

再论 A 型花岗岩的实质

——与张旗先生等商榷

汪 洋 焦永玲 仝立华 姚 瑶

(中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘 要: A 型花岗岩最实质的特征是富铁贫镁, 是形成于相对还原条件的一大类长英质火成岩的集合。“A 型花岗岩”这一术语本身是描述性的, 没有岩石成因含义。对于常见的准铝质、过铝质 A 型花岗岩而言, 其形成需要高的地温梯度, 低压不是形成这些 A 型花岗岩的必要条件。

关键词: A 型花岗岩, 铁质花岗岩, 地温梯度, 相平衡

中图分类号: P588.12⁺1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2013)02-0260-07

The essence of A-type granitoids: A discussion on the opinions held by Prof. Zhang Qi and some other researchers

WANG Yang, JIAO Yong-ling, TONG Li-hua and YAO Yao

(School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The essence of A-type granitoids is the enrichment of iron and the depletion of magnesium, and the A-type granitoids mean the collage of the felsic igneous rocks formed under the reduced environment. The term “A-type granitoids” is purely descriptive, and has no petrogenetic implications. The origin of the common meta-aluminous and peraluminous A-type granitoids needs high geothermal gradient, whereas the low pressure is not the essential condition for generating these melts.

Key words: A-type granitoids; ferroan granitoids; geothermal gradient; phase equilibrium

A 型花岗岩是火成岩研究的一个热点, 对于其含义学术界看法各异。最近张旗等(2012, 以下简称张文)提出 A 型花岗岩最重要的地球化学特征是富 SiO₂、K₂O, 贫 Al₂O₃、Sr、Ba, REE 分布具明显的负 Eu 异常, 是低压高温条件下熔融的花岗岩类。根据我们对近年来中外有关 A 型花岗岩类文献的查阅, 发现张文所论述的 A 型花岗岩实际只代表了 A 型花岗岩类中的一部分, 同时有证据表明低压不是形成 A 型花岗岩的决定性因素, 准铝质和过铝质 A 型花岗岩的形成取决于是否具备高的地温梯度。

张旗先生在古稀之年以抱病之身笔耕不辍, 大

力提倡花岗岩研究的新思维, 老骥伏枥之志令人敬佩。本着“吾爱吾师, 吾犹爱真理”之精神, 我们冒昧撰文详细论述与张文的不同意见, 希望能够得到张旗先生以及其他同行的批评和讨论, 深化对于 A 型花岗岩的认识。除特别注明者外, 本文中花岗岩一词指广义的花岗岩类, 即 granitoid 或 granite (*s. l.*)。

1 A 型花岗岩概念的演化

Loiselle 和 Wones(1979)提出的 A 型花岗岩概念是: 由碱性玄武质岩浆演化形成的低氧逸度花岗

收稿日期: 2012-10-27; 修订日期: 2013-01-15

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41102122, 40572128, 40376013, 40104003), 中央高校基本科研业务费专项资金资助项目(2010ZY23, 2010ZD15)

作者简介: 汪洋(1969-), 男, 博士, 岩石学专业, E-mail: allen-thalassa@sina.com。

岩,化学成分表现出贫水(anhydrous)、适度碱性(mildly alkaline)、高 Fe/Mg 比值、高 K_2O 含量和 K_2O/Na_2O 比值、不相容元素含量高而相容元素含量低的特征,形成于非造山环境。不难看出,张文对 A 型花岗岩的认定与原始定义基本一致。

自 A 型花岗岩的概念被提出之后,其外延不断扩大,不仅包括 Loiselle 和 Wones 原始定义的过碱性花岗岩,而且包括了环斑花岗岩、与层状杂岩密切相关的花斑岩、黄玉流纹岩、某些二云母砂线石花岗岩、产于洋岛的斜长花岗岩等多种岩类(参见 Bonin, 2007)。这导致 A 型花岗岩的确切定义越来越含糊。正是基于此, Bonin(2007)明确指出, A 型花岗岩是一大类具有相似岩石化学特征的长英质火成岩的集合,即“ferroan, alkaline to alkali-calcic, metaluminous, slightly peraluminous, and peralkaline [granitoids](铁质的碱质到碱钙质,准铝质、弱过铝质或过碱质的[花岗岩])”,“A”字头已没有确切含义。Frost 和 Frost(2011)认为有必要使用“铁质花岗岩”一词来代替“A 型花岗岩”这一术语。

