段(图 1). 其成因为大约在低于 200～300 MPa 的压力，岩石中有大量面状微裂隙存在，超过此压力，这些微裂隙大部分闭合.

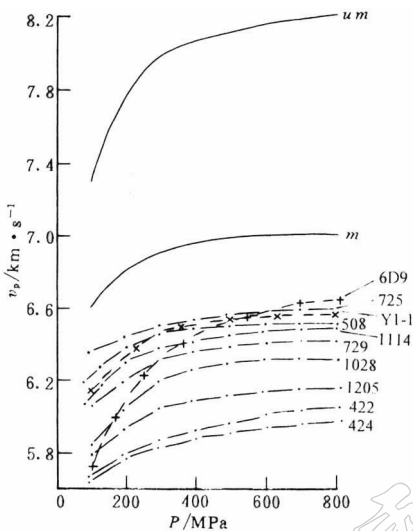


图 1 室温下长英质岩石波速随压力的变化关系. 数字为标本号, 对应岩石名称同表

1. *m* 和 *um* 为基性麻粒岩和橄榄岩的波速曲线(引自张友南, 孙君秀, 1999)

在室温和一定的压力下，长英质岩石有一大体确定的波速范围. 例如，在 800 MPa 条件下， v_p 的绝对值在 6.00～6.64 km/s 之间，其中，6.00～6.24 km/s 为花岗岩，6.14～6.64 km/s 为 TTG 成分的岩石(含英云闪长质、石英二长质、花岗闪长质岩石)和长英质表壳岩. 这些数值表明，在所有硅酸盐结晶岩中，长英质岩石的速度是最低的. 图 1 中附加曲线 *um* 和 *m* 为典型的超基性岩和基性岩的波速曲线(张友南, 孙君秀, 1999)，以便与长英质岩石对比(后面图中 *um* 和 *m* 曲线与此意义相同不再说明). 从图 1 还可以看出，岩石波速与变质相-角闪岩相或麻粒岩相没有明显的关系. Christensen 和 Mooney (1995)的资料与本文结果大致相符.

2.2 高压高温下长英质岩石的波速特征

在 800 MPa 压力下，长英质岩石的波速随温度的变化关系具有与任何其它岩石不同的特点，即石英的存在及相变对波速的影响：在 770 ℃ 以下的温度范围内，石英为 α 相，从室温开始， α 相长英质岩石的波速随温度升高而下降(图 2)，其波速温度曲线的斜率在 $-4.90 \times 10^{-4} \sim -6.5 \times 10^{-4}$ km/℃·s 之间，高于无石英岩石(张友南, 孙君秀, 1999). β 相石英的波速大于 α 相，因此在相变温度后，全岩波速变为随温度升高而上升，并很快达到一个最大值(图 2). 其最大的绝对数值主要取决于岩石中石英的含量. 石英岩的最大 v_p 值达 6.99 km/s(Zhang, Ma, 1994)，长英质岩石中石英在全岩中的比例小，因此，岩石波速的 β 相峰值远小于石英岩.

图 2 中 A 组曲线为火成变质岩的波速曲线，岩石为 TTG 成分；B 组为沉积变质岩的曲线，C 组为钾质花岗岩的曲线. 以上曲线无一不显示 $\alpha\beta$ 相反映的波速变化. 图中曲线 *m* 和 *um* 的形态与绝对值均具有典型的基性岩和超基性岩的特征，长英质岩石与其迥然不同.

另外，石英 $\alpha\beta$ 相的转变温度与压力有关(Kostor *et al.*, 1973)，而与岩石的相数和水的逸度无关(Whitney, 1975)，因此，在定压下，相转变温度是个定值；但实际波速测量中，不同岩石波速曲线反应峰的温度在一定范围内可变(图 2)，这是因为除了石英的固-固转变外，其它相(尤其是低级变质相)的反应同时影响着波速的变化.

