

A 型花岗岩的研究进展及意义

贾小辉^{1,2}, 王强¹, 唐功建^{1,2}

(1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学与地球化学重点实验室, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: A 型花岗岩主要形成于伸展的构造背景中, 是构造环境识别的重要岩石学标志之一。由于形成于特殊的构造背景和重要的地球动力学意义, A 型花岗岩的研究一直得到广泛的关注, 但是仍旧有许多问题 (如命名、分类和成因等) 在争论之中。本文从下面几个方面对 A 型花岗岩的研究现状进行了较系统的总结: (1) A 型花岗岩的概念及特征; (2) A 型花岗岩与高分异 I、S 型花岗岩的区别; (3) A 型花岗岩的物质来源及成因模式; (4) A 型花岗岩的实验岩石学成果; (5) A 型花岗岩的分类; (6) A 型花岗岩的构造背景及动力学意义。A 型花岗岩在形成过程中斜长石、斜方辉石可能为主要的残留或分离结晶矿物相。除了传统的 A₁ (非造山)、A₂ (后碰撞) 分类外, “还原型”和“氧化型”的分类方案最近也受到广泛关注。

关键词: A 型花岗岩; 实验岩石学; 物质来源; 岩石成因; 构造环境

中图分类号: P588.12 文献标识码: A 文章编号: 1001-1552(2009)03-0465-16

0 引言

自 Loiselle 和 Wones 1979 年提出 A 型花岗岩这一术语后, 国内外学者对 A 型花岗岩进行了大量的研究和讨论 (如: Whalen et al., 1987; Creaser et al., 1991; Eby, 1990, 1992; Wu et al., 2002; Frost et al., 2007; Bonin, 2007; 顾连兴, 1990; 陈培荣和章邦桐, 1994; 许保良等, 1998; 袁忠信, 2001; 刘昌实等, 2003a; 王强等, 2005; 吴锁平等, 2007, 等等)。A 型花岗岩之所以受到广泛关注, 主要是因为其特殊的成因、产出的特殊构造背景及其重要的地球动力学意义。本文详细介绍了 A 型花岗岩的概念和地球化学特征, 并较系统总结了其物质来源、岩石成因与分类、实验岩石学以及构造环境等方面的研究进展。

1 A 型花岗岩的概念及特征

1.1 概念

Loiselle 和 Wones (1979) 最早将 A 型花岗岩定义为碱性 (alkaline)、贫水 (anhydrous) 和非造山 (anorogenic) 的花岗岩, 以 3 个外文词的首字母“A”命名。不涉及其成岩物质来源, 以此区别于壳源的 I 型和 S 型花岗岩 (Chappell and White, 1974)。Bonin (2007) 又将首字母“A”扩展为碱性 (alkaline)、贫水 (anhydrous)、非造山 (anorogenic)、铝质 (aluminous) 及模棱两可的 (Ambiguous), 进一步探讨了 A 型花岗岩定义的合理性。A 型花岗岩长期被看作环状杂岩体的同义词, 但事实上, 并不是所有的环状杂岩体都包含 A 型花岗岩 (Bonin, 2007)。Collins et al. (1982) 首次提出 A 型岩类, 把具有 A 型特征的岩石类型扩展到中基性岩, 但主张将 A 型花岗岩作为 I 型花岗岩的一个亚类。Creaser et al. (1991) 质疑“A 型花岗岩”这个术语存在的必要性, 认为 A 型

收稿日期: 2008-07-09; 改回日期: 2008-09-27

基金项目: 中国科学院知识创新项目 (KZCX2-YW-128) 和广东省、国家自然科学基金项目 (7006313、40673037 和 40572042) 的资助。

第一作者简介: 贾小辉 (1980-), 男, 硕士研究生, 岩石地球化学专业。Email: xiaohuij@gig.ac.cn

花岗岩传达了与其它的字母分类方法不同的内涵,建议将“A 型花岗岩”这个术语摒弃。Eby (1992) 认为 A 型花岗岩虽然与“I”、“S”、“M”分类不符,但至少从地球化学特征上划分出这一类花岗岩类是有必要的。在国内,为了便于野外地质和基础性工作的开展,袁忠信(2001)建议用“碱性花岗岩”一词代替 A 型花岗岩,但“碱性岩”由来已久(程锦等, 2007),并且也是一个颇受争议的术语(Bates and Jackson, 1980; Bonin, 2007)。总之,有关 A 型花岗岩术语的使用仍旧存在分歧,但是由于其重要的地球动力学意义,已成为地学研究的热点之一(Frost et al., 2007; Bonin, 2007; 吴锁平等, 2007)。