有必要强调的是, A 型花岗岩是基于岩石化学特征提出的岩类名称,没有单一的岩相学标志(Loiselle and Wones, 1979; Bonin, 2007; Frost and Frost, 2011)。在 IUGS 火成岩分类命名分委会推荐的火成岩分类方案中, A 型花岗岩可以是碱性长石花岗岩(碱长花岗岩)、正长花岗岩(钾长花岗岩)或二长花岗岩等,甚至是奥长花岗岩(如:洋岛的斜长花岗岩)、紫苏花岗岩(注意:紫苏花岗岩属于 IUGS 分类方案中一级类别的火成岩大类之一)。根据 IUGS 火成岩分类命名分委会的意见,“碱性花岗岩(alkaline granite)”的含义等同于更准确的术语“peralkaline granite(过碱质花岗岩)”,即岩石中 $Na_2O + K_2O$ 的分子数超过 Al_2O_3 的分子数的花岗岩(Le Maitre, 2002)。目前很多被归属于 A 型花岗岩的花岗岩类并不显示过碱质的化学特征,因此“碱性花岗岩”并不等同于 A 型花岗岩,而是 A 型花岗岩的一部分。过碱质花岗岩的厘定依据的是岩石化学特征,而碱长花岗岩、正长花岗岩和二长花岗岩的命名是依据岩石的矿物组成(QAF 三角图),所以过碱质花岗岩并非如张文所认为的那样是与碱长花岗岩、正长花岗岩和二长花岗岩并列的岩石类型。在火成岩石学中,碱性岩定义为硅不饱和的岩类,其含有似长石矿物,不含石英。不含石英的火成岩不能被称之为花岗岩(广义),所以 A 型花岗岩并不是碱

性岩。

2 A 型花岗岩的最实质特征

张文认为, A 型花岗岩最重要的地球化学特征是富 SiO_2 、 K_2O , 贫 Al_2O_3 、Sr、Ba、Eu, 而 REE 分布具明显的负铕 Eu 异常。但是由于 A 型花岗岩包括的岩石类型广泛,所以张文所总结的 A 型花岗岩地球化学特征存在大量的反例。例如:美国 Colorado 的 Silver Plume 岩基和 St. Vrain 岩基,岩性为二云母砂线石花岗岩,根据岩石化学特征 Anderson 和 Thomas(1985)将其厘定为 A 型花岗岩,其 Al_2O_3 含量在 14% 以上, Ba 含量绝大多数在 500×10^{-6} 以上,甚至高达 1300×10^{-6} , Sr 含量在 $90 \times 10^{-6} \sim 240 \times 10^{-6}$ 之间。南岭地区的骑田岭、柯树北、西山-金鸡岭等 A 型花岗岩最低分异者的 SiO_2 含量在 67% ~ 70% 之间, Al_2O_3 含量在 13% ~ 15% 之间, Ba 含量可以高达 1000×10^{-6} , Sr 含量在 $70 \times 10^{-6} \sim 130 \times 10^{-6}$ 之间(付建明等, 2004; 邓希光等, 2005; 朱金初等, 2007; 汪洋, 2008)。有相当数量的环斑花岗岩的 SiO_2 含量低于 70%(Rämö and Haapala, 1995; Bonin, 2007)。芬兰中部花岗岩杂岩体中具有 A 型花岗岩特征的紫苏花岗岩类具有高的 Ba、Sr 含量(Elliott, 2003)。欧洲西北部 Faeroe-Shetland 盆地中与拉斑玄武质岩床共生的斜长花岗岩床属于 A 型花岗岩,其 K_2O 含量仅 0.09%(Kanaris-Sotiriou and Gibb, 1989; Bonin, 2007)。我们认为,张文所总结的 A 型花岗岩的地球化学特征只适用于部分过碱质和准铝质的 A 型花岗岩,而不能反映 A 型花岗岩的整体特征。

与 I 型、S 型花岗岩类相比, A 型花岗岩最实质的化学特征是铁相对于镁的富集,其成分点落在 Frost 等(2001)厘定的 $FeO^T/(MgO + FeO^T) - SiO_2$ 图解中的铁质花岗岩区域(Frost and Frost, 2011)。Frost 和 Frost(2011)提出,按修订的 Peacock 碱钙指数(即 $Na_2O + K_2O - CaO$)的大小, A 型花岗岩可以分为碱质、碱钙质、钙碱质、钙质 4 个亚类,若根据铝饱和指数(ASI), A 型花岗岩可以分为过碱质、准铝质、过铝质 3 个亚类。

正因为 A 型花岗岩的厘定是基于岩石化学特征,采用岩石化学特征对 A 型花岗岩进一步分类顺理成章,同时也具备良好的可操作性(Frost and Frost, 2011; 全立华和汪洋, 2013)。需要说明的

