

花岗岩混合问题：与玄武岩对比的启示 ——关于花岗岩研究的思考之一^{*}

张旗¹ 潘国强² 李承东³ 金惟俊¹ 贾秀勤⁴

ZHANG Qi¹, PAN GuoQiang², LI ChengDong³, JIN WeiJun¹ and JIA XiuQin⁴

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

2. 南京大学地球科学系, 南京 210093

3. 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170

4. 中国科学院高能物理研究所, 北京 100039

1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2. *Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China*

3. *Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China*

4. *Institute of High Energy Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China*

2007-02-05 收稿, 2007-04-27 改回.

Zhang Q, Pan GQ, Li CD, Jin WJ and Jia XQ. 2007. Granitic magma mixing versus basaltic magma mixing: New viewpoints on granitic magma mixing process: some crucial questions on granite study (1). *Acta Petrologica Sinica*, 23(5):1141–1152

Abstract How granitic magmas are mixed has become an interesting topic in recent years. Many workers are trying to interpret the variation of the composition of mixing granites with the different proportion of several end-members. However, we argue that such kind of mixing process for granites is uncommon and is unlikely happened in the field on the basis of a comparison of the properties of granite and basalt. The ability or competence that two granitic magmas can be mixed mainly depends on the viscosity and temperature of the magmas. The viscosity is related to the structure of SiO₄ tetrahedron in the rocks. Granites in comparison with basalts have relatively high SiO₂ contents and low temperature, and therefore granitic magmas have low competence to be mixed with each other. Unlike the mixing process of basaltic magmas, granitic magmas are more likely mingling, rather than mixing, with each other. There is rare example for the mixing of granitic magmas, the only case is high-Mg andesite or high-Mg adakite formed by mixing of adakite and upwelling mantle. Many workers argued that mafic microgranular enclaves (MME) in granites are the direct evidence for the mixing of granitic magmas. However, we argue that it is an exact evidence for that granitic magmas are difficult to be mixed with these mafic enclaves. Granitic rocks are actually heterogeneous in compositions because they have derived from heterogeneous sources with complicated melting processes. It is thus unlikely to assume the original granites are homogeneous. The variation of compositions of granites and the correlation of elements in Harker diagrams are mainly the results of heterogeneity of sources, rather than mixing or differentiation processes. Usually magmas tend to be homogeneous by mixing in magma conduits on the way upwelling to emplacement and at the same time they may become heterogeneous with the crustal contamination. However, granitic magmas are hard to be as homogeneous as basaltic magmas in this process because of their higher viscosity than that of basaltic magmas. Therefore, not only geochemical compositions of granites but also their physical properties should be considered in the study of the origin of granites, and it should be cautious when using geochemical data to discriminate the origin and tectonic environment of granites.

Key words Granites, Mixing, Mingling, Basalts, Viscosity, Geochemistry

摘要 最近,花岗岩混合成了花岗岩研究的热点,国内外许多学者探讨了花岗岩混合问题,并尝试用不同端元组分不同比例的混合来解释花岗岩的地球化学变化。本文从花岗岩与玄武岩的对比出发,探讨了花岗岩混合的可能性和局限性。作

* 国家“973”项目(2002CB412601)、(G1999043206-05)和中国科学院知识创新工程基金(KZCX 1-07 和 KZCX2-SW-119)资助的项目。

第一作者简介:张旗,男,1937年生,研究员,岩石学和地球化学专业, E-mail: zhangqi@mail.igcas.ac.cn

者认为,花岗岩混合的现象是普遍存在的,但是次要的和局部的。岩浆混合的能力或能干性(competence of mixing)主要取决于岩浆的黏性和温度,而黏性又与硅氧四面体有关。相对于玄武岩,花岗岩的 SiO_2 含量高,温度低,因此,花岗质岩浆的混合能干性很低。玄武质岩浆的混合是 mixing(以化学混合为主),而花岗质岩浆的混合通常只是 mingling(以机械混合为主),只有在少数情况下才能达到 mixing 的程度,例如,埃达克岩与地幔混合形成的高镁安山岩或高镁埃达克岩。许多人认为,花岗岩中的暗色微粒包体是花岗质岩浆混合作用最显著、最直接证据。研究表明,花岗岩中的暗色微粒包体大多是闪长质成分的,其初始成分大多是玄武质的。因此,暗色微粒包体不是花岗质岩浆混合作用最显著、最直接证据,而是玄武质岩浆混合能力强过花岗质岩浆的证据。与玄武质岩浆的起源比较,花岗质岩浆从一开始熔融就是不均一的,这源于源区的不均一及熔融过程的复杂性。花岗质岩浆原始均一性的假定是不可能的。花岗岩成分的变化以及在哈克图解中成分点的“连续谱系”,主要是由源区不均一性引起的,混合和分异可能有一定的作用,但毕竟是次要的。花岗质岩浆从源区生成、迁移、直至在地表喷出或在浅部定位的全过程,是一个不断均一化和不均一化的过程。但是,由于花岗质岩浆的黏性大,上述过程及岩浆演化的程度和规模都受到限制,也限制了岩浆混合的程度和规模。许多人仅从花岗岩地球化学成分的变化来研究花岗岩的成因,而很少考虑花岗岩物理性质对岩浆演化的制约。对比玄武岩与花岗岩,我们认为,地球化学方法在花岗岩中应用的范围和程度可能远远不及玄武岩,我们应当重新考虑花岗岩的地球化学应用问题。

关键词 花岗岩;混合作用;玄武岩;黏性;地球化学

中图法分类号 P588.115

1 引言

花岗岩是大陆地壳的主要成分,研究历史悠久。100 多年来,花岗岩研究取得了许多重要的进展。由于最近地球化学和同位素测试手段的飞速发展,带动了花岗岩研究的热潮,很快推出了一批具有较高学术造诣的成果,使花岗岩研究更上了一层楼。中国花岗岩研究近期取得进展的一个重要方面是体现在关于埃达克岩的争论上。中国埃达克岩研究的历史很短(才 8 年),却历经磨难。为什么会出现这种情况,逼得我们不得不去思考:是埃达克岩出了问题,还是花岗岩研究出了问题?通过对花岗岩和玄武岩的对比,我们发现,即使同样一个命题(例如岩浆的混合和分离结晶作用),对于玄武质岩浆和花岗质岩浆来说,所产生的效果可能是完全不一样的。简单说,玄武岩是幔源的,花岗岩是壳源的。由于壳源的成分比幔源复杂得多,由此造成花岗岩组成和成因的极其复杂性,许多适合玄武岩的理论和方法并不一定适合花岗岩。为此,作者拟从一个新的角度,对花岗岩某些现存和流行的理论或说法作一番考察。本文为作者拟发表的“关于花岗岩研究的思考”的系列论文的第一篇,此后,作者还准备逐一讨论花岗岩的结晶分离作用、构造环境、源岩组成、花岗岩研究的误区以及花岗岩今后研究的方向等问题。本文和作者准备发表的一系列论文涉及花岗岩的许多重要理论问题,限于作者的研究经历和水平,我们不可能全面评价上述问题,只是换一个角度,思考一些问题,期望能够从中打开一个缺口,以利于广大学者的深入研究。我们希望上述系列文章在《岩石学报》的陆续发表,能够引起大家的关注和讨论,看看花岗岩研究到底存在什么问题?今后的路子应当怎样走?我们的思考纯属探索性的,不是结论。我们估计这场关于花岗岩的大讨论可能会持续十几年或几十年,讨论的目的不是去辩明谁是谁非,而是给 21 世纪的花岗岩研究找一条出路。

2 花岗岩混合作用的流行观点

花岗岩混合问题由来已久,近年成了花岗岩研究的热点。国内外许多学者探讨了花岗岩混合问题(Castro, 1991; 周珣若, 1994; 马昌前, 1994; 洪大卫, 1994; Castro *et al.*, 1995; Moreno-Ventas *et al.*, 1995; Neves and Vanchez, 1995; Collins, 1996, 1998; Keay *et al.*, 1997; Lowell and Young, 1999; 王德滋和周金城, 1999; 李昌年, 2002; 莫宣学等, 2002; Griffin *et al.*, 2002; 王涛, 2000 及其所引用的文献; Westerman *et al.*, 2003; 王德滋, 2004), 认为花岗岩混合是一个普遍的现象,并尝试用不同端元组分不同比例的混合来解释花岗岩的地球化学变化。王涛(2000)指出,从国外研究情况看,花岗岩成因及其分类仍是花岗岩研究的核心和基础。近年来越来越多的研究都强调了花岗岩的多源物质混合成因,这不仅促进了花岗岩成因研究,而且对探讨地壳结构、构造演化、壳幔相互作用等大陆动力学问题提供了新线索,值得重视。一些新的研究成果表明,花岗岩的生成不仅仅是地壳物质再循环作用的结果,而且还有幔源组成的参与,最常见的就是基性和酸性岩浆的混合(Pitcher, 1997),这种混合可以形成无数多个不同的花岗岩类型,犹如连续光谱(Leak, 1990)。其实,这个思想是德国化学家 R. Bunsen 早在 1851 年提出来的,他认为,镁铁质岩浆与长英质岩浆按照不同比例的混合可以产生出成分广泛的火成岩(引自 Wilcox, 1999)。因此,花岗岩混合作用是一个古老的问题,可能由于考虑到花岗岩浆的黏性等物理性质不利于混合的因素,花岗岩混合问题一段时间很少被人注意。后来,随着花岗岩在岩相学和地球化学研究方面取得的新的观察结果,进一步认识到混合作用的存在和意义,才使混合作用越来越受到人们的青睐。Daly (1914, 1933)认为,高温的玄武质岩浆可以像溶剂一样熔化地壳中的长英质沉积岩和变质岩或

