

·花岗岩新思维问题讨论(11)·

有关埃达克岩实验应用中几个问题的探讨

张 旗

(中国科学院 地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘 要: 实验研究非常重要,是花岗岩(和埃达克岩)理论创新的源泉之一。近年来,国内在埃达克岩实验研究方面取得了很大的成绩。在这个领域,中国在国际上是处于领先水平的,虽然得到的认识并不相同,这是很正常的。本文讨论了与埃达克岩有关的一些实验研究问题,认为:① 下地壳底部是缺水的,花岗岩是在缺水条件下部分熔融的,应当慎重对待在饱和水和有水加入情况下的实验结果。② 要注意残留相组分中是否有斜长石出现,不能只关注石榴石,石榴石与斜长石配合起来才能得出正确的认识。③ 1.0 GPa 压力下石榴石出现线的真实含义是什么? 它只表明与之平衡的熔体是贫 Yb 的。但是,贫 Yb 的花岗岩不只是埃达克岩,喜马拉雅型花岗岩也贫 Yb,因此,还需要考虑斜长石消失的情况,如果石榴石出现而斜长石消失了,熔体是埃达克岩;如果石榴石出现而斜长石没有消失,则熔体为喜马拉雅型花岗岩。由于国外没有喜马拉雅型花岗岩的概念,因此,对国外某些在 1 GPa 条件下得到的实验资料应当仔细鉴别,也许其中有一些熔体并非埃达克岩,而是喜马拉雅型花岗岩。④ 相变反应不同于部分熔融反应,不能把相变反应的结果解释为部分熔融的结果。相变反应是在温度-压力增加的情况下发生的,不是产生花岗岩的主要方式;部分熔融反应主要是在温度增加压力不变的条件下发生的,是产生花岗岩的主要方式。⑤ 实验研究得出的一个重要的结论是:与榴辉岩平衡的熔体是埃达克岩,因此,埃达克岩的真谛可能就是非常简单的一句话:源区有石榴石无斜长石。只要符合这个标志,与其平衡的熔体必然是高 Sr 低 Yb 的;只要符合这个标志,与其平衡的熔体必然是在较高的压力下形成的。高压可能就是埃达克岩最重要的构造意义。

关键词: 实验研究;埃达克岩;花岗岩;石榴石;斜长石;部分熔融

中图分类号: P588.12⁺1; P589.1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2015)02-0257-14

A tentative discussion on the experimental study of adakite

ZHANG Qi

(Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: Experimental researches constitute one of the sources of the innovation of granite and adakite theory and hence play an essential role in this aspect. In recent years, researchers in China have made great achievements in granite and adakite experimental research. This paper discusses some experimental researches on issues related to adakite and puts forward some opinions: ① The bottom of the lower crust lacks water, the dehydration partial melting of granite is under the condition of less water, and hence the experimental results should be treated with caution in the case of saturated water and increased water; ② Attention should be paid to the problem whether there appears plagioclase in the residual phase component or not, and the consideration of both garnet and plagioclase can lead to a correct conclusion; ③ What is the real meaning of garnet-in line under 1.0 GPa pressure? It only suggests that the melt balance with garnet-in has lower Yb. However, besides adakite,

收稿日期: 2014-06-10; 修订日期: 2014-12-29

基金项目: 国家自然科学基金重大研究计划资助项目(91014001)

作者简介: 张 旗(1937-), 男, 研究员, 岩石学和地球化学专业, E-mail: zq1937@126.com。

Himalayan type granite also has lower Yb, and therefore the emergence of plagioclase should also be considered: if garnet appears but plagioclase disappears, the melt is adakite; if both garnet and plagioclase appear, the melt is the Himalayan type granite. Researches abroad fail to consider Himalayan-type granite, and hence some experimental data under the condition of 1 GPa provided by foreign researchers should be used carefully, because some of the melts belong to the Himalayan type granite instead of adakite; ④ The metamorphic reaction is different from the partial melting reaction. The metamorphic reaction result cannot be interpreted as the result of partial melting reaction. The metamorphic reaction occurs in the case of increasing temperature and pressure and is not the main way to produce granite; the partial melting reaction that occurs under the constant pressure and increasing temperature is the main way to produce granite. The author emphasizes that the recent experimental study of adakite conducted by researchers in China has made great progress, and China is at a leading level in the world in this field. The difference in opinions is inevitable and normal.

Key words: experimental research; adakite; granite; garnet; plagioclase; partial melting

C 型埃达克岩在中国分布很广,许多人对 C 型埃达克岩做了很好的研究,尤其最近在实验岩石学领域取得了不少成果(续海金等, 2003; 肖龙等, 2004; 熊小林等, 2005, 2007, 2011; 韩江伟等, 2006; 刘强, 2009; 万方等, 2009; 邢印锁等, 2010; 何永胜, 2010; 黄方等, 2010; 闻卫军等, 2012; 张超等, 2012; Xiao and Clemens, 2007; Jiang *et al.*, 2007; Zhang *et al.*, 2013; Qian and Hermann, 2013), 得出了许多不同的认识,这是埃达克岩深入研究的很好的苗头。

笔者认为,实验研究无论对于花岗岩(和埃达克岩)来说都非常重要,是建立花岗岩新理论不可或缺的基础。现在学术界争论的有关埃达克岩的形成条件、成因、构造背景等问题,许多属于假说的性质,很难说孰对孰错。解决上述争论,除了理论上的探讨和野外的深入实践外,实验研究是一个重要的方面。无实验研究的介入,花岗岩研究不可能取得实质性的进步,上述争论也不会有解决的一天。但是,由于技术条件的限制,许多实验目前还受到不少限制;其次,许多实验研究的结果如何与地质观察相结合也是一个亟待解决的问题。实验研究可以在各种条件下进行,可以人工模拟各种可能的甚至极端的条件,但是,模拟的结果在自然界中能否出现则是一个需要认真思考的问题。

国外很少关注 C 型埃达克岩问题, Moyen (2009)最近针对中国学者的一些见解,提出 C 型埃达克岩可以有很多种成因,其解释具有高度的不确定性。归根结底,他质疑中国 C 型埃达克岩的高 Sr/Y 和 La/Yb 值受高压下榴辉岩和石榴石的控制,认为低压下的许多因素也能造成 Sr-Y 和 La-Yb 的

分异,并怀疑 C 型埃达克岩具有指示增厚陆壳的构造意义。

最近发表的关于埃达克岩的若干实验,给出了完全不同的结果,有的证明埃达克岩可以形成在高压条件下,有的认为埃达克岩形成不需要很高的压力。例如对大别埃达克岩的研究,续海金等(2003)认为,在 850~1 080℃ 和 1.0~1.5 GPa 的温压条件下,下地壳底侵的碱性玄武岩和/或拉斑玄武岩发生部分熔融,可以产生成分相当于中国东部晚中生代富钾高 Sr/Y 值花岗岩类的熔体。Xiao 和 Clemens (2007)则认为埃达克岩形成的压力可以高达 2.0 GPa。黄方等(2010)的模拟研究表明,压力超过 1.8 GPa 时得到的熔体才具有埃达克岩的特征。刘强(2009)认为形成埃达克岩的压力应当在 1.5~2.0 GPa 之间。闻卫军等(2012)在 2.0 GPa 和 850~1 070℃ 条件下对大别多硅白云母榴辉岩进行脱水熔融实验,得到的熔体认为可以解释大别早白垩世富 K 埃达克岩的成因。而张超等(2012)、Zhang 等(2013)认为,在 1.0~1.2 GPa(相当于 35~40 km)压力下,理论上能够产生石榴石含量超过~20% 的熔融残余,从而使得与之平衡的长英质熔体具有低 Y、高 Sr/Y 和 La/Yb 值等埃达克岩特征,因此,埃达克岩不需要高压条件,也不需要加厚的地壳。

本文不拟对上述实验过程进行评述,仅对某些实验的解释提出一些看法,以探讨对埃达克岩成因的某些误解。

1 关于实验中水含量的估计

水在花岗岩形成过程中起什么作用? 起多大作

用? 下地壳实际含水多少? 实验研究中如何正确考虑水的因素? 有人提出无水即无花岗岩(例如 Campbell and Taylor, 1983), 把水对于花岗岩的作用提高到无以复加的地步, 是合适还是不合适? 早先的许多实验是在水饱和或加水的条件下进行的, 这些实验的结果是否符合地质实际?

