

高温高压下华南 I 型和 S 型花岗岩的波速特征及其地质意义*

杨树锋 陈汉林 姜继双 竺国强

(浙江大学地球科学系, 杭州 310027)

谢鸿森 侯 渭 张月明 徐惠刚

(中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002)

摘要 在高温高压下应用全波震相分析方法对两类花岗岩类进行了弹性波波速的测量, 发现两类花岗岩的波速值随所加的温度和压力有各自的变化规律, S 型花岗岩的波速随温度和压力的变化比 I 型花岗岩波速变化大. 在研究过程中发现了华南两类花岗岩的波速“软化点”, 两类花岗岩的波速“软化”的条件明显不同, S 型花岗岩出现“软化点”的深度为 15 km 左右, “软化”后的波速为 5.62 km/s; 而 I 型花岗岩则达到 26 km, “软化”后的波速为 6.08 km/s. 结合地球物理探测的结果, 认为地球物理探测中所得到的中上地壳和下地壳内部低速层的存在与不同类型花岗岩的部分熔融有关. 中、上地壳内部存在的低速层很可能与 S 型花岗岩部分熔融有关, 下地壳内部低速层很可能是 I 型花岗岩岩浆发育的位置.

关键词 I 型花岗岩 S 型花岗岩 弹性波波速

花岗岩作为岩石圈的重要组成部分, 是地球各种作用的产物, 和许多金属矿产关系密切, 也是当今研究地球及其动力学的“探针”和“窗口”. 长期以来人们一直围绕花岗岩的化学现象作了大量工作, 而对具有同等重要地位的物理现象研究甚少. 花岗岩弹性性质的研究是花岗岩物理学的一个重要方面, 它有助于了解不同成因类型花岗岩形成的大地构造环境^[1-3]. 本文在高温高压条件下对华南 I 型和 S 型花岗岩共 71 块样品进行了波速测量, 并在此基础上对花岗岩的成因及其大地构造意义作了探讨.

1 华南两类花岗岩的地质特征

广东早古生代的花岗岩类可以分成两种成因类型, 即板块内部改造型 (S 型) 和板块边缘岛弧型 (I 型), 它们在空间上呈带状分布, 前者主要分布于大陆内部的粤西云开大山地区, 后者主要分布于粤中台山县 - 广州 - 粤北和平县^[4] (图 1).

广东西部云开大山花岗岩属于板内改造型 (S 型), 大面积出露, 北东向带状延伸, 平行

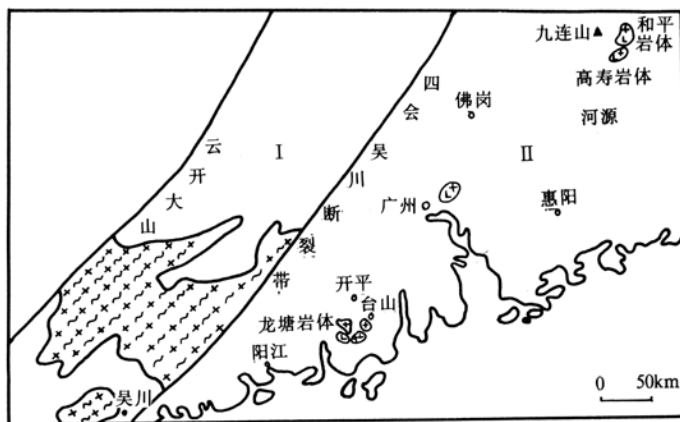


图 1 广东早古生代两类花岗岩分图

I——早古生代 S 型花岗岩, II——早古生代 I 型花岗岩

于北东向的吴川 - 四会深大断裂。岩体以缺少同源火山岩, 发育交代结构, 片麻状、条带状构造为特征。岩体与围岩呈渐变过渡关系, 以混合花岗岩为中心向外围渐变为混合岩 → 混合岩化的云母片岩 → 糜棱岩 → 浅变质岩 (绿片岩相), 带中各处片理走向与糜棱岩面理的走向基本一致, 倾向大都为 NW^[5, 6]。花岗岩由斜长石、钾长石、石英、黑云母、白云母等矿物组成。在岩石、地球化学上具有以下特点: (1) 岩石的铝饱和度 $ANKC > 1.0$, 落在斜长石 - 黑云母 - 白云母组合内; K_2O/Na_2O 普遍较高, 反映了沉积源岩的性质; (2) 在微量元素特征上, Li, Rb, Be, Pb 和 Ga 等亲石元素的含量相对比 I 型高, 在 K/Rb-Li 图解中落于图中的右下侧; (3) 在稀土配分曲线上, 为右倾的“V”字形, 具有中等程度的铕负异常, Eu/Eu^* 为 0.4 ~ 0.6; (4) $\delta^{18}O$ 平均为 13.4‰。