先存的花岗质岩石,使岩浆成分发生变化,形成具有中间成分(中性侵入岩)的花岗岩类岩石(引自路凤香等,2002)。例如,安山质岩石可能就是酸性岩浆与基性岩浆混合的产物。据此,Castro *et al.* (1991)提出了花岗岩的S、M和H型(hybrid-type)分类,H型即混合花岗岩(相当于壳幔型花岗岩)。许多人认为,许多I型和S型花岗岩也是岩浆混合的产物,而A型花岗岩则是上地幔部分熔融体混染了地壳物质形成的(引自王涛,2000)。从目前研究趋势来看,古老的岩浆混合理论已悄然复活,大有取代I、S、M、A型分类的趋势(洪大卫,1994)。以致现在花岗岩成因的问题似乎主要是确定幔源和壳源组分的相对比例(Klěcka and Matějka, 1995; Collins, 1996; 1998; Keay *et al.*, 1997; 以上引自王涛,2000)。近期,Barbarin(1999)在花岗岩分类评述中,明确提出壳源(过铝质花岗岩)、幔源(如碱性花岗岩)及壳幔混合(钙碱性花岗岩)三种成因分类。可见,自然界中多数花岗岩可能是混合成因的(王涛,2000)。

岩浆混合(magma mixing)是指两种或更多的岩浆或岩浆团之间发生混合形成新的混合岩浆(hybrid magma)的过程。新形成的(混合)岩浆通常继承了两种端元岩浆(如基性与酸性岩浆)的过渡的特征。的确,只要是岩浆,即可发生混合作用。因为,岩浆是热的,具流动性。花岗岩是岩浆的产物,因此,花岗岩形成过程可以发生混合作用。混合不只是岩浆与岩浆的混合,还包括岩浆与围岩的混合(后者常被称为混染),本文主要讨论岩浆之间的混合。混合的程度取决于岩浆的物理和化学性质,包括水和挥发分加入的情况。有些岩浆可以充分混合,例如玄武质岩浆;有些则只能发生局部混合或初步的混合和混染,例如花岗岩。原因可能主要与岩浆的物理性质(例如黏性)有关。的确,花岗岩混合的现象(从宏观到微观)普遍存在,但是,有些“混合”现象并非只有岩浆混合一种解释。Chappell(1996, 1999)研究了澳大利亚Lachlan褶皱带的S和I型花岗岩后指出,岩浆混合作用(magma mixing and hybridization)是局部的和微不足道的。本文考察了花岗岩浆的性质,并与玄武质岩浆进行了对比。发现岩浆混合现象是普遍存在的,但是,不同成分和性质岩浆的混合程度有很大的差别。其中,玄武质岩浆混合的能力大,混合可以进行得比较彻底;而花岗质岩浆混合的能力相对较低,混合很难充分进行。

这里要提到一个岩浆mixing(混合)和mingling(混杂?混熔?混染?如何翻译,很难确定,见王涛(2000),本文暂用原文表示)的术语问题。王涛(2000)详细讨论了花岗岩混合问题,强调mixing和hybrid指的是化学混合,而mingling表述的是一种物理(机械)作用为主的非均匀、不完全、不相溶的混合作用(王涛,2000及其所引的文献;马昌前,2003)。mixing意指两个或多个岩浆发生混合,形成了化学和物理性质均一的具过渡成分特征的岩浆。而mingling则可以形成一系列成分不同的岩浆,在化学成分上它们位于两个端元组分之间,岩浆的各个部分可能是极端不均一的(马昌前,

2003)。罗照华(私人通讯)则认为mixing指的是参与混合的端元岩浆完全地混合在一起形成均一岩浆的过程。后者表观上与单一岩浆几乎没有差别,但在造岩矿物、地球化学等方面仍然可以识别;而mingling指的是参与混合的端元岩浆未完全混合均匀,表观特征明显,可以识别出岩浆团的大致轮廓、形态与成分。因此,mixing和mingling表述的是两种不同的混合作用,可能有三种情况:(1)黏性低的岩浆之间的混合容易达到mixing。例如,N-MORB与OIB混合形成E-MORB。(2)黏性差别大的岩浆之间的混合,可能既有mixing也有mingling。例如暗色微粒包体,很可能是玄武质岩浆与花岗质岩浆mixing形成的,但是,包体内时有钾长石、斜长石、石英的捕虏晶以及环斑结构等现象,说明其中仍然有mingling的作用。(3)高黏性岩浆之间的混合大多表现为mingling,而很少能够达到mixing的程度。例如花岗质岩浆中所见到的许多混合现象以及不协调现象。野外和室内研究表明,花岗质岩浆很难达到均一混合的程度。花岗岩中所见到的许多混合现象以及不协调现象大多是mingling而非mixing,许多文献中描述的花岗质岩浆混合的现象,也大多是mingling而非mixing。花岗质岩浆只有在某些特殊的情况下(例如高温)才能够发生mixing,例如埃达克质岩浆与地幔混合形成高镁安山岩(高镁埃达克岩)。

在岩浆混合过程中,mixing和mingling是岩浆混合的两种表现形式,二者并不互相排斥,有时还可以互相包容。例如,对于玄武质岩浆来说,mixing的可能性大;对于花岗质岩浆来说,mingling的可能性大。但是,不大可能玄武质岩浆只有mixing而无mingling,同样,也不大可能花岗质岩浆只有mingling而无mixing,不能将二者对立起来。现今我们观察到的二元岩浆混合的差异,可能在更大程度上是由于混合程度不同或不同演化阶段的表现而已。我们强调花岗质岩浆以mingling为主,玄武质岩浆以mixing为主,这缘于岩浆黏性对混合作用的限制(见下节)。

3 岩浆黏性对混合作用的限制

混合取决于岩浆的物理性质,主要是岩浆的黏性和密度(Blake and Ivey, 1986a, b)。岩浆的黏性对于岩浆具有重要的作用,不仅影响岩浆的分凝和上升,而且影响岩浆的流动和分异,晶体的生长和沉降以及渗滤压和岩浆冷凝速率等(赵海玲,1995)。岩浆的黏性与岩浆的成分、温度和挥发分含量有关(卡迈克尔等,1982;路凤香等,2002),其中尤以SiO₂和水的贡献最大。一般来说,岩浆中组成四面体的SiO₂和Al₂O₃的量越高,黏性越大,而Fe、Mg、Ca、Sr、Ba、Li、Na、K、Rb等金属的含量越高,岩浆的黏性越小。玄武质岩浆的黏性在10,000黏度单位左右,流纹质岩浆的黏度单位在100,000,000左右,相差约1000倍(图1)。玄武质岩浆的黏性低,有利于混合;而花岗质岩浆的黏性大,不利于混合。喷出地表的熔岩与其说像水(黏度为 1×10^{-2} 泊,据卡迈克尔

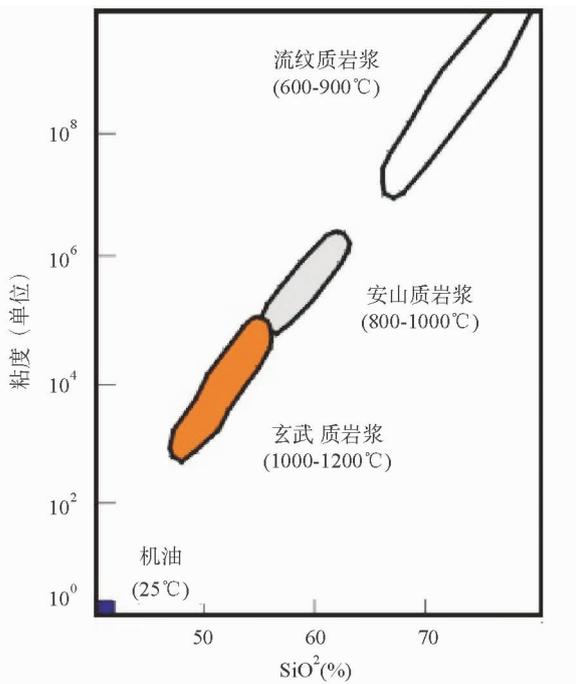


图1 岩浆的黏度与 SiO_2 含量的关系 (引自从柏林, 1987)