笔者认为, 花岗岩实验研究中, 水大概是第一个需要探讨的问题。

续海金等(2003)指出, 水存在于所有岩浆和地幔岩石中, 并且在大部分陆壳岩浆的产生中扮演了重要角色。但水究竟是以自由流体相迁移还是溶解于硅酸盐熔体之中, 至今仍争论不休。但是, 普遍认为下地壳在正常情况下是缺水的, 水仅以含水矿物(角闪石)的结构水形式存在。

王明梁等(2014)认为, 板块边缘由于有来自俯冲带水的加入可能是富水的。与板块边缘的富水环境相比, 克拉通环境水含量明显偏低。由于水含量直接影响和制约着矿物的结晶顺序和结晶温压范围, 因此, 前人针对板块边缘环境开展的实验研究结果不完全适用于克拉通内部环境。

张超等(2012)指出, 大陆下地壳总体上含水是很少的, 主要以自由水和结构水两种状态存在, 自由水在分布范围和数量上非常有限(Wannamaker, 2000), 对于下地壳部分熔融而言, 微量自由水的影响是可以忽略不计的(Clemens and Vielzeuf, 1987)。因为下地壳岩石的低渗透率决定了自由水仅能存在于非常局部的通道中。即使对于自由水较为活跃的岛弧地区, 熔融实验也否定了饱和水熔融形成天然岛弧英云闪长岩的可能性(Beard and Lofgren, 1989, 1991)。不同于自由水的局限分布, 矿物中结构水的分布是普遍而弥散性的。角闪石是基性下地壳中最重要的含水矿物, 存在于广泛的压力和温度区间($p < 2.6 \text{ GPa}$, $t < 1000 \text{ }^{\circ}\text{C}$, Vielzeuf and Schmidt, 2001), 因而伴随角闪石脱水的变质基性岩在缺乏流体相条件下的熔融是下地壳最重要的熔融方式之一。被用来进行脱水熔融实验的角闪岩样品(或者蚀变玄武岩)无论其原岩是碱性玄武岩还是拉斑玄武岩, 实际矿物组合中角闪石的含量为45%~76%。假设角闪石含水为~2%, 由角闪石实际含量计算得到的全岩水含量在0.9%~1.5%之间(以上引自张超等, 2012)。

杨晓松等(2001a)也认为, 在地壳深部存在大量自由水的可能性很小, 因此, 岩石脱水熔融(dehydra-

tion melting)或缺水熔融(vapor-absent melting)可能是地壳深熔的主要机制。

邵同宾等(2011)指出, 水的加入不仅可以有效地降低岩石的固相线(熔点)和熔体的粘度(图1), 而且会减弱硅酸盐矿物的Si—O键, 引起水致弱化作用。从图1看, 在花岗岩实验中只要加进2%的水即可明显改变花岗岩的黏性, 使黏性降低一半。而根据Baker(1998)的研究, 在800℃条件下往铝质花岗岩熔体中加入2%的水即可使其黏度下降6个数量级。看来, 许多实验设定在饱和水或水含量>2%~5%的情况下得到的实验结果, 与真实的下地壳情况相去甚远, 是需要慎重对待的。

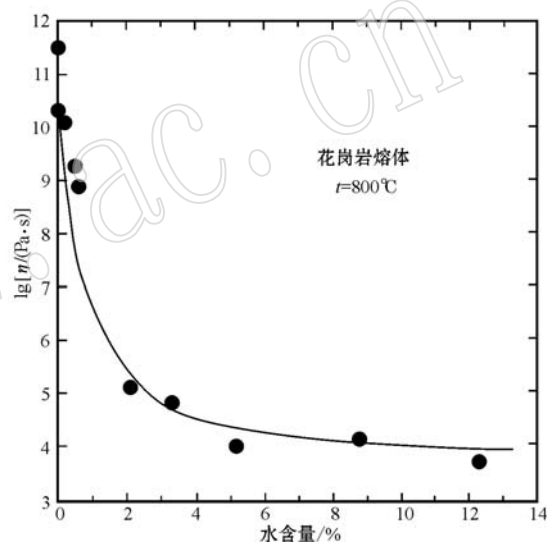


图1 800℃时花岗岩熔体的黏度与水含量的关系(邵同宾等, 2011)

Fig. 1 Viscosity of granitic melts as a function of the weight percentage of dissolved water (after Shao Tongbin *et al.*, 2011)

那么, 下地壳实际含水是多少呢? 花岗岩来自下地壳, 下地壳如果含水丰富, 花岗岩自然含水也丰富; 下地壳含水很少, 花岗岩含水也不可能很多。大陆下地壳总体上是中基性成分的, 含水很少, 以角闪岩相为主, 有些达到麻粒岩相, 在加厚地壳则为榴辉岩相。其中角闪岩相含水较多, 麻粒岩相和榴辉岩相理论上是不含水的。角闪岩相的含水矿物主要是角闪石, 其次为黑云母。麻粒岩相是无水的, 但是, 实际上也可以含少量的水(如低温麻粒岩相, 水在角闪石和黑云母中)。榴辉岩相无水, 如果有角闪石、多硅白云母或黝帘石存在, 也可含少量的水。

地壳浅部由沉积岩组成, 沉积岩含水丰富, 平均

含水量在 5% 左右,高的可达 15%(图 2)。沉积岩经历变质作用而脱水,从绿片岩相经角闪岩相到麻粒岩相到榴辉岩相,水不断从岩石中分出。如果下地壳达到麻粒岩相或榴辉岩相,无疑是缺水的;如果下地壳为角闪岩相,且角闪石和斜长石含量大体相当,其水含量一般为 1% 左右,最高不超过 1.5%,这是下地壳可能达到的最高水含量了。这种下地壳如果发生部分熔融形成花岗岩,属于干体系熔融而非湿体系熔融。这是花岗岩部分熔融的前提(张旗, 2012)。

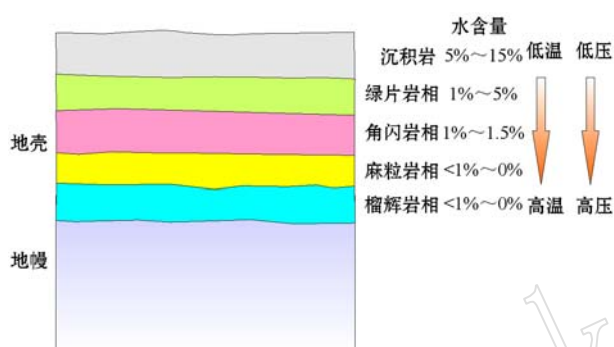


图 2 地壳中水含量分布示意图

Fig. 2 The distribution of water content in the crust

此外,根据早期对下地壳包体的研究(Kay and Kay, 1981)、麻粒岩相变质过程中脱水的理论模拟(Yardley, 1981)以及对下地壳的电导率和地震波的研究(Gough, 1986),都证明下地壳是干的或缺水的(黄方等, 2010)。

花岗质岩浆是下地壳部分熔融形成的。刘勇胜等(1998)指出,地壳岩石深熔主要发生在缺流体相条件下(Rutter and Wyllie, 1988; Thompson *et al.*, 1995; Harris *et al.*, 1995),这可能是大多数花岗质岩浆产生的主要原因。

上述讨论表明,下地壳是缺水的,花岗岩是在缺水的条件下部分熔融形成的,不论源岩是基性岩、中性岩或酸性岩。因此,早先在水饱和和含水 > 5% 条件下得出的花岗岩熔融实验的结论可能已经是不合适的了。下地壳含水通常 < 1.5%。因此,含水 > 2% 的实验结果也应当慎重对待。由于实验研究的难易程度不同,有些实验加入少量水是为了促进熔融更快地进行,殊不知这样的考虑偏离了下地壳底部的基本实际,是应当尽量避免的。

2 花岗岩熔融实验中斜长石的作用

花岗岩熔融实验中斜长石的作用很重要,在 1 GPa 压力条件下的实验中,斜长石几乎是一个无所不在的组分,可惜却被某些实验研究者忽略了。张超等(2012)指出,斜长石的稳定性主要受控于熔体中的水活度,水活度越大,斜长石越不稳定。水活度与压力呈负相关,而与熔体中的水摩尔含量的平方成正比(Burnham, 1979)。因此,斜长石在温压图上的稳定区域是不固定的,它与熔体中的水含量密切相关。熊小林等(2011)指出,斜长石稳定性对 H_2O 非常敏感,其稳定压力边界随水含量减小而增加,在含水的条件下低于 1.0 GPa,在无水条件下可达 1.8 GPa 甚至更高(图 3)。黄方等(2010)采用 MELTs 程序模拟了干的基性下地壳在 1~2 GPa 下的部分熔融过程,模拟实验结果表明,压力低于 1.8 GPa 时,仍然有大量斜长石在残留相中存在。