广东中部龙塘岩体属于典型的 I 型花岗岩, 分布在台山县的端芬、开平县的东山、赤水、马山一带, 侵入于含化石的寒武纪地层中, 其上为中、下泥盆统桂头群花岗质碎屑岩、底部砾岩直接不整合地覆盖在岩体之上。岩体的 Rb-Sr 年代为 $(544 \pm 2.2) \text{ Ma}$ 。在空间上与同时代的岛弧型钙碱性火山岩共生。岩石具全晶质似斑状结构, 致密块状构造; 由斜长石、正长石、石英、黑云母、普通角闪石等组成。在岩石、地球化学上具有以下特点: (1) 岩石的铝饱和度 $ANKC < 1.0$, 位于斜长石 - 黑云母 - 角闪石组合内, K_2O 或 $(K_2O + Na_2O)$ 含量大体随 SiO_2 含量的增加而增加; (2) 在微量元素特征上, 该岩体富集 Co, Ni, Cr, V, Cu 和 Zn 等亲铁元素和亲铜元素, 在 K/Rb-Li 图解中位于图的左上侧; (3) 其稀土配分曲线呈右倾平滑型, 基本上没有铕异常, Eu/Eu^* 为 1.15 ~ 0.95; (4) $\delta^{18}O$ 平均为 8.6‰。

2 华南两类花岗岩的波速特征及其地质意义

2.1 高温高压下波速测量的实验装置

由于地球深部物质处于准静态高压和高温环境中, 所以在实验室进行地球深部物质弹性波速的就位测量时, 必须使样品处于高静压下同时进行高温加热。

本文的高温高压下波速测定在中国科学院地球化学研究所的静态超高压大腔体装置上测试完成。该装置能在加压 1 000 MPa 以上并同时加热的条件下进行超声波测量, 最高压力达

6 500 MPa, 最高温度达 1 600 ℃. 样品装在六面体传压介质的中心直孔中(图 2), 规格为圆柱状, 直径为 10 ~ 12 mm, 长度为 32 mm^[7, 8]. 实验装置的系统误差不超过 3%.

2.2 高温高压下两类花岗岩的波速特征

在常温常压下, I 型和 S 型花岗岩的弹性 P 波波速 (V_p) 分别为 6.5 km/s 和 5.0 km/s. 随着温度或压力增加, 两类花岗岩的 V_p 值都分别降低或升高, 并且 S 型花岗岩的变化幅度比 I 型大.

表 1 为室温 (25 ℃) 下, 压力从 0.1 MPa 增加到 2 000 MPa 条件下华南两类花岗岩的 V_p 测量结果. 从表 1 上可见, 在低温高压条件下, 随压力的加大 S 型花岗岩的 V_p 值上升得较快.

表 1 室温下压力 0.1~2 000 MPa 间两类花岗岩 V_p 的测量结果(单位: $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$)

压力/MPa	0.1	200	400	600	800	1 000	1 400	1 600	1 800	2 000
I 型	5.50	5.62	5.64	5.89	5.97	6.08	6.15	6.18	6.30	6.33
S 型	5.00	5.40	5.49	5.89	5.77	5.99	6.09	6.15	6.28	6.35

表 2 和图 3 为两类花岗岩在 500 MPa 高压下温度在 25 ~ 1 025 ℃ 间 V_p 的数据及变化曲线图. 由图 3 中两条曲线的对比可知, 在高压同时高温条件下, 随温度的增加两类花岗岩的 V_p 都变小, 并且 S 型花岗岩的下降程度大于 I 型.