1.2 岩石学、矿物学特征

在岩石类型上,目前认为 A 型花岗岩包括了从碱性花岗岩经碱长花岗岩到钾长花岗岩,以及石英正长岩、更长环斑花岗岩和紫苏花岗岩等多种岩石类型(Eby, 1990; Nardi and Bonin, 1991; Duchesne and Wilmart, 1997; 韩宝福和洪大卫, 1994),不仅包括了碱性岩类,还扩大到碱钙性、弱碱-准铝、弱过铝甚至强过铝质岩石,几乎囊括了除 I、S 型花岗岩以外的其它花岗岩(袁忠信, 2001; 王德滋和周新民, 2002; 廖忠礼等, 2006; 李鹏春等, 2007)。

一些流纹岩也显示出 A 型花岗岩的特征。A 型流纹岩常与同期玄武岩形成双峰式火山岩组合,且玄武岩大多为弱碱-碱性(Li et al., 2002, 2005; White et al., 2006; 于津海和王德滋, 1997, 1998; 邱检生和王德滋, 1999, 2000; 葛文春等, 2001; 董月霞等, 2006)。一般认为 A 型流纹岩为 A 型花岗岩喷出相的产物,为下地壳麻粒岩相或古老基底变质岩相部分熔融的产物(Li et al., 2002, 2005; 于津海和王德滋, 1997, 1998),相伴生的玄武岩为幔源岩浆与下地壳物质相互作用的产物(葛文春等, 2001; 邱检生和王德滋, 1999, 2000),二者并非同源岩浆演化而成。

矿物学特征上, A 型花岗岩主要的矿物组合为石英+(富 Fe)镁铁质暗色矿物±碱性长石,斜长石缺失或含量少,碱性花岗岩常于岩浆作用晚期形成霓石、霓辉石、钠闪石、钠铁闪石、羟铁云母和萤石等特征矿物(忻建刚等, 1995; 胡祥昭和黄震, 1997); 富氟的稀土矿物及富锆的锆石常可见到,岩石中可见到高温石英(袁忠信, 2001),富氟矿物多代表岩浆演化晚期的流体相矿物(王汝成等, 2000); 富钽锆石可以作为 A 型花岗岩的标志性矿物之一(谢磊等, 2005)。Bonin (2007) 对 A 型花岗岩中矿物进行

表 1 A 型花岗岩的主要成岩矿物特征表

Table 1 Characteristics of main rock-forming minerals in A-type granite

成岩矿物	矿物类型	矿物特征及矿物组合
长石	似长石-硅不饱和岩	他形晶
	长石-超熔线性类型	中条纹长石及两种离散的碱性长石
	长石-亚熔线性类型	钾长石和斜长石 (An < 15) 离散性晶 (discrete crystal)
	长石-过渡熔线性类型	核部中条纹长石、具钾长石镶边、钾长石和钠长石离散晶
镁铁质矿物	液相线矿物组合	铁橄榄石+铁氧化物
	岩浆晚期钙质角闪石系列 (Giret et al., 1980)	绿钙闪石-铁质浅闪石-铁质普通角闪石
	亚固线钠质-钙质-钠质-铁质角闪石系列	冻蓝闪石-蓝透闪石-钠透闪石-钠铁闪石-钠闪石-铁闪石
	亚固相云母系列 (Martin et al., 1994; Azzouni-Sekkal et al., 2003)	羟铁云母-针叶云母; 铁锂云母-锂白云母; 芒云母; 绿磷石质白云母; 粘土质矿物
副矿物	铁-钛氧化物	钛铁矿-钛铁尖晶石-磁铁矿
	硅酸盐矿物	三斜闪石-锆石-硅酸钽矿-钠锆石-褐帘石-硅钛酸钾钨矿-黄玉±榍石±电气石±石榴子石
	磷酸盐矿物(低含量)	磷灰石-独居石-磷钇矿
	高锡金属矿物	褐钨铋矿-复稀金矿-铈钨矿-烧绿石铋日光榴石
金属矿物	金属矿物	锡石-辉钨矿-黑钨矿-闪锌矿-方铅矿-黄铁矿±磁黄铁矿-黄铜矿-砷铅矿
	其它矿物	萤石-含稀土氟化物±碳酸盐矿物

注:引自 Bonin, 2007.