3 实验岩石的相反应

实验结束后，条件为 $P=800\text{ MPa}$ 、 $T=1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ 恒温半小时，岩石普遍发生了相反应，但反应未达平衡，结果，粘土和绿泥石全部消失，方解石和白云母大部分消失，角闪石、钾长石和斜长石开始出溶，一部分黑云母也开始溶解，生成物主要为玻璃和针状黑云母。显然，黑云母的溶解和晶出发生在实验温度变化的不同阶段。个别实验中见有橄榄石晶出。部分相反应物及其结构见照片 1~4。所有这些相反应都影响岩石的弹性。

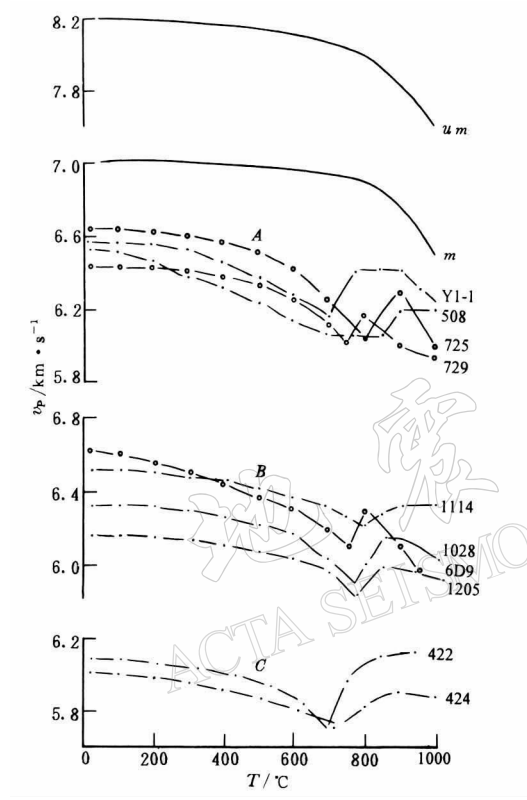


图 2 在 800 MPa 压力下，长英质岩石波速随温度的变化关系。A 组、B 组和 C 组曲线分别为火成变质岩、沉积变质岩和钾质花岗岩的波速曲线。标本号与岩石名称同表 1

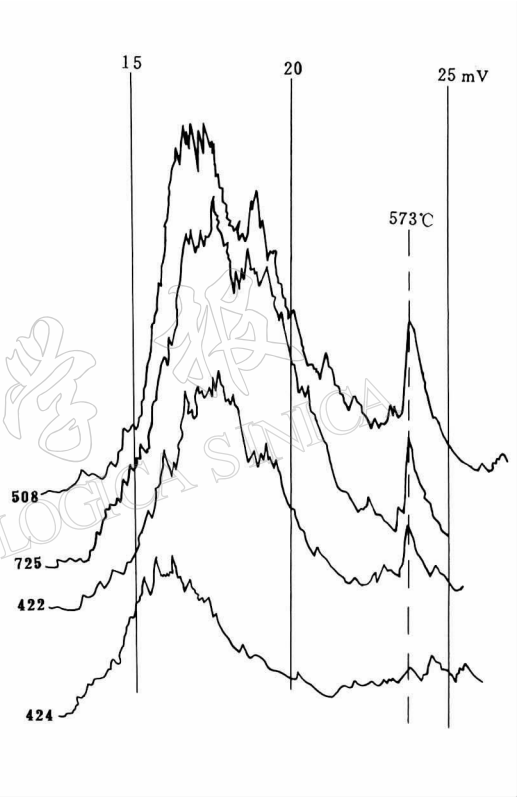
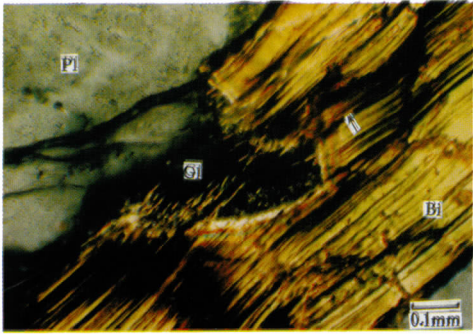


图 3 长英质岩石及花岗岩的加热声发射曲线。573 $^{\circ}\text{C}$ 附近为石英破裂的声发射峰，其余大小峰值主要为岩石中气液包体爆裂的声发射记录(热电势 mV 由镍铬-镍铝热电偶测量)