因此, 温压条件的变化直接影响岩石弹性的速度 (V_p). 而在外界温压条件不变的情况下, 岩石的波速主要取决于其物质组成与内部的结构和构造^[9~11]. 由于华南两类花岗岩间物质

表 2 500 MPa 高压下温度在 20~1 025 ℃ 间两类花岗岩 V_p 的测量结果(单位: $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$)

温度/℃	25	110	210	320	440	575	740	820	915	1 025
I 型	6.89	2.89	6.89	6.86	6.86	6.86	6.82	6.76	6.73	6.70
S 型	6.84	2.84	6.84	6.74	6.74	6.55	6.40	6.32	6.32	5.99

组成十分相似, 所以这时它们的波速主要由岩石内部的结构和构造决定. 温压条件变化引起

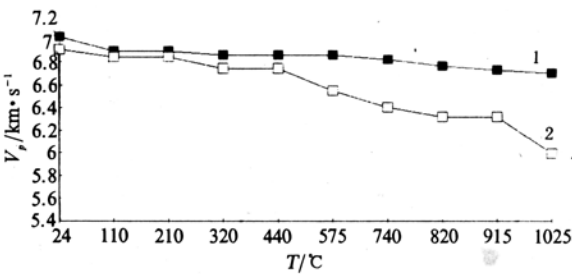


图 3 两类花岗岩的温度 25~1 025 ℃ 和 500 MPa 压力条件下 V_p 的变化曲线图
1——I 型花岗岩, 2——S 型花岗岩

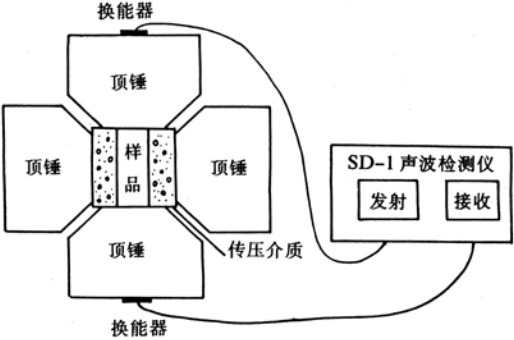


图 2 高温高压下物质弹性波速测量装置示意图

两类花岗岩 V_p 变化的差异, 反映了两者在岩石组构即孔隙方面的不同. 其实在岩石的各种孔隙中, 有两种孔隙是主要的, 即其大小在各方向上都相同的容积孔隙和裂隙状孔隙或微裂隙. 这两种孔隙的存在决定了温压条件变化时岩石弹性波速度的变化情况.

在室温下, 加上较低的压力 (100 MPa) 时, 岩石中裂缝状孔隙, 即微裂

隙的封闭决定了 V_p 上升的幅度较大. 而在高压阶段, 随压力的增高岩石中微裂隙完全闭合, 此时 V_p 的增加主要取决于容积孔隙的减少. 容积孔隙具有很大的稳定型, 所以 V_p 随压力的再增加变化并不强烈.

在常压下, 岩石所加的温度较低 ($<100^{\circ}\text{C}$) 时, 岩石的孔隙有扩张, V_p 稍有减小; 当温度大于 100°C 时, 孔隙扩张明显, 于是 V_p 随温度上升表现出明显的下降. 而在高压条件下, 只有当温度较高时, 岩石孔隙才有所扩张, 并且只有当其孔隙较发育时, 这种扩张的表现才能在 V_p 的变化中体现出来.

因此, 由高温或高压下两类花岗岩的 P 波波速 (V_p) 特征可知, S 型花岗岩在温压条件变化时 V_p 变化幅度较大是由于其裂缝状孔隙和容积孔隙发育程度较高造成的. 正是因为 S 型花岗岩具有较高的孔隙度, 当外界温压条件变化时, 引起岩石内部孔隙较大幅度的扩张或闭合, 从而导致其体积弹性模量发生较大的变化, 于是造成波速的大幅度增减. 这反映了 S 型花岗岩的成岩深度比 I 型花岗岩小, 成岩时围压也较小, 从而导致其岩石的组构相对疏松.

3 两类花岗岩波速软化点的发现及其地质意义

参考华南地区地热流值, 若温度按照地温梯度 $4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 计算, 同时加上根据该区地壳密

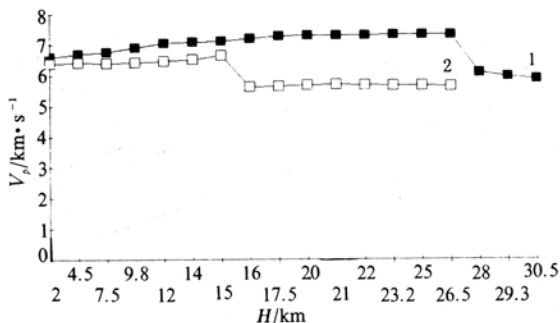


图 4 两类花岗岩的出现波速“软化点”的深度 $H-V_p$ 关系图

1——I 型花岗岩, 2——S 型花岗岩

度及重力值推算的相应压力来模拟地下温压条件进行波速测量, 结果表明 V_p 值随深度增加而升高. 但当两类花岗岩分别达到某一特定深度的温压条件后, V_p 值突然开始出现下降, 即在样品的熔融点之前存在一个波速“软化点”(图 4). 但对不同类型花岗岩其波速“软化”的条件明显不同, 表 3 为两类花岗岩出现“软化点”(即 V_p 值开始下降)的条件、“软化点”前后的 V_p 值和 V_p 值下降的百分比. 从表中可以发现 S 型花岗岩出现“软化点”的深度明显