是 Frost 等(2001)、Frost 和 Frost(2011)提出的花岗岩分类方案已得到国际花岗岩研究者的广泛认同,截至 2012 年 4 月已被国际地质学方面的顶级学术刊物(例如:Journal of Petrology、Contributions to Mineralogy and Petrology、Lithos、Precambrian Geology、Bulletin of Geological Society of America、Geosphere 等)引用 430 余次(据 Web of Science 检索)。国内某些学者认为 Frost 等人的观点未被广泛接受的看法缺乏客观依据,与事实不符。

虽然目前 A 型花岗岩的定义及其分类方案是描述性的,但 A 型花岗岩的主要岩石化学特点与其成因机制之间具有隐含的密切联系(Frost and Frost, 2011)。A 型花岗岩的富铁贫镁特征反映其形成于相对还原的条件,因此部分熔融体系中残留矿物相没有磁铁矿、钛铁矿等富铁矿物或比例很低,或在分离结晶过程中磁铁矿、钛铁矿等高度富铁矿物相的结晶晚于辉石、橄榄石等富镁矿物相(全立华和汪洋, 2013)。A 型花岗岩相对富集碱质的特点表明其相平衡体系中辉石和富钙斜长石的重要性。大量实验岩石学研究结果表明,与花岗质熔体平衡的主要造岩矿物在低压(<0.7 GPa)下是斜长石和斜方辉石,压力升高(>0.7 GPa)后变为斜长石和单斜辉石(如:Patino Douce, 1997, 1999; Skjerlie and Johnston, 1993; Turner and Rushmer, 2010)。因此,低压下与 A 型花岗岩浆平衡的矿物相主要是富钙斜长石和斜方辉石, A 型花岗岩浆出现过碱质的特征;压力升高后与熔体平衡的矿物相主要是斜长石和单斜辉石, A 型花岗岩浆变得相对富铝,若压力更高,斜长石在体系中变得不稳定,会导致 A 型花岗岩浆出现过铝质的特征(汪洋等, 2011; 全立华和汪洋, 2013)。

A 型花岗岩浆形成时的温度、压力和氧逸度条件应该满足其处于相对还原状态的要求。岩浆体系的氧化-还原状态是体系组分、氧逸度和温压条件的复杂函数(Frost, 1991)。源岩成分不变时,特定的氧化-还原平衡反应主要受制于体系的氧逸度和温度(Frost, 1991; 任启江, 1991)。若氧逸度值不变,温度高则体系趋于相对还原状态(图 1, 压力为 1.013×10^5 Pa, 箭头指示不同温度下氧化-还原条件的变化:A 点的氧逸度绝对值高于 B 点,但 A 点位于 FMQ 平衡反应线之下,属于相对还原条件, B 点位于 FMQ 平衡反应线之上,属于相对氧化条件),同时水的存在会导致体系的氧逸度值增高(Frost, 1991; Philpotts and Ague, 2009)。因此,相对还原的岩浆

形成于高温和/或贫水的条件之下。根据实验岩石学成果可知,硅酸盐岩浆的固相线温度受体系水含量的制约,水含量越低,等压条件下的固相线温度越高(Philpotts and Ague, 2009),即贫水岩浆的形成温度高。所以, A 型花岗岩浆的富铁贫镁特征要求其源自高温环境。实例研究表明, A 型花岗岩往往具有很高的锆饱和温度(如:King *et al.*, 1997; 汪洋, 2008)。

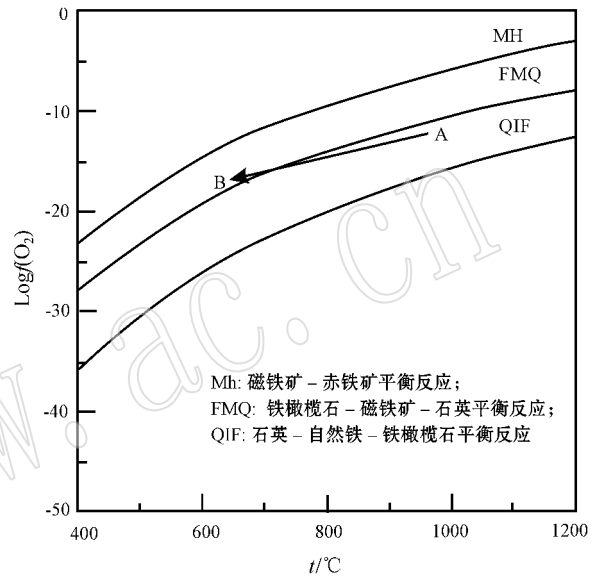


图 1 氧逸度-温度图解(据 Frost, 1991)