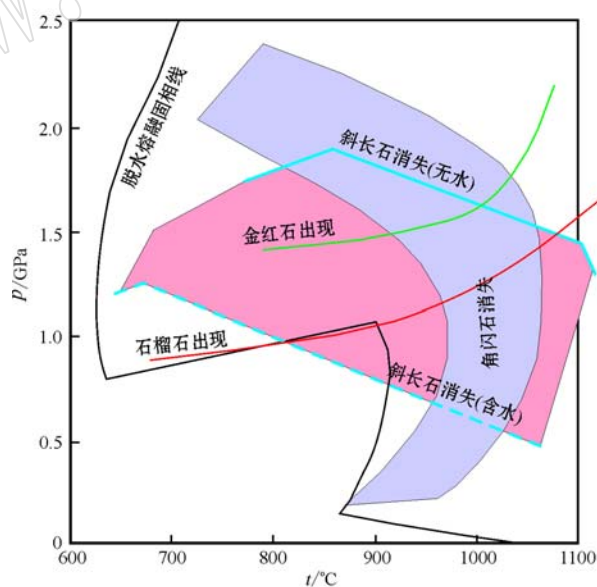


图 3 斜长石稳定范围(引自熊小林等, 2011)

Fig. 3 The plagioclase stability range
(after Xiong Xiaolin *et al.*, 2011)

在图 3 中,蓝色粗虚线示含水条件下的斜长石消失线,蓝色粗实线示无水斜长石消失线,粉红色区域示斜长石消失范围;角闪石消失范围以浅紫色表示。图 3 的资料除角闪石消失范围引自 Qian and Hermann

(2013)外,其余均引自熊小林等(2011)。从图3看,斜长石稳定的压力范围很宽(如在850℃时,压力在0.9~1.8 GPa之间),主要取决于体系中水的含量。如果水含量高,斜长石消失的压力低一些,埃达克岩出现的压力即低一些;如果水含量很少,斜长石消失线的压力增加,埃达克岩形成的压力也随之增加。在图3中,角闪石主要与温度的变化有关,与压力的关系不明显。

熊小林等(2011)指出,基性变质岩或含水玄武岩部分熔融实验的相平衡资料表明,在部分熔融域,随着压力的增加,角闪石和斜长石稳定性减小而逐渐分解,石榴石稳定性和含量不断增加。许多涵盖下地壳压力(0.3~3.2 GPa)和温度(700~1 150℃)条件下开展的相平衡和部分熔融实验中,实验初始物中的H₂O主要为角闪石、黑云母和白云母等含水矿物中的结构水。实验表明,在压力小于1.0~1.5 GPa时,残留固相为麻粒岩矿物组合(斜方辉石+单斜辉石+斜长石+石英为主,在压力大于2.0 GPa时,残留固相为榴辉岩矿物组合(石榴石+单斜辉石为主)。

万方等(2009)在1.5 GPa、950℃、恒温101 h条件下,对华北北缘太古宙地体中的斜长角闪岩块状样品进行了脱水部分熔融实验,实验产物组合为Hb+Cpx+Gt+Gl(无Pl),获得的熔体为花岗闪长质成分。熔体的主-微量元素特征符合华北北缘中生代埃达克质岩石的基本特征。万方等(2009)的上述实验产物中无斜长石出现,证明在他们控制的实验条件下,斜长石消失的压力范围大体是在1.5 GPa以下。此时得到的熔体是埃达克岩无疑。

1 GPa左右的实验很多,还可以举出一些例子。如Beard和Lofgren(1991)的变基性岩脱水熔融实验,在压力<1.0 GPa下产生了适度过铝质-准铝质的花岗闪长岩到奥长花岗岩熔体,在主量元素方面与现代洋弧硅酸岩相似,而与埃达克岩相差较大。脱水熔融[$p(\text{H}_2\text{O}) < 0.1 \text{ GPa}$]形成的熔体,与无水残余固相组合斜长石+斜方辉石+单斜辉石±磁铁矿+钛铁矿共生,其中斜长石的含量高达50%左右(笔者注:这么高的斜长石含量,熔融的花岗岩不可能具有高Sr的特点,因而上述作者认为他们所得到的熔体“与埃达克岩相差较大”的结论是合理的,即该熔体不是埃达克岩,很可能是喜马拉雅型花岗岩)。Atherton和Petford(1993)认为,在水不饱和以及增厚的下地壳(>40 km)环境中,斜长石将变得极

不稳定,新底侵的玄武岩质下地壳发生部分熔融,熔体为埃达克质岩,残余相组合为石榴石+辉石±角闪石±斜长石。Peacock等(1994)认为,在压力为1.0~1.2 GPa和温度为800~1 000℃之间,铁镁质下地壳或岛弧基底流体缺水熔融(角闪岩部分熔融)形成埃达克岩熔体+二辉石+斜长石残余相组合。Rapp等(1991)、Rushmer(1991)及Wyllie和Wolf(1993)等的玄武质角闪岩脱水熔融实验表明,在压力为0.8~1.2 GPa和温度为800~1 000℃之间,玄武质角闪岩脱水熔融可以形成具有埃达克岩地球化学特征的英云闪长岩和奥长花岗岩熔体,残余相为角闪石+单斜辉石+斜长石±斜方辉石。Wolde和Team(1996)对埃塞俄比亚新元古代Birbir岩弧中高铝TTG的研究也表明,其形成温压范围分别为0.8~1.2 GPa和800~1 000℃,源岩为新底侵的玄武质地壳,熔融残余相为含斜长石的麻粒岩。可见,玄武质下地壳部分熔融形成埃达克岩的源区斜长石未必完全消失(以上引自续海今等,2003)。

Rapp和Watson(1995)报道了压力在0.8~3.2 GPa下4块天然角闪岩的部分熔融实验成果。当压力为0.8 GPa时残余相为麻粒岩(斜长石+单斜辉石±斜方辉石±橄榄石),当压力介于1.2~3.2 GPa之间时残余相为石榴石麻粒岩到榴辉岩(石榴石+单斜辉石)。在1 100~1 150℃之间和3.2 GPa条件下,体积分数约为40%的高Al₂O₃奥长花岗岩-英云闪长岩熔体与榴辉岩残余体共生。Sen和Dunn(1994)对玄武质角闪岩样品在1.5 GPa和2.0 GPa、850~1 150℃进行的脱水熔融实验产生了与埃达克质岩浆相似的中酸性熔体,残余矿物为角闪石+斜长石+石榴石+单斜辉石。

笔者指出,上述实验是比较经典的,实验产物中都有斜长石出现,实验研究者都认为与其平衡的熔体具有埃达克岩的特征。但是,实际上并不一定,可能有些熔体类似埃达克岩,有些可能并不类似埃达克岩,这取决于斜长石含量的多少。

熊小林等(2007)总结道:许多玄武岩体系的部分熔融和相平衡实验得到一个非常重要的结果,证实玄武岩部分熔融域,石榴石稳定在大约1.0 GPa(~30 km)以上(如Green, 1982; Rapp *et al.*, 1991; Beard and Lofgren, 1991; Rushmer, 1991; Wyllie and Wolf, 1993; Peacock *et al.*, 1994; Sen and Dunn, 1994; Rapp and Watson, 1995; Winther, 1996; Winther *et al.*, 2001; 张超等, 2012; Zhang

et al., 2013; Qian and Hermann, 2013)。然而,这一压力范围包括石榴角闪岩相、角闪榴辉岩相和无石榴辉岩相,埃达克熔体是产生在角闪岩相条件还是榴辉岩相条件仍然模糊不清。

笔者认为,上述许多作者的实验研究表明,石榴石出现的下限在 1.0 GPa 左右,这是对的。但是,这并不能直接推导出埃达克岩即形成在 1.0 GPa 条件下,还应当注意残留相是否有斜长石出现以及斜长石的含量。如果斜长石是一个重要的残留相,则与之平衡的熔体多半可能是喜马拉雅型花岗岩而非埃达克岩。如上所述,许多资料表明,在 1.0 GPa 左右,实验研究得出的熔体留下的残留相中大多有斜长石出现(Beard and Lofgren, 1991; Rapp *et al.*, 1991; Rushmer, 1991; Wyllie and Wolf, 1993; Peacock *et al.*, 1994; Sen and Dunn, 1994; Wolde and Team, 1996; 黄方等, 2010; 熊小林等, 2011; 张超等, 2012; Zhang *et al.*, 2013; Qian and Hermann, 2013), 斜长石出现的压力范围可能达到 1.5~1.8 GPa(万方等, 2009; 黄方等, 2010; 熊小林等, 2011)。

邢印锁等(2010)也认为缺少斜长石是埃达克岩形成的一个重要指标。他们指出,高温高压实验岩石学可有效地验证埃达克质岩浆的成因,是研究埃达克质岩成因的一项重要手段。实验研究表明,在水不饱和条件下,微量元素含量合适的中基性岩石在高温高压下的脱水部分熔融都有可能得到类似于埃达克质成分的熔体,其残留相为含石榴石、缺斜长石的岩石组合(邢印锁等, 2010)。