Fig. 1 Plot of viscosity vs SiO_2 contents of magmas (after Cong, 1987)

等, 1982), 还不如说像沥青 (黏度 1×10^8 泊, 出处同上)。水对岩浆黏度的影响, 实质上是在于水对岩浆中硅氧四面体的聚解作用, 水能使硅氧四面体中的 O 变为 $(\text{OH})^-$, 使其失去聚合能力而大大降低岩浆的黏性 (引自从柏林, 1978), 例如某些高分异的花岗岩。夏威夷橄榄玄武岩流的黏性为 4.5×10^4 泊, 平均流速为 1km/小时。由于黏性小, 流动性大, 玄武岩流往往以平静的喷溢型式出现, 形成巨大的熔岩被, 覆盖可达数万至数十万平方公里的面积 (如德干高原)。反之, 酸性岩浆具架状、环状的络阴离子多, 黏性大, 流动性差。如黑耀岩的黏性为 1×10^{12} 泊, 比玄武岩大得多 (卡迈克尔, 1982)。熔岩的黏性随温度增加而减小, 随压力增加而增加。计算表明, 压力增加 17 千巴 (相当于 50km 深度), 黏性增加 10^4 倍 (从柏林, 1978)。

下列一些常见的现象可能与岩浆的黏性有关:

(1) 基性岩和酸性岩的全球分布。地球上出露的基性岩以喷出的玄武岩为主, 而侵入的辉长岩很少; 相反, 地表出露的酸性岩以侵入的花岗岩居多, 而喷出的流纹岩较少。说明基性岩浆温度高, 黏性低, 岩浆运动的速度快, 运移的距离远, 岩浆在移动的过程中热量损失小, 容易到达地表; 而酸性岩浆的黏性大, 温度低, 岩浆流速慢, 运移容易受阻, 运移中由于热量不断的损失使黏性越发增大, 故大多被限制在地壳的中上部, 地表很难看见。

(2) 火山喷发的型式。基性岩浆黏性低, 故玄武岩大多

以喷溢的熔岩流形式出现, 常常形成熔岩平原或盾状火山; 而酸性火山岩黏性大, 不易流动, 大多为剧烈的爆发式喷发, 形成陡峭的层状火山锥或穹形火山, 常伴以大量的火山碎屑物质。

(3) 堆晶岩的产出。基性和超基性的堆晶岩是常见的, 如层状侵入体 (有的规模巨大形成大火成岩省)、蛇绿岩中的堆晶岩、环状的阿拉斯加型侵入体等, 堆晶矿物由橄榄石、辉石和斜长石等组成。相反, 很少见到有酸性岩浆的堆晶岩出现, 说明酸性岩浆黏性大, 即使有先晶出的自形晶矿物, 也难以克服巨大的阻力下沉形成堆晶岩。

(4) 花岗结构与辉长结构。玄武质岩浆由于黏性低, 晶体生长的阻力较小, 可以在岩浆房中自由长大, 形成由自形的辉石和自形的长石晶体组成的辉长结构; 而花岗岩的花岗结构则是由它形的石英和半自形的长石组成的, 暗示岩浆的黏性大, 限制了斜长石晶体的生长。

(5) 斜长石的结晶习性。辉长岩和玄武岩中的斜长石呈板状或板条状产出, 闪长岩和安山岩中的斜长石大多也是自形的, 而花岗岩中的斜长石则多为半自形晶。上述现象通常认为与斜长石的结晶习性有关, 实际上主要受岩浆黏性的制约。

4 不同岩浆混合作用的对比

按照岩浆混合的程度大致可将混合作用分为低级和高级 2 个阶段:

(1) 混合的低级阶段, 主要表现为物理混合即机械混合 (mingling), 出现许多从宏观到微观的不协调现象。花岗质岩浆的混合作用以出现岩石的异常结构构造为标志, 例如, 矿物之间自形程度差异、交代边、熔蚀边、蚕食的港湾状结构及交代缝合线、矿物镶边、针状磷灰石、暗色微细粒包体、包体中矿物异常共生及各种不平衡结构等等 (详见下节)。

(2) 混合的高级阶段, 主要表现为岩浆的化学混合 (mixing), 物理混合现象很少见到。这时, 岩浆几乎完全混合均匀了, 野外看不见明显的混合残留现象 (或偶见局部的混合现象), 也察觉不到端元组分, 只有从地球化学上可以察觉岩浆发生过混合作用。例如, E-MORB 的地球化学特征介于 N-MORB 与 OIB 之间, 经研究认为可能是上述两种岩浆不同比例混合的产物 (Wilson M, 1989)。从薄片中看不出 E-MORB 有什么混合或不协调的迹象, 是从地球化学角度推测可能是由 N-MORB 和 OIB 混合形成的, 表明混合作用进行得很彻底。

假定成分 A 和 B 是岩浆的两个端元, 二者发生混合, 混合后 A 和 B 消失, 只存在由 A 和 B 混合形成的组分 C, 说明岩浆发生了完全的混合, 如 E-MORB 的形成。相反, 如果 A 和 B 混合后, 不仅 A 和 B 依然保存, 而且得到一系列中间产物: C、D、E、F 等等, 而且处处可见混合现象, 说明混合进行得不彻底, 只发生了初步的混合 (mingling)。

花岗质岩浆由于黏性的限制, 很难达到均匀混合的程度。但是, 如果有足够的温度和充分的时间, 花岗质岩浆也能够混合达到比较均匀的程度 (mixing)。例如, 与消减板片熔融的埃达克岩有关的高镁安山岩。MORB 在高温下 ($>850^{\circ}\text{C}$) 熔融形成的埃达克岩的 $\text{Mg}^{\#}$ 通常 < 0.5 (Rapp *et al.*, 1997), 而野外见到的埃达克岩 $\text{Mg}^{\#}$ 可达 0.6 甚至更高, 被称为高镁安山岩或高镁埃达克岩, 认为可能是来自板片部分熔融的埃达克质岩浆与地幔混合形成的 (Yogodzinski *et al.*, 1994; Rapp *et al.*, 1999; Martin, 1999; Smithies, 2000; Defant *et al.*, 2002)。当埃达克质岩浆向上运移时, 要穿过几十公里的地幔楔 (图 2), 地幔楔的温度可达 1200°C 甚至更高, 使埃达克质岩浆一直处于熔融状态, 并与地幔发生物质交换作用, 使埃达克质岩浆的 MgO 、 Cr 和 Ni 含量增加, SiO_2 含量降低, 形成高镁安山岩。与非埃达克质的花岗岩相比, 埃达克岩上升的速度比较快 (Defant *et al.*, 2002), 说明埃达克岩的黏性可能比较低。埃达克质岩浆与地幔混合后使 SiO_2 含量降低, MgO 含量增加, 也降低了埃达克岩的黏性。但是, 在加厚陆壳底部形成的 (C 型) 埃达克岩, 由于没有上述条件, 很难达到完全混合的程度。

这里需要指出的是, 通常讨论的岩浆混合作用主要指两种性质截然不同的端元岩浆 (如酸性端元和基性端元) 的混合, 即粘度不同、成分有别的两种“液相”组分的混合。上述高镁埃达克岩不是两种“液相”岩浆混合的结果, 而是俯冲板片熔融所形成的岩浆上升经由地幔楔时与地幔物质作用的结果 (更类似于岩浆“混染”现象), 是“液相”与“固相”间的混合, 并非与地幔岩浆 (玄武岩) 混合的结果。



图 2 埃达克质岩浆与地幔楔混合示意图 (据 Macpherson *et al.* (2006) 简化)

板片熔融形成的埃达克岩 (实心★) 上升进入上覆地幔楔, 并与之发生混合作用, 形成高镁安山岩。虚线分别为地幔的低温、中温和高温等温线

Fig. 2 Schematic illustration of adakitic magma mixing with mantle wedge (after Macpherson *et al.*, 2006)

5 花岗岩中的暗色微粒包体

许多人认为, 花岗岩中的暗色微粒包体是岩浆混合作用最显著、最直接证据, 是研究混合作用方式、端元组分的性质、成岩过程的物化条件等不可缺少的信息载体, 是了解壳幔作用的窗口。认为镁铁质微粒包体 (mafic microgranular enclaves, MME) 对于研究壳幔深部作用过程、探索地壳生长与地壳增生事件、反演地壳结构、探讨构造动力学演化及花岗岩浆侵位空间及其地球动力学有很重要的意义 (王涛, 2000; 莫宣学等, 2002; 李永军等, 2004)。本文认为, 上述说法大大夸大了暗色微粒包体在花岗岩成因上的意义。实际上, 花岗岩中广泛出露的暗色微粒包体, 可能恰好说明玄武质岩浆和花岗质岩浆混合程度上明显的差异。