Fig. 1 $\text{Log}(O_2)$ (Log oxygen fugacity) versus temperature diagram (Frost, 1991)

A 型花岗岩浆的高 Fe/Mg 比值在矿物组合特征上表现为:近固相线/固相线条件下可以出现冻蓝闪石、蓝透闪石、钠透闪石、钠铁闪石、钠闪石、铁闪石等碱性闪石类矿物,同时可以出现铁云母-铁叶云母、铁锂云母-锂白云母、芒云母、绿磷石质白云母等富 Fe 云母。相对高温和贫水的 A 型花岗岩浆结晶后可以形成高温 β -石英、超熔线长石或过渡熔线(transsolvus)长石,液相线附近可以出现铁橄榄石+辉石+铁氧化物的镁铁矿物组合。在相对还原条件下 Eu 易于以 Eu^{2+} 离子形式进入长石晶格,因此 A 型花岗岩浆经常具有明显的负 Eu 异常。同时,高温的硅酸盐岩浆易于溶解富含微量元素的副矿物,如:锆石、钽石、褐帘石、硅钛铁铈矿、褐钇锡矿、复稀金矿、砷钇石、烧绿石等,导致 A 型花岗岩往往强烈富集不相容元素。

有人认为:花岗岩相对于中基性岩贫铁,由于花岗岩的 MgO 含量比所有其他岩石都低,因此从

$Mg^{\#}$ 数值来看显得相对富铁”。这个观点是错误的。首先引言中已经申明,本文中花岗岩一词指广义的花岗岩类,所讨论的 A 型花岗岩也是指广义的花岗岩类岩石,其按 SiO_2 含量划分包括了中性岩($SiO_2 = 54\% \sim 63\%$)和酸性岩($SiO_2 > 63\%$),因此不能简单地认为“花岗岩的 MgO 含量比所有其他岩石都低”。例如:在 Frost 等(2001)总结的全球花岗岩的 $FeO^T/(MgO + FeO^T) - SiO_2$ 图中,科迪勒拉的花岗岩和澳大利亚 Lachlan 造山带的 I 型、S 型花岗岩在 $SiO_2 = 54\% \sim 70\%$ 的范围内绝大多数是相对富 Mg 的,成分点落在镁质花岗岩区域,而 A 型花岗岩在相同的 SiO_2 范围内是相对富 Fe 的,成分点落在铁质花岗岩区域。这种相对富 Fe 或富 Mg 的差异不是由于 MgO 的绝对含量所致,而是不同花岗岩的 Fe 与 Mg 相对比例所致。长英质岩浆存在富 Fe(即相对贫 Mg)和贫 Fe(即相对富 Mg)两种演化趋势,这是火成岩石学的基本常识(Philpotts and Ague, 2009; Winter, 2009)。“花岗岩的 MgO 含量比所有其他岩石都低,因此从 $Mg^{\#}$ 数值来看显得相对富铁”的观点反映其基本概念不清。

综上所述, A 型花岗岩的实质是富铁贫镁、相对富碱,形成于高温的相对还原条件之下。A 型花岗岩浆的高温、还原性质决定了其主要的矿物学、岩石化学和地球化学特征。

3 A 型花岗岩类形成的压力条件

A 型花岗岩包含的岩石类型广泛,其中过碱质 A 型花岗岩的形成与碱性玄武岩在低压下的分离结晶作用相关(参见 Frost and Frost, 2011)。Scaillet 和 Macdonald(2001, 2003)的实验也是针对过碱质的 A 型花岗岩;Patino Douce(1999)划分出的 FBRS 在化学成分上属于过碱质 A 型花岗岩。限于篇幅,在此不拟讨论过碱质 A 型花岗岩的成因。

基于 A 型花岗岩形成于低压条件的认识,张文认为 A 型花岗岩的实质是减薄地壳的下部岩石部分熔融的产物,产于地壳伸展减薄的构造背景之中。张文认为 A 型花岗岩形成于低压条件下部分熔融的依据主要来自 Patino Douce(1997),而 Patino Douce(1997)明确指出他的实验针对的是准铝质 A 型花岗岩的成因,并不适用于其它类型的 A 型花岗岩。同时 Patino Douce 的实验显示:在 $p = 0.4 \text{ GPa}$, $t = 950^\circ\text{C}$ 时部分熔融产物是准铝质 A 型花岗质熔体,在