了系统的归纳,详见表 1。

1.3 地球化学特征

在化学成分上, A 型花岗岩富硅、碱,贫钙、镁、铝, $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$ 和 FeO^T/MgO 值高,富 Rb、Th、Nb、Ta、Zr、Hf、Ga、Y, 贫 Sr、Ba、Cr、Co、Ni、V, 并具有显著的负 Eu 异常, Ga/Al 值高 (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987)。稀土元素 (除 Eu 外) 含量高, 常为轻稀土元素富集型 (陈培荣等, 1998, 2002, 2004), 且其配分模式呈海鸥型展布, 这是由于岩石中主要赋存稀土元素的矿物如角闪石、黑云母、霓石、磷灰石等稀土含量高, 这些矿物的稀土元素配分模式与全岩相似 (Marks et al., 2004; 张绍立等, 1985; 赵振华等, 1999; 杨富贵等, 1999)。许多学者认为 A 型花岗岩中含有异常高的 F 含量 (Collins et

al., 1982; Whalen et al., 1987; 邱检生等, 2000a), 萤石也被看作 A 型花岗岩的特征副矿物。但 King et al. (1997) 在研究澳大利亚 Lachlan 褶皱带花岗岩时指出: A 型花岗岩中 F 含量相对其它长英质花岗岩可能更低, 高的 F 含量不能作为区分 A 型和 I 型花岗岩的标准, 而 F 的含量只是由岩浆分异程度的强弱所决定。对于 A 型花岗岩中的 P_2O_5 含量而言, 较之 S 型花岗岩具有低得多的 P_2O_5 含量, 且随岩浆的分异程度的增高而增高, 同时具有相对高的 Na_2O 含量; 而较之 I 型花岗岩区别不大, 尤其是高分异的岩浆 (King et al., 1997, 2001)。Bonin (2007) 认为 P_2O_5 含量和含 P 矿物组合可以作为 A 型和 S 型花岗岩的判别标志。

同位素特征上, A 型花岗岩同位素值总体表现范围大、没有特殊性, 暗示着其物质来源和形成过程可能很复杂 (King et al., 1997; Bonin, 2007; 吴锁平等, 2007)。

2 A 型花岗岩与高分异 I、S 型花岗岩的区分

高分异 I、S 型花岗岩和 A 型花岗岩在地球化学特征及矿物学特征方面十分相似 (King et al., 1997), 常常难以区分。同时在区分高分异 I、S 型花岗岩和 A 型花岗岩时各种常用的判别图解也失效, 如在 Pearce et al. (1984) 提出的花岗岩类型与构造判别图中, 高分异的 S 型花岗岩通常落于同碰撞花岗岩区域, 而高分异 I 型花岗岩通常落于板内花岗岩区域 (Whalen et al., 1987)。

相对于 A 型花岗岩, 高分异的 S 型花岗岩具有更高的 P_2O_5 (均值为 0.14%) 和更低的 Na_2O (均值为 2.81%) 含量, 且具有随着分异程度的增加, P_2O_5 含量也增加, 表现出与 A 型花岗岩相反的趋势 (King et al., 1997), 再加上高分异的 S 型花岗岩通常落于同碰撞花岗岩区域, 所以, 可以相对容易地对二者进行区分。但是, 高分异的 I 型花岗岩与 A 型花岗岩具有太多共同点, 对二者的区分也就成为了一个难题。

王强等 (2000) 提出区分高分异 I 型花岗岩和 A 型花岗岩的几点标志: (1) A 型花岗岩全铁 (FeO^T) 含量高, 一般大于 1.00%, 而高分异 I 型花岗岩一般小于 1.00%; (2) 高分异的 I 型花岗岩具有高的 Rb 含量, 大于 $270\mu g/g$, 相对低 Ba、Sr、Zr + Nb + Ce + Y、Ga 含量和 Ga/Al 值; (3) 高分异 I 型花岗岩的形