根据 Didier *et al.* (1991) 等的研究, 花岗岩中的包体可分为 3 类: 即捕虏体、残留体和镁铁质微粒包体。Didier & Lameyre (1969) 在研究法国中央地块的海西期花岗岩时, 曾经提出岩石中的镁铁质微粒包体可能是散布于花岗质岩浆内部的基性岩浆团固结的产物。暗色微粒包体形态各异, 最常见的为浑圆状和椭圆状, 大多数包体与花岗岩有清晰的界限 (引自莫宣学等, 2002)。包体的体积通常很小, 绝大多数直径不到 1 m, 常成群成带密集分布。而花岗岩非常大, 直径可达几-几十-上百公里, 如此大的花岗岩连不到 1 m 的包体也吞吃不了, 可见花岗岩混合的能力有多大了。

花岗岩中的微粒包体的成分主要是闪长质的, 少量为辉长-闪长质和石英闪长质, 推测其源岩可能是进入熔融的花岗质岩浆的小体积的玄武质岩浆 (以岩脉、岩墙、岩枝、岩瘤等型式出现) (洪大卫, 1994)。Sparks and Marshall (1986) 和 Huppert and Sparks (1988) 指出, 镁铁质微粒包体代表较热的偏基性岩浆, 而寄主花岗岩代表较冷的酸性岩浆, 二者的组成、温差决定了两种岩浆具有不同的物理性质, 其中影响最大是岩浆黏性的差别 (引自肖庆辉等, 2002, p. 288)。由于玄武质岩浆的黏性低, 可以比较容易地与周围的花岗质岩浆混合, 使玄武质岩浆成分变得更加酸性 (玄武质转变为闪长质成分)。Castro (2001) 实验研究了熔体成分对斜长石成分结构特征的制约, 并将其用于解释同化混染作用。由于基性岩的固相线温度明显高于长英质岩石, 很难想象花岗质岩浆对基性岩的大规模同化作用。玄武质岩浆的熔融温度高 (约 1000°C 或更高), 而花岗岩只有 $700 \sim 800^{\circ}\text{C}$ 。当玄武质岩浆进入花岗岩浆时, 玄武质岩浆由于黏性低, 温度高, 可以很快吸收并消化少量花岗岩的组分使玄武岩自身成分迅速发生变化; 而花岗岩由于黏性大, 很难将玄武岩成分吸收进来并迅速消化。因此, 玄武质岩浆混合花岗岩的程度远远大于花岗质岩浆混合玄武岩的程度, 即混合的主体是玄武质岩浆而非花岗质岩浆。混合后, 原先的玄武质岩浆已经不存在了, 变为玄武-安山质或安山质成分的岩浆, 而花岗质岩浆却没有发生明显的成分变化, 仅仅是在包体周围的岩浆可能发生

了一些很难察觉的变化。而且,玄武质岩浆随着与花岗质岩浆的混合使之温度降低(玄武质岩浆即使不与花岗质混合,其温度也会很快降低),当玄武质岩浆成分向闪长岩成分转变时,由于闪长质岩浆固结的温度比玄武质岩浆低,因此,闪长质岩浆将很快固结,形成淬冷却的结构(微粒包体)。当包体随温度下降而固结时,花岗质岩浆由于结晶的温度低,仍然可能处于熔融的塑性状态,仍然具有流动性。但是,这时的花岗质岩浆已经不可能与已经固结的闪长质的微粒包体发生物质交换作用了。由于岩浆可能一直在运动,而且是以不同的速度在运动(例如,靠近岩浆房或岩浆通道边部的岩浆运移的速度较慢,靠近岩浆的内部运移的速度较快),可以将原先比较大的玄武质岩浆撕裂成小的块体,构成野外常见的形态各异的暗色微粒包体群。因此,与其说暗色微粒包体是花岗质岩浆混合的证据,还不如说是玄武质岩浆混合的证据。因为,如果说暗色微粒包体是花岗岩混合的最显著的证据,那么为什么不一直混合下去直至暗色微粒包体完全消失为止?

那么,暗色微粒包体给我们的启示是什么呢?作者认为:

(1)根据包体的成分和结构推测,在大多数情况下包体的源岩可能是玄武质的。玄武质岩浆是幔源的,花岗质岩浆是壳源的,暗色微粒包体是幔源岩浆与壳源岩浆混合的产物。

(2)暗色微粒包体大多是闪长质成分的,其初始成分大多是玄武质的。因此,暗色微粒包体不是花岗质岩浆混合作用最显著、最直接证据,而是玄武质岩浆混合能力强过花岗质岩浆的证据(详见下节)。

(3)暗色微粒包体在I型花岗岩中常见,在S型花岗岩中虽然也有报道,但比较少见。这似乎已经成了区别I和S型花岗岩的不成文的标志之一。暗色微粒包体之所以经常出现在I型花岗岩中,可能表明I型花岗岩的成因与玄武质岩浆有更加密切的关系。I型花岗岩形成的温度高于S型花岗岩,可能需要有来自地幔的热的供给才能使原岩发生部分熔融。暗示含有包体的花岗岩可能与玄武质岩浆的底侵作用有关,可能来自地壳的更深的部位。

(4)包体的出现说明,大体在花岗岩熔融的同时(或花岗质岩浆未固结前)有玄武质岩浆的活动。暗示花岗质岩浆的形成可能与该期玄武质岩浆有关,但是,也可能与该期玄武质岩浆无关。因为,包体的存在表明花岗质岩浆的熔融在前,玄武质岩浆的注入在后。而花岗质岩浆的熔融应当与熔融之前或同时发生的玄武质岩浆的底侵事件有关。

(5)由于玄武质岩浆的成分(包括主元素、微量元素和同位素成分)已经发生了极大的改变,因此,很难利用包体的成分来恢复或推导其源岩(即玄武质岩浆)的成分了。因此,即使包体的源岩可能反映了底侵事件,也很难利用包体来探讨壳幔深部作用过程、地壳生长与地壳增生事件并反演地壳结构了,包体的地球动力学意义是有限的。

6 岩浆混合的能干性问题

上节说到暗色微粒包体是玄武质岩浆与花岗质岩浆混合的产物,但是,从比较玄武质岩浆与花岗质岩浆混合的能力来说,包体形成过程和成分的变化说明,不同岩浆混合的能力是不同的,这就引发出一个混合的能干性(competence of mixing)问题。一个很有意思的现象是,在花岗岩中常常可以见到玄武质(玄武-安山质)的包体;相反,在玄武岩中很少能够见到花岗质成分的包体。为什么?不是玄武岩中没有花岗岩的包体,而是花岗岩包体很可能被玄武质岩浆混合、吸收和交代了。试想,如果将一块花岗岩投入炽热的玄武质岩浆中,只要有足够的时间,已经冷却固结的花岗岩将被玄武质岩浆熔化并充分吸收掉。相反,如果在花岗质岩浆中投入一块已经固结的玄武岩,由于花岗质岩浆的熔融温度大大低于玄武岩熔融所需要的温度,因此,花岗质岩浆不可能将玄武岩熔化掉。上述实例说明,玄武质岩浆混合的能干性优于花岗质岩浆,玄武质岩浆混合的能力强。需要指出的是,本文这里指的是小的、类似花岗岩中的暗色包体那样的包体(直径在1m以内),不包括在玄武岩中有时见到的体积较大的捕虏体或块体(如花岗岩和各种成分的沉积岩和变质岩),他们可能没有足够的时间被玄武质岩浆混合和交代而被保留下来。

岩浆混合的能干性(competence of mixing)与岩浆的黏性、SiO₂含量、温度、压力、水和挥发分以及晶粥的出现与否有关。岩浆的黏性低、SiO₂含量低、温度高、压力低、有水和挥发分的加入、无晶粥出现,则混合的能干性强;反之则弱。上述指标大多与岩浆的黏性有关,因此,岩浆混合的能干性主要取决于岩浆的黏性。以玄武质、安山质和花岗质岩浆为例,玄武质岩浆温度高、黏性低,混合的能干性强;花岗质岩浆形成的温度低、黏性高,混合的能干性差;安山岩居中。一般来说,混合能干性强的岩浆之间,可以相互发生均匀的混合,基本上见不到混合的现象;混合能干性中等的岩浆之间,推测大体也能够发生比较均匀的混合;混合能干性差的岩浆之间,通常很难发生均匀的化学混合作用。花岗质岩浆中保存的众多混合现象,都是混合作用不能彻底进行的证据。虽然玄武质岩浆的混合能干性强,但是,玄武质岩浆不大可能与已经冷却固结的玄武岩发生混合作用,因为,已经固结的玄武岩如果没有相当高的温度是很难再次熔融的。许多火山岩中发育的后期玄武质岩浆冲碎、包裹前期玄武质角砾的现象(角砾熔岩)即是明证。但是,混合能干性强的岩浆可以混合已经固结的混合能干性中等和混合能干性差的岩石。原因是前者的熔融温度高于后二者,如果温度可以保持相当一段时间,即可将后者重新熔融并与之发生混合作用。混合能干性不同的岩浆之间发生混合的情况则可能受到某些限制,一般来说,混合能干性强的岩浆可以与混合能干性中等或差的岩浆发生混合,其中,混合能干性强和中等