$p = 0.8 \text{ GPa}$, $t = 950^\circ\text{C}$ 时熔融产物不再具有 A 型花岗岩的岩石化学特征。因此,按照 Patino Douce 的模式,准铝质 A 型花岗岩的形成深度在 14~15 km 左右,在此深度上温度达 950°C 所对应的地温梯度在 $65^\circ\text{C}/\text{km}$ 左右。取地壳平均热导率 $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, 对应的热流值为 190 mWm^{-2} 以上,除了洋中脊而外几乎没有地区能够达到这样高的地温梯度和热流值(Artemieva, 2006),在大陆环境中 14~15 km 深度上的地壳温度也难以达到 900°C 以上(Wang, 2001; Wang, 2012; Wang and Cheng, 2012)。

假设张文的 A 型花岗岩成岩模式成立,那么可以推论:中亚造山带中生代发育的大量 A 型花岗岩(Jahn *et al.*, 2000)形成于减薄地壳的下部,其起源深度小于 30 km($p = 0.9 \text{ GPa}$)。但是目前中亚造山带主体的蒙古国、我国内蒙古以及新疆北部地区的地壳厚度均在 40 km 以上(Zhang *et al.*, 2011),没有地质证据表明自白垩纪末以来上述地区的地壳发生了显著增厚。地球物理资料同时显示,上述地区的下地壳整体是中基性成分(Zhang *et al.*, 2011),无法用基性岩浆的底侵导致地壳垂向生长来解释 10 km 以上的厚度差。因此,张文关于 A 型花岗岩形成的地壳伸展减薄模式不具备普遍性。

有人认为,张文强调的是地壳减薄而不是地幔减薄,也就是说, A 型花岗岩形成与地壳减薄有关,而与地幔减薄关系不大。这种观点是错误的。一方面,构造活动导致的地壳减薄区的岩石圈地幔都发生了减薄(Artemieva and Meissner, 2012),即:由于构造运动所导致的地壳减薄与岩石圈地幔的减薄密切相关,因此不能简单地将地壳减薄与地幔减薄割裂开来。另一方面,如果只有地壳减薄而地幔不发生减薄,在此种情况下地幔热流值不发生变化,而地壳热流值减小,同时地壳底部的埋深变浅,此时根据最基本的地热计算,地壳底部的温度反而会较减薄之前降低(Sandiford and Powell, 1986),无法形成 A 型花岗岩。Sandiford(2003)指出,在显生宙时期正常厚度的大陆地壳自身无法产生足够的热能形成花岗岩浆,更枉论减薄的地壳。因此,我们认为张文提出的某些模式缺乏坚实的地球动力学基础,主观猜测的成分太大。

根据我们对形成 A 型花岗质熔体的部分熔融实验 Skjerlie and Johnston, 1992, 1993, 1996; Beard *et al.*, 1994; Patino Douce, 1997; Litvinovsky *et al.*, 2000; Lopez *et al.*, 2005; Watkins *et al.*,

2007)的分析总结发现:①中酸性火成岩在 $p = 0.4 \sim 2.2$ GPa(约 14~80 km 深度)范围内部分熔融可以形成富铁贫镁的高硅熔体,具有准铝质或过铝质 A 型花岗岩的岩石化学成分特征;②失水熔融过程中当源岩成分相同时,高部分熔融程度(对应于更高的温度)有利于准铝或弱过铝熔体的形成,也就是说,在相同压力条件下部分熔融形成准铝质 A 型花岗岩熔体所需的温度要高于过铝质 A 型花岗岩熔体,而在相同温度条件下部分熔融形成过铝质 A 型花岗岩熔体所需的压力要高于准铝质 A 型花岗岩熔体(汪洋等,2011)。根据实验结果推断,形成过铝质 A 型花岗岩熔体的地温梯度要达到约 $900^\circ\text{C}/\text{GPa}$ ($30^\circ\text{C}/\text{km}$)相当于热流值达到 75 mWm^{-2} ;形成准铝质 A 型花岗岩熔体的地温梯度要达到约 $1000^\circ\text{C}/\text{GPa}$ ($33^\circ\text{C}/\text{km}$)相当于热流值达到 83 mWm^{-2} 。

陆内裂谷活动引发的岩石圈地幔减薄、后碰撞造山阶段岩石圈地幔拆沉或岩石圈地幔被“热侵蚀”等情况下可以导致大陆出现高热流值。岩石圈地幔减薄并不等同于岩石圈伸展。挤压构造与岩石圈地幔拆沉或“热侵蚀”之间并不是非此即彼的不相容关系。数值模拟研究显示,由于挤压而过度加厚的岩石圈地幔最终将发生拆沉,导致在加厚的地壳之下存在薄的岩石圈地幔(Houseman and Molnar, 2001)此时地幔部分熔融形成的基性岩浆底侵可以诱发加厚地壳内的 A 型花岗质岩浆活动(Turner *et al.*, 1992)。A 型花岗质岩浆可以形成于后造山阶段地壳较深($>25 \text{ km}$)的部位。