黄方等(2010)采用 MELTs 程序的模拟表明,在增厚的陆壳背景下,只有在压力高于 1.8 GPa (~60 km)所产生的熔体才主要受石榴石的控制;压力低于 1.8 GPa,有大量斜长石出现,产生的熔体不具有埃达克岩的特征。值得称道的是,他们考虑了被大多数实验研究者忽略了的斜长石的影响的问题。

喜马拉雅型花岗岩得名于喜马拉雅山,那里新生代的淡色花岗岩大多具有喜马拉雅型花岗岩贫 Sr 和 Yb 的特征(张旗等, 2008)。喜马拉雅淡色花岗岩的实验研究是个什么结果呢? 据杨晓松等(2001a, 2001b)对高喜马拉雅块状黑云斜长片麻岩进行的实验研究(770~1 028℃, 1.0~1.4 GPa, 无外加自由水),产生的熔体是过铝质的花岗岩,与高喜马拉雅淡色花岗岩成分相似,残留相为斜长石+石英+石榴石+黑云母+斜方辉石±单斜辉石+钛铁矿(金

红石)±(钾长石),化学成分为中偏基性,可与在喜马拉雅地区发现的麻粒岩(注意:不是榴辉岩,也不是角闪岩,本文笔者注)对比。实验证实黑云斜长片麻岩是喜马拉雅淡色花岗岩的源岩之一,脱水熔融是形成高喜马拉雅淡色花岗岩和下地壳麻粒岩的重要方式,并为确定源区的温压条件提供了实验约束。

国外文献中没有喜马拉雅型花岗岩的概念,而且他们特别重视 Sr/Y、Sr/Yb 和 La/Yb 的比值而忽视它们的含量之间的关系。因此,国外很少有贫 Sr 和 Yb 的花岗岩的报道,仅有的一些报道也错误地把它们当成了埃达克岩。最典型的如 Hastie 等(2010)最近报道的一个牙买加埃达克岩,其实就是喜马拉雅型花岗岩。该区出现的流纹-英安岩(52 Ma)贫 Yb($0.53 \times 10^{-6} \sim 0.78 \times 10^{-6}$)和 Sr($76 \times 10^{-6} \sim 138 \times 10^{-6}$),他们解释是变质基性岩在 1.0~1.6 GPa 和 850~900℃ 条件下部分熔融形成的,称其为“牙买加型埃达克岩(Jamaican-type adakite)”,实际上相当于喜马拉雅型花岗岩,其形成的温压条件(1.0~1.6 GPa 和 850~900℃)也与喜马拉雅型花岗岩相当(张旗等, 2008)。

综上所述,当压力在 1 GPa 左右时,斜长石的作用总是存在的,如 Zhang 等(2013)的实验(图 4)。图 4 中,灰色粗线示实验得出的脱水熔融固相线,WW-1993 和 VS-2001 分别为 Wyllie 和 Wolf (1993)以及 Vielzeuf 和 Schmidt (2001)实验得出的脱水熔融固相线;三角示实验初始物组分,主要由斜长石和角闪石组成;实心圆示低压下熔融的残留物(主要由角闪石、辉石和斜长石组成),实心方块位于石榴石出现线之上,主要由角闪石、辉石、斜长石和石榴石组成。在该实验条件下(图 4),斜长石稳定的压力可达 1.5 GPa。在 1.0 GPa 石榴石消失线之上,熔融残留物仍然有斜长石出现(图 4 中的实心方块)。因此,与其平衡的熔体是喜马拉雅型花岗岩而非埃达克岩。

笔者指出,埃达克岩实验中斜长石的消失与否有其深刻的构造含义。因为,残留相如果有斜长石出现,属于角闪岩相(无石榴石)或麻粒岩相(有石榴石),残留相无斜长石(有石榴石)才属于榴辉岩相。埃达克岩是与榴辉岩相平衡的,不是与麻粒岩相平衡。榴辉岩形成的压力和深度即埃达克岩形成所需的压力和深度。有些人认为埃达克岩不需要加厚的地壳, 30~40 km 深度即可。如果他们考虑了榴辉岩产出的条件,大概就能够明白上述深度

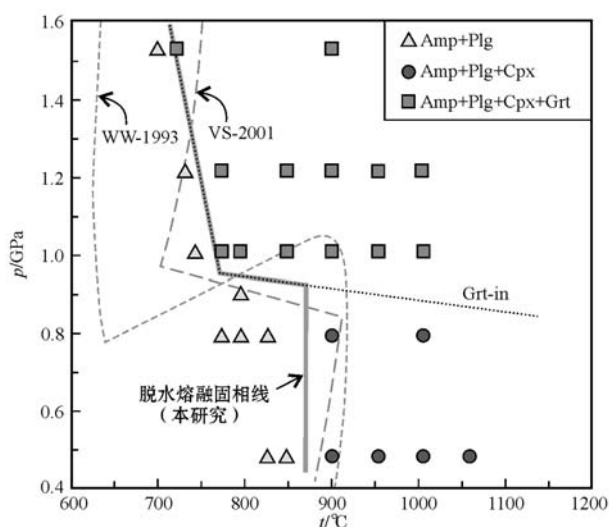


图4 角闪岩熔融实验(Zhang *et al.*, 2013)

Fig. 4 Phase stabilities in an amphibolite
(after Zhang *et al.*, 2013)

是否足够了。

3 相变反应与部分熔融反应

前面列举了许多实验研究资料,有些属于进变质实验或相平衡实验,有些属于部分熔融实验。进变质或相变实验主要考察随温度-压力增加实验产物发生的变化以及可能出现的熔体及其之间的关系,部分熔融实验则研究花岗岩和埃达克岩形成的温度-压力条件。

3.1 相变反应

相变反应主要是一种脱水反应,随着温度压力的增加,从低级变质相转变为高一级的变质相,分出一部分水。当然,在这个过程中也会产生少量的熔体,如与麻粒岩相平衡的熔体以及与榴辉岩相平衡的熔体,它们的成分应当有所不同。但是,笔者认为,这种熔体的数量很少,它们大概不可能脱离开源岩,不足以汇聚成为岩浆房,不可能上升侵位到地壳浅部。这种熔体不同于部分熔融过程中产生的熔体,也不能理解为部分熔融过程。

学术界特别关注的在1.0 GPa左右石榴石出现线的反应也是一种相变反应,由于它恰好与脱水熔融固相线重合(图3、图4),于是,有些人就以为这条线即代表了埃达克岩形成的压力,认为埃达克岩不是高压下形成的,就无需加厚的地壳了。那么,1.0 GPa附近石榴石出现线的真实含义是什么呢?笔者

认为,该线表明残留相出现了石榴石,石榴石富Yb,于是与其平衡的熔体即贫Yb。但是,石榴石出现与否对熔体的Sr含量没有影响,而埃达克岩是以贫Yb富Sr作为指标的。贫Yb的熔体并不都是埃达克岩,喜马拉雅型花岗岩也贫Yb。熔体Sr含量主要受斜长石控制。因此,在石榴石出现线之上的熔体是否埃达克岩,还要看斜长石是否消失了:如果斜长石消失了,熔体是埃达克岩;如果斜长石还没有消失,斜长石还有一定的数量,则与之平衡的是喜马拉雅型花岗岩而非埃达克岩。只考虑石榴石不考虑斜长石是不全面的;同样,只考虑Yb不考虑Sr也是不全面的。

其次,1.0 GPa的出现线只表明石榴石刚刚开始出现,石榴石的数量还很少。如果熔体真正具有埃达克岩的特征,它需要有一定的石榴石数量的支持,使石榴石中包容的Yb足够高,才能使与之平衡的熔体的Yb足够低。按照许多实验,如果使残留相石榴石的含量达到20%左右,1.0 GPa显然是不够的,大约需要1.2 GPa(900°C时,见Zhang *et al.*, 2013, Fig. 4)。大别有许多埃达克岩出露,大别埃达克岩的具体压力是多少?埃达克岩的压力范围可以从1.0至>2.5 GPa,1.0 GPa只是它的下限。因此,1.0 GPa下熔体为埃达克岩只具有理论上的意义,实际压力还应当大一些。

相变反应不同于部分熔融反应,相变反应是在温度和压力同步增加的情况下发生的。温度增加有利于部分熔融,而压力增加不利于部分熔融;二者互相抵消,使该反应很难达到固相线。相变反应仿佛在地壳中打一个钻(图2),考察随温度-压力增加从绿片岩相依次转变为角闪岩相、麻粒岩相、榴辉岩相的情况。我们知道,单纯依靠深度增加导致的温度增加很难达到使地壳发生部分熔融的条件。因此,不能把相变反应当成部分熔融反应,它也不是花岗岩和埃达克岩形成的主要方式。