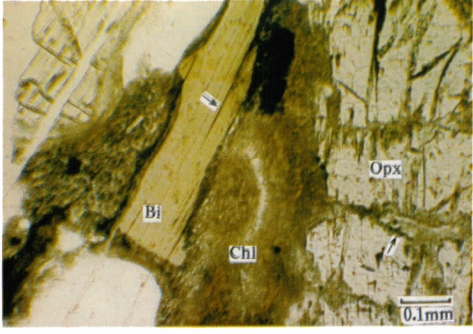
4 长英质岩石的剩余应力测量

谢奕汉发现加温石英颗粒时产生声发射^①。研究证明，高温成因石英(β 相)当出露地表时已转变为低温石英(α 相)，但在一个大气压下，再次加热到相变温度时，石英颗粒发生爆裂，用同样方法加热低温石英(如脉石英)，则不发生爆裂。这种爆裂表现为破裂变形，

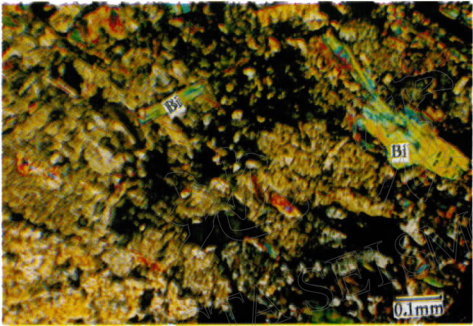
① 谢奕汉，1999。长英质岩石的剩余应力测量实验。个人通讯，1~10。



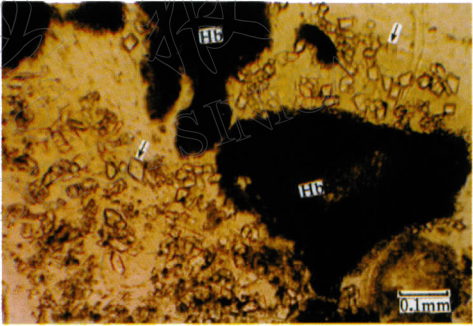
照片 1 424-花岗岩, 正交偏光, 显示实验后斜长石 Pl 和黑云母 Bi 接触边界的出熔, 在视域中心 G1 处出熔尤深, 黑色者即高温熔液(玻璃), 熔液中有针状黑云母新品晶出. 大云母片中的深色条纹(箭头所指)显示黑云母沿解理纹开始分解



照片 2 508-长英质麻粒岩, 单偏光, 显示绿泥石的熔解(Chl), 同时引起黑云母 Bi 和斜方辉石 Opx 沿解理纹的出熔(箭头所指)



照片 3 1208-黑云母斜长片麻岩, 正交偏光, 显示角闪石先于黑云母分解(熔解); 实验前角闪石为一完整大颗粒, 现已分解为细小颗粒集合体, 其中黑云母(Bi)完整无损



照片 4 725-角闪斜长片麻岩, 单偏光, 显示局部区域角闪石和斜长石的深度熔解, 深色者为分解了的角闪石细小颗粒集合体(Hb), 浅色者为玻璃. 玻璃中的自形晶为新晶橄榄石(箭头所指)

我们把它视为 β 相石英剩余应力的释放, 国内外尚未见此项内容的研究报道.

本研究将 4 种天然岩石标本分成两份: 一份直接做爆裂法研究; 另一份经高温高压处理后再做爆裂法研究. 处理方法是将标本加温加压至 1000 $^{\circ}\text{C}$ 和 800 MPa, 恒温一小时后降温卸压回到室温常压状态. 结果发现, 其中有 3 种岩石(725, 508, 422 号标本), 不论经历或未经高温高压处理, 在 573 $^{\circ}\text{C}$ 附近均有声发射峰存在, 另一种花岗岩(424 号标本)在 573 $^{\circ}\text{C}$ 附近却没有发现声发射峰(图 3, 4).

这些结果说明, 剩余应力是在地质历史时期经历过 β 相石英的天然属性, 在常压和相变温度下, 石英以破裂变形的形式最终释放应力. 石英在人为的短暂高温高压下既不破坏, 也不产生这种属性. 其机理尚有待研究.