准铝质或过铝质 A 型花岗岩可以形成于压力较大的地壳中下部的推论得到了研究实例的支持。例如:Anderson 和 Thomas(1985)对美国西部 Silver Plume 和 St. Vrain 过铝质 A 型花岗岩的研究表明,其起源压力大于 1.0 GPa ,对应的源区深度在 36 km 以上。又如:汪洋(2008)对南岭地区柯树北、寨背和西山“铝质”A 型花岗岩的研究表明,其起源深度至少大于 14 km ,部分熔融源区压力在 $0.8 \sim 1.0 \text{ GPa}$ 之间,相当于 $28 \sim 36 \text{ km}$ 深度,对应的热流值为 $80 \sim 95 \text{ mWm}^{-2}$ 。姚瑶和汪洋等(2013)的研究表明,军都山的黑熊山 A 型花岗岩的源区深度至少大于 23 km 。

有必要指出,在部分熔融体系中斜长石在 p - T 图中的稳定域受体系水活度的影响很大(Green, 1982),在贫水体系中斜长石的稳定压力上限最高可

达 2.2 GPa (Green, 1982; Litvinovsky *et al.*, 2000; Coldwell *et al.*, 2011)。在相对高压($>1.0 \text{ GPa}$)下形成的 A 型花岗岩熔体可以具备贫 Sr、负 Eu 异常的地球化学“指纹”。

张文认为 Litvinovsky 等(2000)的实验结果不可信,其依据是 Litvinovsky 等用做实验初始物的紫苏花岗岩并非 A 型花岗岩。在这里,张文犯了一个大错误。根据 Litvinovsky 等的原始文献,他们实验的目的是探讨中下地壳岩石在高压下部分熔融形成 A 型花岗岩的可能性,他们选择的初始物之一按其矿物组成的确是紫苏花岗岩(严格地按 IUGS 的火成岩分类方案应该是紫苏辉石石英二长闪长岩,见 Le Maitre, 2002)因为其中含有 3% 的斜方辉石。考察部分熔融实验结果的关键是看其形成的熔体是否具有 A 型花岗岩的特征,而不是初始物是否是 A 型花岗岩。Patino Douce(1997)实验采用的初始物分别是英云闪长岩和花岗闪长岩,所用的两个样品从岩石化学特征来看都不是 A 型花岗岩。因此,并不是 Litvinovsky 等(2000)的实验结果不可信,而是张文的作者对实验结果选择性“失明”!

综合上述,Patino Douce 仅仅基于 950°C 下的 4 个结果所总结的准铝质 A 型花岗岩形成于低压条件下火成岩源岩部分熔融的依据并不充分。我们认为,相对于 I 型、S 型花岗岩浆而言,在相同压力下部分熔融形成准铝质或过铝质 A 型花岗岩浆需要更高的温度,也就是说准铝质或过铝质 A 型花岗岩的形成指示了高地温梯度的存在;准铝质 A 型花岗质岩浆可以形成于较大的深度,而并非全都是低压条件下部分熔融的产物。

4 小结

A 型花岗岩最实质的特征是富铁贫镁,它们是形成于相对还原而高地温梯度条件的花岗岩类。作为代表一大类富铁贫镁、适度富碱($\text{Na} + \text{K}$)的长英质火成岩的描述性术语,A 型花岗岩这一术语本身已没有岩石成因含义。对于常见的准铝质、过铝质 A 型花岗岩而言,其形成需要高的地温梯度,低压不是形成这些 A 型花岗岩的必要条件。

致谢 匿名审稿人的修改意见使得本文的部分表述更为明确,在此表示感谢!