3.2 部分熔融反应

一般认为,花岗岩部分熔融可以发生在升温、减压和加水3种情况下。

(1) 加水部分熔融。如本文第1节所指出的,虽然实验时可以在试样容器中任意加水,水可以从不饱和到饱和到过饱和,但是实际上,下地壳底部水是很少的(图2),花岗岩主要是在缺水条件下部分熔融形成的(Rutter and Wyllie, 1988; Thompson *et al.*, 1995; Harris *et al.*, 1995; 刘勇胜等,1998;张超等,

2012;张旗,2012)。其次,目前人们还不清楚下地壳在什么情况下可以有水补充,而且水的补充还能够达到使下地壳发生部分熔融的条件。换句话说,在下地壳底部高温高压条件下水的加入使之达到部分熔融的情况几乎是很难出现的。虽然从理论上加水部分熔融是一个不错的选择,在实验中也完全能够模拟。但是,上述过程在自然界很难实现。因此,我们这里不强调花岗岩部分熔融过程中水的影响。

(2) 减压熔融。下地壳减压的情况是存在的,如在地壳伸展背景下,地壳厚度减薄,压力降低,形成裂谷。然而,这种情况在下地壳底部能够造成部分熔融的可能性几乎也是不存在的。因为减压熔融的前提是源区可快速塑性流动,一般只限于对流地幔的条件下(罗照华等,2007,2009)。因此,减压熔融主要限于地幔条件下,例如软流圈地幔上涌造成的玄武质岩浆的部分熔融。单靠地壳减薄、压力下降一个因素,很难使下地壳底部发生部分熔融,除非减薄的同时伴有温度的增加。

(3) 升温熔融。在下地壳底部,加温是下地壳形成花岗岩的最常见的情况。花岗岩部分熔融最重要的是需要热,热从哪里来?单纯依靠深度增加导致的温度升高很难达到使花岗岩足以发生部分熔融的条件。而玄武岩底侵和软流圈上涌可以提供大量的热,这是下地壳底部花岗岩熔融最可能的因素,如图5所示。

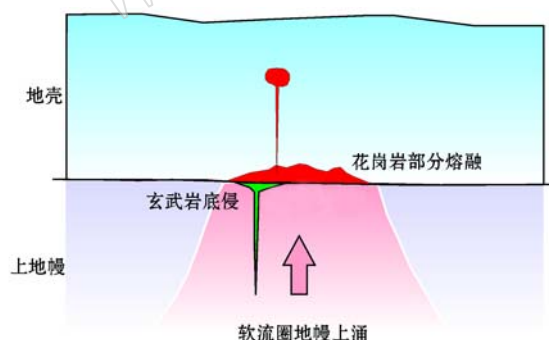


图5 下地壳底部花岗岩部分熔融示意图

Fig. 5 Schematic diagram of partial melting of the granite at the bottom of the lower crust

增温熔融一个重要的条件是温度增加而压力不变。缺水条件下的实验是否符合这个条件呢?据张超等(2012)归纳,国内外许多实验得出的含水变质基性岩在缺乏流体相条件下的熔融实验反应式为:

角闪石 + 斜长石 ± 石英 = 富钙辉石 ± 贫钙辉石 ± 石榴石 ± 绿帘石 ± 副矿物 ± 熔体

可能出现的副矿物包括金红石、尖晶石、榍石、钛铁矿等;石榴石、绿帘石($p \geq 1$ GPa)和金红石($p > 1.6$ GPa)出现于高压条件下(引自张超等,2012)。

上述反应式的初始物由角闪石 + 斜长石 ± 石英组成,属于角闪岩相;反应物为富钙辉石 ± 贫钙辉石 ± 石榴石 ± 绿帘石 ± 副矿物 ± 熔体,无斜长石有石榴石,显然属于榴辉岩相(不是麻粒岩相)。这是典型的角闪岩脱水形成榴辉岩的反应,而非花岗岩部分熔融反应(花岗岩部分熔融反应的初始物与反应物应属于同一变质相)。大体上相当于在正常的地温梯度下,随着地壳加厚,在温度压力增加的条件下,角闪岩相变质岩发生的脱水反应,所要探寻的主要是石榴石出现的边界条件。这种反应主要体现在角闪石的脱水作用上,但是,石榴石出现线与脱水部分熔融线刚好重合(图3、图4、图6),故该反应线也代表部分熔融产生花岗岩熔体的反应。但是,由于反应位于斜长石消失线之下,所形成的熔体应当是喜马拉雅型花岗岩而非埃达克岩。还由于该反应是在温度和压力增加的条件下发生的(图6中蓝色虚线指示的轨迹),即使能够产生熔体,熔体的量也不可能很多,不可能形成具有一定规模的花岗岩。

那么,下地壳加温形成花岗岩的部分熔融是个什么反应呢?应该是固定压力逐渐加温的反应,如图6所示。下面分3种情况予以讨论:

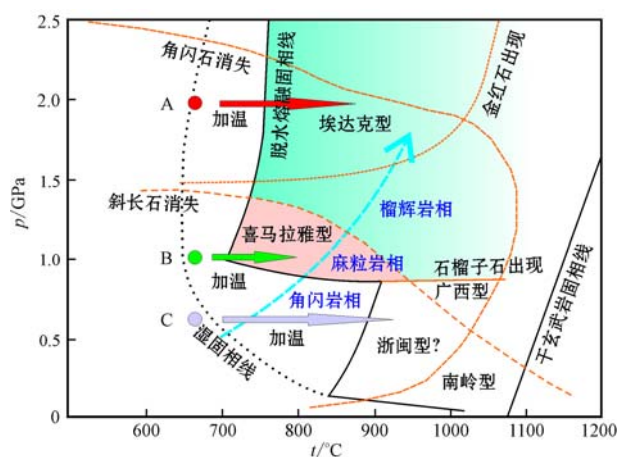


图6 不同类型花岗岩形成的温度-压力条件
(张旗,2014b)

Fig. 6 Pressure-temperature conditions of different types of granite (after Zhang Qi, 2014b)

(1) 在地壳很厚的情况下,部分熔融过程位于石榴石出现线之上,初始物处于榴辉岩相(2.0 GPa, 约650°C,图6中的红色A点)。随温度增加(见图6

中红色箭头的方向),当温度超过脱水熔融固相线时,榴辉岩发生部分熔融形成花岗岩,残留相仍然是榴辉岩相,笔者推测可能的反应式是(下同):角闪石+辉石+石榴石=辉石+石榴石±角闪石+熔体。该熔体是埃达克岩。由于残留相中无斜长石,熔体中的Sr含量应当很高;由于残留相中有石榴石,故熔体中的Yb含量应当很低。闻卫军等(2012)在2.0 GPa和850~1 070℃条件下进行了脱水部分熔融实验研究,结果显示,在850~950℃下,多硅白云母通过不一致脱水熔融反应产生了≤12%的过铝质(铝饱和指数ASI>1.2)的高钾钙碱性($K_2O/Na_2O=1.2\sim1.4$)花岗质熔体,与其共存的残留相为石榴石+绿辉石+石英+多硅白云母+角闪石+Fe-Ti氧化物+蓝晶石±金红石。1 000~1 070℃时,熔体比例陡然增大(>35%),成分变为准铝质的钙碱性花岗闪长质,残留相组合以石榴石+绿辉石+普通辉石为主。因此,闻卫军等(2012)的实验为部分熔融实验,该实验得出的熔体可能是具有实际意义的埃达克质岩浆。

(2)在地壳正常厚度的情况下(1.0 GPa, 650℃,图6的B点),下地壳底部为麻粒岩相,随温度增加(跟随图6中绿色箭头的方向),麻粒岩相的岩石发生部分熔融形成花岗岩,留下的残留物仍然属于麻粒岩相,其可能的反应是:角闪石+斜长石+石榴石+辉石=辉石+斜长石±角闪石+石榴石+熔体。许多实验认为在这个压力下得出的熔体是埃达克质岩浆,而笔者认为,由于该实验处于斜长石消失线之下,如果斜长石有一定的含量,该熔体必然贫Sr,不可能形成埃达克岩,而可能形成喜马拉雅型花岗岩。

(3)在地壳减薄的情况下(0.6 GPa, 650℃,图6的C点),下地壳底部为角闪岩相。温度增加(沿图6中紫色箭头的方向),角闪岩相的斜长角闪岩发生部分熔融形成花岗岩,留下的残留物仍然属于角闪岩相,其可能的反应式是:角闪石+斜长石±石英=角闪石±辉石+斜长石+熔体。该反应式的两侧均有斜长石和角闪石,右侧无石榴石,其熔体应形成浙闽型花岗岩。