5 讨论与结论

5.1 长英质岩石在壳内的 P 波速度及其在地壳中的位置

5.1.1 波速实验资料处理方法

为使实验结果应用于自然界，须先将岩石波速随压力、温度变化的关系转换为波速随壳幔深度的变化关系，换算方法一般用拟合公式(张友南，孙君秀，1999)。本研究采用曲线截取法，其思想与拟合公式相同，方法叙述从略。为简化换算参数，岩石密度一律取 2.7 g/cm^3 。研究区有两类地温构造单元，即新生代隆起区和沉降区，两者的地壳热状态不同，必须分别处理。本研究取两种状态，即隆起区地壳温度梯度取 $13 \text{ }^\circ\text{C/km}$ ，沉降区的梯度取 $30 \text{ }^\circ\text{C/km}$ 。为研究壳幔物质组成，除了实验岩石波速资料外，人工地震测深资料是最重要的。本研究采用张家口—塘沽地球物理剖面(高文学，马瑾，1993)，取张家口代表隆起区，华北平原武清代表新生代强沉降区。各参数计算曲线截取结果见图 5、6 所示。

5.1.2 长英质岩石在地壳中的位置

图 5 为沉降区综合地震波速度剖面，图中 S 线为武清地壳的地震折射波速度结构模型，422 线与 424 线之间的阴影区表示花岗岩的波速范围，725 线与 1205 线之间阴影区表示长英质变质岩的波速范围，而 725 线与 1028 线之间的加密阴影区表示变质岩波速的密集分布范围，即大部分长英质变质岩的波速分布于加密阴影区内。

由图 5 可知，在上地壳，S 线位于变质岩的阴影区内，而在加密阴影区的偏低速方，这说明上地壳组成中，变质岩，即 TTG 岩石和沉积变质岩以及花岗岩占绝对优势，再加上少量基性变质岩和含榴基性麻粒岩，构成克拉通岩石组合(张友南，孙君秀，1999)，这就是克拉通区，包括其中新生代沉降区上地壳的岩石组成。在中地壳，S 线与加密阴影区吻合，说明其组成除了克拉通岩石组合外，基性变质岩在中地壳的分配丰度增加。大约在 26 km 以下的下地壳，长英质岩石中的石英为 β 相，这类岩石的速度分布区远离 S 线，说明在下地壳，长英质岩石的分配丰度很低。

从图 5 中曲线形状可以看出，它们呈“双曲拱桥”形，这种图形在文献中未曾出现过，它与野外地震波速度(S 线)一起，圆满解释了构造沉降区地壳中长英质岩石的存在空间及其丰度。

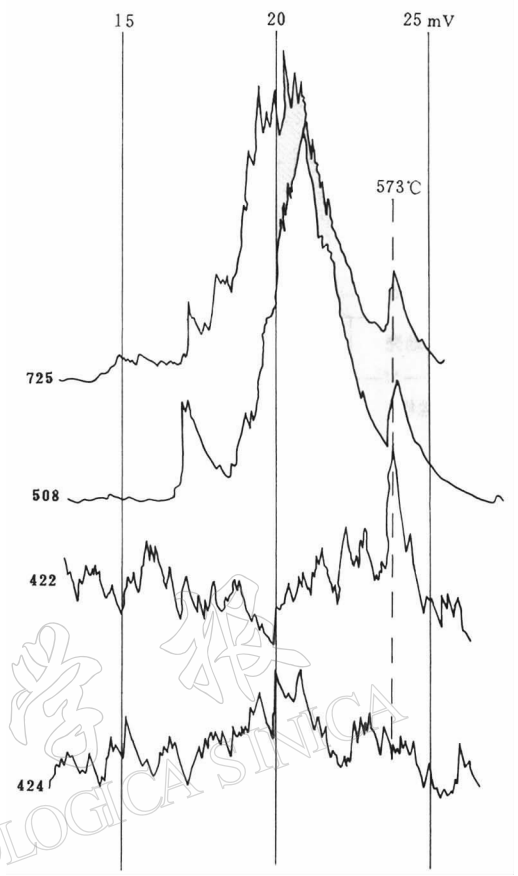


图 4 事先经过高温高压处理的长英质岩石及花岗岩的加热声发射曲线。573 $^\circ\text{C}$ 附近为石英破裂的声发射峰。其余大小峰值主要为玻璃中气液包体爆裂的声发射记录，该玻璃形成于高温高压处理过程中。标本号同图 3

图 4 事先经过高温高压处理的长英质岩石及花岗岩的加热声发射曲线。573 $^\circ\text{C}$ 附近为石英破裂的声发射峰。其余大小峰值主要为玻璃中气液包体爆裂的声发射记录，该玻璃形成于高温高压处理过程中。标本号同图 3