成温度较低 (均值 $764^\circ C$), 而 A 型花岗岩一般较高, 通常大于 $800^\circ C$, 实验岩石学也证明了这一特点。Whalen et al. (1987) 认为可以依据高分异 I 或 S 型花岗岩和 A 型花岗岩各自在相关的岩石组合中所占比例的差异进行区分, 如 Ackley 的 I 型花岗岩岩体中, 高分异的部分出露面积所占比例小于 30%; 而在 Topsail 的 A 型花岗岩岩体中, 以过碱质、碱质为主, 其它类型岩石所占比例小于 20%。同时提出一系列 A 型和其它类型的花岗岩的判别标准和图解。吴福元等 (2007) 认为要区分 A 型和高分异的 I 型花岗岩, 现有的判别标准有必要重新评价: (1) 若 $10000 \times Ga/Al > 2.6$ 为 A 型花岗岩, 则很多高分异的 I、S 型花岗岩可归属于 A 型花岗岩; (2) 若以 $Zr > 250 \times 10^{-6}$ 、 $Zr + Nb + Ce + Y > 350\mu g/g$ 为判别标准, 强分异的 A 型花岗岩则不再属于 A 型。对于低硅 ($SiO_2 < \sim 72\%$) A 型花岗岩而言, 相对于其它类型的花岗岩 (包括高分异花岗岩) 具有显著高的全岩 $FeO^T/(FeO^T + MgO)$ 值、高场强元素、稀土元素及 Ga、Zn 等元素含量, 可以与高分异的 I 型花岗岩进行区分。King et al. (1997) 提出区分 A 型花岗岩和高分异 I 型花岗岩, 必须以同一岩石组合中更基性的端元组分为依据进行判别, 如果缺失更基性的端元组分, 那么区分将会是很难或不可能的。

综上所述, A 型花岗岩和高分异 I、S 型花岗岩的区分要以岩石组合中更基性的端元组分为基础, 结合下面几点, 综合考虑: (1) A 型花岗岩全铁 (FeO^T) 含量高, 一般大于 1.00%, 而高分异 I 型花岗岩一般小于 1.00%; (2) 高分异 I 型花岗岩的形成温度较低, 而 A 型花岗岩一般较高; (3) 在相关的岩石组合中所占比例有所差异; (4) Whalen et al. (1987) 所提出的判别指标, 如 $10000 \times Ga/Al$ vs Zr、Nb、Ce 和 Y 等图解判别。

3 成因模式及物质来源

至今为止, 对于 A 型花岗岩的成因仍然没有统一的认识。其成因模式繁多, 目前, A 型花岗岩的成因模式主要有:

(1) 幔源碱性岩浆分异产生残留的 A 型花岗质熔体 (Loiselle and Wones, 1979; Pearce et al., 1984; Eby, 1990, 1992; 许保良和黄福生, 1990; 韩宝福等, 1997); (2) 幔源拉斑质岩浆极度分异或者底侵的拉斑玄武岩低度部分熔融 (Turner et al., 1992; Frost and Frost, 1997; Frost et al., 1999);

(3)源自地幔岩石重熔分异形成碱性花岗岩(赵振华等,1996);(4)幔源碱性岩浆与地壳物质相互作用生成正长岩岩浆源区,正长岩岩浆进一步分异或与地壳物质混染(Dickin, 1994; Charoy and Raimbault, 1994; Litvinovsky et al., 2000, 2002; 邱检生等, 1996, 2000b; 刘昌实等, 2003b; 朱金初等, 2006);(5)下地壳岩石经部分熔融抽取了I型花岗岩岩浆后,富F的麻粒岩质残留物再次部分熔融(Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987);(6)地壳火成岩(英云闪长岩和花岗闪长岩)直接熔融(Creaser et al., 1991);(7)地幔岩浆底侵加热下地壳岩石熔融(Anderson and Bender, 1989; Creaser et al., 1991; Anderson and Morrison, 1992; Bickford and Anderson, 1993; Frost and Frost, 1997; Wu et al., 2002; Ramo et al., 2003; 赵振华等, 2000);(8)受地幔挥发份稀释作用的下地壳岩石熔融(Harris et al., 1986);(9)幔源、壳源岩浆的混合作用(Yang et al., 2006)。

由于这类岩石存在较大的变数因素,任何一种单一的成因模式都不能解决所有问题,而多种因素、多种过程的综合作用更具可能性(Clemens et al., 1986; Sylvester, 1989; Creaser et al., 1991; Eby, 1992; Hogan et al., 1992; King et al., 1997; Patiño