因此,如果要讨论埃达克的形成条件,需要考虑下地壳部分熔融的真实情况,应选择增温熔融的实验,在固定压力的条件下只考虑温度增加带来的变化。温度压力同步增加的相变反应不符合下地壳底部部分熔融的条件,不能用来表征部分熔融的结果。

其次,如果选取某些地区的样品作为初始物来讨论埃达克型花岗岩形成的条件,由于埃达克岩对应的初始物为榴辉岩,代表加厚的地壳,而现在的地壳已经减薄为正常厚度的地壳了,例如现在的大别和华北,原来与埃达克岩平衡的榴辉岩已经被拆沉掉了,因此,大别群中现存的角闪岩相样品不可能是与中生代埃达克岩平衡的对应物,用大别角闪岩样品做实验是产生不了埃达克质熔体的。同样,如果在华北采用麻粒岩相的样品,由于麻粒岩相也不是与埃达克岩平衡的残留相,因此,用麻粒岩的样品做实验也不可能得出埃达克质熔体。

从图6看,埃达克岩形成的压力范围很宽,可以从不到1 GPa一直到>2.5 GPa,这么宽范围的不同压力下形成的埃达克岩有什么差别是一个没有解决的问题。相变反应只是说明了石榴石出现的最低压力,并不包括榴辉岩相全部可能的压力范围。因此,只是根据实验得出的熔体具有埃达克岩的成分特征即得出结论认为埃达克岩形成于1.0 GPa是不充分的。相变反应指示了石榴石出现的最低压力,它限定了埃达克质岩浆产生的最低压力条件。埃达克岩应当出现在石榴石出现线以上,压力可以从1.0 GPa到>2.5 GPa,而不是说埃达克岩只出现在1.0 GPa或其附近。

3.3 相变反应与部分熔融反应的区别

相变反应不同于部分熔融反应,这是基本的概念。但是,某些实验恰恰在这个概念上混淆了,才导致错误的解释,本文反复讨论的也是这个问题。因此,有必要重申如下:

(1)相变反应是在温度压力同步增加的条件下发生的,而部分熔融反应主要是在温度增加而压力不变条件下发生的,其次是在温度不变压力降低的情况下以及温度压力不变而水加入的情况下发生的。

(2)相变反应的反应物相比初始物,变质作用的级别升高了。例如,初始物为角闪岩相,由于温度和压力的增加,反应物变为麻粒岩相;如果初始物为麻粒岩相,温度压力增加可以使之达到榴辉岩相。而部分熔融反应的反应物和初始物属于同一变质级,例如,初始物为角闪岩相,温度增加使之发生部分熔融,形成了花岗岩。在部分熔融过程中,地壳厚度没有发生变化,故留下的反应物(残留相)仍然是角闪岩相,不会变为麻粒岩相(图6);同样,如果初始物为麻粒岩相,加温部分熔融形成花岗岩之后留下

的反应物仍然属于麻粒岩相,不会变为榴辉岩相。

(3) 相变反应属于脱水反应,反应中释放出来的主要是水,水是相变反应的副产品。在这个过程中熔体是很少的(在绿片岩相转变为角闪岩相的过程中不可能产生熔体),这种熔体也很少可能汇聚成为一定规模的岩浆(以 km^3 计)离开变质岩源区向上侵位。而部分熔融反应主要是形成熔体的反应,熔体是反应的主要产品,地球上见到的规模较大(从几 km^3 到几万 km^3)的岩浆主要是变质岩部分熔融形成的。

(4) 相变反应通常是在地壳正常地温梯度的情况下发生的,由绿片岩相转变为角闪岩相转变为麻粒岩相转变为榴辉岩相(图6中以蓝色虚线代表)。这种转变的温度主要与地温梯度有关,还达不到部分熔融形成花岗岩的条件。相变反应不符合花岗岩部分熔融的基本条件:加温、减压、加水。因此,把相变反应混同部分熔融反应或用相变反应替代部分熔融反应都是不对的。

4 结语

笔者初涉花岗岩和埃达克岩的实验研究问题,对实验研究的理解是:

(1) 实验研究非常重要,对于花岗岩来说更是意义重大,是花岗岩理论创新的源泉之一。无实验研究的支持,花岗岩研究很难有新的突破;无实验研究的支持,不可能出新的花岗岩理论。

(2) 几十年来,花岗岩实验研究取得了很大的成绩。但是,限于技术条件以及人们认识的水平,目前实验研究离模拟下地壳底部真实情况还相去甚远,离花岗岩理论创新的要求还相去甚远。

(3) 在目前条件下,实验样品在某些实验中仍然采用化学合成物作为试样,这种化学合成的粉末试样与天然地质样品是明显不同的,实验过程和结果也可能不尽相同,尤其对于部分熔融实验。因此,在对实验结果进行解释的时候应当特别小心。

(4) 实验研究可以采用不同的方法,不同的技术,不同的样品,可以人工控制实验条件。实验是一个可以充分发挥人们想象力的场所。人们可以任意选择实验的初始物,可以加入任意比例的水,加入任意种类和比例的添加物或催化剂,设计任何的温度和压力,只要实验技术目前能够达到的。这样的实验得出的结果可能五花八门,而关键是如何去解释

这些结果。实验本身没有问题,实验结果也无所谓好坏,实验结果是否如人们预期也不是问题,问题是如何去解释。实验完成了,结果出来了,不等于研究结束了,对于实验的解释来说才刚刚开始。笔者认为,尽可能结合野外地质实际,尽可能接近野外地质实际的解释可能是最好的解释。一个好的解释必须是与实际情况尽可能接近的、最简单的解释。模式越复杂,可靠性越差。由于人们目前对地球深部究竟发生了什么并不清楚,因此,不同的假设、不同的考虑、不同的解释,在现阶段都是可以接受的。

(5) 实验研究一个最大的困难是解决不了时间的问题。地质作用的时间是以万年或百万年计的(地质作用也有在瞬间完成的,如地震、滑坡、雪崩、火山喷发等),而实验研究只能以日、月来计。日月相对于地质过程只是一瞬间,而瞬间得到的结果与地质作用的真实情况是有差别的。花岗岩部分熔融不是一天一月一年可以完成的,变质作用也不是一蹴而就的,有些可能要持续几万年或几百万年。实验研究尽可能模拟野外大自然情况是必须的,当然只可能逐渐接近,而不可能完全相当。因此,我们的解释要留有余地,要十分慎重。

(6) 关于埃达克岩的实验研究,需要注意下述几点:

首先,下地壳是缺水的,花岗岩是在缺水条件下部分熔融的,应当慎重对待在饱和水和有水加入情况下的实验结果。

其次,要注意残留相组分中是否有斜长石出现的情况,不能只关注石榴石,石榴石与斜长石配合起来才能得出正确的认识。例如,不少实验是在 $1.0 \sim 1.5 \text{ GPa}$ 和 $800 \sim 1000^\circ\text{C}$ 之间进行的,恰位于斜长石消失线的两侧(图6)。因此,应当考虑在斜长石消失线之下和之上产生的熔体是否存在差异。由于斜长石消失线受许多因素制约,不同实验斜长石消失线也可能是变化的。

第三,相变反应不同于部分熔融反应,不能把相变反应的结果解释为部分熔融的结果。相变反应是在温度和压力同步增加的情况下发生的。温度增加有利于部分熔融,而压力增加不利于部分熔融;二者互相抵消,使该反应很难达到固相线。因此,不能把相变反应当成部分熔融反应,它也不是花岗岩和埃达克岩形成的主要方式。

第四, 1.0 GPa 的石榴石出现线有两个含义:它指示石榴石开始在残留相中出现,并暗示与石榴石

平衡的熔体是贫 Yb 的。但是, 贫 Yb 的熔体不只形成埃达克岩, 喜马拉雅型花岗岩也贫 Yb。因此, 还应当考虑斜长石出现的情况: 如果石榴石出现了, 斜长石消失了, 熔体是埃达克质的; 如果石榴石出现了而斜长石没有消失, 则与之平衡的熔体形成喜马拉雅型花岗岩。国外由于没有喜马拉雅型花岗岩的概念, 因此, 对国外某些在 1.0 GPa 条件下得到的实验资料应当仔细鉴别, 也许其中有一些熔体并非形成埃达克岩, 而是喜马拉雅型花岗岩。因此, 在任何情况下, 过分强调 1.0 GPa 下实验的意义, 过分强调石榴石出现线的意义, 过分强调 Yb 含量而忽略 Sr 含量的意义, 都是不合适的。