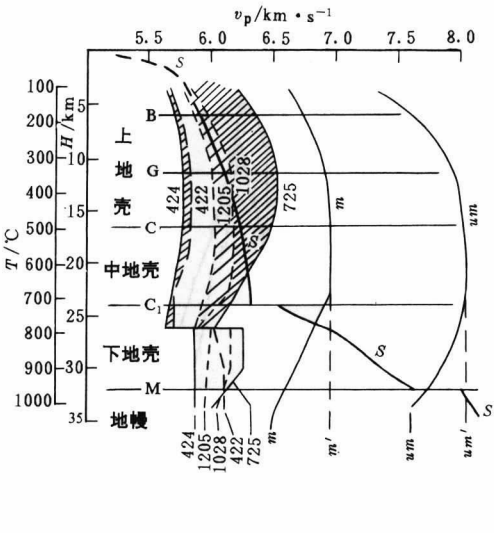


图 5 沉降区综合地震波速度剖面. S 线为折射波测深速度; 数字为标本号, 所代表的岩石同表 1, 数字所对应的曲线为随深度改变的岩石波速曲线. m 和 um 为基性岩和超基性岩的波速曲线, m' 和 um' 为外推线. B, G, C, C_1 为壳内地球物理界面, M 为莫霍面

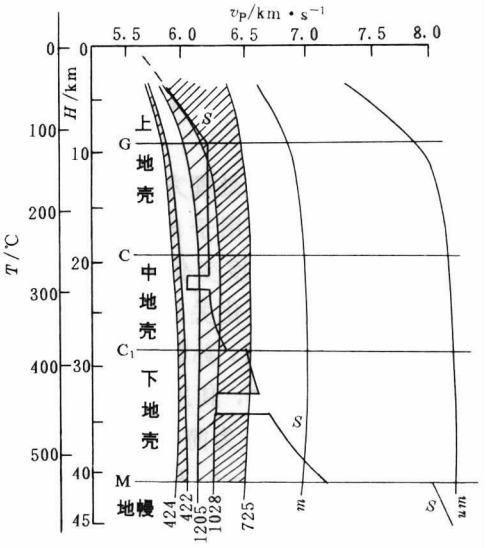


图 6 隆起区综合地震波速度剖面, 图注同图 5

图 6 是岩石波速按 $13\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 的地温梯度绘制的, 它代表稳定构造区的地温状态. 可以看出, 不论长英质岩石, 还是基性岩, 大约在 10 km 以下, 波速随地壳深度没有显著的变化, 高丰度的片麻岩和长英质麻粒岩(加密阴影区)的波速在 $6.2\sim 6.5\text{ km/s}$ 之间. 这些都与大多数文献所发表的结果相似. 如果配合野外波速, S 线似乎得到如下解释: 在上中地壳, 平均波速(S 线)低于大多数长英质岩石(加密阴影区), 即上中地壳都是由花岗质-花岗闪长质的岩石组成; 在下地壳上部, 平均波速(S 线)接近 725 线, 远离 m 线. 似乎在那里, 长英质岩的存在丰度高于基性岩. 只是到了下地壳下部, 基性岩才渐具优势.

樊祺诚等(1998)和史兰斌等(2000)关于新生代玄武岩中下地壳包体的研究说明(包体采样地与测速标本产地邻近), 包体组成主要为二辉麻粒岩, 含石榴石麻粒岩也有一定比例的分配, 此外尚有单斜辉石麻粒岩、尖晶石辉石岩、二辉斜长麻粒岩、紫苏辉石麻粒岩、长英质麻粒岩以及二辉橄榄岩等. 若上述包体来自下地壳的话, 则从包体出露的概率看, 张家口地区下地壳的组成应为基性岩, 也许其上部有一定量的长英质岩石; 而其下部, 基性岩中石榴石增加, 橄榄岩块也增加. 图 6 中, 基性岩的波速为 7.0 km/s 左右(m 线), 统计世界大陆壳 $39\sim 40\text{ km}$ 深处的峰值波速为 $6.7\sim 7.0\text{ km/s}$ (Christensen, Mooney, 1995). 因此, 我们认为在张家口地区, 中地壳的平均波速为 6.4 km/s , 下地壳 C_1 界面下的平均波速大于 6.7 km/s 是合理的.