的岩浆之间的混合作用可能比较均匀,而混合能干性强和差的岩浆之间的混合可能也比较均匀,但是,视各自体积和温度的不同,可能保存若干混合不完全的现象(类似 mingling 的特点, Renna *et al.*, 2006)。按照这样的情况,玄武质岩浆与花岗质岩浆是有可能发生混合产生中性的安山岩的,如果玄武质岩浆的体积足够大,如果温度能够保持足够长的时间,使混合作用能够充分进行。

7 花岗质岩浆的熔融、迁移和定位过程

花岗质岩浆的熔融、迁移和定位是一个复杂的过程,人们很少能够进行观察,尽管相关的实验研究很多,但是,仍然存在许多问题,下面概述的几个要点存在的疑点仍然不少。

7.1 花岗质岩浆的熔融

(1) 花岗质岩浆的发生是一个渐进过程。一般认为,岩浆形成于源区岩石的部分熔融。当源区岩石所处的物理化学条件发生改变,达到发生部分熔融作用的边界条件时,其易熔组分就会进入熔浆,而耐熔组分残留下来。随着温度的升高,将会有越来越多的耐熔组分进入熔浆,熔浆的比例增加。花岗质熔体的成分受温度、压力、挥发分、部分熔融程度和方式以及源区组成的制约。在地壳深部岩石发生熔融必须有“热源”,推测玄武质岩浆底侵是一个可能的原因。熔融首先选择熔点低的原岩(如变沉积岩)进行,为选择性熔融或差异性熔融。在同样的温压条件下,不同源区熔融的花岗岩成分不同。对于中酸性的原岩,如长英质片麻岩或泥质岩,如果存在自由水,在温度 650℃ 左右,原岩中的低熔组分即可形成最初的熔体,许多混合岩可能是这样形成的。温度继续升高,如果大于 700℃,则会造成白云母的脱水熔融,形成小规模的花岗岩。许多过铝质花岗岩(如喜马拉雅淡色花岗岩)可能是这样形成的。如果温度继续升高,大于 850℃,则可以造成黑云母的分解熔融以及低熔组分在无水条件下的部分熔融。这时,地壳的主体以及 TTG 成分的片麻岩即可发生大规模的部分熔融形成各种类型的花岗岩。而角闪岩类的部分熔融需要更高的温度,一般应当大于 900℃ 或 950℃(角闪石分解熔融的温度, Thompson and Connolly, 1995)。

(2) 花岗质岩浆熔融包括两个过程。在熔融的初级(初期)阶段(或“岩浆的发生阶段”,刘家远,2001),由于岩浆刚刚形成,还来不及进行对流和混合,保留了许多初始熔融的特征和不协调现象,熔融的源区残留物较多,岩浆处于极度不均一状态。文献中的“花岗岩化”、“混合岩化”和“原地花岗岩”可能指的是这个阶段。有些花岗岩的熔融可能限于条件而停滞在这个阶段。在熔融的高级阶段(或“岩浆的形成阶段”,刘家远,2001),岩浆经过充分的对流和物质交换,形成成分相对均一的岩浆,花岗岩中很少保存源区残留物和各种不协调现象。

(3) 花岗质岩浆熔融是非常不均一的。由于温度、压力、

水和挥发分的不同,由于源区组成的不同,由于花岗岩很大的黏性,在熔融源区形成的(初始)花岗质岩浆是极度不均一的。花岗岩中保存的一些没有完全熔融的现象,包括某些结构不协调的现象以及熔融的残留物,都是花岗岩不完全熔融的证据。从这个角度上说,产生花岗质熔体的熔融作用不是一个非常完善的系统,也很难将熔融作用进行到底。董申保(1995)指出,地壳深熔作用所产生的某些花岗岩浆可能是花岗质熔体与悬浮的难熔残留物的组合。后者可能包含有幔源组分(俯冲的残留洋壳、底侵的玄武质岩浆)以及来自下地壳的难熔组分等。我们应当仔细鉴别花岗岩中的各种不协调的现象,不能将其统统视为岩浆混合的结果。当然,花岗质岩浆的深熔作用也是一个部分熔融的过程,易熔组分(主要为长英质组分)优先熔融形成熔体。在古老深变质岩区,常可观察到由深熔作用形成的以长英质矿物为主构成的新生脉体。虽然新生脉体的数量有所不同,熔融的条件有所差异,但是,来自源区不同岩性物质的熔融体进入岩浆房也包括了岩浆的某种(源区)混合作用。

7.2 花岗质岩浆的迁移

花岗岩有原地和异地之分,花岗质岩浆何时和如何离开原地向上迁移是人们感兴趣的问题,但有效的结论仍然十分有限。作者认为,至少有 3 个因素促使花岗质岩浆向上迁移:(1) 花岗质岩浆具流动性,一旦熔融,即有运移的可能性;(2) 花岗质岩浆与源区残留岩石相比具有较低的密度,有一个使其脱离熔融源区向上运动的浮力;(3) 地壳是不均一的,熔融区不大可能是封闭系统。因此,一旦有裂隙形成或减压机制出现,即会使花岗质岩浆离开原地向上运移。但是,由于花岗质岩浆巨大的黏性,限制了上述过程的进行,致使许多熔融物长期滞留在地壳不同部位,形成地震波显示的低速带。

花岗质岩浆向上迁移具有两个特点:(1) 花岗质岩浆向上运移是一个减压和降温过程。花岗质岩浆能够运移多远,取决于花岗岩处于熔融的状态(流动状态)能够保持多久。在这里,围岩的开放性(减压机制)可能起主要的控制作用。(2) 花岗质岩浆迁移是一个使花岗岩均一和不均一化的过程。花岗岩常见流动构造,流动会使岩浆发生某种程度的混合,使岩浆成分趋向均一。考虑到花岗质岩浆的黏性,这种趋于均一性的程度可能是非常有限的。但在流体相对富集的部位,这一过程可能会进行得比较充分。同时,花岗质岩浆上升必然与围岩发生某种程度的物质交换作用,可能卷入、交代、吞蚀某些围岩,又使岩浆趋于不均一。但是,这种不均一性是局部的,大多限于岩体的边部。

7.3 花岗质岩浆的定位

岩浆定位可能主要是一个压力平衡的问题。如果岩浆的压力大于围岩,岩浆即处于不稳定状态,有可能冲破围岩的阻力上升;如果围岩的压力大于花岗岩,则花岗岩受阻而

停滞下来,形成岩浆房,直至冷却固结。因此,花岗质岩浆停滞在地壳中上部形成岩浆房,可能主要取决于两个原因:(1)岩浆上升受阻;(2)岩浆上升导致温度下降,使岩浆失去向上运移的动力,遂停止前进而固结。在前一种情况下,岩浆可以保持一定的温度,可能存在对围岩的烘烤作用、顶蚀作用,可能捕获一些围岩,产生某些混染现象,使岩浆房的边部(顶部)成分比内部更加不均一。在后一种情况下,对围岩的烘烤、侵蚀和混染现象都很少可能,即使有热的岩浆补给。

花岗质岩浆的形成、迁移和定位是一个复杂的过程,人们很难观察到,实验和模拟也很难恢复自然界的真实情况。因此,许多现象和机理目前很难解释,本文之所以详细描述岩浆活动可能的演化过程,是想尝试说明:

(1)在岩浆演化的全过程都可能发生岩浆的混合作用。

(2)花岗质岩浆在源区形成时温度高、黏度低,还可能含有不同成分的岩浆先后加入或有新的热源的带入。因此,在岩浆源区深部,岩浆混合的可能性最大,混合的程度最高。野外所见和薄片观察中的各种混合现象和矿物成分、结构不协调、不均一现象,可能大多或至少部分是在这个阶段形成的。

(3)岩浆上升迁移时混合作用锐减,这时,可能岩浆流动分异作用起主要作用。

(4)在岩浆定位阶段,岩浆几近丧失流动的能力,发生岩浆混合作用的可能性很小。

8 关于岩浆房对流模式

早先有人强调岩浆房对流模式对于花岗岩混合和均一化的意义,认为对流作用可以使岩浆成分变得均匀(使岩浆发生均匀混合)。岩浆房大体可以分为地壳深部熔融源区岩浆房和岩浆在浅部最终定位的岩浆房两类。