第五, 实验研究告诉我们一个重要的结论: 什么是埃达克岩? 即与榴辉岩平衡的熔体形成的是埃达克岩。这样的表述比“与石榴石平衡的熔体是埃达克岩”要好, 因为, 与榴辉岩平衡包括了石榴石出现与斜长石消失两个信息。这不是什么新鲜的结论, 而是埃达克岩术语刚刚问世时 Defant 和 Drummond (1990) 就明确指出的。当然, 还有许多其他的因素应当考虑, 如源岩的不同、产出背景的不同(O 型或 C 型)、混合作用的不同以及其他各种因素的影响不同等等。从实验岩石学角度, 埃达克岩的真谛可能就是非常简单的一句话: 源区有石榴石无斜长石。只要符合这个标志, 与其平衡的熔体必然是高 Sr 低 Yb 的; 只要符合这个标志, 与其平衡的熔体必然是在较高的压力下形成的: 对于 O 型埃达克岩来说, 来自俯冲板片的深部(榴辉岩相出现的部位); 对于 C 型埃达克岩来说, 产于加厚地壳的底部(榴辉岩相出现的部位)。这就是埃达克岩的构造意义, 也是本文对 Moyen 等质疑的回答。

国内对埃达克岩成因有许多争论, 本文不涉及这些争论, 仅讨论与埃达克岩有关的实验研究的某些解释问题。毫无疑问, 中国最近在埃达克岩实验研究方面取得了很大的进步, 虽然得到的认识并不相同, 这是很正常的。但是, 无论如何, 在这个领域, 中国在国际上是处于领先水平的。相信经过我们持续的努力, 能够更上一层楼。

后记 本文酝酿有半年之久, 其间与吴福元、罗照华、钱青等交换过意见, 罗照华还对本文初稿提出了许多批评与建议。感谢匿名审稿人的批评与评论。此外, 研究中还得到焦守涛同学的帮助, 特此一

并致谢。

结束语 首先, 感谢《岩石矿物学杂志》编辑部, 允许笔者撰写一些与学术界主流认识不尽相同的观点。3 年来, 笔者陆续发表了一些与花岗岩有关的新思维方面的见解。但是, 这些究竟是否新思维? 这些思维是否可行? 是否可信? 还是没有解决的问题。科学需要探索, 需要争论, 笔者也欢迎争论。可惜, 除了部分审稿意见比较犀利以外, 公开的争论依然很难出现。这与中国目前科学界的现状有关, 也是中国传统文化的一种反映。

其次, 对目前花岗岩研究的现状怎样估计在学术界是有不同认识的。人们为什么要研究花岗岩? 研究花岗岩有什么用? 这是研究花岗岩必须回答的两个问题。笔者认为, 花岗岩缺乏自己独立的理论, 花岗岩理论是借鉴了玄武岩的理论。玄武岩的理论是行之有效的, 但是, 玄武岩的理论并不全部适合花岗岩。这是目前花岗岩研究中最大的症结。

第三, 大陆花岗岩是全球花岗岩中最重要的组成部分, 大陆花岗岩的地球动力学意义是什么? 是构造环境吗? 非也。笔者认为, 大陆花岗岩已经是板内环境了, 无需再判断环境。采用各种判别图判别大陆花岗岩的环境无异于画蛇添足, 反而得出错误的结论。

21 世纪花岗岩研究路在何方? 笔者的回答是: 路在脚下, 在野外。这应当是当前花岗岩研究最需要强调的。如果我们能够踏踏实实地对花岗岩野外地质做一些研究, 认认真真地解剖几个大花岗岩体, 着重岩浆动力学和岩浆热力学方面的研究, 我们一定能够在理论和实践上有所作为。笔者相信, 只要我们努力, 就一定能够开辟出花岗岩研究的一片新天地。

References

- Atherton M P and Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust[J]. *Nature*, 362: 144~146.
- Baker D R. 1998. Granite melt viscosity and dike formation[J]. *Journal of Structural Geology*, 20: 1395~1404.

- Beard J S and Lofgren G E. 1989. Effect of water on the composition of partial melts of greenstone and amphibolite[J]. *Science*, 244 (4 901): 195~197.
- Beard J S and Lofgren G E. 1991. Dehydration melting and saturated melting of basaltic and andesitic greenstone and amphibolites[J]. *J. Petrology*, 32: 365~401.
- Burnham C W. 1979. The importance of volatile constituents[A]. Yoder H S. *The Evolution of the Igneous Rocks*[C]. Princeton: Princeton University Press, 439~482.
- Campbell I H and Taylor S R. 1983. No water, no granites: no oceans, no continents[J]. *Geophysical Research Letters*, 10: 1 061~1 064.
- Clemens J and Vielzeuf D. 1987. Constraints on melting and magmaproduction in the crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 86: 287~306.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere[J]. *Nature*, 347: 662~665.
- Gough D L. 1986. Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust[J]. *Nature*, 323: 143~144.
- Green T H. 1982. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite[A]. Thorpe R S. *Andesites*[C]. New York: John Wiley, 465~487.
- Han Jiangwei, Xiong Xiaolin and Wu Jinhua. 2006. Na depletion in modern adakites and implication for melt-mantle metasomatism[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 30(3): 391~391 (in Chinese with English abstract).
- Harris N, Ayres M and Massey J. 1995. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas[J]. *J. Geophys. Res.*, 100(B8): 15 766~15 777.
- Hastie A R, Kerr A C, McDonald I, *et al.* 2010. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: A new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust [J]? *Chemical Geology*, 276: 344~359.
- He Yongsheng. 2010. Geochemistry of Post-collisional Granitic Magmatism from the Dabie Orogen: Constraints on Removal Processes and architecture of the Mountain Foot[D]. University of Science and Technology of China (in Chinese with English abstract).
- Huang Fang and He Yongsheng. 2010. Partial melting of the dry mafic continental crust: Implications for petrogenesis of C-type adakites [J]. *Chinese Sci Bull*, 55: doi: 10. 1007/s11434-010-0224-1 (in Chinese).
- Jiang N, Liu Y S, Zhou W G, *et al.* 2007. Derivation of Mesozoic adakitic magmas from ancient lower crust in the North China craton [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71: 2 591~2 608.
- Kay R W and Kay S M. 1981. The nature of the lower continental crust: Inferences from geophysics, surface geology, and crustal xenoliths[J]. *Rev. Geophys Space Phys.*, 19: 271~297.
- Liu Qiang. 2009. Dehydration partial melting experiments on UHP eclogites and its dynamic significance, Dabie-Sulu terrane[D]. Ph. D. Chinese University of Geosciences (in Chinese with English abstract).
- Liu Yongsheng and Gao Shan. 1998. Anatexis of the continental crust and granites as tracers of lower crustal composition[J]. *Geological Science and Technology Information*, 17(3): 31~38 (in Chinese with English abstract).
- Luo Zhaohua, Huang Zhongmin and Ke Shan. 2007. An overview of granitoid[J]. *Geological Review*, 53(Suppl.): 180~226 (in Chinese).
- Luo Zhaohua, Lu Xinxiang, Chen Bihe, *et al.* 2009. Introduction to the Metallogenic Theory on the Transmagmatic Fluids[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~177 (in Chinese with English abstract).
- Moyen J F. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature" [J]. *Lithos*, 112: 556~574.
- Peacock S M, Rushmer T and Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 227~244.
- Qian Q and Hermann J. 2013. Partial melting of lower crust at 10~15 kbar: constraints on adakite and TTG formation[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165: 1 195~1 224.
- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8~32 kbar implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. *J. Petrol.*, 36: 891~931.
- Rapp R P, Watson E B and Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites [J]. *Precam. Res.*, 51: 1~25.
- Rushmer T. 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107: 41~59.
- Rutter M J and Wyllie P J. 1988. Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust[J]. *Nature*, 331: 159~160.
- Sen C and Dunn T. 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites[J]. *Contrib. Mineral Petrol.*, 117: 394~409.
- Shao Tongbin, Ji Shaocheng and Wang Qian. 2011. Rheology of partially molten rocks: a state-of-the-art overview[J]. *Geological Review*,

