

花岗岩构造环境问题：关于花岗岩研究的思考之三*

张旗¹ 潘国强² 李承东³ 金惟俊¹ 贾秀勤⁴

ZHANG Qi¹, PAN GuoQiang², LI ChenDong³, JIN WeiJun¹ and JIA XiuQin⁵

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

2007-04-16 收稿, 2007-07-17 改回.

Zhang Q, Pan GQ, Li CD, Jin WJ and Jia XQ. 2007. Are discrimination diagrams always indicative of correct tectonic settings of granites? Some crucial questions on granite study (3). *Acta Petrologica Sinica*, 23(11):2683-2698

Abstract It is commonly accepted that the geochemistry of granitic rocks can be used to discriminate the tectonic settings when they formed. However, more and more evidence shows that the tectonic settings of some granitic intrusions cannot be well constrained if only based on their geochemical characteristics. Basically the discrimination diagrams for the tectonic settings of granites were created on the same theory as those for basalts. This study reviews the origin of the discrimination diagrams of basalts and the work of Pearce *et al.* (1984b) and Barbalin (1999) on the discrimination diagrams of granites, and suggests that the geochemistry of granites is actually related to the nature and tectonic setting of their parental magmas rather than the granites themselves. On the basis of distribution of granites around the world, there are three types of granites: (1) granites in oceanic crust and oceanic margin which are derived from basaltic magmas (MORB, IAT and OIB) with apparent mantle contribution (high positive $\varepsilon_{Nd}(t)$ values and low initial Sr ratios); (2) collision-related granites in the continental margin including syn-collisional and post-collisional granites. They both are related to tectonic (deformation) events in the shallower depth, rather than tectonic setting. The difference between them is not only the geochemistry of rocks but also the assemblages of rocks. For example, adakites and low-Sr and -Yb leucogranites formed during collision whereas low-Sr and high-Yb granites and typical A-type granites with very low Sr and High Yb formed during the extension period after the collision and associated with within-plate basalts; (3) granites within the continental crust are usually generated by crustal anatexis induced by the heat from the mantle such that the geochemistry of the granites is closely dependant on the composition of source rocks and the depth where the source rocks melted, again not related to the tectonic setting when granites formed. It is shown in this study that the proportion of above three types of granites in the present world is approximately ~10%, ~20% and ~70%, respectively. Therefore, about 70% granites that occurred within the continental crust are not necessary to discriminate the tectonic setting when they formed. The discrimination diagrams for the tectonic settings of granites are only suitable to the granites originally formed in the oceanic crust. It is probably a misleading idea to discriminate the tectonic setting for the granites in the continental crust.

Key words Granite, Basalt, Tectonic setting, Syn-collision, Post-collision

摘要 花岗岩与大地构造环境之间的关系是花岗岩研究的热门话题, 许多人认为, 利用地球化学标志可以判别花岗岩形成的大地构造环境。毋庸置疑, 花岗岩构造环境判别方法是仿效玄武岩提出来的。因此, 本文从回顾玄武岩构造环境判别开始, 详细剖析了 Pearce *et al.* (1984b) 和 Barbalin (1999) 关于花岗岩构造环境判别的研究成果, 指出了花岗岩构造环境判别中

* 国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412601)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

存在的问题。我们认为,花岗岩地球化学性质主要反映的是花岗岩源区的性质和构造环境,而非花岗岩形成时的构造环境。本文按照全球花岗岩的分布将花岗岩分为产于大洋及其边缘(海岸)的、产于板块边缘和陆内与碰撞有关的和产于陆块内部的三类花岗岩。(1)产于大洋及其边缘(海岸)的花岗岩源于洋壳类型的玄武岩(MORB、IAT、OIB等),花岗岩具明显的地幔印记 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 同位素比值高,Sr同位素比值低,大体可以用现有的判别图判别其形成的构造环境。(2)与碰撞作用有关的花岗岩大多分布在陆块边缘,同碰撞和后碰撞指的是构造(变形)事件,与板块构造环境(洋脊、岛弧、洋岛、裂谷等)在概念上是不一样的。区分同碰撞和碰撞后花岗岩不能单靠花岗岩的地球化学标志,也不能单靠花岗岩构造判别图,而应当从岩石组合和岩石性质两方面入手:碰撞有利于形成埃达克岩和(具低Sr低Yb特征的)浅色花岗岩;碰撞后的伸展背景有利于形成非常低Sr高Yb的A型花岗岩。(3)产于陆块内部的花岗岩其形成主要与地幔来源的热有关,花岗岩的地球化学性质主要决定于源岩及形成时的深度,与地表浅层构造作用和事件无关。研究表明,地球上只有大约10%的花岗岩可以探讨其形成的构造环境,20%左右的花岗岩需要研究它们与构造事件的关系(同碰撞或后碰撞),而约70%的产于陆壳上的花岗岩,既无从考虑其形成的构造环境,也无需研究其与构造事件的关系。因此,花岗岩构造环境判别不具有普遍的意义。文中指出,花岗岩构造环境判别方法既存在理论上的不足和概念上的混淆,也存在操作上的困难,需要重新思考。

关键词 花岗岩;玄武岩;构造环境;同碰撞;碰撞后

中图分类号 P588.121; P588.145

1 引言

本文是作者关于花岗岩研究的系列文章之三,其余两篇,“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”,见《岩石学报》2007年第23卷第5期第1141~1152页;“花岗岩结晶分离作用问题—关于花岗岩研究的思考之二”,见《岩石学报》2007年第23卷第6期第1239~1251页。

通常认为,花岗岩与大地构造环境之间存在密切的联系,花岗岩产出的构造环境或其出露的构造位置在讨论其成因方面具有重要的意义,利用地球化学标志可以判别花岗岩形成的构造环境(Pitcher, 1983; Pearce *et al.*, 1984b; Batchelor and Bowden, 1985; Harris *et al.*, 1986; Maniar and Piccoli, 1989; Barbarin, 1999; 肖庆辉等, 2002)。为此,许多人孜孜不倦地进行探索,企图找出花岗岩构造环境判别的标志。例如, Pearce等(1984)提出了洋脊花岗岩(ORG)、火山弧花岗岩(VAG)、板内花岗岩(WPG)和碰撞花岗岩(COLG)的微量元素判别图解, Harris *et al.* (1986)利用Rb-Hf-Ta三元图来区分碰撞带中不同构造演化阶段的花岗岩, Batchelor and Bowden (1985)则根据主要造岩元素的组成特点探讨了构造环境的判别问题。Maniar and Piccoli (1989)进一步按大地构造环境分出造山和非造山花岗岩两大类,造山花岗岩又分为岛弧、大陆弧、大陆碰撞和造山期后花岗岩四种类型;非造山花岗岩可能与裂谷有关,也可能与大陆造陆上升有关,还包括大洋斜长花岗岩。在花岗岩构造环境判别方面, Barbarin (1999)是该项研究的集大成者,他根据花岗岩类的矿物组合、野外出露和岩石特性、定位特点以及地球化学和同位素特征,将花岗岩类划分为7种类型,不同类型的花岗岩分别对应于不同的地球动力学环境和源区(幔源、壳源和壳幔混合源)。肖庆辉等(2002)赞赏 Barbarin (1999)的方案,认为花岗岩构造环境判别是当代花岗岩研究的前沿之

一,是花岗岩成因分类的基础。国内已经发表了几篇文章,对 Barbarin (1999)的观点作了系统和详尽地介绍。

但是,多年来,对于花岗岩判别图可否用来判别花岗岩形成的环境一直存在疑问(Taylor and McLennan, 1985; Veizer and Tessensohn, 1987; Chappell and Stephens, 1988; Roberts and Clemens, 1993; Rapp, 1995; Alberto and Douce, 1995; Encarnación and Mukasa, 1997; 张旗等, 2001a; 肖庆辉等, 2003; 林广春和马昌前, 2003; Wu *et al.*, 2003; 林强等, 2004; 吴福元等, 2007)。近年来的大量研究表明,简单地将岩石类型和成分特征与构造环境相联系,在不少情况下会得出与地质实际大相径庭的结论。应用化学-构造判别图解确定花岗岩形成的构造背景,在实际工作中也有很大的局限性(Wu *et al.*, 2003; 林广春和马昌前, 2003; 吴福元等, 2007)。花岗岩构造环境问题是模仿玄武岩提出来的,因此,本文先从玄武岩是如何判别构造环境的说起,再探讨花岗岩的构造环境判别问题。本文从玄武岩与花岗岩的对比出发所得出的认识不一定对,我们的想法是希望能够澄清某些错误的认识,以更有利于花岗岩的研究。

2 玄武岩构造环境判别的依据

2.1 构造环境研究的方法和思路

现已知道,根据玄武岩的地球化学特征能够判断其形成的构造环境,但是,这种判别是有前提的。首先,他们遵循的是“将今论古”的原则。他们从已经发表的资料或数据库中选出现代的(或不是现代的但一定是典型的或有代表性的)、构造环境已知的、资料可靠的样品,然后归纳样品的地球化学特征及其规律,按照统计学的(多数即可靠)方法厘定判别图解。上述方法已成为国外许多作者厘定判别图的标准程序。“将今论古”是地质学研究的经典方法和准则之一,许多人(尤其西方人)热衷于研究新生代的构造环境已知的(或公认的)岩浆岩,希望从这里得出规律,运用于古代岩浆岩,

解决古老岩浆岩构造环境的问题。但是,“将今论古”是有条件的,不能将其内涵无限外延。花岗岩判别环境的失败,一个重要的原因即在此(后面将予以评述)。其次,厘定判别图有一个逻辑推理过程。即先论证“岩石的性质主要取决于源岩”,再确信“一定的源岩与一定的构造环境有关”,这样即可得出“岩石的地球化学特征与构造环境有关”的结论。这里表达的思路是:地球化学—岩石成因—构造环境三个环节之间存在因果关系。而后来的许多研究大多忽略了第2个环节,将岩石的地球化学性质直接与构造环境挂钩。问题是,这样的因果关系是否可靠?一般来说,在一定的条件下,岩石性质决定于源岩性质,这大概是可靠的。问题是,一定的岩石成因是否一定对应于一定的构造环境?例如,岛弧玄武岩一定产于岛弧吗?大多数情况的确如此。岛弧玄武岩贫 HFSE、Ta 和 Ti,要求地幔源区相对更加亏损(与 MORB 比较)上述元素;岛弧玄武岩富集 LREE、LILE 和 Th,有明显的 Nb 和 Ta 负异常(相对 Th 和 La),要求地幔在部分熔融时有水和富 LREE 和 LILE 的物质加入。上述条件在什么情况下最容易发生呢?显然是板块俯冲带之上的地幔楔环境。地幔楔是经历过一次或数次部分熔融事件熔出 MORB 之后残留下来的亏损程度更高的地幔(主要由方辉橄辉岩组成),而俯冲带可以带入来自地壳浅部的水,水可以溶解更多的 LREE 和 LILE,而且,富含 LILE 的水的加入还可以降低地幔岩熔融的固相线温度,从而使亏损的地幔可以再次发生部分熔融。因此,消减带之上的环境最适合形成岛弧特征的玄武岩。但是,地质情况是复杂的,可能在少数或某些我们还不知晓的情况下,在板块内部环境,如果较亏损的地幔在有水和 LILE 加入情况下发生中等至高程度的部分熔融,也能够形成具有岛弧地球化学特征的玄武岩。又如 N-MORB,大家都相信其产于板块的扩张脊环境,因为,已经有成千上万的数据说明了这一点,但是,也有例外,例如,摩洛哥一个辉绿岩墙就非常类似 N-MORB 的特征(Pearce *et al* 1984a),为什么?因为 N-MORB 的形成条件为弱亏损或几乎未亏损的地幔岩(以二辉橄辉岩为主)在干的条件下中等至高程度部分熔融的产物。板块扩张脊符合这个条件,因此,凡是来自板块扩张脊的玄武岩无不具有 MORB 的特征,毋庸置疑,这是主流。但是,也不排除在非扩张脊的环境,在某些情况下,当有类似的条件存在时,也能够形成 MORB。因此,构造环境判别的结论并非地球化学性质的唯一解。玄武岩能够判别环境,从主体方面说是可行的,并不能够包罗万象,一网打尽天下各种情况。如果是这样,岂不过于简单和庸俗了。

2.2 玄武岩构造环境判别的基础

玄武岩构造环境判别的思路是从板块构造引发的,板块构造鉴别出板块增生和板块消减两种不同的环境,分别由 MORB(洋脊玄武岩)和 IAT(岛弧拉斑玄武岩)代表,此外,由于洋岛玄武岩的普遍发育,如夏威夷海山,又分出一类板内玄武岩(WPB)。这三类环境的玄武岩具有不同的地球化