8.1 熔融源区深部岩浆房

很多研究表明,壳-幔边界是岩浆发生混合的最佳场所,在壳-幔边界,底侵的玄武质岩浆与壳源的花岗质岩浆容易发生混合。在熔融源区形成的岩浆房,由于有来自地幔的热加入,熔融源区岩浆的温度较高,如果围岩的密闭性较好,岩浆应当是有条件进行充分对流的(詹华明等,待刊)。但是,(1)鉴于花岗质岩浆的黏性很大,这种对流的阻力很大,局部对流有可能,充分对流的可能性很小。(2)岩浆对流的范围也有限,推测可能与岩浆房的大小有关。岩浆房的宽度受岩浆房高度(通常小于1~2km)的制约,其体积估计在几十~几百 km^3 之间。因此,岩浆能够充分对流使之均一化的范围很小,对于一个平面面积达几百至几千 km^2 的岩基来说,可能是由十几、几十甚至几百个这样的岩浆房供给的。这么多的岩浆房的成分不可能是完全一样的,因此,花岗岩总体上显示不均一的特点。(3)还由于花岗质岩浆具流动性,密度低,有巨大的浮力,而且,温度越高,能够充分对流的花岗质岩浆的流动性越大。一旦围岩出现压力不均一的情况(这是常

见的)或裂隙,即会产生一个负压力,使花岗岩迅速离开岩浆房,向压力低的地方移动。因此,在地壳深部,即使有充分的热供给,也很难形成一个供花岗质岩浆充分熔融、混合和对流均一化的条件。

8.2 岩浆定位浅部岩浆房

在浅部定位形成的岩浆房,可以形成在地壳的不同深度。那是因为花岗质岩浆流动受阻,或岩浆温度下降黏性增加,使其无法再继续向上或向前运移了。这时,发生对流的可能性相比深部岩浆房更小。早先有不少人支持浅部岩浆房对流混合模式,如McBirney, 1980; Vernon, 1983; Huppert *et al.*, 1984, 1988(引自周珣若等,1994)等相继提出的层状和岩浆喷泉式(Turner *et al.*, 1986; Frost, 1987,引自周珣若等,1994)对流模式等(图3),现在已经很少流行了。

Castro(2004)指出,花岗岩的混染作用是小规模的,限制在局部地区。野外和构造研究表明,在一个大的岩浆房内发生导致岩浆房均一化的大规模对流,对于岩基规模的花岗岩体来说几乎是不可能的。一个大花岗岩基是由许多侵入体组成的,某些小规模侵入体可能是相对均一的(可能与小范围内源区相对均一和源区内岩浆较充分对流有关)。但是,组成岩基的总体仍然是不均一的(可能主要与源区不均一及其它各种因素有关)。岩浆对流需要有持续的热供给,而岩浆一旦离开熔融区即失去了热的供给,是一个降温过程。有人提出花岗质岩浆房由于有辉绿岩墙贯入加温而使之发生对流的说法,实际上是很少可能的。因为,即使有炽热的辉绿岩贯入,也不可能使濒于固结的花岗岩再度熔融并发生对流。其次,辉绿岩墙的规模也远远无法与花岗岩的规模相提并论。因此,浅部岩浆房对流理论是很难成立的。

岩浆房对流与煮粥类似,在持续加热的情况下,我们可以看到米粒在粥锅内上下翻滚对流的现象。一旦把火撤掉,

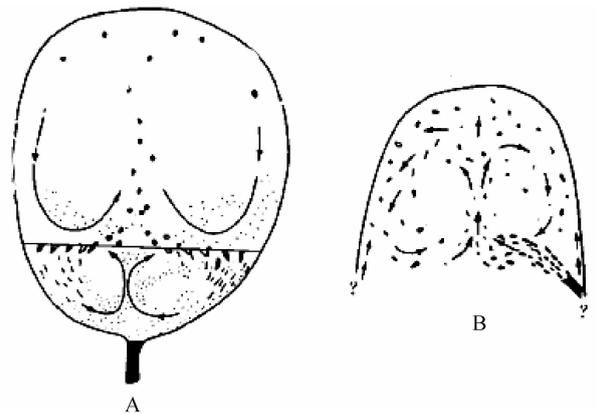


图3 浅部岩浆房混合机制(引自周珣若等,1994)

A-层状对流模式(据Vernon, 1983); B-喷泉对流模式(据Frost, 1987)

Fig. 3 The form mechanism of magmatic hybridization in shallow magma chamber

对流马上停止。在深部岩浆房内,如果有热的供给,花岗岩浆可以发生对流。花岗岩一旦离开源区,由于没有了热的供给,花岗岩立即停止对流。因此,在花岗质岩浆运移的过程中,岩浆混合均一的情况就很少可能了(但是,可以有岩浆流动分异作用),而在岩浆定位的浅部岩浆房内,更难出现岩浆对流现象。有人提出,如果浅部岩浆房有后续岩浆注入,带来的热可以使岩浆房发生对流。我们认为,这种可能性是很小的。因为,如果后续进入的是花岗质岩浆,其温度与早先侵入的花岗质岩浆大体相当,不可能使花岗质岩浆发生对流;如果后续岩浆为温度更高的玄武质岩浆,可能出现局部的岩浆混合作用,也不可能使岩浆房重新发生对流。

有没有在较大范围内成分均一的花岗岩呢?有。例如在年轻的岛弧区域,地壳主要由岛弧拉斑玄武岩和类似的基性侵入岩及其分离物组成。由这种岛弧基底岩石部分熔融形成的岛弧花岗岩的源区组成是相对均一的(岛弧拉斑玄武岩),如果熔融的温度、压力以及水和挥发分组成也大体相似,则可形成成分相对均一的花岗岩。因此,成分相对均一的花岗岩主要源于相对均一源岩,而非混合作用的结果。

9 花岗岩混合的缘由

花岗岩混合问题是怎样提出来的?本文认为,可能主要基于下述两个假定:(1)花岗质岩浆原来是均一的,存在不同的岩浆成分端元,例如地幔端元和地壳端元,认为有一个“幔源岩浆的起点”(肖庆辉等,2002),认为岩浆混合过程是均一岩浆的不均一化过程。(2)认为花岗质岩浆可以无限制地混合,可以用以解释花岗岩地球化学上的一切差异。问题是,上述假定可信吗?

许多人夸大了花岗岩混合的含义,似乎只要有地幔印记的,就是壳幔混合的。例如,Patino Douce (1999)研究了各类准铝质和过铝质花岗岩后认为,除了准铝质的淡色花岗岩是纯粹的壳源的以外,其余各类花岗岩都是混合花岗岩(hybrid magma),是壳幔混合形成的,如科迪勒拉型花岗岩、过铝质的S型花岗岩、A型花岗岩以及与大陆裂谷有关的花岗岩(流纹岩)等等。按照这种观点,所有的花岗岩(除了少数例外)都是混合成因的。其实,地壳成分是多种多样的,既有来自变沉积岩的(如高喜马拉雅淡色花岗岩),也有来自地幔熔融物的(如蛇绿岩的辉长岩部分熔融形成的斜长花岗岩),但是,更多的是兼具二者印记的,包括许多变沉积岩(如杂砂岩)和火成岩,不能认为凡是有地幔印记的就必定是壳幔发生了交换作用,是混合成因的。

赞同花岗岩混合成因的研究者,可能自觉或不自觉地有一个假定,一个前提,即花岗岩原来是均一的,现在看到的花岗岩的成分和结构不均一,是混合的结果。我们认为,花岗岩原先均一性的假定是不成立的。因为,对于一个较大的花岗岩基来说,源区成分是很难均一的。与花岗岩对比,玄武岩是相对均一的。因为,地幔岩在大范围内(例如,纵向在十

几~几十km的尺度上,横向在约100~1000km的尺度上)是大体均一的。而大陆上的花岗岩即使在几km的尺度上也不可能均一,尤其是来自古老陆壳的花岗岩。对于一个长几百km宽几十km的花岗岩基来说(例如北京八达岭花岗岩),如果假定部分熔融的程度为30%左右,那么,其源区的体积将大致3倍于该岩基。如此大的下地壳不可能是均一的,可能不同的部位由不同的岩石组成,包括酸性、中性、基性的火成岩、TTG、各种成分的变质岩,既可以有幔源组分(源自地幔部分熔融的基性岩),也可以有壳源组分(从地壳进入下地壳的岩石),还可以有不同比例壳幔混合的组分,它们的同位素组成也明显不同。这时,即使在大致相同的温度压力条件下发生部分熔融,所形成的花岗岩必定成分差异很大(如果考虑到水、挥发分、部分熔融程度和方式、源区深度等等的影响,花岗岩的成分必定更加复杂)。而且,花岗质岩浆的黏性非常大,不可能在岩浆房内发生大规模的对流,因此,花岗岩从一开始形成的不均一性,在随后的运移和最终定位过程中大致可以保存下来(如图4所示),而不是后来混合的结果。

随着岩浆的上升,虽然岩浆的流动在一定程度上可以使岩浆趋于均一性,但这种趋于均一性的程度是有限的。因此,从总体上提出花岗岩混合成因的理论的依据是不足的,花岗岩成分不均一不是混合的结果,而是从源区带来的(图4)。

花岗岩是否发生了混合,岩相学是最有力的证据,特别是显微尺度的混合证据(矿物和岩石结构的证据)。只有观察到这些证据才能肯定有混合作用存在,如果没有这些证据,很难相信一定有混合。当然,在野外和室内系统研究的基础上,辅以地球化学研究,从混合程度的连续变化趋势,推测一些较为均一的花岗岩也具有混合现象,也是有依据的合理的认识。本文强调的是:无论在什么情况下,即使花岗岩到处充满了混合的证据,由于这些证据多是mingling而非mixing。因此,它总是次要的,不能据此认为花岗岩就是混合成因的,或称其为混合(成因的)花岗岩。

玄武质岩浆从一开始熔融可能就处于平衡系统;与玄武岩相比,花岗岩很可能处于一个不平衡系统。因为:(1)地幔在大尺度上是相对均一的;(2)玄武质岩浆的黏性低、温度高,如果存在某些不均一,也能够自身调整(对流、交代),使之迅速均一化。而陆壳内的花岗岩从一开始熔融就可能是不均一的,因为:(1)源区(地壳)成分相对于地幔是极度不均一的;(2)由于花岗质岩浆的黏性大、温度低,很难自身调整使之均一化。这是玄武质岩浆与花岗质岩浆很大的不同,导致它们物理和地球化学性质上的明显差异和混合能力上的明显差异。

花岗岩中混合现象常见,并不表明花岗岩是混合成因的;相反,玄武岩中混合现象少见,但它却可能是混合成因的。因为,现象毕竟不同于本质。许多人之所以认为花岗质岩浆(和花岗质岩浆之间以及和其它岩浆之间)能够发生均

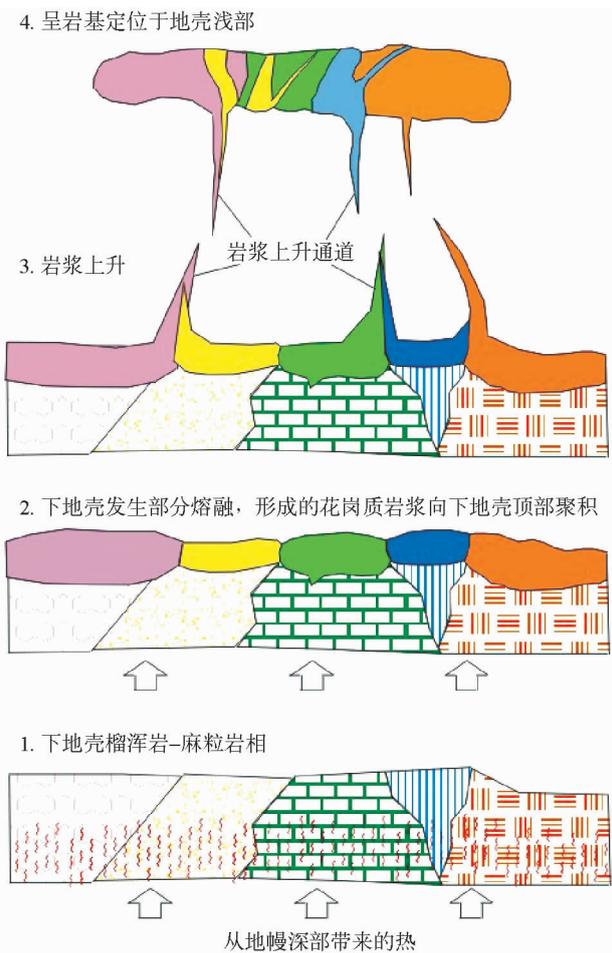


图4 花岗岩形成示意图

1-从地幔来的热加热了地壳(图案花纹不同示不同成分的源岩); 2-下地壳发生选择性部分熔融, 形成的不同成分的花岗质岩浆(以不同的颜色表示) 汇聚成(深部)岩浆房; 3-岩浆上升, 不同成分的岩浆或有各自的通道或共用一个通道, 在后一种情况下, 可能发生局部的混合作用, 但是, 主要可能以流动分异作用占优势; 4-岩浆定位于地壳浅部, 组成岩体或岩基。图中表明, 花岗岩基各组成岩体成分的不同主要受源区组成的制约, 混合是次要和局部的

Fig. 4 Schematic illustration of granitic magmas generation in lower crust

匀的混合, 可能与不恰当地理解和使用哈克图解有关。关于哈克图解的问题, 作者将另文予以评述。

10 几点认识

通过上面的评述, 我们可以得出下列几点初步的认识:

(1) 岩浆是炽热的熔体, 因此, 岩浆是能够发生混合作用的。岩浆混合的能力或能干性主要取决于岩浆的黏性和温度。相对于玄武质岩浆来说, 花岗质岩浆的黏性很大, 温度较低, 因此, 花岗质岩浆混合的能干性很低。与玄武质岩

浆比较, 花岗质岩浆的混合通常只是达到混合的低级阶段。玄武质岩浆的混合以化学混合为主, 大多为 mixing; 而花岗质岩浆的混合通常只是 mingling (以机械混合为主), 只有在少数情况下才能达到 mixing 的程度(例如埃达克质岩浆与地幔混合形成的高镁埃达克岩)。

(2) 花岗岩中的暗色微粒包体大多是闪长质成分的, 其初始成分大多是玄武质的, 因此, 暗色微粒包体不是花岗质岩浆混合作用最显著、最直接证据, 而是玄武质岩浆混合作用力强过花岗质岩浆的证据。

(3) 与玄武质岩浆的起源比较, 花岗岩从一开始熔融就是不均一的, 这源于源区的不均一及熔融过程的复杂性。花岗岩原始均一性的假定是很少可能的, 特别是在陆壳范围内。花岗岩成分的变化以及在哈克图解中成分点的“连续谱系”, 主要是由源区不均一性引起的, 混合可能有一定的作用, 但是次要的。

(4) 花岗质岩浆的形成、迁移和定位是一个复杂的过程, 还有许多现象和机理目前很难解释。在上述过程中, 都可能出现岩浆混合现象, 其中以岩浆形成时在源区的混合作用的可能性最大, 混合的程度最高, 岩浆上升时混合作用锐减, 而岩浆定位阶段基本上很难发生混合作用。

(5) 许多人仅从花岗岩地球化学成分的变化来研究花岗岩的成因, 而很少考虑花岗岩物理性质对岩浆演化的制约。我们重视花岗岩的地球化学性质是对的, 但不应因此而忽略花岗岩的物理性质。因为, 共存的岩浆之间热、力学和化学交换的有效性和空间范围, 取决于其物理和化学性质、质量分数以及岩浆系统的动力学(见: 马昌前, 2003 及其所引用的文献)。水和酒能够均匀混合, 而水和油不能混合, 因为水和油的分子引力不同。对比玄武岩与花岗岩, 我们认为, 地球化学方法在花岗岩中应用的范围和程度可能远远不及玄武岩, 我们应当重新考虑花岗岩地球化学应用的范围和程度。

花岗岩的成因与源区组成、温度、压力、水、挥发分以及与围岩的交换作用(混合、混染)有关, 花岗岩实在是太复杂了。本文只是探讨了花岗岩问题的一个侧面, 许多现象还难以解释, 许多问题仍然困惑着我们: 花岗岩混合现象的普遍存在, 是否意味着它在花岗岩成因上一定具有重要的作用? 花岗岩从一开始熔融是均一的还是不均一的? 花岗岩混合的理论基础是什么? 我们应当如何估量岩浆房对流的理论? 如何考虑物理混合和化学混合之间的关系? 地球化学的研究无疑非常重要, 花岗岩的物理性质对花岗岩地球化学研究是否有限制? 如果有, 有多大? 本文从花岗岩与玄武岩的对比出发, 探讨了花岗岩混合的可能性和局限性。这种对比的方法是否可行可能还有争议, 但是, 它给我们的启示无疑是值得我们认真思索的。

致谢 本文从酝酿至成文耗费了近两年时间, 在这期间, 作者与吴福元、郭敬辉、杨进辉研究员、王涛教授、王焰、汪洋和张华锋博士进行了广泛的交流, 他们的许多精辟的或

不同的见解对作者很有启发。郭敬辉、熊小林、杨进辉研究员、罗照华教授、汪洋、王焰和张华锋博士仔细评点了本文, 郭敬辉研究员指出了本文初稿明显的错误, 并提供了相关的参考文献, 与郭敬辉研究员的交流使作者获益匪浅。罗照华教授对本文初稿和修改稿提出了许多批评和建议, 并且允许作者使用他的未发表的研究成果, 本文的许多论述采纳了他的意见。张华锋博士提供了许多参考文献, 对作者修改本文有很大帮助。与吴福元研究员、罗照华教授和张华锋博士的频繁交流和讨论, 使本文渐趋成熟。三位评审专家提出了许多好的意见, 其中不乏精彩之处, 已被本文采纳。总之, 不论是批评、反对还是赞同、鼓励的意见, 都对本文有所助益, 作者在此表示衷心的感谢。