5.2 α 和 β 石英的生成与存在

全新世以来, 由于稳定大陆壳(尤其是下地壳)温度低, 因此石英只能以 α 相形式存在

(不论它是否曾经历过 β 相). 图 7 中 $\alpha\beta$ 相界线(虚线)和 $20^\circ\text{C}/\text{km}$ 地温线的走向说明, 增温率在 $20^\circ\text{C}/\text{km}$ 左右的构造区地壳不可能存在 β 相; 而在造山带或新生代构造沉陷区(如华北平原中的次级构造凹陷区), 地温增温率高, 其下地壳现时期可能存在 β 相石英(图 7 中横线阴影区). 在地质历史上, 大部分深变质岩, 包括具有 β 相剩余应力的 508 和 725 号标本, 其生成时的地质环境, 也大体与横线阴影区的环境相当.

图 7 中的斜线阴影区则表示另一种环境. 局部地区可能受幔源热流, 或幔源和壳源岩浆活动的影响, 具有高温而压力相对较低, 经剩余应力测试, 钾质花岗岩(422)可能形成于这种环境. 图 7 中有数条水气等比容线穿越阴影区, 我们认为, 利用 β 石英剩余应力测量, 再结合石英中 H_2O 的气液包裹体比容的测定, 可以确定长英质岩石的形成环境及其成因(在此设包体的成分为 H_2O , 若不是水, 则另行分析).

编号为 424 的花岗岩没有剩余应力积存, 表明它形成于 α 相区的温压条件, 交代作用是其唯一的成因解释, 且成岩后未经历高级变质作用.

5.3 长英质岩石的存在与地震的关系

虽然, 下地壳长英质岩石的分配丰度低, 但它仍然存在(樊祺诚等, 1998). 在新生代沉陷区(如华北平原), 尤其是其中的第四纪沉陷区, 温度可能很高. 在这种环境下, 长英质岩石和石英岩可能发生两种变化: ① 石英的 $\alpha\beta$ 相变, 同时伴随体积改变, 因此, 地壳某深度发生相变的等温面(约 750°C), 即力学性质的薄弱面(这里, 我们强调的是相的变化, 而不是相界面两边二种相同时稳定地存在这种状态); ② 在无外加水的条件下, 依靠长英质岩石中角闪石(及部分黑云母)的脱水而促进整体岩石的出熔(照片 1, 3, 4). 一般在 $850^\circ\text{C} \sim 900^\circ\text{C}$ 范围内, 液相比例加速增加(Wolf, Wyllie, 1993). 上述两种相反应说明, 现时期下地壳温度大于 750°C 的沉陷区, 构成了物质不稳定块体.

相反, 构造隆起区下地壳的地温低, 不可能发生上述物相变化, 岩石中的石英一律为 α 相, 角闪石可以亚稳态存在(张友南, 孙君秀, 1998), 因此, 构造隆起区构成了稳定的刚性块体.

不稳定块体与稳定块体之间, 为构造力学性质的转换区, 这些地区产生的构造应力足以使块体发生失稳, 因而是断裂活动(张性断裂)和地震活动的易发地区.

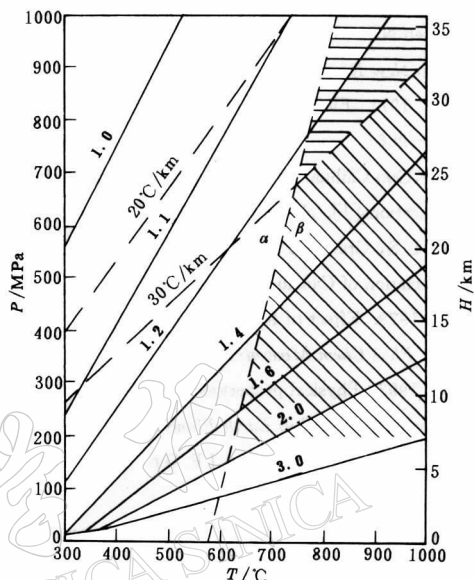


图 7 α 和 β 相石英的生成和存在环境图解.