References

- Anderson J L and Thomas W M. 1985. Proterozoic anorogenic two-mica granites : Silver Plume and St. Vrain batholiths of Colorado [J]. *Geology*, 13 : 177~180.
- Artemieva I M. 2006. Global $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ thermal model TCI for the continental lithosphere : Implications for lithosphere secular evolution [J]. *Tectonophysics*, 416 : 245~277.
- Artemieva I M and Meissner R. 2012. Crustal thickness controlled by plate tectonics : A review of crust-mantle interaction processes illustrated by European examples [J]. *Tectonophysics*, 530~531 : 18~49.
- Beard J S, Lofgren G E, Sinha A K, *et al.* 1994. Partial melting of apatite-bearing charnockite, granulite, and diorite : melt compositions, restite mineralogy, and petrologic implications [J]. *Journal of Geophysical Research*, 99 : 21 591~21 603.
- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks ; evolution of a concept, problems and prospect [J]. *Lithos*, 97 : 1~29.
- Coldwell B, Clemens J and Petford N. 2011. Deep crustal melting in the Peruvian Andes : Felsic magma generation during delamination and uplift [J]. *Lithos*, 125 : 272~286.
- Deng Xiguang, Li Xianhua, Liu Yimao, *et al.* 2005. Geochemical characteristics of Qitianling granites and their implications for mineralization [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 24(2) : 93~102 (in Chinese with English abstract).
- Elliott B A. 2005. Petrogenesis of the post-kinematic magmatism in the Central Finland Granitoid Complex II. Sources and magmatic evolution [J]. *Journal of Petrology*, 44 : 1 681~1 701.
- Frost B R. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance [J]. *Reviews in Mineralogy*, 25 : 1~9.
- Frost B R, Arculus R J, Barnes C G, *et al.* 2001. A geochemical classification of granitic rocks [J]. *Journal of Petrology*, 42 : 2 033~2 048.
- Frost C D and Frost B R. 2011. On Ferroan (A-type) Granitoid : their compositional variability and modes of origin [J]. *Journal of Petrology*, 52(1) : 39~53.
- Fu Jianming, Ma Changqian, Xie Caifu, *et al.* 2004. Geochemistry and tectonic setting of Xishan aluminous A-type granitic volcanic-intrusive complex, Southern Hunan [J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 26(4) : 15~23 (in Chinese with English abstract).
- Green T H. 1982. Anatectis of mantle crust and high pressure crystallization of andesite [A]. Thorpe R. *Andesites* [C]. New York : John Wiley and Sons, 465~486.
- Houseman G and Molnar P. 2001. Mechanism of lithospheric rejuvenation associated with continental orogeny [A]. Miller J A, Holdsworth R E, Buick I S, *et al.* *Continental Reactivation and Reworking* [C]. Geological Society, London, Special Publications, 184 : 13~38.
- Jahn B, Wu F and Hong D. 2000. Important crustal growth in the Phanerozoic : Isotopic evidence of granitoids from east-central Asia [J]. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences Earth and Planetary Sciences*, 109(1) : 5~21.
- Kanaris-Sotiriou R and Gibb F G F. 1989. Plagiogranite differentiates in MORB-type sills of the Faeroe-Shetland Basin [J]. *Journal of the Geological Society*, 146 : 607~610.
- King P L, White A J and Chappell B W. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granite of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia [J]. *Journal of Petrology*, 38(3) : 371~391.
- Le Maitre R W. 2002. *Igneous Rocks : A Classification and Glossary of Terms* (2nd Edition) [M]. Cambridge : Cambridge University Press, 1~236.
- Litvinovsky B A, Steele I M and Wickham S M. 2000. Silicic magma formation in overthickened crust : melting of charnockite and leucogranite at 15, 20 and 25 kbar [J]. *Journal of Petrology*, 41(5) : 717~737.
- Loiselle M C and Wones D. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites [J]. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 11 : 468.
- Lopez S, Castro A and Garcia-Casco A. 2005. Production of granodiorite melt by interaction between hydrous mafic magma and tonalitic crust. Experimental constraints and implications for the generation of Archean TTG complexes [J]. *Lithos*, 79 : 229~250.
- Patino Douce A E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids [J]. *Geology*, 25 : 743~746.
- Patino Douce A E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas ? [A]. Castro A, Fernandez C and Vigneresse J L. *Understanding Granites : Intergrating New and Classical Techniques* [C]. Geological Society, London, Special Publications, 168 : 55~75.
- Philpotts A and Ague J. 2009. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* (2nd Edition) [M]. Cambridge : Cambridge University Press, 1~686.
- Rämö O T and Haapala J. 1995. One hundred years of rapakivi granite [J]. *Mineralogy and Petrology*, 52 : 129~185.
- Sandiford M. 2003. Melting the crust—where is the heat ? [A]. *Geoscience Australia. The Ishihara Symposium : Granites and Associated Metallogenesis* [C]. 111~114.
- Sandiford M and Powell R. 1986. Deep crustal metamorphism during continental extension, ancient and modern examples [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 79 : 151~158.
- Scaillet B and Macdonald R. 2001. Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications [J]. *Journal of Petrology*, 42 : 825~845.
- Scaillet B and Macdonald R. 2003. Experimental constraints on the relationships between peralkaline rhyolites of the Kenya Rift Valley [J]. *Journal of Petrology*, 44(10) : 1 867~1 894.
- Skjerlie K P and Johnston A D. 1992. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite-and amphibole-bearing tonalitic gneiss : Implications for the generation of A-type granites [J]. *Geology*, 20(3) : 263~266.