References

- Blake S and Ivey GN. 1986. Density and viscosity gradients in zoned magma chambers, and their influence on withdrawal dynamics. *J. Volcanol. Res.*, 30: 201–230
- Blake S and Ivey GN. 1986. Magma-mixing and the dynamics of withdrawal from stratified reservoirs. *J. Volcanol. Res.*, 27: 153–178
- Castro A, De la Rosa JD, Ferrdez C *et al.* 1995. Unstable flow, magma mixing and magma rock deformation in a deep-seated conduit. The Gi-Mquez complex, Southwest Spain. *Geologische Rundschau*, 84: 359–374
- Castro A. 1991. H-type (Hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite type classification and nomenclature. *Earth Science Reviews*, 31: 237–253
- Castro A. 2001. Plagioclase morphologies in assimilation experiments: Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks. *Mineralogy and Petrology*, 71: 31–49
- Castro A. 2004. The source of granites; inferences from the Lewisian complex Scottish. *Journal of Geology*, 40: 49–65
- Chappell BW, White AJR, Williams IS, Wyborn D, Hergt JM, Woodhead JD and Collins WJ. 1999. Discussion and reply evaluation of petrogenetic models for Lachlan fold belt granitoids: implications for crustal architecture and tectonic models. *Australian Journal of Earth Sciences*, 46: 827–836
- Chappell BW. 1996. Magma mixing and the production of compositional variation with in granite suites: evidence from the granites of southeastern Australia. *J. Petrology*, 37: 449–470
- Collins WJ. 1996. S- and I-type granites of the eastern Lachlan fold belt: products of three-component mixing. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 88: 171–179
- Collins WJ. 1998. Evaluation of petrogenetic models for Lschlan Fold Belt granitoids: implications for crustal architecture and tectonic models. *Australian Journal of Sciences*, 45: 483–500
- Defant MJ, Xu JF, Kepezhinskas P, Wang Q, Zhang Q and Xiao L. 2002. Adakites: some variations on a theme. *Acta Petrologica Sinica*, 18: 129–142
- Didier J and Barbarin B. 1991. *Enclaver and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, p. 625
- Dong SB. 1995. A general review on the recent studies of granite. *Geological Journal of Universities*, 1: 1–12 (in Chinese with English abstract)
- Griffin WL, Wang X, Jackson SE, Pearson NJ, O'Reilly SY, Xu XS and Zhou XM. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61: 237–269
- Hong DW. 1994. Recent developments in granite research. *Earth Science Frontiers*, 1: 79–86 (in Chinese with English abstract)
- Keay S, Collins WJ and McCulloch MT. 1997. A three-component mixing model for granitoid genesis; Lachlan Fold Belt, eastern Australia. *Geology*, 25: 307–310
- Leak BE. 1990. Granite magmas, their sources, initiation and consequences of emplacement. *J. Geo l. Soc. Lond.*, 147: 579–589
- Li CN. 2002. Comment on the magma mixing and their research. *Geological Science and Technology Information*, 21: 49–54 (in Chinese with English abstract)
- Li YJ, Li ZC, Ding SP, Liu ZW, Li MX and Li JB. 2004. Petrology fetures and magma mingling marks of the Wenquan granite from western Qinling. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 26: 7–12 (in Chinese with English abstract)
- Liu JY. 2001. A discussion on the conception of the forming process of granitoid. *Journal of Guilin Institute of Technology*, 21: 35–41 (in Chinese with English abstract)
- Lowell GR and Young GL. 1999. Interaction between coeval mafic and felsic melt in the St. Francois Terrane of Missouri, USA. *Precambrian Research*, 95: 69–88
- Ma CQ, Yang KG and Tang ZH. 1994. *Magma-Dynamics of Granitoids-Theory, Method and a Case Study of the Eastern Hubei Granitoids*. Wuhan: Press Chinese University of Geosciences, 1–260
- Macpherson CG, Dreher ST and Thirlwall MF. 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 581–593
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46: 411–429
- Mo XX, Luo ZH and Xiao QH. 2002. Evidence of magma mixing in granitoids plutons and the way of investigation. In: Xiao Q H, Deng J F, Ma D Q *et al.* *The Ways of Inverstigation on Granitoids*. Beijing: Geological Publishing House, 53–70 (in Chinese)
- Moreno-Ventas I, Rogers G and Castro A. 1995. The role of hybridization in the genesis of Hercynian granitoids in the Gredos Massif, Spain; inferences from Sr-Nd isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120: 137–149
- Neves SP and Vauchez A. 1995. Successive mixing and mingling of magmas in a plutonic complex of northeast Brazil. *Lithos*, 34: 275–299
- Patino Douce AE. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro *et al.* (eds.) *Understanding Granite: Integrating, New and Classical Techniques*. Geological Society, London, Special Publications, 168: 55–75
- Pearce JA, Harris BW and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks. *J. Petrol.* 25: 956–983
- Pitcher WS. 1993. *The Nature and Oigin of Granite*. London: Chapman and Hall, 1–321
- Rapp PR. 1997. Heterogeneous source regions for Archean granitoids. In: de Wit M J, Ashwal L D, eds. *Greenstone Belts*. Oxford: Oxford University Press, 1997
- Rapp RP, Shimizu N, Norman MD and Applegate GS. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160: 335–356
- Renna MR, Tribuzio R and Tiepolo M. 2006. Interaction between basic and acid magmas during the latest stages of the post-collisional Variscan evolution: Clues from the gabbro granite association of Ota (Corsica Sardinia batholith). *Lithos*, 90: 92–110
- Smithies RH. 2000. The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 182: 115–125
- Thompson AB and Connolly AD. 1995. Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15565–15579
- Wang DZ and Zhou JC. 1999. Look back and look forward to granite

- research. *Acta Petrologica Sinica*, 15: 161 – 69 (in Chinese with English abstract)
- Wang DZ. 2004. The study of granitic rocks in south China, looking back and forward. *Geological journal of China Universities*, 10: 305 – 314 (in Chinese with English abstract)
- Wang T. 2000. Origin of hybrid granitoids and the implications for continental dynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 16: 161 – 168 (in Chinese with English abstract)
- Westerman DS, Dini A, Innocenti F *et al.* 2003. When and where did hybridization occur? The case of the Monte Capanne Pluton, Italy. *Atlantic Geology*, 39: 147 – 162
- Wilcox RE. 1999. The idea of magma mixing: history of a struggle for acceptance. *The Journal of Geology*, 107: 421 – 432
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1 – 465
- Wilson M. 1993. Magmatic differentiation. *Journal of the Geological Society*, London: 150: 611 – 624
- Yogodzinski GM, Volynets ON, Koloskov AV, Seliverstov NI and Matvenkov VV. 1994. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip Volcano, far western Aleutians. *J. Petrol.*, 35: 163 – 204
- Zhuo XR. 1994. Hybridization in the genesis of granites. *Earth Science Frontiers*, 1: 87 – 97 (in Chinese with English abstract)
- 附中文参考文献**
- 从柏林. 1978. 岩浆活动与火成岩组合. 北京: 地质出版社
- 董申保. 1995. 近代花岗岩研究回顾. *高校地质学报*, 1: 1 – 12
- 洪大卫. 1994. 花岗岩岩浆的最新进展及发展趋势. *地学前缘*, 1: 79 – 86
- 卡迈克尔 I S E, 特纳 F J, 费尔福根 J. 1982. 火成岩石学. 北京: 地质出版社, 315 – 316
- 李昌年. 2002. 岩浆混合作用及其研究评述. *地质科技情报*, 21: 49 – 54
- 李永军, 李注苍, 丁仁平, 刘志武, 李民贤, 李金宝. 2004. 西秦岭温泉花岗岩体岩石学特征及岩浆混合标志. *地球科学与环境学报*, 26: 7 – 12
- 刘家远. 2001. 关于花岗岩类形成作用概念的讨论. *桂林工学院学报*, 21: 35 – 41
- 马昌前. 1994. 花岗岩类岩浆动力学—理论方法及鄂东花岗岩例析. 武汉: 中国地质大学出版社, 1 – 120
- 莫宣学, 罗照华, 肖庆辉. 2002. 花岗岩类岩石中岩浆混合作用的识别与研究方法. 见: 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨等著. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社, 53 – 70
- 王德滋, 周金城. 1999. 我国花岗岩研究的回顾与展望. *岩石学报*, 15: 161 – 169
- 王德滋. 2004. 华南花岗岩研究的回顾与展望. *高校地质学报*, 10: 305 – 314
- 王涛. 2000. 花岗岩混合成因研究及大陆动力学意义. *岩石学报*, 16: 161 – 168
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社,
- 赵海玲. 1995. 岩浆物理性质和流体动力学. 北京: 地震出版社, 1 – 172
- 周珣若. 1994. 花岗岩混合作用. *地学前缘*, 1: 87 – 97