学特征,玄武岩地球化学判别方法取得了空前的成功,于是构造环境判别方法很快风靡全球。

Cann(1970)和 Pearce and Cann(1973)最先提出依据玄武岩的化学成分来限定岩浆起源的大地构造背景的思想。他们指出,玄武岩的地球化学性质与其源区组成有关,而源区组成又与其形成的大地构造背景有关。因此,可以利用玄武岩的地球化学方法来判断其形成的构造环境,并构建了一系列的构造-岩浆判别图(tectonic-magmatic discrimination diagram)。

玄武岩构造环境判别的基础源于地幔的不均一性。研究表明,地幔可以划分为若干端元,其中最重要的是下述3个端元:亏损地幔端元、富集地幔端元和富集 LILE、亏损 HFSE 的地幔端元。第1类产于板块增生边缘,第2类产于板块内部,第3类来自板块消减带(图1)。上述3类地幔端元部分熔融形成的玄武岩即分别带有强烈的母源地幔端元的印记。第1类亏损地幔端元形成的玄武岩亏损 LREE,具 N-MORB 的特征,是在板块扩张脊之下很浅的深度、弱亏损的地幔橄辉岩在无水条件下中等至高程度部分熔融形成的。第2类地幔形成的玄武岩强烈富集 HFSE 和 LILE,通常显示 LREE/HREE 强烈分离的型式,为板内玄武岩(WPB,包括洋岛玄武岩、洋底高原玄武岩、大陆溢流玄武岩、裂谷玄武岩等),是富集地幔在较高的温压条件下低—中等程度部分熔融的产物(有的 WPB 源于 670 km 的上下地幔界面附近或 2900 km 的核幔边界之上的 D"层,见图1)。而第3类地幔形成的玄武岩则以富集 LREE 和亏损 HFSE 为特征(岛弧玄武岩, IAT),是产于板块消减带之上的强烈亏损的地幔楔(贫 HFSE)在有水(来自消减带)加入的条件下(带入 LILE)中等至高程度部分熔融的产物。全球构造环境大体是上述3类:板块增生带、板块消减带和板块内部(图1)。因此,除了少数例外的情况(Pearce *et al.*, 1984a),利用玄武岩的地球化学特征来识别其所形成的构造环境不仅是可能的,而且是行之有效的。

玄武岩可以判别构造环境,但是,含水的交代地幔部分熔融形成的安山质成分的岩石不能判断构造环境。例如:钾玄岩、玻安岩和赞岐岩类。因为,交代的地幔特别富水和挥发分,带入大量的 LILE,必然改变部分熔融的条件,使形成的岩石具有富 Si 和 LILE 的特点。岛弧玄武岩是以富集 LILE 为特征的,但是,钾玄岩、玻安岩和赞岐岩大多是安山质成分的,虽然也富集 LILE,但并非统统源于岛弧环境。因此,玄武岩构造环境判别方法应当严格限制在玄武岩范围内,一般不包括安山岩。

3 花岗岩能够判别其形成的构造环境吗?

玄武岩能够判别其形成的构造环境,那么花岗岩呢?花岗岩能够像玄武岩一样来判别其形成的构造环境吗?火成岩形成的构造环境是岩石学和地球化学研究的重要目

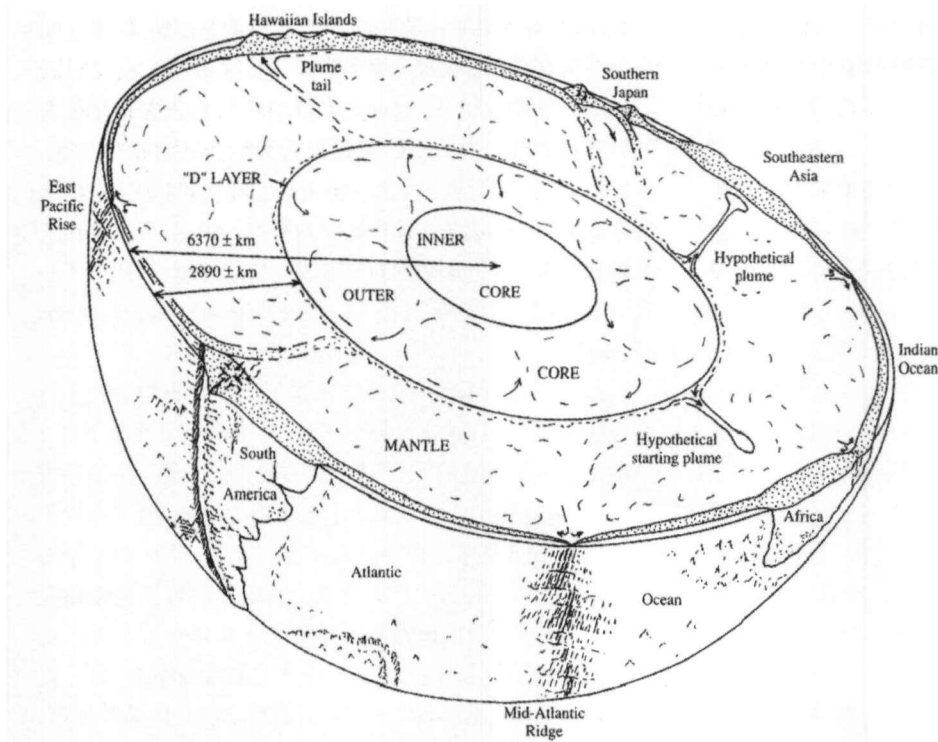


图1 地球北半部切面,展示了地球上三种不同的构造环境:洋中脊(东太平洋中脊、大西洋中脊)、岛弧(南日本海消减带、北美西部消减带)和板内(夏威夷热点、南美地幔柱)(引自 Best and Christiansen, 2001, p. 8, Fig. 1.5)

Fig. 1 A profile of the northern part of the earth showing three different tectonic settings including mid-oceanic ridge (east Pacific mid-ridge and Atlantic mid-ridge), island arc (southern Japanese sea subduction zone and western part of North American subduction zone) and within-plate setting (Hawaii hot spots and South America mantle plume). (after Best and Christiansen, 2001, p. 8, Fig. 1.5)

标,在玄武岩已经取得的成果的鼓舞下,人们企盼花岗岩在构造环境的判别上也能有所作为。于是,自20世纪80年代开始,许多人对花岗岩构造环境的判别进行了尝试(Pitcher, 1983; Pearce *et al.*, 1984b; Batchelor and Bowden, 1985; Harris *et al.*, 1986; Maniar and Piccoli, 1989; Barbarin, 1999)。尽管花岗岩判别构造环境的结果不如玄武岩理想,甚至在许多方面存在明显的问题。但是,人们对于花岗岩判别环境的努力依然不减,许多人甚至乐此不疲。

在花岗岩构造环境判别的研究中, Pearce *et al.* (1984b)最早系统地讨论了花岗岩与其形成的构造环境问题,提出了被广泛应用的花岗岩构造环境判别图(如 Nb-Y、Ta-Yb、Rb-(Yb+Ta)和 Rb-(Y+Nb)图),而 Barbarin (1999)则是花岗岩构造环境判别研究的最近之集大成者。下面从剖析上述作者的两篇著作入手,从中也许可以品出对这一问题的某些体会并得出相应的认识。

3.1 Pearce 判别方法评述

Pearce *et al.* (1984b)将花岗岩分为4种基本类型:洋脊花岗岩(ORG)、火山弧花岗岩(VAG)、板内花岗岩(WPG)和碰撞花岗岩(COLG)。Pearce 声明,他们的判别图是从玄武岩判别图引伸过来的,他们认为, Rb、Y(Yb)和 Nb(Ta)是花岗岩最有效的判别指标,可以方便地区分洋脊花岗岩(ORG)、火山弧花岗岩(VAG)、板内花岗岩(WPG)和同碰撞

花岗岩(syn-COLG)。Pearce *et al.* (1984b)以现代岛弧、扩张脊和板内裂谷作为研究对象,把花岗岩地球化学与构造环境联系起来,开辟了花岗岩研究的新的思路和方法,提高了花岗岩研究的水平,取得了相当好的效果。在20世纪80~90年代, Pearce 的研究获得了广泛的好评,成为后来者仿效的典范。但是,仔细考察他们的工作,发现他们的研究也存在一些问题,他们的判别图有些很好,有些就不那么完美。

(1) 微量元素蛛网图。在他们的微量元素蛛网图中(Pearce *et al.*, 1984b, Fig. 1, 见本文图2),洋脊花岗岩(图2-A)、岛弧花岗岩(图2-B)和裂谷花岗岩(图2-C、-D)之间存在明显的区别,判别是成功的。例如,洋脊花岗岩(ORG)富集蛛网图右端的 Hf、Zr、Sm、Y 和 Yb 等高场强元素(HFSE),亏损左端的大离子亲石元素(LILE,如 Rb 和 K,见图2-A);相反,岛弧花岗岩(VAG)相对亏损 HFSE 而富集 LILE(图2-B);板内花岗岩(WPG)则同时富集 HFSE 和 LILE,为一右倾型的曲线(图2-C、-D),只是部分样品有明显的 Ba 亏损(图2-C)。上述判别之所以取得成功的原因,据本文作者分析,是因为它们(指上述花岗岩)都继承了各自原岩玄武岩的特征。ORG 的原岩为 MORB, MORB 以亏损 LILE 和富集 HFSE 为特征,由 MORB 部分熔融形成的花岗岩(ORG)自然也富集 HFSE 和亏损 LILE;岛弧花岗岩(VAG)的原岩为岛弧拉斑玄武岩(IAT),由其部分熔融形成的花岗岩(VAG)必然也继承了其原岩 IAT 强烈亏损 HFSE 和富集

LILE 的特征; 板内玄武岩 (WPB) 富集 HFSE 和 LILE, 因此, WPG 也富集 HFSE 和 LILE。因此, 花岗岩的地球化学性质主要受原岩性质的制约, 构造环境只是原岩形成最佳条件的反映而已。

我们注意到, Pearce *et al.* (1984b) 的上述判别图对于活动陆缘花岗岩 (图 2E) 和陆内花岗岩 (图 2F) 的判别基本上是不成功的, 他们所归纳的一些区别也十分勉强。但是,

尽管活动陆缘和陆内花岗岩之间区别不明显 (图 2E 和 F), 但是, 它们却明显不同于前述 ORG、VAG 和 WPG。据我们推测, 原因也不复杂, 还是归结为原岩的不同。据图 2 的图注和 Pearce *et al.* (1984b) 的表 2, 他们的活动陆缘和陆内花岗岩样品取自滇西、西藏、比利牛斯山、阿尔卑斯、玻利维亚等地, 原岩很复杂, 可能包括不少陆壳成分, 完全不同于源于玄武岩的 ORG、VAG 和 WPG。