- Skjerlie K P and Johnston A D. 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: Implications for the generation of an orogenic granites [J]. *Journal of Petrology*, 34: 785~815.
- Skjerlie K P and Johnston A D. 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins [J]. *Journal of Petrology*, 37(3): 661~691.
- Tong Lihua and Wang Yang. 2013. Ferroan granitoids: definition, classification and models of origin [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry* (in press).
- Turner S and Rushmer T. 2010. Similarities between mantle-derived A-type granites and voluminous rhyolites in continental flood basalt provinces [J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth and Environmental Science*, 100: 1~10.
- Turner S, Sandiford M and Foden J. 1992. Some geodynamic and compositional constraints on "postorogenic" magmatism [J]. *Geology*, 20(10): 931~934.
- Wang Y. 2001. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: constraints on active deformation [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126: 121~146.
- Wang Yang. 2008. Petrogenesis of the Jurassic aluminous A-type granites in the nanling Area, South China and its constraint on paleogeotherm [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 32(3): 365~381 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yang. 2012. Thermal state and strength of the lithosphere beneath the Chinese mainland [J]. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 86: 810~827.
- Wang Yang and Cheng Suhua. 2012. Lithospheric thermal structure and rheology of the eastern China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 47: 51~63.
- Wang Yang, Cheng Suhua and Tong Lihua. 2011. The experimental petrology evidence of the petrogenesis of high silica ferroan granitoid [A]. Abstract Volume of 2011 National Symposium of Petrology and Geodynamics [C]. 196~197 (in Chinese).
- Watkins J M, Clemens J D and Treloar P J. 2007. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6~1.2 GPa [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154: 91~110.
- Winter J D. 2009. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology (2nd Edition) [M]. New York: Prentice Hall, 1~720.
- Yao Yao, Wang Yang, Cheng Suhua, et al. 2013. The magmatic response to the orogenic collapse: An example from the Xuejiashiliang-Heishanzhai magmatic complex in Beijing [J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences* (in press).
- Zhang Qi, Ran Hao and Li Chengdong. 2012. A-type granite: What is the essence? [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 31(4): 621~626 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z J, Yang L Q, Teng J W, et al. 2011. An overview of the earth crust under China [J]. *Earth-Science Reviews*, 104: 143~166.
- Zhu Jinchu, Zhang Peihua, Xie Caifu, et al. 2007. The Qitianling intrusion [A]. Zhou Xinmin. Late Mesozoic the Petrogenesis of Granite and the Lithospheric Dynamics in Nanling Area [C]. Beijing: Science Press, 520~533 (in Chinese).

附中文参考文献

- 邓希光, 李献华, 刘义茂, 等. 2005. 骑田岭花岗岩体的地球化学特征及其对成矿的制约 [J]. *岩石矿物学杂志*, 24(2): 93~102.
- 付建明, 马昌前, 谢才富, 等. 2004. 湘南西山铝质 A 型花岗质火山侵入杂岩的地球化学及其形成环境 [J]. *地球科学与环境学报*, 26(4): 15~23.
- 任启江. 1991. 火成岩及其有关矿床中的钛铁氧化物研究 [M]. 北京: 科学出版社, 1~249.
- 全立华, 汪洋. 2013. 铁质花岗岩: 定义、分类及成因 [J]. *矿物岩石地球化学通报* (待刊).
- 汪洋. 2008. 再论南岭侏罗纪“铝质”A 型花岗岩的成因及其对古地温线的制约 [J]. *大地构造与成矿学*, 32(3): 365~381.
- 汪洋, 程素华, 全立华. 2011. 高硅铁质花岗岩成因的实验岩石学证据 [A]. 2011 年全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要 [C]. 196~197.
- 姚瑶, 汪洋, 程素华, 等. 2013. 造山崩塌过程的岩浆作用响应: 以北京薛家石梁-黑山寨岩浆杂岩体为例 [J]. *地球科学——中国地质大学学报* (待刊).
- 张旗, 冉骥, 李承东. 2012. A 型花岗岩的实质是什么? [J]. *岩石矿物学杂志*, 31(4): 621~626.
- 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 2007. 骑田岭岩体 [A]. 周新民. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化 [C]. 北京: 科学出版社, 520~533.