要小于 I 型花岗岩, S 型花岗岩出现“软化点”的深度为 15 km 左右, 而 I 型花岗岩则达到 26 km . 而且“软化”后的波速也不同, S 型花岗岩“软化”后的波速为 5.62 km/s , I 型花岗岩“软化”后的波速为 6.08 km/s .

表 3 模拟地下温压条件下两类花岗岩的波速“软化点”特征对比表

岩石类型	出现“软化点”的条件			“软化点”出现		V_p 下降百分比
	压力/MPa	温度/ $^{\circ}\text{C}$	深度/km	前的 V_p 值/ $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$	后的 V_p 值/ $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$	
I 型	750	1 050	26	7.31	6.08	20.2
S 型	400	600	15	6.65	5.62	18.3

对实验后样品的进行镜下观察发现, 实验后的两类花岗岩中除了原生的长石、石英、黑云母等矿物的残余外还发现了大量的玻璃质(图 5), 因此 P 波波速下降与岩样在高温高压下发生“软化”或部分熔融有关.

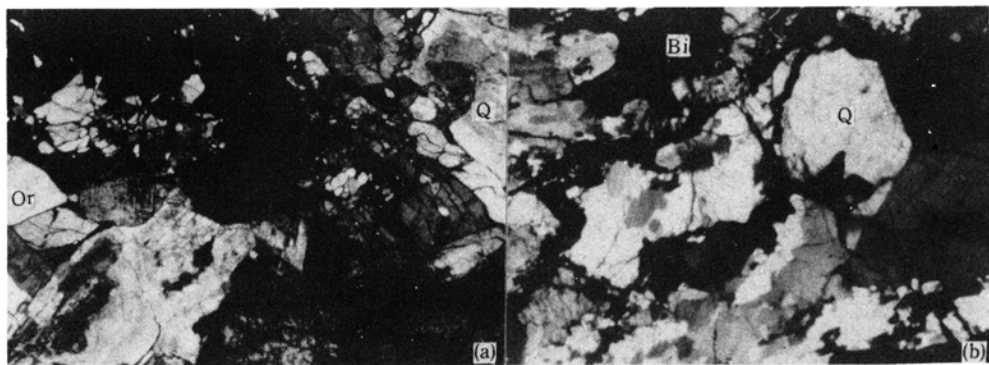


图5 在模拟地下温压条件下两类花岗岩发生部分熔融后的岩石薄片镜下素描图

(a) I 型, 正交偏光, $\times 17.5$; (b) S 型, 正交偏光, $\times 17.5$. Or——钾长石, Bi——黑云母, Q——石英

地球物理探测资料表明地壳内部的不同深度普遍存在着地震波波速的低速层, 如我国青藏高原中、下地壳内部 20 km 左右存在着一速度为 5.5~5.7 km/s 的低速层^[12]. 在我国华南地区地壳的不同深度也普遍存在着波速低速层, 国家地震局和中国科学院地球物理研究所分别研究福州—泉州—汕头剖面和云霄—漳州—安溪—永春—宁德剖面的岩石圈结构与波速分布时都发现一个具有区域性延伸、速度稳定在 5.5~6.0 km/s, 并且深度大致为 15 km 的低速层, 同时在下地壳的局部地带还发现有速度为 6.25~6.40 km/s、深度为 29 km 的低速层^[13, 14]. 对于低速层的性质和成因是地质和地球物理学界十分关注, 也是一个一直在争论中的问题. 一种认为是由于一些物理过程的改变如岩石的破碎、岩石的含水或矿物的相变及局部高温引起波速 V_p 的下降而形成低速层. 另一种认为是地壳中物质组分的垂向分布的不均匀, 而出现了低速物质组分夹层, 如在碰撞造山过程中, 沿地壳内部的剪切滑脱带因摩擦生热而发生部分熔融, 从而形成以长英质组分为主的低速层^[15, 16].

从我们实验所得 S 型花岗岩在没有剪切热作用的情况下, 温压条件相当于地壳内部 15 km 的深度时, S 型花岗岩就发生部分熔融(或“软化”), 波速发生明显的下降, “软化”后的波速为 5.62 km/s, 这一速度与地球物理探测到的中、上地壳内的低速层的速度很相似(华南为 5.5~6.0 km/s, 西藏为 5.5~5.7 km/s), 因此认为中、上地壳内部存在的低速层很可能与 S 型花岗岩部分熔融有关. 在没有剪切热作用的情况下这类低速层发育在中地壳内部, 深度大约在 15 km 左右; 但若有剪切热作用的情况下这一低速层可发育在上地壳几公里的深度内. 对于下地壳内部的速度在 6.25~6.40 km/s 之间, 深度为 29 km 左右的低速层, 很可能是 I 型花岗岩岩浆发育的位置.

据此我们认为, 地球物理探测中所得到的中、上地壳和下地壳内部低速层的存在与不同类型花岗岩的部分熔融有关. 中、上地壳内部存在的低速层很可能与 S 型花岗岩部分熔融有关, 下地壳内部低速层很可能与 I 型花岗岩岩浆发育有关, 也即 S 型花岗岩形成于中上地壳内部的低速层中, 而下地壳内部的低速层为 I 型花岗岩岩浆发育的位置.

4 结论

(1) 在高温或高压条件下, 两类花岗岩的波速随压力或温度的增加都表现出上升或下降,

但 S 型花岗岩波速的变化幅度都大于 I 型花岗岩。

(2) 在模拟地下温压条件下, 两类花岗岩各自出现不同的波速“软化点”。S 型花岗岩发生“软化”的深度为 15 km, 速度 V_p 为 5.62 km/s; 而 I 型花岗岩大约为 26 km, 速度 V_p 为 6.08 km/s。

(3) 地壳内部低速层的形成与不同类型花岗岩的部分熔融有关。中、上地壳内部存在的低速层很可能与 S 型花岗岩部分熔融有关, 下地壳内部低速层很可能与 I 型花岗岩岩浆发育有关, 也就是 S 型花岗岩形成于中、上地壳内部的低速层中, 而下地壳内部的低速层为 I 型花岗岩岩浆发育的位置。

参 考 文 献

- 1 谢鸿森等译. 地球物质研究. 西安: 西北大学出版社, 1991
- 2 邓晋福. 岩石物理化学与岩石物理学. 地学前缘, 1994, 1(1~2): 57~63
- 3 莫宣学. 九十年代岩石学的发展趋向. 地学前缘, 1994, 1(1~2): 52~56
- 4 杨树锋. 成对花岗岩带和板块构造. 北京: 科学出版社, 1987
- 5 张伯友. 糜棱岩、混合岩、花岗岩三者成因联系. 地质论评, 1992, 38(5): 407~413
- 6 张伯友, 俞鸿年. 粤西海西印支碰撞带深层次推覆构造. 北京: 地质出版社, 1990
- 7 谢鸿森. 高温高压下测量岩石矿物波速的新方法及其意义. 中国科学, B 辑, 1991, (8): 861~864
- 8 赵鸿儒. 全波震相分析. 北京: 地震出版社, 1991
- 9 Brich F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. J Geophys Res, 1960, 65: 1083~1102
- 10 伏拉罗维奇 M П. 高温高压下岩石和矿物物理性质的研究. 蒋凤亮等译. 北京: 地震出版社, 1982
- 11 托鲁基安 Y S. 岩石和矿物的物理性质研究. 单家增等译. 北京: 石油工业出版社, 1990
- 12 滕吉文. 西藏高原地区地壳上地幔地球物理研究概论. 地球物理学报, 1985, 28: 1~15
- 13 廖其林, 王振明. 我国华南沿海地区地壳与上地幔速度结构特征. 科学通报, 1988, 33(12): 933~935
- 14 李继亮. 中国东南海陆岩石圈结构与演化研究. 北京: 中国科学技术出版社, 1988
- 15 Christensen N I. Compressional wave velocities in rocks at high temperatures and pressures. critical thermal gradients, and crustal low-velocity zones. J Geophys Res, 1979, 84: 6849~6857
- 16 朱元清, 石耀霖. 剪切生热与花岗岩部分熔融——关于喜马拉雅逆冲断层与地壳热结构的分析. 地球物理学报, 1990, 33(4): 408~415