虚线为 $\alpha\beta$ 相界线; 断线表示不同的地温增温率; 辐射状实线为 H_2O 的等比容线, 数字为比容(等比容线资料引自 Hollister, Crawford, 1981)

参 考 文 献

樊祺诚, 刘若新, 李惠民, 等. 1998. 汉诺坝捕虏体麻粒岩锆石年代学与稀土元素地球化学[J]. 科学通报, 43(2): 133

~137

- 高文学, 马瑾主编. 1993. 首都圈地震环境与地震灾害[M]. 北京: 地震出版社, 60
- 史兰斌, 林传勇, 陈孝德, 等. 2000. 由包体推导的河北汉诺坝下地壳—上地幔地温线及其地质意义[J]. 地震地质, **22**(1): 37~46
- 张友南, 马瑾. 1997. 深部地壳镁铁质岩石波速的研究[J]. 地球物理学报, **40**(2): 221~230
- 张友南, 孙君秀. 1998. 华北地壳岩石波速类型及其地质意义[J]. 地震地质, **20**(1): 73~80
- 张友南, 孙君秀. 1999. 华北北部克拉通地壳岩石的波速特征与地壳物质组成[J]. 地震地质, **21**(2): 147~155
- Christensen N I, Mooney W D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view [J]. *J Geophys Res*, **100**: 9 761~9 788
- Fielitz K. 1971. Elastic wave velocities in different rocks at high pressures and temperatures up to 750 °C [J]. *Z Geophys*, **37**: 943~956
- Gao Ping, Guo Caihua. 1997. An experimental study on wave velocities in rocks from the Yanhuai basin and its geological implications[J]. *Seismology and Geology*, **19**: 259~268
- Hollister L S, Crawford M L ed. 1981. *Fluid inclusions: Applications to petrology* [M]. Calgary, Canada: Mineralogical Association of Canada, 1~304
- Kern H. 1979. Effect of high-low quartz transition on compressional and shear wave velocities in rocks under high pressure[J]. *Phys Chem Minerals*, **4**: 161~167
- Kern H. 1993. Physical properties of crustal and upper mantle rocks with regards to lithosphere dynamics and high pressure mineralogy[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **79**: 113~136
- Kostor Van, Groos A F, Heege J P Ter. 1973. The high-low quartz transition up to 10 kbar pressure[J]. *J Geology*, **81**: 717~724
- Whitney J A. 1975. The effects of pressure, temperature and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions[J]. *J Geology*, **83**: 1~31
- Wolf M B, Wyllie P J. 1993. Some products of experimental dehydration-melting of amphibole at 10 kbar[J]. *Russian Geology and Geophysics*, **34**: 90~102
- Zhang Younan, Ma Jin. 1994. Investigation into compressional wave velocities in quartzite at high temperatures and pressures[J]. *Scientia Geologica Sinica*, **3**: 91~101

SEISMIC WAVE VELOCITY OF ARCHEOZOIC FELSIC ROCKS FROM NORTH CHINA AND ITS EXISTING LOCATION IN THE CRUST

Sun Junxiu¹⁾ Xie Yihan²⁾ Zhang Younan¹⁾

1) Tectonophysics Laboratory, Institute of Geology, China Seismological Bureau, Beijing 100029, China

2) Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Abstract: This paper contains two contents. The first is seismic velocity of felsic crystalline rocks of North China at room temperature and high pressures and at both high temperatures and pressures. The second is heating acoustic emission of felsic rocks at atmosphere pressure and the temperature of the quartz $\alpha\beta$ transition. The results of these experiments show that velocities of the felsic crystalline rocks are obviously lower than that of the basic rocks and no visible relationship with metamorphic phase. The velocity curves of rocks containing quartz display peaks of the $\alpha\beta$ phase reaction, which are different from other

rocks in configuration. When the heating temperature is up to the phase transition temperature of quartz at the atmosphere pressure, felsic hypometamorphic rocks and magma granite produce acoustic emission. While the other kind of the granite generated by metasomatism does not produce acoustic emission. These results have the following implications. It explains the crustal constitution of the North China craton in combination with other geoscientific data, and clarifies the existing space of α quartz and β quartz. It also indicates that the α - β quartz transition and dehydration melting of amphibole and biotite in the lower crustal rocks of the Cenozoic tectonic subsidence area are likely associated with faulting (tensional fault) and seismic activities.

Key words: North China craton; high temperature and high pressure; felsic rocks; phase transition; acoustic emission

地震学报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA