

文章编号: 0253-3782(2002)06-0638-09

高温高压下斜长岩纵波速度与电导率实验研究*

白利平¹⁾ 杜建国¹⁾ 刘 巍¹⁾ 周文戈²⁾

1) 中国北京 100036 中国地震局分析预报中心

2) 中国贵阳 550002 中国科学院地球化学研究所

摘要 在 1.0 Pa、室温到 880°C 分别采用超声波透射法和阻抗谱法测量了斜长岩的纵波速度和电导率，并对实验产物进行了鉴定分析。结果表明，在 680°C，由于斜长岩中的含水矿物绢云母和黝帘石发生脱水反应，岩石的纵波速度开始大幅度下降。在 410°C~750°C、12~10⁵ Hz 的频率范围内，斜长岩只出现颗粒内部传导。由于脱水产生的自由水主要分布于矿物的三联点或颗粒拐角处，没有形成连通的高导性网络，因此，脱水作用不会导致斜长岩电导率显著增加，也不会改变其电传导机制。地球内部低速层和高导层的形成与演化可能具有非同步性，通过含水矿物脱水可以形成地球内部的低速层，但不一定同时形成高导层。

关键词 斜长岩 纵波速度 电导率 高温高压

中图分类号: P315.8 **文献标识码:** A

引言

在高温高压下对岩石或矿物的弹性波速和电导率测量是获得地球深部物质组成、热状态、流体和熔体的形成与分布等各种信息的重要手段。地球内部存在许多经交代变质作用而形成的含水矿物。对蛇纹石、角闪石等含水矿物在一定的温度和压力下，脱水时对岩石弹性波速和电导率影响已有不少报道(Popp, Kern, 1993; Olhceft, 1981; Kern *et al.*, 1996; Ito, 1990)。大部分研究表明，含水矿物脱水时，弹性波速和电导率会发生急剧变化，通过这一机制可形成地球内部的低速高导层。但目前有关低速高导层的成因仍存在许多争论，特别是对于低速层和高导层是否具有一致性，仍需进一步研究。此外，众多研究表明，全球大部分浅源地震发生在低速高导层的顶界附近，说明低速高导层的演化与地震有密切的关系。因此，在类似于地球内部的温压条件下进行高温高压实验研究，进一步探讨低速高导层的微观物理和化学机制是非常必要的。斜长岩作为基性侵入岩的一种，形成于高温高压环境，其母岩浆来自地壳下部或上地幔。构造地质特征显示，斜长岩多产于古老克拉通内及边部，是划分地壳巨大地块间深断裂缝合线的产物(Moskkin, 1972)。由于变质及多次后期热液蚀变作用，斜长岩往往会产生大量的含水矿物，如绢云母、钠-黝帘石等。本文在高温高压下分别采用超声波透射法和阻抗谱法，测量了斜长岩的纵波速度和电导率，讨论

* 国家自然科学基金(10032040, 49874013)和地震科学联合基金(101119)资助项目。

2001-10-08 收到初稿，2002-11-06 收到最后修改稿并决定采用。

了含水矿物脱水对斜长岩纵波速度和电导率的影响, 为认识地球内部的各种地质过程提供了重要依据.

1 实验方法

实验所用样品为采自河北大庙的斜长岩。岩石呈白色-灰白色, 为中粗粒-粗粒不等粒结构, 块状构造。岩石曾经变质及多次后期热液蚀变作用, 斜长石被大量细粒黝帘石-绿帘石、酸性斜长石及绢云母交代, 暗色矿物因发生严重蚀变而难以辨认原生矿物的特点。其矿物组成和相应的百分含量为: 斜长石 30%、钠长石 40%、帘石 20%、绢云母 10%。全岩及主要矿物化学成分见表 1。

表 1 实验样品全岩及其主要矿物的化学成分^{*}

名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	总量
全 岩	54.86%	0.13%	25.58%	1.12%	0.33%	9.16%	5.01%	1.45%	1.24%	0.11%	0.41%	0.03%	99.53%
钠长石	65.16%	0.002%	19.99%	0.037%		1.237%	12.62%	0.021%				0.012%	99.08%
斜长石	51.82%	0.114%	26.51%	0.93%	0.087%	14.27%	3.22%		0.7%		0.082%	0.016%	97.78%
绢云母	46.76%	0.05%	35.05%	0.255%	0.216%	0.027%	0.852%	9.63%	4.45%		0.11%		97.44%
黝帘石	39.48%	0.04%	30.56%	0.95%	0.025%	24.79%		0.027%	2.61%		0.12%	0.011%	98.50%

* 全岩化学分析由中国地质大学(北京)化学分析室测定, 电子探针分析在南京大学矿床实验室进行。

高温高压实验在中国科学院贵阳地球化学所的 YJ-3000 吨型压机上完成。高温高压腔体的压力标定在实验前进行, 实验采用铜熔融曲线及石英-柯石英相变法, 压力误差小于 ± 0.01 GPa。温度标定在实验中进行, 实验采用 NiCr-NiAl 热电偶, 温度误差小于 $\pm 5^{\circ}\text{C}$ 。

纵波速度测量采用的是超声波脉冲透射法(谢鸿森, 1997)。实验样品高为 32 ± 0.05 mm, 直径为 12 ± 0.05 mm。加热器为 3 层不锈钢片。温度标定显示高压腔体内温度梯度约为 $50^{\circ}\text{C}/\text{mm}$ (谢鸿森, 1997)。为了防止叶腊石块($32\text{ mm} \times 32\text{ mm} \times 32\text{ mm}$)传压介质在实验过程中脱水对实验体系产生影响, 实验前将叶腊石块焙烧到 600°C 。实验采用恒压升温的方法, 首先以 0.02 GPa/min 的速率升至给定的值, 稳定 20 分钟后, 以 $20^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 的速率升温至某一温度, 稳定 20 分钟, 进行波速测量, 然后继续加热到下一个温度点, 进行波速测量。

电导率测量的样品组装见图 1。实验样品高 5.3 mm, 直径 6.0 mm。加热器为 2 层不锈钢片。实验采用双层绝缘管, 外层为长 16 mm、外径 13.5 mm、内径 8.2 mm 的叶腊石管, 内层为长 16.0 mm、外径 8.0 mm、内径 6.0 mm 的 Al₂O₃ 管。在叶腊石绝缘管和 Al₂O₃ 绝缘管间包裹了一层与大地零电势相连的金属盾(铜箔), 起到屏蔽罩的作用, 以减少加热电场的干扰。实验使用高 2.0 mm、直径 5.8 mm 的铜柱作电极。在电极上下两端与铜箔之间分别有一直径为 6.0 mm、高为 2.0 mm 叶腊石小堵头, 叶腊石小堵头与电极之间加入一层厚度为 1.0 mm 的 Al₂O₃ 粉末, 以使电极和叶腊石堵头之间保持良好的绝缘性。与样品接触的 Al₂O₃ 管在高温高压下具良好的绝缘性, 因此, 采用这种双层绝缘管的组装方式, 可以有效避免样品与周围介质之间发生漏电。另外, 为避免外界吸附水和结晶水对实验体系的影响, 将作为传压介质的叶腊石块和叶腊石堵头分别焙烧至 600°C 和 800°C , 叶腊石绝缘管和叶腊石小堵头焙烧到 $1\ 000^{\circ}\text{C}$, 使其接近完全脱水。实验采用恒压升温的方法, 升温速率为 $20^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。每个温度点稳定 $30\text{ min} \sim 1\text{ h}$, 前后 5 分钟所测的模 $|Z|$ 的相对误差在 5% 以内, 可认为体系达到了平衡, 然后用 ZL5 型智能 LCR 测量仪同时测定模 $|Z|$ 和相角 θ 。测量点间隔为 50

$^{\circ}\text{C}$ ~100 $^{\circ}\text{C}$ 不等。当达到平衡后，每个测量点从 12~10⁵ Hz 的频率范围内共测量均匀分布的 45 个不同频率点的模 $|Z|$ 和相角 θ ，然后计算实部 $Z_r = |Z|\cos\theta$ 和虚部 $Z_i = |Z|\sin\theta$ 。

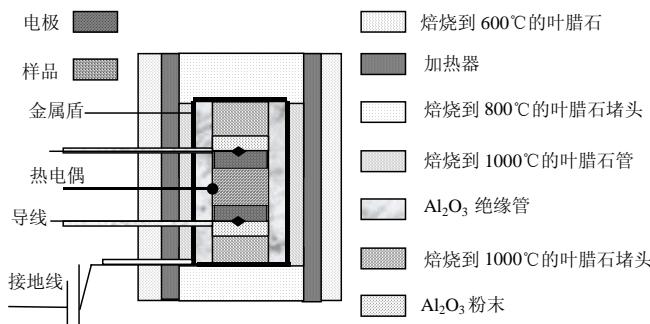


图 1 电导率测量样品组装剖面图

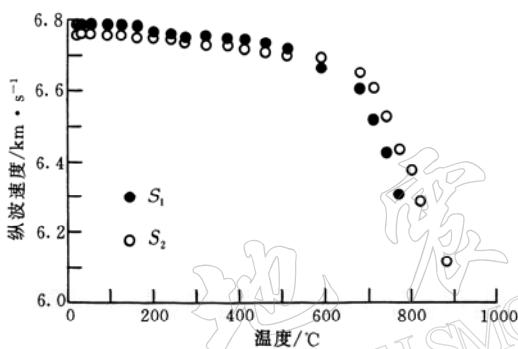


图 2 1.0 GPa下斜长岩 V_p-T 关系

云母的边缘可观测到一些暗化边外(图 3b)，没有观测到新生矿物。在 680 $^{\circ}\text{C}$ 以上，可观测到绢云母开始沿其边缘脱水分解，暗化边逐渐增大。绢云母脱水分解主要以逸出羟基(OH)⁻为主，形成了自由水。黝帘石在这一温度下也开始形成明显的暗化边。随着温度的增加，绢云母和黝帘石脱水程度增大(图 3c)，在温度为 880 $^{\circ}\text{C}$ 时，绢云母完全消失，残留的黝帘石被分解为孤岛状，周围有新生成的钙长石出现，残余的黝帘石与钠长石的接触边缘有明显的流体存在的痕迹(图 3d)。这些结果说明，斜长岩在 680 $^{\circ}\text{C}$ 发生的纵波速度的大幅度下降，意味着含水矿物脱水反应的开始。高温高压实验研究表明，在温度的作用下，由于矿物颗粒的热膨胀，岩石的弹性波速和温度为线性关系。当温度升到一定点后，由于脱水反应或部分熔融的发生，弹性波速会大幅度下降，岩石的弹性波速和温度为非线性关系。此时弹性波速的下降主要由脱水作用或部分熔融控制(Popp, Kern, 1993; Matusumia, 1989)。因此，在 680 $^{\circ}\text{C}$ 以上，绢云母、黝帘石等含水矿物脱水是造成斜长岩纵波速度大幅度下降的主要原因。矿物脱水产生的自由水会使斜长岩由干体系变为湿体系，在高温高压下产生孔隙流体压力。孔隙流体压力不仅会引起原先闭合的微裂隙扩张，而且会产生新的微裂隙。尽管我们的实验是在开放体系中进行的，矿物脱水分解产生的部分自由水会通过

2 结果与讨论

2.1 V_p-T 关系

图 2 为斜长岩样品 S_1 和 S_2 在 1.0 GPa，温度从室温分别至 750 $^{\circ}\text{C}$ 和 880 $^{\circ}\text{C}$ 条件下纵波速度(V_p)随温度变化的趋势。从图可看出，在 680 $^{\circ}\text{C}$ 以下，斜长岩的纵波速度缓慢下降；当温度达到 680 $^{\circ}\text{C}$ 时，纵波速度开始大幅度下降；在温度为 880 $^{\circ}\text{C}$ 时，波速下降到 6.12 km/s。实验产物的显微镜下鉴定和电子探针分析显示(图 3)，在 680 $^{\circ}\text{C}$ 以下，组成斜长岩的矿物变化不明显，除在一些矿物如绢

微裂隙和矿物颗粒边界逸出,但是矿物脱水的速率要大于水逸出的速率(Lebedev, Kern, 1999),因此,孔隙流体压力要随着自由水含量增加而逐渐增大,会导致岩石孔隙度的增加和孔隙的重新排列,从而引起纵波速度的大幅度下降.

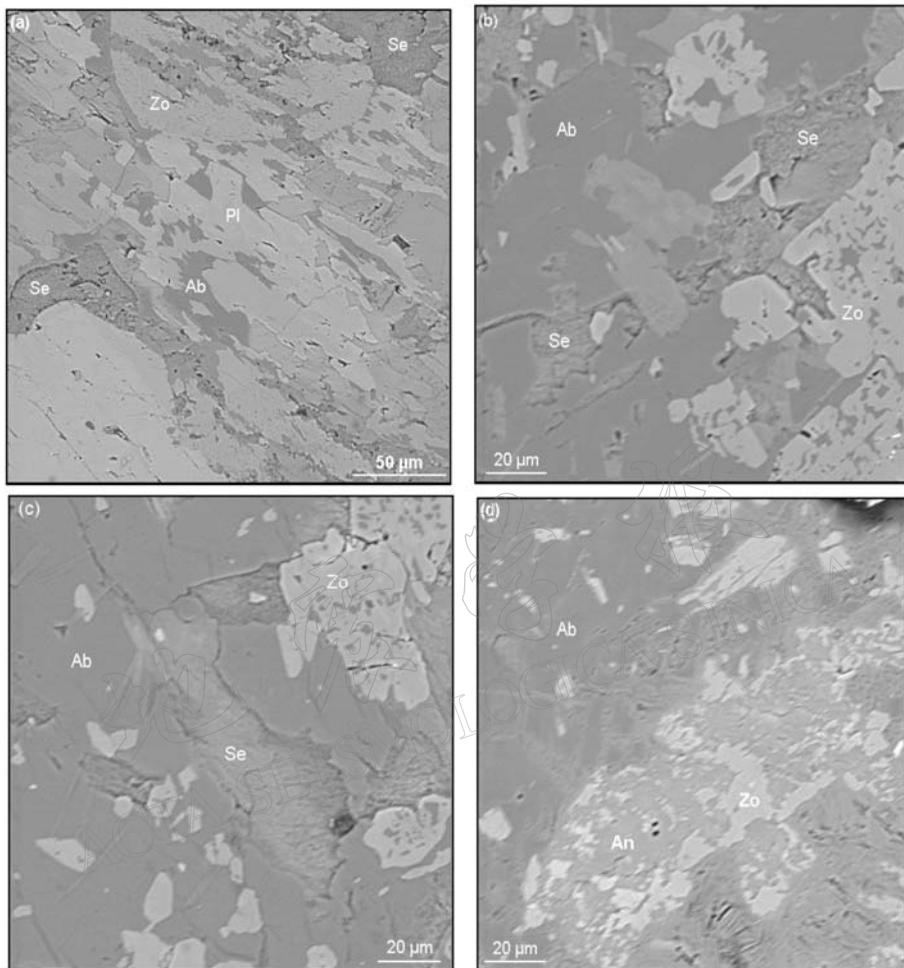


图3 斜长岩在1.0 GPa、不同温度下的背散射照片

- (a) 未加温加压的实验样品, 斜长石(Pl)被钠长石(Ab)、绢云母(Se)、黝帘石(Zo)交代; (b) $T=520^{\circ}\text{C}$, 绢云母(Se)出现暗化边; (c) $T=750^{\circ}\text{C}$, 绢云母的暗化区逐渐增大, 并沿其边缘发生分解, 形成纤维状微晶集合体; (d) $T=880^{\circ}\text{C}$, 绢云母消失, 黜帘石分解为孤岛状, 产生钙长石(An), 附近有大量的呈脉状分布的流体出现

2.2 电导率计算

在1.0 GPa, 不同温度下斜长岩的阻抗谱图(图4)显示了阻抗谱上只有一种阻抗弧I出现. 根据阻抗谱原理(Roberts, Tyburczy, 1991; Huebner, Dillenaug, 1995; MacDonald, Johnson, 1987), 该阻抗弧代表了斜长岩矿物颗粒内部的传导机制, 这表明斜长岩在 $400^{\circ}\text{C} \sim 750^{\circ}\text{C}$ 、 $12 \sim 10^5\text{ Hz}$ 的频率范围内只表现出一种传导机制. 随着温度的增加, 复阻抗谱的实部和虚部都逐渐变小, 圆弧变得越来越完整. 复数非线性最小二乘法(CNLS)拟合发现, 所

有的圆弧都经过原点, 圆弧的圆心落在实轴 Z_r 的下方, 表明阻抗谱等效电路中的电容为非理想元件, 而且表征等效电路的特征参数 ϕ 在0.5~0.8之间(表2). 说明等效电路中的电容为一恒相元素(CPE). 根据阻抗谱等效电路原理(Roberts, Tyburczy, 1991; Huebner, Dillenbourg, 1995; MacDonald, Johnson, 1987; Barkmann, Cemic, 1996), 阻抗弧所对应的等效电路相当于由R-CPE组成的并联电路, 阻抗弧的直径等于有效直流电阻 R . 因此, 实验通过CNLS拟合, 求出岩石样品的有效直流电阻 R_1 (阻抗弧的直径)和电容 C_1 , 然后根据以下公式来计算电导率 σ :

$$\sigma = \frac{d / s}{R}$$

式中, d 为样品高度, s 为电极横截面积.

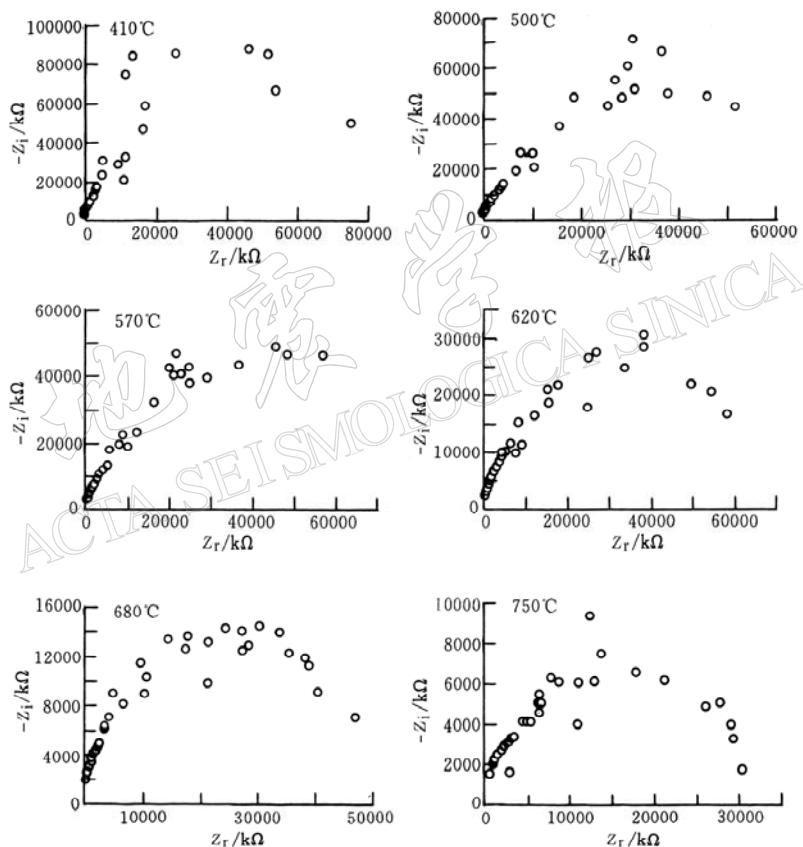


图4 斜长岩在1.0 GPa、不同温度下的阻抗谱图

图5为电导率($\lg \sigma$)与温度($1/T$)的关系. 可见两者具有很好的线性关系, 即符合Arrhenius公式:

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-\Delta E/kT)$$

式中, σ_0 为指前因子, T 为绝对温度, k 为Boltzmann常数, ΔE 为活化能. 对 $\lg \sigma - 1/T$ 曲线

上的数据点进行线性拟合, 可知其相应的活化能 ΔE (曲线斜率)为0.21eV。表明斜长岩在这一温压条件下活化能较低, 从而推断斜长岩的传导机制很可能是电子传导。另外, 曲线斜率也未发生改变, 说明斜长岩在实验的温压条件下只出现一种电传导机制。

表2 1.0 GPa下斜长岩阻抗谱分析拟合参数*

T/°C	R_1/Ω	C_1/F	ϕ	τ_1/s
410	3.87×10^8	1.77×10^{-11}	0.76	6.85×10^{-3}
500	1.20×10^8	2.17×10^{-11}	0.75	2.60×10^{-3}
570	1.23×10^8	4.73×10^{-11}	0.70	5.81×10^{-3}
620	7.59×10^7	8.44×10^{-11}	0.66	6.40×10^{-3}
680	4.34×10^7	8.19×10^{-11}	0.56	3.56×10^{-3}
750	3.34×10^7	8.40×10^{-10}	0.5	2.81×10^{-2}

* R_1 表示电阻; C_1 表示电容; τ_1 表示弛豫时间。

斜长岩在1.0 GPa、410°C~750°C下, 其电导率值介于 $10^{-7} \sim 10^{-5}$ S/m, 说明斜长岩的电导率较低, 这与其化学组成有关。岩石和矿物在干体系下, 其电导率主要取决于其化学组成, 即低导性氧化物 Al_2O_3 、 MgO 、 SiO_2 和高导性氧化物 Na_2O 、 K_2O 、 FeO 之间的比值。Alvarez等(1978)研究也发现, 岩石的电导率随着 SiO_2 含量的增加而明显下降。根据斜长岩全岩分析结果(表1)可知, 斜长岩主要由低导性氧化物 SiO_2 、 Al_2O_3 和 CaO 组成, 高导性氧化物 Na_2O 、 K_2O 、 FeO 总的含量小于8%。显然, 斜长岩的这种化学组成是造成其电导率较低的主要因素之一。

结合斜长岩P波速度测量可见, 斜长岩在680°C以上, 其中的含水矿物绢云母和黝帘石开始脱水, 纵波速度大幅度下降, 而电导率没有发生突变, 而且其电传导机制也未发生改变。这意味着在一定的温压条件下, 岩石弹性波速的变化要比电导率的变化对矿物脱水更为敏感。这与体系内自由水的分布状态有关。有关流体分布状态对岩石弹性波速和电导率的影响可用椭圆状孔隙流体模型和管状流体模型来描述(Hyndman, 1988)。当体系中的自由水等流体以椭圆状形式分布于矿物三联点或颗粒拐角时, 流体对岩石弹性波速的影响较大。以连通的管状形式分布于颗粒边界的自由水等流体对弹性波速的影响微弱, 但对电导率的影响较大。实际上, 流体对岩石电导率的作用与矿物结晶水含量、体系中自由水含量以及连通程度有关, 特别是体系中自由水连通程度决定着岩石电导率。在类似于中下地壳条件下的饱水岩石的电导率研究表明, 流体的存在会使岩石产生类似于电解质溶液的电导机制, 电解质溶液通过形成连通的高导性网络来控制岩石的电导率(Glover, Vine, 1992; Liera *et al.*, 1990)。而流体的连通程度则取决于矿物-流体间的二面角, 如果二面角较高(>60°), 流体就不会有效地湿润矿物表面。在这种情况下, 岩石中的微裂隙仍然保持非饱水状态, 而且即使孔隙之间具有良好的连通程度, 流体之间也很难形成连通的导电网络(Hyndman, Shearer, 1989)。如果二面角较小(<60°), 流体才会有效地湿润矿物表面, 使矿物之间、孔隙之间形成连通的薄膜状流体网络, 提高岩石电导率。本次实验表明,

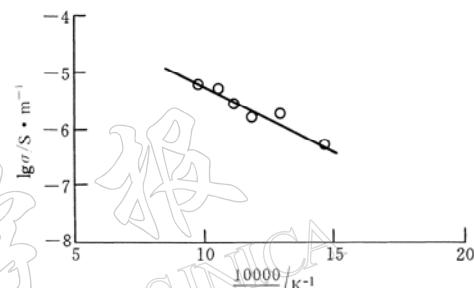


图5 斜长岩在1.0 GPa下 $\lg \sigma-1/T$ 关系图

在 $680^{\circ}\text{C} \sim 750^{\circ}\text{C}$ 下, 尽管斜长岩中的绢云母和黝帘石开始脱水, 但由于在这一温度下产生的自由水只分布于绢云母和钠长石或黝帘石和钠长石等矿物的三联点或颗粒拐角, 没有形成连通的高导性网络, 所以造成P波速度大幅度下降, 电导率却不会显著增加。研究表明, 在部分熔融条件下, 熔体的体积含量低于某一临界值(0.33)时, 体系的电导率主要取决于固态相, 熔体对其影响很小(Waff, 1974)。从本次实验来看, 矿物脱水也具有类似的特征, 斜长岩在 750°C 以下, 其中的固态相决定着岩石的电导率, 自由水对其影响很小。

以往的研究表明, 地球内部的低速层和高导层在许多区域具有一致性。例如, 在西欧和北美大陆 $10 \sim 15\text{ km}$ 的深度(Gough, 1986), 加拿大西南部 Vancouver 岛屿的板块俯冲带等(Hyndman, 1988; Kurtz, 1990)。深部流体如盐水溶液以及矿物脱水产生的自由水等是产生这一机制的主要原因(Gough, 1986; Hyndman *et al.*, 1993)。在 1.0 GPa 、 $680^{\circ}\text{C} \sim 750^{\circ}\text{C}$ 下, 由于斜长岩中的含水矿物脱水后产生的自由水只分布于矿物三联点, 使岩石的P波速度大幅度下降, 但电导率变化不明显, 从而从实验上证明了在一定的条件下, 岩石中矿物脱水早期可以形成地球内部的低速层, 但不一定同时形成高导层。这也说明, 地球内部的低速层和高导层的形成和演化可能是非同步的。例如, 在华东地区郯庐断裂带两侧的中下地壳中有低速层存在, 却不存在高导层(国家地震局《深部物探编写组》, 1986); 在北美西部 Cordillera 的下地壳中, 低速层和高导层也不完全具有一致性(Jones *et al.*, 1992)。另外, 低速层和高导层在一些区域的埋深和厚度也有很大差别。例如, 在西藏高原雅鲁藏布江以北的地壳中, 低速层埋深为 $44 \sim 45\text{ km}$, 而高导层为 $65 \sim 66\text{ km}$; 在雅鲁藏布江以南的地壳中, 低速层埋深为 $29 \sim 45\text{ km}$, 而高导层为 $50 \sim 57\text{ km}$ 。而在西藏高原滇西南地区的上地幔中, 尽管低速层和高导层的埋深一致, 但高导层的厚度却远小于低速层的厚度(国家地震局《深部物探编写组》, 1986)。因此, 结合实验观测结果, 可以认为地球内部自由水等流体导致高导层的产生必须具备两个条件: ①含水矿物周围的岩石有足够的孔隙度, 能封闭住自由水; ②岩石必须具有很高的渗透性, 从而使孔隙或裂隙之间能形成连通的高导性网络。类似的研究结果也有报道(Glover, Vine, 1995)。例如, 在构造活动强烈的地区, 由于具有较高的热流值, 含水矿物脱水程度较高, 而且在构造变形作用下, 自由水等流体很容易形成连通的高导性网络, 形成高导层。

这里需要强调的是, 斜长岩纵波速度和电导率测量是在静水压力下进行的, 岩石脱水作用受到均匀静水压力和液-固态之间的表面能的控制(Watson, Brehan, 1987), 因而产生的自由水会形成稳定的平衡三联点结构。如果体系内存在差应力时, 即在动态条件下, 原三联点分布的自由水在差应力驱动下, 会从原有的赋存空间向没有自由水分布的颗粒边界迁移和弥散, 使自由水以管状或薄膜形式分布于颗粒边界, 从而在体系内形成连通的高导性网络。此时, 不仅岩石的纵波速度会大幅度下降, 而且其电导率也会大幅度增加, 从而可以通过矿物脱水这一机制, 使地球内部的低速层和高导层具有一致性。

3 结论

高温高压下斜长岩的纵波速度和电导率的研究表明, 在 1.0 GPa 、 $680^{\circ}\text{C} \sim 880^{\circ}\text{C}$ 下, 含水矿物绢云母、黝帘石脱水是导致斜长岩P波速度大幅度下降的主要原因。在 $410^{\circ}\text{C} \sim 750^{\circ}\text{C}$ 、 $12 \sim 10^5\text{ Hz}$ 的频率范围内, 斜长岩只表现出一种传导机制。由于脱水后自由水没有形成

连通的高导性网络，因此，脱水作用不会使斜长岩电导率急剧增大，也不会改变岩石的电传导机制。通过含水矿物脱水可以形成地球内部的低速层，但不一定同时形成高导层，低速层和高导层的一致与岩石内自由水的分布状态有关。

中国科学院贵阳地球化学研究所朱茂旭博士提供了阻抗谱分析程序，并同笔者进行了有益的讨论；南京大学地质系张文兰博士在电子探针分析方面给予了大力帮助。在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 国家地震局《深部物探成果》编写组. 1986. 中国地壳上地幔地球物理探测成果[M]. 北京: 地震出版社, 292~361
- 谢鸿森. 1997. 地球深部物质科学导论[M]. 北京: 科学出版社, 42~53
- Alvarez R, Reyhoso J P, Alvarez L J, et al. 1978. Electrical conductivity of igneous rocks: composition and temperature relations[J]. *Bull Volcanol*, 41(4) : 317~327
- Barkmann T H, Cemic L. 1996. Impedance spectroscopy and defect chemistry of fayalite[J]. *Phys Chem Minerals*, 23: 186~192
- Glover P W, Vine F J. 1992. Electrical conductivity of carbon-bearing granulite at raised temperatures and pressures[J]. *Nature*, 360: 723~726
- Glover P W, Vine F J. 1995. Beyond KTB-electrical conductivity of the deep continental crust[J]. *Surv Geophys*, 16: 5~36
- Gough D I. 1986. Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust[J]. *Nature*, 323: 143~144
- Huebner S J, Dillenaug G D. 1995. Impedance spectra of dry silicate minerals and rock: qualitative interpretation of spectra[J]. *Am Miner*, 80: 46~64
- Hyndman R D. 1988. Dipping seismic reflectors, electrically conductive zones and trapped water in the crust over a subducting plate[J]. *J Geophys Res*, 93(B11) : 13 391~13 405
- Hyndman R D, Shearer P M. 1989. Water in the lower continental crust: modeling magneto telluric and seismic reflection results[J]. *Geophys J Int*, 98: 343~365
- Hyndman R D, Vanyan L L, Marquis G, et al. 1993. The origin of electrically conductive lower continental crust: saline water or graphite?[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 81: 325~344
- Ito K. 1990. Effects of H₂O on elastic wave velocities in ultrabasic rocks at 900°C under 1GPa[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 61: 260~268
- Jones A G, Gough D I, Kurtz R D, et al. 1992. Electromagnetic images of regional structure in the southern Canadian Cordillera[J]. *Geophys Res Lett*, 12: 2 373~2 376
- Kern H, Gao Shan, Liu Qing-Shen. 1996. Seismic properties and densities of middle and lower crustal rocks exposed along the North China Geoscience Transect[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 139: 339~355
- Kurtz R D, Delaurier J M, Gupta J. 1990. The electrical conductivity distribution beneath Vancouver Island: a region of active plate subduction[J]. *J Geophys Res*, 95(B7) : 10 929~10 946
- Lebedev E B, Kern H. 1999. The effect of hydration reactions on wave velocities in basalts[J]. *Tectonophys*, 308: 331~340
- Liera F J, Sato M, Nakatsuka K, et al. 1990. Temperature dependence of the electrical resistivity of water-saturated rocks[J]. *Geophys*, 55(5) : 576~585
- MacDonald J R, Johnson W B. 1987. *Impedance Spectroscopy-Emphasizing Solid Material System*[M]. New York: Wiley & Sons, 1~26
- Matsushima S. 1989. Partial melting of rocks observed by the sound velocity method and the possibility of a quasi-dry low velocity zone in the upper mantle[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 55: 306~312
- Moskkin V N. 1972. The precambrian anorthosites of the USSR[J]. *Petrology*, 329~323
- Olhceft G R. 1981. Electrical properties of granite with implications for the lower crust[J]. *J Geophys Res*, 86: 931~936
- Popp T, Kern H. 1993. Thermal dehydration reactions characterised by combined measurements of electrical conductivity and elastic wave velocities[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 120: 43~57
- Roberts J J, Tyburczy J A. 1991. Frequency dependent electrical properties of polycrystalline olivine compacts[J]. *J Geophys Res*, 96(B10) : 16 205~16 222
- Waff H S. 1974. Theoretical considerations of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry[J]. *J Geophys Res*, 79(26) : 4 003~4 010
- Watson E B, Brehan J M. 1987. Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and

their implications for fluids transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 85: 497~315

THE EXPERIMENTAL STUDIES ON ELECTRICAL CONDUCTIVITIES AND P-WAVE VELOCITIES OF ANORTHOSITE AT HIGH PRESSURE AND HIGH TEMPERATURE

Bai Liping¹⁾ Du Jianguo¹⁾ Liu Wei¹⁾ Zhou Wenge²⁾

1) Center for Analysis and Prediction, China Seismological Bureau, Beijing 100036, China

2) Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

Abstract: Results of P-wave velocity (v_p) and electrical conductivity measurements on anorthosite are presented from room temperature to 880°C at 1.0 GPa using ultrasonic transmission technique and impedance spectra technique respectively. The experiments show that the P-wave velocities in anorthosite decrease markedly above 680°C following the dehydration of hydrous minerals in the rock, and the complex impedances collected from 12 Hz to 10^5 Hz only indicate the grain interior conduction mechanism at 1.0 GPa, from 410°C to 750°C. Because the fluids in the rock have not formed an interconnected network, the dehydration will not pronouncedly enhance the electrical conductivity and change the electrical conduction mechanism. It is concluded that the formation and evolution of the low-velocity zones and high-conductivity layers in the crust may have no correlations, and the dehydration can result in the formation of the low-velocity zones, but cannot simultaneously result in the high-conductivity layers.

Key words: anorthosite; P-wave velocity; electrical conductivity; high pressure and high temperature