- 57(6): 851~869 (in Chinese with English abstract).
- Thompson A B, James A and Connolly D. 1995. Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings[J]. *J. Geophys. Res.*, 100(B8): 15 565~15 579.
- Vielzeuf D and Schmidt M W. 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 251~267.
- Wan Fang, Zhou Wenge, Jiang Neng, *et al.* 2009. The partition characteristic of trace elements in the partial melting massive amphibolite at 1.5 GPa and 950°C[J]. *Earth Science Frontiers*, 16(1): 125~133(in Chinese with English abstract).
- Wang Mingliang and Tang Hongfeng. 2013. Reaction experiments between tonalitic melt and mantle olivine and their implications for genesis of high-Mg andesites within cratons[J]. *Science China (Earth Sciences)*, 56: 1 918~1 925, doi: 10.1007/s11430-013-4658-6(in Chinese with English abstract).
- Wannamaker P. 2000. Comment on the petrologic case for a dry lower-crust" by Bruce WD Yardley and John W. Valley[J]. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3): 6 057~6 064.
- Wen Weijun, Zhou Wenge, Fan Dawei, *et al.* 2012. Dehydration melting of a phengite-bearing eclogite at 2.0 GPa and 850~1 070°C: Constraints on the petrogenesis of the Cretaceous, K-rich adakite in Dabie orogenic belt[J]. *Bulletin of Mineralogy and Geochemistry*, 31(6): 622~634 (in Chinese with English abstract).
- Winther G, Scaillet B, Pichavent M, *et al.* 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust[J]. *Nature*, 410: 197~200.
- Winther K T. 1996. An experimentally-based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts[J]. *Chem. Geol.*, 127: 43~59.
- Wolde B and Gore-Gambella G T. 1996. Tonalite-trondhjemite-granite genesis by partial melting of newly underplated basaltic crust: An example from the Neoproterozoic Birbir magmatic arc, western Ethiopia[J]. *Precambrian Research*, 76: 3~14.
- Wyllie P J and Wolf M B. 1993. Amphibolite dehydration-melting: sorting out the solidus[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 76: 405~416.
- Xiao L and Clemens J D. 2007. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints[J]. *Lithos*, 95: 399~414.
- Xiao Long, Rapp P R and Xu Jifeng. 2004. The role of deep processes controls on variation of compositions of adakitic rocks [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 219~228 (in Chinese with English abstract).
- Xing Yinsuo, Zhou Wenge, Jiang Neng, *et al.* 2010. The extension of adakitic rocks and the progress of petrogenesis experiments[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 29(3): 317~320 (in Chinese with English abstract).
- Xiong Xiaolin, Adam J and Green T H. 2006. Trace element characteristics of partial melts produced by melting of metabasalts at high pressures: Constraints on the formation condition of adakitic melts [J]. *Science in China (series D)*, 49: 915~925 (in Chinese).
- Xiong Xiaolin, Han Jiangwei and Wu Jinhua. 2007. Phase equilibrium and trace element partitioning between minerals and melt in the metabasalt system: constraints on the formation conditions of TTG/adakite magmas and the growth of early continental crust. *Earth Science Frontiers*, 14(2): 149~158 (in Chinese with English abstract).
- Xiong Xiaolin, Liu Xingcheng, Zhu Zhimin, *et al.* 2011. Adakitic rocks and destruction of the North China Craton: Evidence from experimental petrology and geochemistry[J]. *Sci China Earth Sci*, 54: 858~870, doi: 10.1007/s11430-010-4167-9(in Chinese).
- Xu Haijin and Ma Changqian. 2003. Constraints of experimental petrology on the origin of adakites, and petrogenesis of Mesozoic K-rich and high Sr/Y ratio granitoids in eastern China[J]. *Earth Science Frontiers*, 10: 417~427 (in Chinese with English abstract).
- Yang Xiaosong, Jin Zhenmin, Huenges E, *et al.* 2001. Experimental study on dehydration melting of natural biotite-plagioclase gneiss from High Himalayas and implications for Himalayan crust anatexis [J]. *Chinese Science Bulletin*, 46: 867~872.
- Yang Xiaosong, Jin Zhenmin, Huenges E, *et al.* 2002. Genesis of granulite in Himalayan lower crust: Evidence from experimental study at high temperature and high pressure[J]. *Chinese Science Bulletin*, 47: 448~454.
- Yardley B W D. 1981. Effect of cooling on the water content and mechanical behavior of metamorphosed rocks[J]. *Geology*, 9: 405~408.
- Zhang C, Holtz F, Koepke J, *et al.* 2013. Constraints from experimental melting of amphibolite on the depth of formation of garnet-rich restites, and implications for models of Early Archean crustal growth [J]. *Precambrian Research*, 231: 206~217.
- Zhang Chao, Ma Changqian and Holt F. 2012. Partial melting of hydrous lower continental crust: discussion on the petrogenesis of C-type adakites from the Dabie orogen[J]. *Geological Journal of China Universities*, 18(1): 41~51(in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi. 2012. Comment on the popular magmatic hydrothermal mineralization theory[J]. *Gansu Geology*, 21(4): 1~14(in Chinese with English abstract).

- Zhang Qi. 2014a. Geochemical characteristics of the Guangxi-type granite and its tectonic implications[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 33(1): 199~210(in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi. 2014b. The geodynamic implications of continental granites[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 33(4): 785~798(in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi, Wang Yan, Xiong Xiaolin, *et al.* 2008. Adakite and Granite: Challenge and Opportunity[M]. Beijing: China Land Press(in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 韩江伟, 熊小林, 吴金花. 2006. 埃达克岩的 Na 亏损及其对地幔 Na 交代的指示意义[J]. *大地构造与成矿学*, 30(3): 391~391.
- 何永胜. 2010. 大别造山带碰撞后花岗质岩浆作用地球化学: 对去山根过程及山根结构的制约(博士论文)[D]. 中国科学技术大学.
- 黄方, 何永胜. 2010. 干的基性大陆下地壳部分熔融: 对 C 型埃达克岩成因的制约[J]. *科学通报*, 55(13): 1 255~1 267.
- 刘强. 2009. 大别-苏鲁超高压榴辉岩脱水部分熔融实验及动力学意义(博士论文)[D]. 中国地质大学(武汉).
- 刘勇胜, 高山. 1998. 地壳深熔(anatexis)与花岗岩对下地壳的示踪作用[J]. *地质科技情报*, 17(3): 31~38.
- 罗照华, 黄忠敏, 柯珊. 2007. 花岗质岩石的基本问题[J]. *地质论评*, 53(增刊): 180~226.
- 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 等. 2009. 透岩浆流体成矿作用导论[J]. 北京: 地质出版社, 1~177.
- 邵同宾, 嵇少丞, 王茜. 2011. 部分熔融岩石流变学[J]. *地质论评*, 57(6): 851~869.
- 万方, 周文戈, 姜能, 等. 2009. 1.5 GPa、950℃下块状斜长角闪岩部分熔融微量元素的分配特征[J]. *地学前缘*, 16(1): 125~133.
- 王明梁, 唐红峰. 2014. 英云闪长质熔体与地幔橄榄石反应的实验研究: 对克拉通内部高镁安山岩成因的约束[J]. *中国科学(地球科学)*, 44: 405~413.
- 闻卫军, 周文戈, 范大伟, 等. 2012. 2.0 GPa, 850~1 070℃条件下多硅白云母榴辉岩脱水熔融研究: 对大别早白垩富 K 埃达克岩成因的约束[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 31(6): 622~634.
- 肖龙, Rapp P R, 许继峰. 2004. 深部过程对埃达克质岩石成分的制约[J]. *岩石学报*, 20(2): 219~228.
- 邢印锁, 周文戈, 姜能, 等. 2010. 埃达克质岩的实验研究进展[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 29(3): 317~320.
- 熊小林, Adam J, Green T H, 等. 2005. 变质玄武岩部分熔体微量元素特征及埃达克熔体产生条件[J]. *中国科学(D 辑)*, 35(9): 837~846.
- 熊小林, 韩江伟, 吴金花. 2007. 变质玄武岩体系相平衡及矿物-熔体微量元素分配: 限定 TTG/埃达克岩形成条件和大陆壳生长模型[J]. *地学前缘*, 14: 149~158.
- 熊小林, 刘星成, 朱志敏, 等. 2011. 华北埃达克质岩与克拉通破坏: 实验岩石学和地球化学依据[J]. *中国科学(D 辑)*, 41(5): 654~667.
- 续海金, 马昌前. 2003. 实验岩石学对埃达克岩成因的限定——兼论中国东部富钾高 Sr/Y 比值花岗岩类[J]. *地学前缘*, 10: 417~427.
- 杨晓松, 金振民, Huenges E, 等. 2001a. 高喜马拉雅黑云片麻岩脱水熔融实验: 对青藏高原地壳深熔的启示[J]. *科学通报*, 46: 246~250.
- 杨晓松, 金振民, Huenges E, 等. 2001b. 喜马拉雅造山带下地壳麻粒岩成因: 来自高温高压实验的证据[J]. *科学通报*, 46: 2 025~2 030.
- 张超, 马昌前, Holt F. 2012. 含水大陆下地壳的部分熔融: 大别山 C 型埃达克岩成因探讨[J]. *高校地质学报*, 18(1): 41~51.
- 张旗. 2012. 评流行的岩浆热液成矿理论[J]. *甘肃地质*, 21(4): 1~14.
- 张旗. 2014a. 广西型花岗岩的地球化学特征及其构造意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 33(1): 199~210.
- 张旗. 2014b. 大陆花岗岩的地球动力学意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 33(4): 785~798.
- 张旗, 王焰, 熊小林, 等. 2008. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与机遇[M]. 北京: 中国大地出版社.