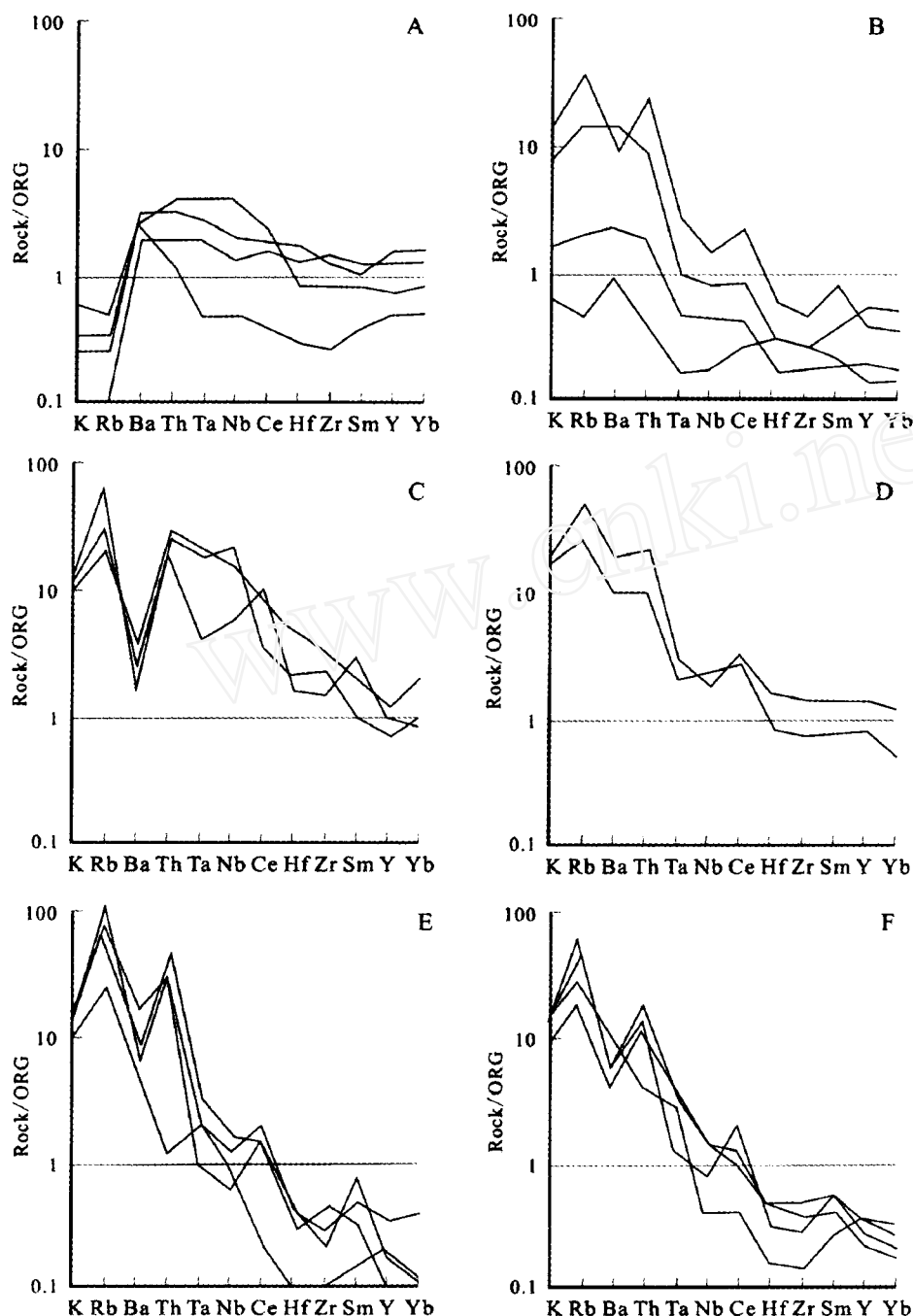


图 2 不同构造环境花岗岩蛛网图 (据 Pearce *et al.*, 1984b, Fig. 1, p. 965. 简化)

A-洋脊花岗岩 (样品来自 Tuscany, MAR 45°N, Smartville, Troodos); B-火山弧花岗岩 (样品来自 Oman, Newfoundland, Jamaica, Chile); C-板内花岗岩 (样品来自 Ascension, Oslo Rift, Sabaloka); D-板内花岗岩 (减薄的大陆岩石圈, 样品来自 Skaergaard, Mull); E-同碰撞花岗岩 (样品来自 Tibet, Yunnan, SW England, Barousse); F-后碰撞花岗岩 (样品来自 Vedrette di Ries, Querigut, Novate, Oman)

Fig. 2 Ocean ridge granite (ORG)-normalized trace element patterns (after Pearce *et al.*, 1984b, Fig. 1, p. 965)

我们怎样评价上述蛛网图呢? 本文认为, 上述蛛网图对于区分洋脊环境、岛弧环境和板内环境的花岗岩大体上是可行的, 该方法大概只适用于造山带洋壳发育的地区, 而不能扩展至未受板块构造影响的大陆区, 包括安第斯那样的活动陆缘区, 尤其不适用于古老陆壳区。因为, 它区分不开在陆壳上形成的各类花岗岩。但是, 它告诉我们, 在洋壳区形成的花岗岩 (图 2-A, -B, -C, -D) 的确不同于陆壳区的花岗岩 (图 2-E, -F)。鉴于蛛网图的直观性不是很好, 尽管它有一定的意义, 很少被后人引用。而他们设计的 Nb-Y、Ta-Yb、Rb-(Yb + Ta) 和 Rb-(Y + Nb) 图则被广泛引用。

(2) Nb-Y、Ta-Yb、Rb-(Yb + Ta) 和 Rb-(Y + Nb) 图 (见 Pearce *et al.*, 1984b, Fig. 3 和 Fig. 4)。在他们设计的上述判别图中, 不同环境花岗岩的样品点分布极有规律, 很少互相重叠, 其判别准确率超过了 95%, 近乎完美了。如图 3 所示 (据 Pearce *et al.*, 1984b, Fig. 4a, 转引自 Best and Christiansen, 2001, 读者还可参考 Pearce *et al.*, 1984b 的 Fig. 3 和 Fig. 4), 虽然该图反映的仍然是源岩性质, 而非构造环境 (Arculus, 1987; Twist and Harmer, 1987; 张旗等, 2001a; Llambias *et al.*, 2003)。该图的资料大多取自现代洋脊、岛弧、OIB 以及经典的研究地区, 包括典型的蛇绿岩、裂谷火山岩和层状侵入体。花岗岩的源岩有 MORB、IAT、OIB 等。如上所述, 由于花岗岩继承了原岩的地球化学特征, 因此, VAG 必定亏损 Y、Yb 和 Nb, ORG 和 WPG 则富集 Y、Yb 和 Nb, 由于 OIB 相对于 MORB 更加富集 LILE, 因此, WPG 比 ORG 也

更加富集 LILE (如 Rb), 在图 3 中 ORG 位于 WPG 的下部。陆陆碰撞环境由于源岩大多来自陆壳, 陆壳更加富集 LILE (如 K 和 Rb), 在图 3 中, 同碰撞花岗岩与 VAG 类似, 都贫 HFSE, 前者不同于后者只在于 Rb 的含量更高一些。因此, 在 Rb-(Yb + Ta) 图及其他相关的 (Nb-Y、Ta-Yb 和 Rb-(Y + Nb)) 图中, 上述 4 种环境区分得十分完美。之所以如此, 盖源于原岩的不同。

在实际应用中, 上述判别图倍受赞赏和广泛使用。但是, 它是否真的如此完美呢? 我们的回答是否定的。我们的理由:

(1) 如前所述, 上述判别图仅适用于洋壳发育区, 而不适用于大陆花岗岩发育区。实际上, 大陆上的许多花岗岩并非都分布在上述判别图的 COLG 或 syn-COLG 区域, 也就是说, Rb 没有那么高。Pearce *et al.* (1984b) 的 Rb 之所以很高, 与他们所取的样品有关, 其中有相当多的是含云母的过铝质的 S 型花岗岩, 因此 Rb 的含量很高 (通常 $> 100 \times 10^{-6}$, 大多 $> 200 \times 10^{-6}$, 见 Pearce *et al.*, 1984b, Table 2, p. 963)。而大陆上的花岗岩 (如 I 型花岗岩、钙碱性花岗岩和高钾钙碱性花岗岩) 的 Rb 含量没有那么高。因此, 大陆上的花岗岩实际上大多位于 VAG 区而非 syn-COLG 区。但是, 大陆花岗岩落入 VAB 区并不表明大陆花岗岩产于岛弧环境或活动陆缘环境, 如果这样认为就大错特错了, 将把我们的研究引入歧途。这也是花岗岩构造环境争论的焦点之一 (详见后述)。

(2) 花岗岩的地球化学特征不仅与原岩性质有关, 还与花岗岩形成的压力有关。Nb-Y、Ta-Yb、Rb-(Y + Nb) 和 Rb-(Yb + Ta) 图之所以能够区分开 ORG、VAG 和 WPG, 关键取决于上述元素的含量, 而花岗岩中上述元素的含量不仅与源区成分有关, 还与源区的压力 (深度) 有关。在 20 世纪 70 到 80 年代, 人们对压力和残留相组成对花岗质熔体地球化学性质的影响还不是很清楚, 因此, Pearce 等 (1984b) 的研究无从考虑压力的因素, 这是历史的局限性所然, 不是上述作者的失误。花岗岩与压力关系的研究是从 80 到 90 年代才开始的 (Taylor and McLenman, 1985; Defant and Drummond, 1990; 邓晋福等, 1996)。现在我们知道, 花岗岩形成的压力不同, 源岩部分熔融后留下的残留相组成即不同, 花岗质熔体的地球化学性质也将不同。这方面, 熊小林做了很好的研究 (图 4, 引自 Xiong *et al.*, 2005)。例如, 在压力 $< 1.0 \text{ GPa}$ 的情况下, 玄武质的源岩部分熔融后留下的残留相由角闪石 + 斜长石组成, 这时, 与角闪石平衡共存的熔体仅仅具有微弱的 LILE 富集和微弱的 HREE 亏损 (图 4A); 当压力 $> 1.0 \text{ GPa}$ 时, 熔体与角闪石、石榴子石和单斜辉石平衡共存, 则明显亏损 HREE (如 Y 和 Yb, 由石榴子石引起, 图 4B); 当压力 $> 1.5 \text{ GPa}$ 时, 残留矿物组合中存在金红石, 其平衡共存的熔体不仅亏损 HFSE, 还强烈亏损 Nb 和 Ta, 在蛛网图中显示明显的 Nb 和 Ta 的负异常 (图 4C)。上述实验表明, 同样的原岩, 当熔融的压力超过一定范围 (例如 1 GPa 或 1.5 GPa) 时, 将改变熔体的某些微量元素含量, 尤其是对压力敏感的元素,

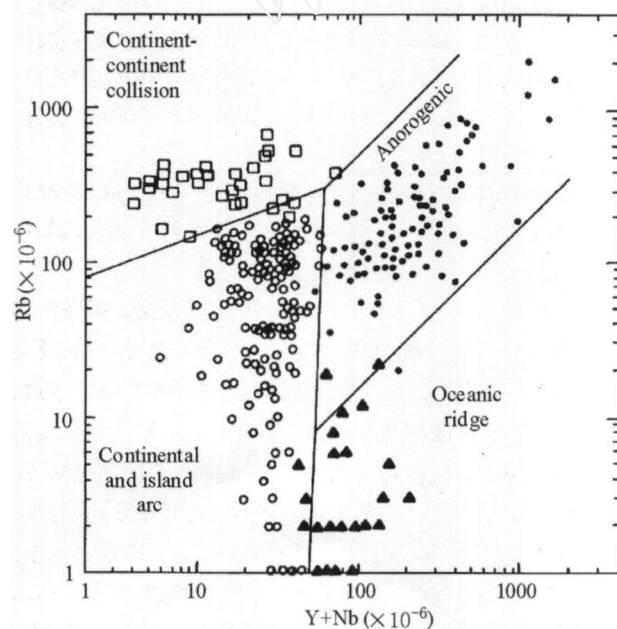


图3 花岗岩 Rb-(Y + Nb) 图 (据 Pearce *et al.*, 1984b, Fig. 4a)

Fig. 3 Rb vs. Y + Nb discriminant diagram for syn-collision (syn-COL), volcanic arc (VA), within plate (WP) and normal and anomalous ocean ridge (OR) granites. (after Pearce *et al.*, 1984b, Fig. 4a)

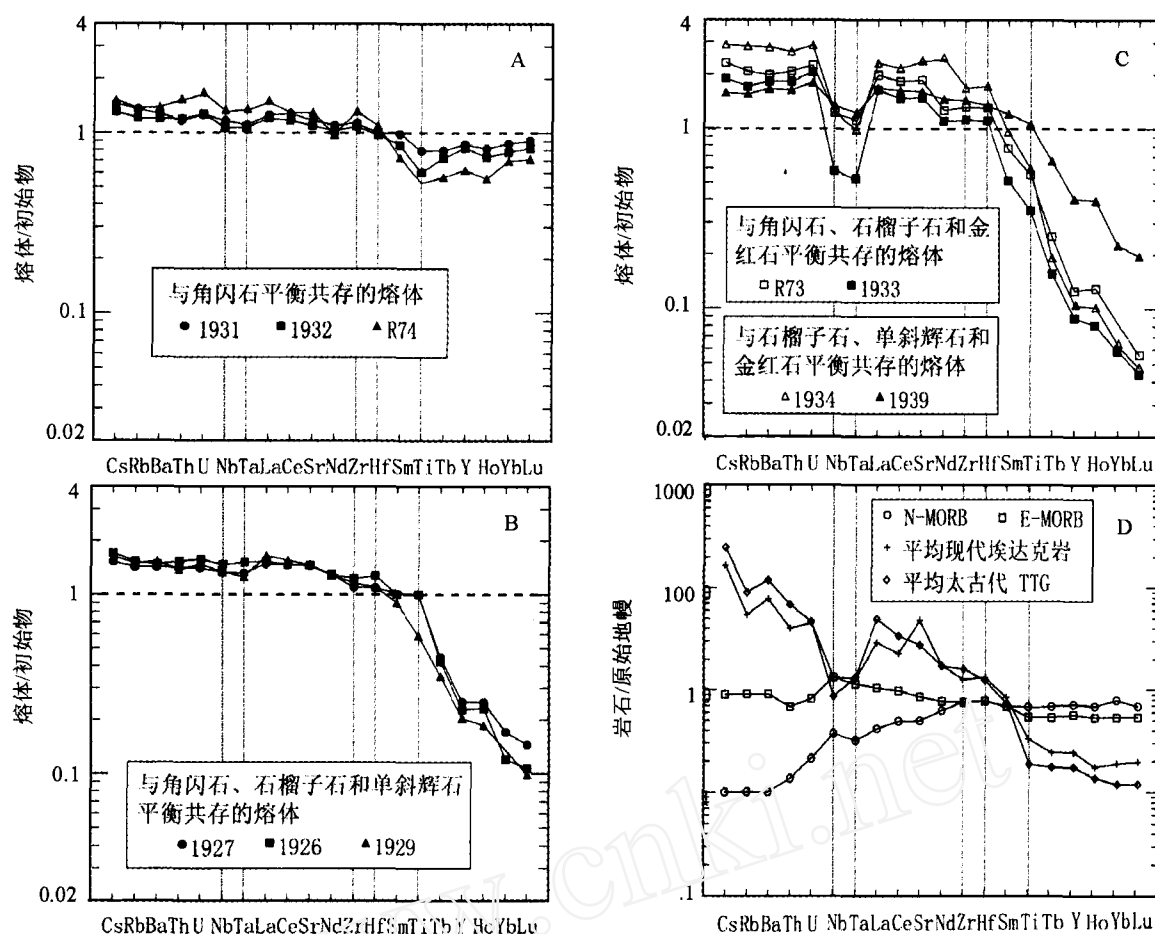


图4 熔体相对于初始物微量元素的富集或亏损程度及 Nb-Ta 负异常与残留金红石的关系 (Xiong *et al.*, 2005)

A-与角闪石平衡共存的熔体仅仅具有微弱的 LILE 富集和微弱的 HREE 亏损,基本不显示 Nb-Ta 负异常; B-与角闪石、石榴子石和单斜辉石平衡共存的熔体 HREE 强烈亏损(由石榴子石引起),这些熔体也不显示 Nb-Ta 负异常; C-显示当残留矿物组合中存在金红石时,其平衡共存的熔体才具有明显的 Nb-Ta 负异常。D-显示由俯冲洋壳产生的现代埃达克岩和太古代 TTG 微量元素特征,只有图 C 中的熔体才具有与 TTG/埃达克岩相似的微量元素特征。平均现代埃达克岩和太古代 TTG 引自 Drummond *et al.* (1996); N-MORB 和 E-MORB 引自 Hofmann (1988)

Fig.4 Relationship of enrichment or depletion of trace elements in partial melts relative to initial basalts, negative Nb-Ta anomalies and rutile in residual magmas at 1.0 ~ 2.5 GPa and 925°C ~ 1075°C relative to the bulk composition of the starting basalt (Xiong *et al.*, 2005)

如 Y 和 Yb(主要与石榴石有关), Nb 和 Ta(与金红石有关)等。因此,在应用 Nb-Y、Ta-Yb、Rb-(Y + Nb) 和 Rb-(Yb + Ta) 判别图时不仅要考虑原岩的影响,还必须考虑压力的影响。一个突出的实例是:同样是由 MORB 作为原岩熔出的花岗岩,如果压力很低,则形成与蛇绿岩相伴的斜长花岗岩,在上述判别图中将落入 ORG 区;如果熔融的压力高(消减的板片熔融,Defant and Drummond, 1990),将产生具埃达克岩特征的花岗岩,花岗岩强烈亏损 Y、Yb、Nb 和 Ta,将落入 VAG 区。源于 MORB 的埃达克岩落入 VAG 区,并不表明花岗岩形成于岛弧环境,而反映了花岗岩源区的压力大。研究表明,华北中生代埃达克岩形成深度推测大于 50 km,表明熔融的残留相由石榴石 + 辉石 + 金红石组成,熔体强烈亏损 HFSE(Nb、Ta、Y、Yb 和 Ti,同时还富集 Sr 并相应的亏损 Rb),在图 5 中将落入岛弧区域,同样并非表明熔体形成于岛弧或活动陆缘环境。

埃达克岩的发现给出的一个重要的信息是:花岗岩的地球化学特征不仅与源区组成、温度、水和挥发分有关,还与源区的压力(深度)有关。例如,同样是 MORB 的部分熔融,在洋脊环境下形成的花岗岩为 ORG;而当 MORB 消减到 >50km 的深度时发生部分熔融形成的埃达克岩即是贫 Y、Yb、Ta 和 Nb 的。因为,熔融的残留相中有石榴石和金红石出现,它们富集 Y、Yb、Ta 和 Nb (Xiong *et al.*, 2006),于是,在 Ta-Yb 和 Rb-(Yb + Ta) 图中,洋脊斜长花岗岩落在 ORG 区,而埃达克岩则落入 VAG 区。因此, Pearce *et al.* (1984b) 厘定的 Nb-Y、Ta-Yb、Rb-(Y + Nb) 和 Rb-(Yb + Ta) 判别图大概仅适用于岩浆源区深度较浅的环境。洋脊辉长岩位于洋脊下 2 ~ 5km 深处,自然是非常浅源的。岛弧、洋岛和裂谷花岗岩的源区深度可能也比较浅,它们所处的地壳厚度一般不大,很少超过 30 km (Wilson, 1989)。

那么,我们如何评价 Pearce *et al.* (1984b) 的上述判别图

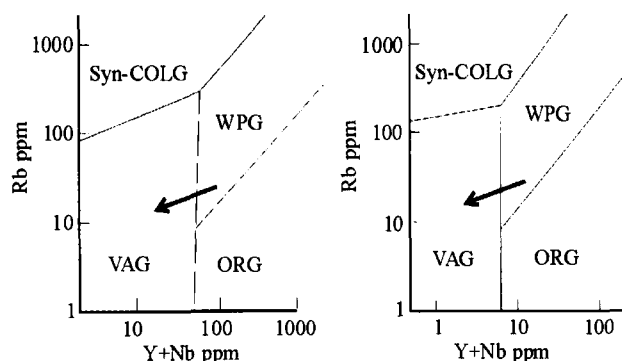


图5 Rb-(Y+Nb)和Rb-(Yb+Ta)判别图(引自 Pearce *et al.*, 1984b, Fig. 4a和b, p. 970)

图中箭头为本文所加,指示随着花岗岩源区压力增加 HFSE 降低的趋势。当压力增加到约 1GPa 时,残留相有石榴石出现,花岗岩的 Y 和 Yb 将减少,样品点将向左移动;当压力 > 1.5GPa 时,残留相有金红石出现,花岗岩的 Nb 和 Ta 将减少,样品点将进一步向左移动,如箭头所示

Fig. 5 Rb vs. Y + Nb and Rb vs. Yb + Ta diagrams (Pearce *et al.*, 1984b, Fig. 4a and 4b, p. 969 - 970)

呢? 我们认为,该图仍然是有效的,但是,该图仅适用于洋盆和洋盆边缘(地壳厚度很薄且以洋壳成分为主)的花岗岩。也就是说,该图可能适用于造山带地区,而不适用于大陆壳发育的地区,尤其不适用于古老陆壳发育的地区,例如中国东部。该图在厘定时没有考虑压力对花岗岩地球化学性质的影响,因此,高压下(例如 > 1.0GPa)形成的花岗岩不适用于该图。

Pearce *et al.* (1984b)通过他们出色的研究,开辟了花岗岩与构造环境研究的新领域,对于推进板块构造与花岗岩的研究起到了很好的作用,这是毋庸置疑的。但是,随着科学的发展,花岗岩构造环境研究带来的问题越来越多,也是不可否认的事实。因此,我们必须辩证地、历史地面对它。之所以出现这种情况,我们认为,可能是由于花岗岩的无比复杂造成的。玄武岩的成分相对简单,它由地幔岩部分熔融形成,由于地幔岩性质的不同,导致形成的玄武岩具有不同的性质,而不同性质的地幔岩处于不同的大地构造环境,因此,玄武岩的性质即与其产出的构造环境有了联系。这也是大多数玄武岩判别图的基础。而大陆壳,尤其是具有古老陆壳基底的巨厚的陆壳,比地幔岩不知复杂多少倍,这也是导致花岗岩判别环境经常失败的一个重要原因。

3.2 Barbarin (1999) 研究成果评述

Barbarin (1999)根据花岗岩类的矿物组合、野外出露和岩石特性、定位特点以及地球化学和同位素特征,将花岗岩类划分为 7 种类型:(1)含白云母过铝质花岗岩类(MPG), (2)含堇青石及富黑云母过铝质花岗岩类(CPG), (3)富钾及钾长石斑状钙碱性花岗岩类(KCG), (4)含角闪石钙碱性花岗岩类(ACG), (5)岛弧拉斑玄武质花岗岩类(ATG), (6)洋脊拉斑玄武质花岗岩类(RTG), (7)过碱性及碱性花岗岩

类(PAG)。认为上述不同类型的花岗岩分别对应于不同的地球动力学环境和源区,每一种类型的花岗岩与一种地球动力学环境有关:MPG 和 CPG 是壳源的,产于大陆碰撞环境,KCG 和 ACG 是壳幔混合来源的,KCG 形成于构造体制转换环境,ACG 形成于板块俯冲环境,而 ATG、RTG 和 PAG 是幔源的,ATG 与板块俯冲有关,RTG 和 PAG 则产于大洋扩张或大陆隆起和裂谷环境,且随着从 MPG→CPG→KCG→(ACG + ATG)→RTG→PAG,地幔的贡献越来越大。还认为过铝质花岗岩类是壳源的,钙碱性花岗岩类是壳幔混合源的,碱性-过碱性花岗岩类是幔源的。从上面简单的描述中我们可以看出,按照 Barbarin 的想法,除了 KCG(高钾钙碱性花岗岩)外,所有的花岗岩,几乎一种类型的花岗岩对应于一种构造环境。本文认为,Barbarin 的这种说法既不符合实际,也是形而上学的。花岗岩都是壳源的,没有幔源的;而壳源是多种多样的,并非泥质岩一种,玄武岩、安山岩、碎屑岩都可以作为花岗岩的源岩。玄武岩具有地幔的印记,由玄武岩部分熔融形成的花岗岩自然也继承了地幔的印记,但是并不能认为花岗岩就是幔源的。同样,某些源岩具有地幔和地壳过渡类型的印记(如玄武岩与泥质岩共同经历剥蚀后形成的沉积岩经深埋作用成为变质岩),在高温条件下发生部分熔融形成的花岗岩也必然保留了源区过渡类型的印记,不能因此而认为花岗岩就是壳幔混合源的。

Barbarin (1999)将过铝质花岗岩分为 MPG 和 CPG 两类,认为不同类型岩石具有不同的来源和地球动力学环境。过铝花岗岩一般为壳源的,地球动力学环境为大陆碰撞。过铝质花岗岩(CPG 和 MPG)主要定位于两个大陆岩石圈汇聚导致的地壳加厚地区,CPG 分散在山脉地带,MPG 则沿横切加厚地壳的剪切带集中。大量的研究表明,S、I、A 型花岗岩都有过铝质的,它们既可以在低压下($P < 1\text{GPa}$)由变沉积岩的部分熔融形成,也可以在高压下($P > 1\text{GPa}$)由长英质火成岩和变沉积岩形成。不仅产于同碰撞阶段,也可出现在后碰撞的走滑和伸展垮塌阶段(肖庆辉等,2002)。林广春和马昌前(2003)指出,过铝质的 S 型花岗岩可以形成在不同的构造环境(林广春和马昌前,2003 及其所引用的文献)。因此,Barbarin (1999)对过铝质花岗岩产出的构造背景的说法是片面的,不符合野外事实。他的分类主要还是与源岩有关而不是构造环境。我们知道,花岗岩的地球化学性质主要受温度、压力、源岩性质及残留物的制约,而恰恰与其形成的构造环境关系不大。这种把花岗岩的类型和花岗岩来源(幔源、壳源、混合源)和地球动力学环境一一对应起来的分类方案既不科学也不合理,是不应当加以推广的。

3.3 花岗岩能够判别其形成的构造环境吗?

在这个问题上,有些学者有着模棱两可的认识。例如,肖庆辉等(2002)在“花岗岩研究思维与方法”一书中强调,“花岗岩构造环境判别是当代花岗岩研究的前沿之一,是花岗岩成因分类的基础”,呼吁要将其作为“当前花岗岩研究工

作中的一个重点”(肖庆辉等, 2002, 第 12 页)。而仅过了一年, 他又指出, 在花岗岩成因类型和构造环境划分和鉴别方面, 现在愈来愈多的人认识到火成岩岩石化学与地球化学特征直接依赖于源岩的性质、局部熔融条件与岩浆演化机理。因此, 不同地区同类岩石之间较大的地质地球化学差异, 基于某一区域(甚至经典区域)建立的若干分类指标, 尤其地球化学鉴别指标及其图解, 不可教条地套用于其他地区(肖庆辉等, 2003)。吴福元等(2003)指出, 花岗岩构造环境判别图常常给出模棱两可甚至相互矛盾的结论。例如, 东北的高分异 I 型花岗岩在 Pearce *et al.* (1984b) 的 Nb 对 Y 和 Rb 对 (Y + Nb) 图中落入火山弧环境, 而按照 Sylvester (1989) 的标准该类花岗岩属于碰撞后的碱性花岗岩类。这种矛盾的现象说明花岗岩构造环境判别没有明确的标志。吴福元等(2007)还进一步指出, 花岗岩的地球化学成分取决于其源岩的矿物组成和化学成分、熔融时的物理化学条件(包括温度、压力和挥发份)和其后岩浆的演化(如分离结晶作用、岩浆混合作用、同化混染作用等), 这些因素没有一个是构造上的。罗照华则认为, 岩浆的成因及其成分特征本质上与构造环境没有必然的联系, 只是因为特定的环境下才有可能使特定的岩石发生部分熔融和岩浆侵位, 才使它们与构造环境联系了起来(罗照华, 个人交流)。

上述现象说明了花岗岩构造环境判别的复杂性和艰巨性。本文认为, 花岗岩构造环境判别问题把握起来有一定的难度, 既不能全盘肯定, 也不能全盘否定。下面我们尝试从 3 个方面加以考察:

(1) 一个重要和基本的概念是, 花岗岩的地球化学性质主要反映的是花岗岩源区的性质和源区岩石的构造环境, 而非花岗岩形成时的构造环境。花岗岩与源岩组成的关系可以举太古宙与显生宙花岗岩的巨大差异来表述。太古宙花岗岩质岩浆成分相对变化不大, 以 TTG 为主, 有少量的钾质花岗岩, 这可能与太古宙地壳成分相对单一有关。太古宙时地壳初生, 主要以地幔部分熔融的玄武岩为主组成, 这种玄武岩地壳的部分熔融形成的即中酸性的 TTG 岩套。而显生宙花岗岩的成分异常复杂, 则源于显生宙地壳成分的极其复杂, 由其形成的花岗岩自然成分复杂多变。

花岗岩(古老的)原岩形成的环境与花岗岩形成时的环境可能是根本不同的(Roberts and Clemens, 1993), 我们在解释时应当十分小心。例如在岛弧地区, 如果岛弧底部主要由岛弧拉斑玄武岩(IAT)组成, 该 IAT 发生部分熔融, 形成的花岗岩即具有 IAT 的印记, 为岛弧花岗岩(VAG)。如果该 IAT 是刚刚形成即发生了部分熔融, 形成的 VAG 即可代表花岗岩形成时的构造环境。例如, 假定一个 IAT 是在 120Ma 之前形成的, 并立即或不久即发生部分熔融, 则以 IAT_(120Ma) 作为源岩的花岗岩(VAG_(120Ma))必定具有 IAT_(120Ma) 的印记, Pearce *et al.* (1984b) 的构造环境判别图的依据即在此。如果 20Ma 之后有另外的热源供给, 该 IAT_(120Ma) 在大致相同的条件下再次发生部分熔融, 形成的 VAG_(100Ma) 仍然具有 IAT 的特征, 但

它反映的是 20Ma 之前的 IAT_(120Ma) 的形成环境。这里可以区分两种情况: 情况一, 如果 20Ma 后该区仍然保持岛弧环境, 则 VAG_(100Ma) 反映的岛弧环境还可以应用, 但是, 其含义与 VAG_(120Ma) 已经不同了; 情况二, 如果 20Ma 之后由于构造的作用使原先的 IAT_(120Ma) 的环境发生了变化(例如, 被转移到大陆内部的造山带, 板内环境), 但是, 花岗岩仍然具有 VAG_(120Ma) 的特点, 并不反映现在(100Ma)的构造环境。因此, 这样的判别就明显失误了。

(2) 在海洋板块范围内或其边缘的(硅铝壳很薄的)海岸地区, 可以判断花岗岩形成的构造环境。因为, Pearce *et al.* (1984b) 的花岗岩判别图所依据的是来自不同环境的玄武岩。在海洋板块内及边部, 地壳主要由各种成分的玄武岩组成(即通常所说的洋壳)。而且, 由地幔带来的热不仅使地幔发生部分熔融形成玄武岩, 而且, 其热的持续作用还可以使刚刚形成的和早先形成的玄武岩再次熔融, 其时间间隔可能不长, 因此, 花岗岩大体能够反映其形成时的构造环境, 条件如上所述, 源岩玄武岩的构造环境不发生大的变化。按照这种逻辑推理, 在造山带中大概也可以利用花岗岩来恢复古海洋板块的构造环境。如果得出的花岗岩的形成时代处于洋盆发育时期的范围内的话。

(3) 花岗岩构造环境判别方法大概不适用于大陆地区, 尤其是具有厚的前寒武纪基底的陆块区。因为, 玄武岩能够判别的三类环境(洋脊、岛弧和洋岛)在大陆块内(非造山带)均不存在。以八达岭花岗杂岩为例(王焰和张旗, 2001), 在薛家石梁闪长岩中有上庄辉长岩出露, 辉长岩强烈富 Fe 和 Ti, 有钒钛磁铁矿小型矿床产出, Ta/Th = 0.7 ~ 1.8 (平均 1.3), 指示早白垩世(上庄辉长岩的 SHRIMP 年龄为 128.8Ma, 据苏尚国等, 2006)时华北处于板内环境。而薛家石梁闪长岩、碓臼峪和铁炉子花岗岩的 Th/Ta 比值在 4.8 ~ 12.8 之间(平均 8.3)。Th/Ta 比值如此大的差异, 表明八达岭花岗岩和闪长岩显然不可能与辉长岩有成因上的联系。在 Ta-Yb 和 Rb-(Yb + Ta) 图中八达岭花岗岩和闪长岩落入 VAG 区(王焰和张旗, 2001), 在 Ta-Th-Hf 三角图中落入岛弧区(苏尚国等, 2006), 显示岛弧和活动陆缘环境的特点, 与辉长岩判别的环境明显不同(王焰和张旗, 2001; 苏尚国等, 2006)。为什么会出现上述矛盾? 我们认为可能有两个原因: (1) 八达岭具有埃达克岩地球化学特征的花岗岩的源岩为太古代的古老陆壳, 陆壳本来就富 Th 贫 Ta, 由这样的源岩部分熔融形成的花岗岩必然带有源岩的印记(Th > Ta); (2) 八达岭埃达克岩的源区深度可能 > 50km, 残留相可能由石榴石 + 辉石 + 金红石组成, 由于石榴石富集 Y 和 Yb, 金红石富集 Nb 和 Ta, 致使部分熔融形成的花岗岩贫 Y、Yb、Nb 和 Ta, 使样品点向左漂移进入 VAG 区, 从而导致错误的判断。

因此, 我们应当有条件地看待花岗岩构造环境判别方法: 在洋壳范围内及其边部(地壳厚度小的)海岸地区, 花岗岩构造环境判别方法可能是适用的; 但是, 在大陆地区, 尤其是具古老陆块的地区, 花岗岩判别方法可能是不适用的。

我们在以往的研究中常常碰到的一个使人困惑的问题是:为什么在有些情况下花岗岩判别图似乎是有用的,而在另外一些情况下又与实际情况相矛盾?其症结可能即在于此。因为,归根结底,花岗岩的地球化学主要受源岩的制约,而不是受构造环境的制约。我们如果掌握了这一条,在判别前仔细区分花岗岩是处于洋壳还是陆壳环境,就知道哪些情况下判别图可用,哪些情况下判别图要慎用,大概就不会犯大的错误了。

总归一句话,花岗岩的构造环境直接反映的是其原岩形成时的构造环境,而非花岗岩形成时的构造环境。如果原岩形成后立即发生部分熔融形成花岗岩,这时,花岗岩的构造环境则可指示其形成的构造环境,如果部分熔融发生时,原岩所处的构造环境已经改变了,而花岗岩反映的仍然是改变以前的环境。因此,花岗岩判别构造环境是有前提和有风险的,我们必须十分谨慎小心。

4 碰撞和碰撞后花岗岩问题

4.1 “构造环境”术语的尴尬

花岗岩构造环境研究中一个独特的特征是判断前构造、同构造和后构造(pre-syn- post- or late-tectonic)或前造山、同造山和后造山(pre-syn- post- or late-orogenic)或前碰撞、同碰撞和碰撞后和后碰撞(pre-syn- post- or late-collisional)花岗岩(最近,前缀“late-”已经很少使用了,通常用“post-”代替)。上述三个术语(构造、造山、碰撞)究竟有什么区别?我们不甚清楚。对此,肖庆辉等(2002,第30~39页)和邓晋福等(2004,第93~94页)有详细的讨论,有兴趣的读者可以去参阅。

需要指出的是,不论玄武岩构造环境判别还是花岗岩构造环境判别,其中的“构造环境”指的是大的地球动力学背景,如洋脊环境、岛弧环境和洋岛环境、裂谷环境等等,而非具体的构造(变形)事件的力学环境,如碰撞阶段的挤压(逆冲、叠覆)构造作用和碰撞后阶段的伸展(拉张、走滑)构造作用。玄武岩能够判别的就是上述几种大的地球动力学背景,而非挤压和伸展构造。花岗岩不同,有许许多多的文章在探讨与碰撞和碰撞后构造有关的花岗岩问题。这就脱离了玄武岩构造环境判别的概念和范畴,将大的地球动力学背景与具体的构造(变形)事件混为一谈了。Pearce *et al.* (1984b)的论文开启了这一概念混淆的先例,他们不仅讨论了ORG、VAG和WPG之间的区别,还企图判别同碰撞和后碰撞花岗岩(syn-COLG和post-COLG)与上述构造环境的区别。他们的判别图出现的矛盾也正在于此,这是Pearce一个明显的败笔。包括其他许多作者厘定的判别图在内,他们试图既区分洋脊、岛弧、板内(以上属于构造环境),又区分同碰撞和后碰撞(属于构造、变形的力学事件),显然是不可能的。

但是,这是否说明我们不需要研究花岗岩形成的具体构造背景呢?答案当然不是。相反,对于大陆花岗岩来说,我

们关心的恰恰是这种具体的构造力学背景,而且,只有在大陆内,我们才有条件研究花岗岩形成的具体的构造背景。野外调查表明,碰撞和碰撞后花岗岩是大量存在的,它们形成的构造背景不同于上述构造环境,当然是人们所关心的。在洋壳内部也会发生碰撞和碰撞后构造事件,但是,限于条件,人们对于发生在海洋深处(洋壳内)的构造事件及其对花岗岩形成的作用的了解是极其困难的,而且,我们还不知道发生在洋壳内部的构造事件是否会导致花岗岩的形成。而在大陆上就没有这样的限制。大陆上的花岗岩不可能与大洋板块的构造背景有关,即使在造山带内,只要是在板块碰撞之后形成的花岗岩,就不能使用Pearce *et al.* (1984b)的判别图来讨论其形成的环境了。

考虑到人们在术语应用上的习惯,我们仍然可以将洋脊、岛弧、洋岛、裂谷、弧后盆地、弧前盆地等等称为“构造环境”。而为了避免概念上的误解,建议最好不要把“碰撞前”、“同碰撞”和“碰撞后”等术语也当作构造环境来理解,是否将其改称为“构造事件”?还需要大家的讨论。因为,无论是造山、构造或碰撞,都是指的构造事件,或者与挤压事件(背景)有关,或者与伸展事件(背景)有关。

此外,“碰撞”指的是两个分离的物体拼合在一起的过程,现在的文献把物体内部相互挤压的过程也称为“碰撞”,这就不妥了。例如:三叠纪时华北与西伯利亚板块发生碰撞,意指二者原先是分离的,在三叠纪时拼合在一起,组成了联合的大陆。由于三叠纪两个陆壳碰撞力的传递,使早在志留纪时已经焊接在一起的秦岭-大别地区再次发生挤压,有的挤压还发生在华北陆块内部,人们将上述挤压也谓之“碰撞”,尽管从构造的力学机制上二者有类比性,实际上二者不是一回事,但是,大家已经习以为常了,而这样用在概念上是欠妥的。因为,此碰撞(三叠纪时西伯利亚与华北的碰撞)非彼“碰撞”(志留纪时碰撞的华北与扬子在三叠纪时再次受到挤压)。

4.2 碰撞和碰撞后花岗岩的区别

上述研究表明,区别碰撞(同碰撞,syn-collision)和碰撞后(post-collision)花岗岩是一件非常有意义的事情,是花岗岩能够研究而玄武岩不能够研究的问题,是花岗岩研究的全新领域。许多人对此做了广泛的研究(Brown *et al.*, 1984; Bechelor *et al.*, 1985; Harris *et al.*, 1986; Manian and Piccoli, 1989; Liegeois, 1998; Sylvester, 1998; Bitencourt and Nardi, 2000; Wildner *et al.*, 2002; 李晓勇等, 2002; Solomovich, 2007; 韩宝福, 2007),推出了许多判别图解,如Brown *et al.*, (1984)的Rb-Ta-Hf图,Manian and Piccoli (1989)的主元素判别图,Bechelor *et al.* (1985)的R1-R2判别图等。

如何区分碰撞前、碰撞(同碰撞)和碰撞后花岗岩?有人以板块碰撞举例,认为碰撞前、碰撞中和碰撞后的环境不同:碰撞前为岛弧环境,同碰撞为挤压环境,碰撞后为伸展环境,

因此,这三个阶段的花岗岩具有不同的特征。例如,碰撞前处于海洋板块范畴,形成岛弧花岗岩,板块碰撞导致地壳加厚,形成淡色花岗岩,碰撞后地壳减薄,形成的是A型花岗岩。Liegeois *et al.* (1998)对碰撞和碰撞后花岗岩作过仔细的研究,他们指出,碰撞后(post-collisional)阶段乃是指洋盆消失和主碰撞发生之后到造山作用结束这一时段的造山过程。碰撞后阶段仍然是造山过程,而不是非造山过程。因此,碰撞是指两个或多个大陆块体最初的主碰撞,以大型断层和高压变质作用为特征。而碰撞后则开始于一个陆内环境,主海洋已经关闭,但大陆块体之间仍然存在复杂的运动,包括块体之间的逆冲、旋转、逃逸或沿剪切带的大规模走滑、岩石圈拆沉、小型海洋板块的拉张以及裂谷作用等等。也有人(如Harris *et al.*, 1986)把从洋盆消失、大陆碰撞开始到造山作用结束之后的整个汇聚过程称为碰撞(collision)过程,而把post-collision当成造山结束之后的过程。因此,关于post-collision目前认识并不统一,但是,多数人同意Liegeois *et al.* (1998)的意见。而鉴于Liegeois等(1998)的判别标志在实际使用中容易引发争论,本文倾向于Harris(1986)的意见。

研究表明,单纯从花岗岩的地球化学成分来区分同碰撞和碰撞后花岗岩是非常困难的。如果碰撞发生在板块边缘,卷入洋壳成分,则可能有岛弧花岗岩出现;如果碰撞发生在古老陆壳内部,则不可能有类似ORG、VAG和WFG的花岗岩出现。同碰撞和后碰撞只是构造演变的不同阶段,在同一个地区,在构造演变的不同阶段,可能由于热的作用产生一些花岗岩,但是,花岗岩具有什么成分主要取决于被熔融的源岩,而不取决于碰撞前或碰撞后,也与挤压或伸展构造无关。有些判别图仅根据少数地区的资料得出的结论,对于局部区域来说可能是合适的,但是,不能推广到全球,不能被视为普遍的真理。

我们认为,碰撞代表挤压环境,挤压导致地壳加厚;碰撞后为伸展环境,伸展导致地壳减薄。碰撞和碰撞后阶段有什么样的花岗岩,只要考察花岗岩形成的时代及其深度即可明了:如果花岗岩的形成与挤压构造事件相伴,花岗岩形成的深度大,即为同碰撞的;如果花岗岩与随后的伸展构造事件相关,形成的深度小,即是碰撞后的。在碰撞的挤压阶段,也可以出现铲型正断层、裂谷和剪切构造,但是,上述张性构造如果是在挤压构造的大背景下出现的,该区仍然处于挤压阶段而非伸展阶段,地壳仍然可能很厚。而真正的伸展构造是在去除了挤压背景之下的构造松弛阶段,裂谷、正断层、走滑剪切带不具有挤压的构造背景,这时伴随的必定是高原和山脉的垮塌和地壳的减薄。

一般认为,埃达克岩与地壳加厚有关(张旗等,2001b;刘红涛等,2002),A型花岗岩与岩石圈伸展作用有关(Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Sylvester, 1989),因此,可以用埃达克岩和A型花岗岩的出现与否来判断究竟是处于同碰撞还是碰撞后阶段。许多人认为埃达克岩可以形成在碰撞后阶段,我们认为这种可能性是很小的。我们的研究表

明,低Sr低Yb类型的花岗岩(如喜马拉雅淡色花岗岩)通常也出现在碰撞阶段(张旗等,2006)。

许多人认为,碰撞阶段主要表现为地壳的构造加厚和形成高压变质作用,很难产生花岗岩,即使有花岗岩,也很难在强烈挤压的背景上侵位上来;而在碰撞后的构造松弛阶段,由于地壳减薄,伴有软流圈地幔上涌,热流升高,有利于形成大量的从基性到中酸性的岩浆活动。这种认识在一般情况下是合理的,但是,并非到处如此。如果在碰撞阶段有来自地幔的足够的热的供给,同样能够形成花岗岩,而且能够形成大规模的岩浆活动。

5 构造与岩浆的关系

“构造”和“构造环境”不是一回事,构造描述的是物体的变形样式,例如脆性变形构造和塑性变形构造,前者如正断层、逆断层、剪切断层,后者如褶皱、流变、蠕变等等,脆性变形温度低,通常发生在地壳浅部;塑性变形需要一定的温度和时间,通常发生在地壳较深部位。而花岗岩的形成主要与温度有关,与构造没有直接的关系,挤压和伸展对花岗岩均不具有实质上的意义。许多人看见埃达克岩分布在裂谷中,就认为埃达克岩与裂谷的伸展构造有关,有人因淡色花岗岩分布于藏南拆离系中,就以为淡色花岗岩源于浅部拆离构造。这种认识是不对的。裂谷和藏南拆离系均属于脆性断裂,仅限于地壳浅部。如冈底斯裂谷的深度不超过10km,藏南拆离系越向下倾角越缓,也超不过20~30km,而埃达克岩形成的深度至少>50km(Xiong *et al.*等,2005),现今的冈底斯地壳厚度为70~80km,埃达克岩形成需要很高的热,需要有来自地幔的热的供给,必定形成在地壳底部。因此,冈底斯20~10Ma的埃达克岩虽然与同时期发育的裂谷在空间和时间上密切相关,这只是表面现象,实际上埃达克岩与裂谷没有任何成因上的联系和因果关系。埃达克岩之所以产出在裂谷中,推测可能是埃达克质岩浆上升到地壳浅部时将张性的裂谷作为侵位的通道了。对于喜马拉雅淡色花岗岩,早先大多认为是浅源的,源于高喜马拉雅变质岩系。最近的研究表明,淡色花岗岩也可能是来源较深的,推测可能>40km(Sylvester, 1989, 1998; Currie *et al.*, 1998; Neogi *et al.* 1998; Kotkovii and Harley, 1999; 杨晓松等,2001a, b; 廖群安等,2003; 刘树文等,2005; 张旗等,2006),源于下地壳底部而非藏南拆离系本身。

如果从构造变形角度考虑,碰撞是一种挤压事件,其直接的结果是导致地壳加厚。地壳加厚到一定程度,由于地壳自身叠加引发的热和构造挤压产生的热,可能使变质的泥质岩在较低的温度下发生熔融形成强过铝质的淡色花岗岩。因此,有人以为岩浆与构造有关,是构造产生了岩浆。实际上,上述过程可以描述为“构造—热—岩浆”关系。上述关系表明岩浆直接与热有关而非直接由构造形成。因为,如果地壳加厚了,而正常的地热增温率仍然达不到使变质的泥质岩

熔融的温度的话,仍然不能产生浅色花岗岩。因此,无论构造是什么样式的,如果没有足够的热,则不可能形成岩浆。

为什么在碰撞后的伸展阶段能够产生大量的岩浆?问题也不在伸展构造本身,而在于热的作用。伸展导致地壳减薄,地幔抬升,软流圈上涌,地幔发生减压熔融作用,形成玄武岩,玄武岩底侵,使下地壳熔融形成花岗岩。因此,关键仍然是“热”,而不是什么“伸展”。同碰撞阶段处于挤压环境,花岗岩即使能够形成也不一定能够侵位上来;而碰撞后表现为构造松弛的特点,花岗岩容易侵位。因此,自然界碰撞后花岗岩出露较多,研究实例多,研究程度也高。

岩浆和构造并非一对孪生兄弟,不是所有的构造作用都必定对应于某种岩浆活动。岩浆的形成需要热,岩浆的性质取决于原岩及其他因素,均与构造无关。岩浆大多形成在深部,而我们所说的构造大多发育浅部,因此,岩浆通常与地壳浅部发生的构造事件无关。实际上,构造与岩浆的关系很复杂,地幔活动显然对浅部构造有影响。例如在大洋扩张脊,那里是地球热流值最高的地方,是新生洋壳生长的地方,地幔对流导致扩张脊向两侧拉张,如果新洋壳形成的速度超过板块扩张的速度,则形成大洋中隆(如东太平洋中隆);如果洋壳形成的速度低于扩张的速度,则形成裂谷(如大西洋中脊)。上述两种洋脊均发育正断层。在大洋中脊之下形成的大洋中脊玄武岩(MORB),是地幔对流的产物。而两个板块的对接带是地幔对流的汇聚处,应力集中,处于挤压状态,发育逆断层。拆沉引发软流圈地幔上涌,使地壳减薄,也会造成地表一系列伸展构造。因此,我们在这里着重讨论的是岩浆和构造环境的关系,指的是不是具体的构造,而是大的地球动力学背景,即岩石-构造组合(或岩石-大地构造组合, petrotectonic associations)。

岩石-构造组合的概念是从板块构造引申出来的,指的是不同的板块构造环境的不同的岩石组合。许多人对岩石-构造组合进行了研究,提出了不同的划分方案,如 Dickinson (1971)、Carmichael *et al.* (1974)、Condie (1982)、Hyndmann (1985)、Best and Christiansen (2001) 和邓晋福等(2004)等。Condie (1982)划分了5类组合:大洋组合、俯冲带组合、克拉通裂谷组合、克拉通组合和与碰撞有关的组合(引自邓晋福等,2004)。其中主要研究的是火成岩,而火成岩中主要研究的是玄武岩,也包括花岗岩。本文认为,上述岩石-构造组合可以区分为三种情况:1,与构造环境有关的,如:大洋组合、俯冲带组合和裂谷组合,不同的组合代表不同的构造环境;2,与构造事件有关的,如与碰撞有关的组合;3,与构造环境和构造事件均无关的,如克拉通组合。人们早先着力研究的是第一类组合,后来特别是对于花岗岩来说,人们非常重视第二类组合,对于第三类组合则争论很大,许多人把它放入第一或第二类去研究,实际上它算不上什么“组合”,因为,这里的岩浆与构造基本上是无关系的,不存在时空联系。然而,这类花岗岩却是大量的,这从花岗岩的全球分布可以一窥其端倪。

6 花岗岩的全球分布

研究表明,花岗岩构造环境的研究应当予以区别对待,从全球花岗岩分布的角度,大体上可以分为三种情况:

(1)产于海洋及其边缘(海岸)的花岗岩。花岗岩的源岩主要为洋壳类型的玄武岩(MORB、IAT、OIB等),少量的与裂谷有关的花岗岩(CRB)可能也属于这一类。花岗岩具有明显的地幔印记 $\epsilon_{Nd}(t)$ 同位素比值高, Sr 同位素比值低,可以用现有的判别图(例如 Pearce *et al.*, 1984b)判别其形成的构造环境。大陆造山带内的花岗岩也可归入该类,例如古亚洲洋三叠纪以前(不包括三叠纪)的花岗岩,秦祁昆造山带志留纪以前(不包括志留纪)的花岗岩等。

(2)产于板块边缘和陆内的与碰撞事件有关的花岗岩。碰撞事件包括洋盆闭合后的陆陆碰撞,陆内挤压以及碰撞后的伸展过程。花岗岩的源岩比较复杂,通常以陆壳为主,也可以有少量来自洋壳(主要可能是岛弧)的花岗岩。

(3)产于陆块内部的花岗岩。包括陆块拼合后(与碰撞无关的)所有的花岗岩。花岗岩的形成主要与地幔来源的热有关,花岗岩的性质主要决定于源岩,与地表浅层构造作用和事件无关。这种花岗岩分为两类,二者性质完全不同:(1)源于古老陆壳(如华北和华南的侏罗-白垩纪)的花岗岩,带有强烈的陆壳印记 $\epsilon_{Nd}(t)$ 同位素比值低, Sr 同位素比值高, Nd 模式年龄大;(2)源于新生陆壳(如古亚洲洋造山带三叠纪)的花岗岩,具有洋壳的特征 $\epsilon_{Nd}(t)$ 同位素比值高,大多为正值, Sr 同位素比值低, Nd 模式年龄小。

上述三种情况中,第1类花岗岩有可能和有必要研究它们的构造环境;第2类需要研究的是其与碰撞作用(及事件)的关系,而非传统意义上的构造环境;第3类则与上述构造环境和构造事件无关,无所谓构造环境问题,也无所谓同碰撞和碰撞后问题。

从全球花岗岩分布来看,第1类花岗岩分布于海洋板块范围(主要在环太平洋地区)和各个时期的造山带中(如欧洲加里东造山带、北美阿巴拉契亚造山带、科迪勒拉造山带、欧亚特提斯造山带、乌拉尔造山带、古亚洲洋造山带、环太平洋造山带等)内。其分布面积很大,但是,花岗岩出露的面积却很小,估计不会超过全球花岗岩分布面积的10%。其中 ORG 最少, WPG 不多,最多的是 VAG。第2类花岗岩主要分布于各个造山带以及发生过陆内碰撞的地区(非造山带),由于没有做过统计,很难估计其分布的面积。第3类花岗岩应当占绝大多数,包括从太古宙直至新生代的产于陆壳上的多数花岗岩。

对中国来说,第1类花岗岩所占的比例很小(10%~20%),自显生宙以来(暂不考虑元古宙和太古宙的事件),包括古亚洲洋造山带(三叠纪以前)、秦祁昆造山带(泥盆纪以前)、特提斯造山带(三叠纪以前,局部可能推迟至晚三叠世以前)、新特提斯造山带(40Ma(?)以前)以及环太平

洋造山带(中生代,如东北的北端和东部及台湾)的花岗岩。第2类花岗岩大体沿各个陆块边缘分布(部分与上述造山带重叠),与洋盆闭合的陆陆碰撞事件有关。如华北北缘三叠纪和早侏罗世花岗岩,秦岭-大别的三叠纪花岗岩、松潘-甘孜-滇西的三叠纪花岗岩等。该类花岗岩的总量不会超过20%。于是,分布面积超过60%~70%的花岗岩属于第3类,包括中国(除东北东部和北端、台湾东部、云南西部和西藏特提斯构造域之外)的绝大多数中侏罗—白垩纪花岗岩。因此,中国的大部分花岗岩(第2和第3类)没有研究其形成的构造环境的必要。从全球角度来说,与中国的情况可能类似。但是,对于具体的地区则另当别论。如日本,可能第1、2类占优势,很少第3类花岗岩;美国的第1类花岗岩可能比中国多。就国内来说,新疆地区第1和第2类花岗岩可能是主要的,第3类不占重要比例。黑龙江和吉林可能也如此。而对于中国东部大多数省份(晋、冀、鲁、豫、湘、鄂、赣、苏、浙、闽、粤、桂)来说,占绝对优势的是第3类,第2类很少,第1类几无。

上述认识表明,地球上大约只有10%左右的花岗岩可以探讨其形成的构造环境,不到20%的花岗岩需要研究它们与构造事件的关系(同碰撞或后碰撞),而大多数产于陆壳上的花岗岩,既无从考虑其形成的构造环境,也无需研究其与构造事件的关系。因此,花岗岩构造环境判别不具有普遍的意义,也就是说,它只适合于分布面积约占全球10%的产于海洋及其边缘海岸的花岗岩(尽管海洋板块的面积很大,约占全球的70%,但是,绝大多数为玄武岩,花岗岩很少),而不适合分布面积达90%左右的产于陆壳上的花岗岩(包括板块碰撞后形成的花岗岩)。

对于中国东部中生代花岗岩的形成环境存在两种相反的认识:一种认为与古太平洋板块的消减作用有关,另一种认为中国东部岩浆作用是陆内拉张作用的产物,与太平洋板块的俯冲无关(张旗等,2001及其所附的参考文献)。中国东部中生代花岗岩按照流行的花岗岩构造环境判别图大多投在VAG区,能够说明中国东部花岗岩与古太平洋板块的俯冲有关吗?笔者认为,中国东部中生代花岗岩源于古老陆壳,现有的构造环境判别方法是不适用的,因此,仅据花岗岩构造环境判别方法得出的结论是不可信的。中国东部岩浆活动与西太平洋板块究竟有什么关系,应当另辟蹊径去研究,而不能依靠现有的花岗岩判别图。

玄武岩判别方法无疑已经取得辉煌的成果,为什么花岗岩判别图不能取得玄武岩那样的辉煌?因为花岗岩比玄武岩复杂得多,玄武岩主要着重于三种环境的判别,即:洋脊、岛弧和板内环境,花岗岩除了上述玄武岩需要判别的构造背景(环境)外,还要判别同碰撞(挤压)环境和后碰撞(伸展)环境。而这些环境玄武岩并没有给我们以示范。更要命的是,大陆上花岗岩的数量远远超过洋壳内的花岗岩。因此,从这个角度来说,花岗岩所要判别的环境远远超过了玄武岩。现有的花岗岩判别图,几乎无一例外地包括了洋壳和陆壳上的花岗岩,对于洋壳上的花岗岩来说,由于源岩成分相

对简单,有玄武岩判别的经验可以借鉴,成功的几率比较高。但是,对于陆壳上的花岗岩来说,则问题较多,很多情况下判别的结果不理想。因此,我们的结论是,由板块构造导致的环境判别方法对于大陆花岗岩来说是不适用的,但是,许多人并不这样看,这可能就是花岗岩构造环境判别争论的原因之所在吧。

7 花岗岩如何研究构造环境?

上述研究表明,大致来说,来自洋壳(及其周边)的花岗岩需要进一步判断其形成时的构造环境,而来自陆壳(尤其古老陆壳)的花岗岩无此必要。那么,面对一个性质不明、环境未知的花岗岩,我们如何着手研究呢?

首先,应查明花岗岩产出的特征。包括花岗岩产出的大地构造背景、岩体特征、规模、时代以及与围岩的关系。如果花岗岩处于造山带范围内;如果花岗岩是极端贫K的;如果花岗岩形成于洋盆演化期间,其侵位时代早于洋盆闭合的时间;如果花岗岩与基性岩和超基性岩密切相伴;如果基性-超基性岩的规模很大,甚至超过了花岗岩;如果伴生的大致同时代的沉积岩具有深水环境的特征;如果花岗岩和基性-超基性岩严格限于构造混杂带内;如果有上述各种情况之一出现,那么,花岗岩很可能是洋壳来源的。反之,如果花岗岩是富钾的、花岗岩规模巨大、围岩为古老变质基底,则很可能是陆壳来源的。当然,也存在二者之间过渡的情况,例如安第斯和冈底斯那样具有活动陆缘性质的花岗岩,则需要仔细斟酌,慎重判断。

其次,查明花岗岩的地球化学性质。洋壳花岗岩的主要特征是贫K、Nd同位素比值高和Sr同位素比值低。可采用花岗岩的 SiO_2 - K_2O 图予以判断,如果花岗岩大多为低K拉斑质和钙碱性的,则可能源于洋壳;如果花岗岩主要为高钾钙碱性的,则应当来自陆壳。这时,Pearce *et al.* (1984b)的微量元素蛛网图可能有用(见本文图2):如果曲线的图形类似图2的A、B、C、D图中的任意一种,表明其源于洋壳,并可顺便探讨其形成的具体构造环境;如果微量元素分布类似于图2的E和F,则表明其来源于陆壳(包括活动陆缘环境)。

今后花岗岩怎样研究?研究什么?是一个需要重新认识的问题,我们将在第6篇文章中予以详述。

8 小结

(1)一个重要的概念是,花岗岩的地球化学性质主要反映的是花岗岩源区的性质和构造环境,而非花岗岩形成时的构造环境。

(2)构造(structure)和构造环境(tectonic setting)不是一回事,花岗岩与构造没有直接的关系,浅部构造与花岗岩的成因无关,花岗岩主要受(来自地幔的)热的控制。

(3)按照全球花岗岩的分布,可以将花岗岩分为产于大洋及其边缘(海岸)的、产于板块边缘和陆内与碰撞有关的和产于陆块内部的三类花岗岩。

(4)产于大洋及其边缘(海岸)的花岗岩,花岗岩源于洋壳类型的玄武岩(MORB、IAT、OIB等),花岗岩具有明显的幔印 $\epsilon_{Nd}(t)$ 同位素比值高,Sr同位素比值低,大体可以用现有的判别图判别其形成的构造环境。

(5)与碰撞作用有关的花岗岩大多分布在陆块边缘。同碰撞和后碰撞指的是构造(变形)事件,与板块构造环境(洋脊、岛弧、洋岛、裂谷等)在概念上是不同的。区分同碰撞和碰撞后花岗岩不能单靠花岗岩的地球化学标志,也不能单靠花岗岩构造判别图,而应当从岩石组合和岩石性质两方面入手:碰撞有利于形成埃达克岩,有时还有低Sr低Yb的淡色花岗岩;碰撞后岩浆活动的类型很多,规模也大,典型的是具有非常低Sr高Yb特征的A型花岗岩。

(6)产于陆块内部的花岗岩,包括陆块拼合后(与碰撞无关的)所有的花岗岩。花岗岩的形成主要与地幔来源的热有关,花岗岩的性质主要决定于源岩,与地表浅层构造作用和事件无关。因此,构造环境判别方法大概不适用于大陆,尤其不适用于具古老陆壳基底的大陆地区。

(7)研究表明,地球上大约只有10%的花岗岩可以探讨其形成的构造环境,20%的花岗岩需要研究它们与构造事件的关系(同碰撞或后碰撞),而大约70%的产于陆壳上的花岗岩,既无从考虑其形成的构造环境,也无需研究其与构造事件的关系。因此,花岗岩构造环境判别不具有普遍的意义。

(8)花岗岩构造环境判别的思想是从玄武岩引进的,这无可非议,在一定程度上也是有益的。但本身也的确存在问题,因为它忽略了花岗岩的复杂性。玄武岩是地幔部分熔融形成的,地幔是相对均一的,即使这样,玄武岩的多样性也是人所共知的。花岗岩是壳源的,就源区的复杂性和花岗岩形成过程的复杂性来说,迄今人们的认识仍然是非常肤浅的。因此,花岗岩构造环境判别既存在理论上的不足和概念上的混淆,也存在操作上的困难,下一步应当怎样考虑,还是一个未知数,需要我们重新去思考。

板块构造学说开辟了一个全新的领域,推进地球科学迈上一个新台阶,是地球历史上具有划时代意义的里程碑。板块学说是从海洋起源的,海洋毕竟比大陆简单得多。大陆的历史持续了40多亿年,而一个板块旋回的历史最多约2亿年。占地球面积2/3的海洋是由相对简单的三类玄武岩(N-MORB、IAT和OIB)及其派生的若干类玄武岩及少量的中酸性岩组成的(包括E-MORB、CAB、BABB(弧后盆地玄武岩)、OPB(洋底高原玄武岩);少量的中酸性岩包括流纹岩、安山岩、玻安岩、埃达克岩、赞岐岩、闪长岩和斜长花岗岩等等)。但是,板块构造并未解决大陆构造的问题,许多人说板块构造从海洋向大陆进军,并不是简单地把在海洋中得出的结论应用到大陆上,因为,从海洋得出的简单的模式不可能解决

复杂的大陆地质问题。现在的问题是的确存在把海洋中的研究成果应用到大陆来的现象,由此引起了许多的问题和困惑,例如,花岗岩构造环境判别就是一个例子。毫无疑问,板块构造学说开启了探讨岩浆形成的构造环境的新思路,玄武岩构造环境判别取得了了不起的成果。现在,没有人怀疑玄武岩环境判别的可能性和可靠性,因为它有一套比较成熟的理论和方法。但是,花岗岩不同于玄武岩,花岗岩构造环境判别中存在的一系列问题恰恰说明,不能借鉴玄武岩的思路和方法来讨论花岗岩的形成环境问题。我们必须另辟蹊径,换一个思路思考,否则我们可能永远跳不出玄武岩的羁绊,花岗岩构造环境问题也很难有一个明显的突破。

致谢 本文在成文过程中与吴福元研究员和罗照华教授进行了广泛的交流,王焰博士仔细评点了本文,提出了许多好的意见,审稿人指出了本文明显的错误,在此一并表示衷心的感谢。

References

- Alberto E and Douce P. 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.*, 100(B8): 15623–15639
- Arculus RJ. 1987. The significance of source versus process in the tectonic control of the magma genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32: 1–12
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605–625
- Batchelor B and Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43–55
- Best MC and Christiansen EH. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science Ltd, 1–458
- Bitencourt MF and Nardi LVS. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Rev. Bras. Geosciencia*, 30: 186–189
- Brown GC, Thorpe RS and Webb PC. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arc and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141: 411–426
- Cann JR. 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10: 7–11
- Chappell BW and Stephens WE. 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 79: 71–86
- Collins WJ, Beams SD, White AJR and Chappell BW. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contr. Miner. Petrol.*, 10: 189–200
- Currie KL, Whalen JB, Davis WJ, Longstaffe FJ and Cousens BL. 1998. Geochemical evolution of peraluminous plutons in southern Nova Scotia, Canada: A pegmatite-poor suite. *Lithos*, 44: 117–140
- Defant MJ and Drummond MS. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere. *Nature*, 347: 662–665
- Deng JF, Liu HX, Zhao HL *et al.* 1996. Yanshanian igneous rocks and orogenic model in Yanshan-Liaoning Area. *Geoscience*, 10: 137–148 (in Chinese with English abstract)
- Encarnación J and Mukasa SB. 1997. Age and geochemistry of an anorogenic crustal melt and implications for I-type granite

- petrogenesis. *Lithos*, 42: 1–13
- Forster HJ, Tischendorf G and Trumbull RB. 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y + Yb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, 40: 261–293
- Guo ZF, Wilson M and Liu JQ. 2006. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 95: 250–224
- Han BF. 2007. Diverse post-collisional granitoids and their tectonic setting discrimination. *Earth Science Frontiers*, 14: 64–72 (in Chinese with English abstract)
- Harris NBW, Marzouki FMH and Ali S. 1986. The Jabel Sayd Complex, Arabian shield: Geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites. *J. Geol. Soc. Lond.*, 143: 287–295
- Hou ZQ, Mo XX, Yang ZM, Wang AJ, Pan GT, Qu XM and Nie FJ. 2006. Metallogenesis in the Tibetan collision orogenic belt: Tectonic setting, metallogenic epoch and deposit type. *Geol. in China*, 33: 348–359 (in Chinese with English abstract)
- Jahangiri A. 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30: 433–447
- Kotkovi J and Harley SL. 1999. Formation and evolution of high-pressure leucogranulites: Experimental constraints and unresolved issues. *Phys. Chem. Earth (A)*, 24: 299–304
- Li XY, Guo F and Wang YJ. 2002. Post-orogenic tectono-magmatism and its implications for evolution of orogenic belts. *Geological Journal of China Universities*, 8: 68–78 (in Chinese with English abstract)
- Li ZN *et al.* 2003. *Meso-Cenozoic Volcanic Rocks and Their Deep Process in Eastern China*. Beijing: Geological Publishing House, 1–357 (in Chinese)
- Liao QA, Li DW, Yi SH and Lu L. 2003. Petrologic and geologic significance of garnet pyroxenite and mafic granulites from high Himalayan region, Tibet. *Earth Science*, 28: 627–633 (in Chinese with English abstract)
- Liegeois NP, Navez J, Hertogen J, Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45: 1–28
- Lin GC and Ma CQ. 2003. Genes is of peraluminous granitoids and their tectonic settings. *Geology and Mineral Resources of South China*, (1): 65–70 (in Chinese with English abstract)
- Lin Q, Ge WC, Wu FY, Sun DY and Cao L. 2004. Geochemistry of Mesozoic granites in Da Hingan Ling range. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 403–412 (in Chinese with English abstract)
- Liu HT, Sun SH, Liu JM and Zhai MG. 2002. The Mesozoic high-Sr granitoids in the northern marginal regional of North China Craton: Geochemistry and source region. *Acta Petrologica Sinica*, 18(3): 257–274 (in Chinese with English abstract)
- Liu SW, Zhang JJ, Shu GM and Li QG. 2005. Mineral chemistry, *P-T* paths and exhumation processes of mafic granulites in Dinggye, Southern Tibet. *Science in China (D)*, 48: 1870–1881 (in Chinese)
- Llambias EJ, Quenardelle S and Montenegro T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: A subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 243–257
- Maniar PD and Piccoli PM. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 635–643
- Neogi S, Dasgupta M and Fukuoka M. 1998. High *P-T* metamorphism, dehydration melting, and generation of migmatites and granites in the higher Himalayan crystalline complex, Sikkim, India. *Journal of Petrology*, 39: 61–99
- Pearce JA and Cann JR. 1973. Tectonics setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290–300
- Pearce JA, Lippard SJ, Roberts S. 1984a. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Marginal Basin Geology. Geological Society of London Special Publication*, 16: 77–94
- Pearce JA, Harris BW and Tindle AG. 1984b. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956–983
- Pitcher WS. 1983. Granite type and tectonic environment. In: Hsu K (ed). *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, 19–40
- Rapp RP. 1995. Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition and source permeability. *J. Geophys. Res.*, 100(B8): 15601–15610
- Roberts MP and Clemens JD. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825–828
- Solomovich LI. 2007. Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan Orogenic Belt, Kyrgyzstan: Evidence for high-temperature and high-pressure collision. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30: 142–153
- Su SG, Deng JF, Zhao GC, Zhao XG, Liu C. 2006. Characteristics, origin and resource property of Xuejiashiliang complex, Beijing area and their relationship with the way of lithospheric thinning. *Earth Science Frontiers*, 13: 148–157 (in Chinese with English abstract)
- Sylvester PJ. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97: 261–280
- Sylvester PJ. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29–44
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. New York: Blackwell Sci. Publ.
- Topuz G, Altherr R, Schwarz WH, Siebel W, Sattir M and Dokuz A. 2005. Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: The Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150: 441–455
- Twist D and Harmer REJ. 1987. Geochemistry of contrasting siliceous magmatic suites in the Bushveld complex: Genetic aspects and the implication for the tectonic discrimination diagrams. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32: 83–98
- Vetter U and Tessensohn F. 1987. S- and I-type granitoids of North Victoria Land, Antarctica, and their inferred geotectonic setting. *International. Journal of Earth Sciences*, 76: 233–243
- Wang Y, Zhang Q. 2001. A granitoid complex from Badaling area, North China: composition, geochemical characteristics and its implication. *Acta Petrologica Sinica*, 17: 533–540 (in Chinese with English abstract)
- Wang Y and Zhang Q. 2001. A granitoid complex from Badaling area, North China: Composition, geochemical characteristics and its implication. *Acta Petrologica Sinica*, 17: 533–540 (in Chinese with English abstract)
- Whalen JB, Currie KL and Chappell BW. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407–419
- Whalen JB, Percival JA, McNicoll VJ and Longstaffe FJ. 2004. Geochemical and isotopic (Nd-O) evidence bearing on the origin of late-to post-orogenic high-K granitoid rocks in the Western Superior Province: Implications for late Archean tectonomagmatic processes. *Precambrian Research*, 132: 303–326
- Wildner W, Lima EF, Nardi LVS and Sommer CA. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaqua Basin succession in southern Brazil: Characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118: 261–283
- Wilson M. 1989. *Igneous. Petrogenesis*. London: Unwin Hyman. 1–465

- Wu FY, Ge WC, Sun DY, Guo CL. 2003. Discussions on the lithospheric thinning in eastern China. *Earth Science Frontiers*, 10: 51–60 (in Chinese with English abstract)
- Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Lo CH, Yui TF, Lin Q, Ge WC and Sun DY. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (II): Isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67: 191–204
- Wu FY, Li XH, Yang JH and Zheng YF. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites. *Acta Petrologica Sinica*, 23: 1217–1238
- Xiao QH, Xing ZY, Zhang Y, Wu GY, Tong JS. 2003. The Major frontiers of the recent studie of granite. *Earth Science Frontiers*, 10: 221–229 (in Chinese with English abstract)
- Xiao QH, Deng JF and Ma DQ *et al.* 2002. The Ways of Inverstigation on Granitoids. Beijing: Geological Publishing House, 1–294
- Xiong XL, Adam J and Green TH. 2006. Trace element characteristics of partial melts produced by melting of metabasalts at high pressures: Constraints on the formation condition of adakitic melts. *Science in China (D)*, 49: 915–925
- Xiong XL, Adam TJ and Green TH. 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218: 339–359
- Yang XS, Jin ZM, Huenges E, Gao S, Wunder B and Schilling FR. 2002. Genesis of granulite in Himalayan lower crust: Evidence from experimental study at high temperature and high pressure. *Chinese Science Bulltin*, 47: 448–454 (in Chinese)
- Yang XS, Jin ZM, Huenges E, Schilling FR and Wunder B. 2001. Experimental study on dehydration melting of natural biotite-plagioclase gneiss from High Himalayas and implications for Himalayan crust anatexis. *Chinese Science Bulltin*, 46: 867–872 (in Chinese)
- 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
- Zhang Q, Pan GQ, Li CD, Jin WJ and Jia XQ. 2007. Does fractional crystallization occur in granitic magma? Some crucial questions on granite study (2). *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1239–1251
- Zhang Q, Wang Y, Li CD, Wang YL, Jin WJ and Jia XQ. 2006. Granite classification on the basis of Yb and Sr contents and its implications. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 2249–2269 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Wang Y, Qian Q, Yang JH, Wang YL, Zhao TP and Guo GJ. 2001a. The characteristics and tectonic-metallogenic significance of the adakites in Yanshan Period from eastern China. *Acta Petrologica Sinica*, 17: 236–244 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Zhao TP, Wang Y and Wang YL. 2001b. A Discussion on the Yanshanian magmatism in eastern China. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20: 273–292
- 李兆鼎等. 2003. 中国东部中、新生代火成岩及其深部过程. 北京: 地质出版社, 1–357
- 廖群安, 李德威, 易顺华, 卢练. 2003. 西藏定结高喜马拉雅石榴辉石岩-镁铁质麻粒岩的岩石特征及其地质意义. *地球科学*, 28: 627–633
- 林广春, 马昌前. 2003. 过铝花岗岩的成因类型与构造环境研究综述. *华南地质与矿产*, (1): 65–70
- 林强, 葛文春, 吴福元, 孙德有, 曹林. 2004. 大兴安岭中生代花岗岩类的地球化学. *岩石学报*, 20: 403–412
- 刘红涛, 孙世华, 刘建明, 翟明国. 2002. 华北克拉通北缘中生代高锆花岗岩类: 地球化学与源区性质. *岩石学报*, 18: 257–274.
- 刘树文, 张进江, 舒桂明, 李秋根. 2005. 藏南定结铁镁质麻粒岩矿物化学、P/T 轨迹和折返过程. *中国科学(D)*: 35: 810–820
- 苏尚国, 邓晋福, 赵国春, 赵兴国, 刘翠. 2006. 北京燕山地区薛家石梁杂岩体特征、成因、源区性质及岩石圈减薄方式. *地学前缘*, 13: 148–157
- 王焰, 张旗. 2001. 八达岭花岗岩杂岩的组成、地球化学特征及其意义. *岩石学报*, 17: 533–540
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 郭春丽. 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. *地学前缘*, 10: 51–60
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. *岩石学报*, 23: 1217–1238
- 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, 1–294
- 肖庆辉, 邢作云, 张昱, 伍光英, 童劲松. 2003. 当代花岗岩研究的几个重要前沿. *地学前缘*, 10: 221–229.
- 杨晓松, 金振民, Huenges E, Schilling F R, Wunder B. 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. *科学通报*, 46: 246–250
- 杨晓松, 金振民, Huenges E, 高山, Wunder B, Schilling FR. 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. *科学通报*, 46: 2025–2030
- 张旗, 潘国强, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2007a. 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. *岩石学报*, 23(5): 1141–1152
- 张旗, 潘国强, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2007b. 花岗岩结晶分离作用问题——关于花岗岩研究的思考之二. *岩石学报*, 23(6): 1239–1251
- 张旗, 王焰, 李承东, 王元龙, 金惟俊, 贾秀勤. 2006c. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义. *岩石学报*, 22: 2249–2269
- 张旗, 王焰, 钱青, 杨进辉, 王元龙, 赵太平, 郭光军. 2001a. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. *岩石学报*, 17: 236–244
- 张旗, 赵太平, 钱青, 王元龙, 杨进辉, 王焰. 2001b. 中国东部燕山期岩浆活动的几个问题. *岩石矿物学杂志*, 20: 273–280

附中文参考文献

- 邓晋福, 刘厚祥, 赵海玲. 1996. 燕辽地区燕山期火成岩与造山模型. *现代地质*, 10: 137–148
- 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 莫宣学, 于炳松, 赖兴运, 谌宏伟. 2004. 岩石成因、构造环境与成矿作用. 北京: 地质出版社, 1–381
- 韩宝福. 2007. 后碰撞花岗岩类的多样性及其构造环境判别的复杂性. *地学前缘*, 14: 64–72
- 李晓勇, 郭峰, 王岳军. 2002. 造山后构造岩浆作用研究评述. 高校