Douce, 1999; Litvinovsky et al., 2002; Dall'Agnol et al., 2005)。

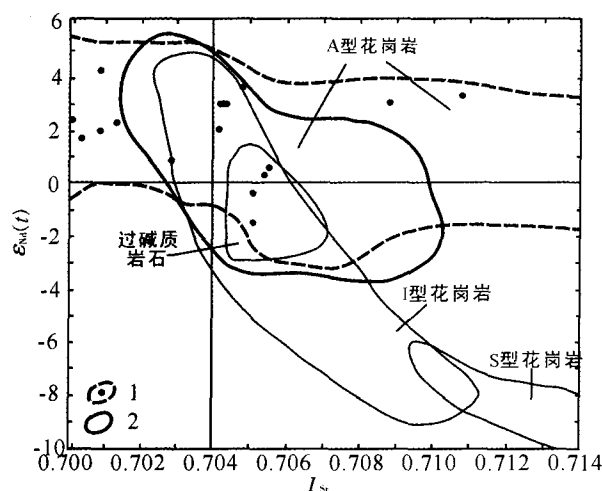
许保良等(1998)通过对A型花岗岩进行分类及其亚类所表现的岩石学特征的差异性,认为A型花岗岩的物质来源具有多样性,亏损地幔、原始地幔、富集地幔、壳-幔和地壳物质都可能是这类岩石的潜在源岩。Bonin(2007)也指出A型花岗岩不可能是单一的地壳来源,其理由是:(1)没有可令人信服实验证据表明其单一的壳源物质来源;(2)没有发现A型的浅色岩体在混合岩岩体中出现。吴锁平等(2007)在前人工作的基础上,绘制了一定量A型花岗岩的 $I_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ 相关图解,识别出了亏损、原始、富集地幔及壳-幔、壳源等多种物源类型,表明了A型花岗岩物源的多样性。然而,对于A型花岗岩而言,使用Rb-Sr同位素判别岩石成因、物质来源问题时必须审慎,因为具有高Rb/Sr值或过低的Sr含量的岩石,使得年龄对 I_{Sr} 值的校正极为敏感,产生误差以至于出现不合理的 I_{Sr} 值(<0.7000 或异常高)(King et al., 1997; Wu et al., 2002; 邱检生等, 2000a, 2005)。如图1所示,A型花岗岩的 I_{Sr} 值范围跨度非常大,其实际应用意义不大(King et al., 1997; Wu et al., 2002),但是钕同位素组成则能有效地反映A型花岗岩的岩浆源区性质(邱检生等, 2000a, 2005)。A型花岗岩较大范围的钕同位素跨度,暗示了其包含的壳源组分和幔源组分或年轻地壳物质的比例变化之大,进一步证明了其物源和成因的复杂性(Frost and Frost, 1997)。因此,A型花岗岩很可能是多源多成因的(如王德滋和周新民, 2002)。

4 实验岩石学成果

有关A型花岗岩的实验岩石学研究比较有限,依据不同实验目的和过程,可以分为:(1)正演实验:探讨生成A型花岗质岩浆的物质源岩、成岩条件及岩石成因;(2)反演实验:研究A型花岗岩岩浆分异结晶过程中矿物相稳定性、相位关系,验证岩浆分异演化过程。

4.1 正演实验

熔融生成A型花岗质熔体的源岩有:紫苏花岗岩和浅色花岗岩(Litvinovsky et al., 2000)、英云闪长岩和花岗闪长岩(Rutter and Wyllie, 1988; Patiño Douce, 1997)、英云闪长质片麻岩(Skjerlie and Johnston, 1992, 1993)等。实验源岩及实验条件详



1-澳大利亚 Lachlan 褶皱带 A 型花岗岩成分范围引自 King et al. (1997, 2001); 2-中国北东部 A 型花岗岩的数据点引自 Wu et al. (2002); 1-和 S-花岗岩成分范围引自 Chappell and White (1992)。

图1 中国北东部和澳大利亚 Lachlan 褶皱带 A 型花岗岩 $\epsilon_{Nd}(t)-I_{Sr}$ 图解

Fig. 1 $\epsilon_{Nd}(t)-I_{Sr}$ diagram for A-type granites in NE China and Australia LFB

见下表 2。大部分熔融实验以包含斜长石、斜方辉石和一些副矿物的麻粒岩相作为残留体(Litvmovsky et al. , 2000; Patino Douce, 1997; Skjerlie and Johnston, 1992, 1993),典型的脱水熔融方程式可以简化为:

黑云母 + Ca(来自斜长石) + 石英 = 斜方辉石

+ 斜长石 + 副矿物 + 熔体
而这些矿物相的残留,使得熔体中对应组分的亏损。如 Al₂O₃、Na₂O、CaO、Sr、Eu 及 Ga/Al 值受控于斜长石,MgO 及 Fe/Mg 值受控于斜方辉石,高场强元素主要受控于一些副矿物。

表 2 与 A 型花岗岩相关的实验岩石学条件及结果表
Table 2 Conditions and results for melting experiment related to A-type granites

原岩成分	熔融温度(℃)	含水量(%)	压力(kbar)	熔体比例(%)	备注
英云闪长岩 花岗闪长岩	950	≤4	4~8	30~40 15~20	Patino Douce, 1997
英云闪长岩 花岗闪长岩	900~1010	1.1~2.6	6~8	15~40	Creaser et al. , 1991
英云闪长质片麻岩	875~1050	—	6~10	<30	Skjerlie and Johnston, 1992, 1993
英云闪长岩	900~950	—	10	<30	Rutter and Wyllie, 1988
紫苏花岗岩、浅色花岗岩	925~1100	2	>15	<30	Litvmovsky, 2000
A 型花岗岩	640~790	—	<2	10~30	Anderson, 1983
A 型花岗岩	~830	2.4~4.3	1	—	Clemens et al. , 1986
A 型花岗岩	800~870	4.5~6.5	3	—	Dal'Agnol et al. , 1999
A 型花岗岩	~800	2~5	2	—	Klimm et al. , 2003
A 型流纹岩	660~740	1~6	1.5~5	—	Scaillet and Macdonald,2001, 2003

有研究者认为,A 型花岗岩岩浆代表一种高温、高 F 含量、低黏度的熔体(Skjerlie and Johnston, 1993; Price et al. , 1999)。高的岩浆温度提高了熔体中副矿物的溶解度,同时高的 F 含量也使得 HFSE 元素趋于富集(Collins et al. , 1982; Skjerlie and Johnston, 1992)。Collins et al. (1982)认为生成的 A 型花岗质熔体高 F、低水,是由于经历首次熔融事件后,残余的黑云母和角闪石中富 F,且残留相贫水,这些特征保留到后期生成的 A 型花岗质岩浆中;高的 F 含量使得黑云母脱水熔融推迟到很高的温度(1000℃)(Skjerlie and Johnston, 1992),同时也提高了熔体中 HFSE 元素的含量(Collins et al. , 1982)。然而 A 型花岗质岩浆中 F 的含量只是有时比较高,主要或仅存在于分异的岩浆中,低 SiO₂ 含量的岩石含有相对少的 F(Eby, 1990; Patino Douce, 1997)。源区物质 F 含量高则形成的熔体中富 Al₂O₃,不可能形成与 A 型花岗岩相似的贫铝特征,即便源区物质不是铝过饱和,富 F 源区物质熔融也易形成过铝质岩浆,如黄玉流纹岩等(Patino Douce and Beard, 1995)。不可否认,高的 F 含量对岩浆体系有很大的影响:(1)提高熔体中 HFSE 元素含量(Collins et al. , 1982);(2)加速岩浆的分异结晶过程(Nabelek and Russ-Nabelek, 1990; Price, 1998);(3)改变矿物相的稳定性(Price et al. ,

1996);(4)生成席状侵入岩(Hogan and Gilbert, 1997);(5)产生成矿流体的必备组分(Richardson et al. ,1990;Duffield,1990)。总之,F 含量高低的原因及对 A 型花岗岩熔融试验影响很大,还有待进一步研究。

Skjerlie 和 Johnston(1993)通过富 F 黑云母脱水熔融实验认为,试验温度改变熔体的组分及其比例,且与熔体组分、比例呈一定的函数关系,强调了温度的重要作用。Patino Douce(1997)认为过分强调 A 型花岗岩源区物质的组分有所偏颇,而熔融过程中压力与源区物质组分具有同等重要的作用,提出同一种源岩组分更容易在相对低压条件下熔融生成 A 型花岗质熔体,即 A 型花岗岩岩浆更易于产出于地壳浅部。

4.2 反演实验

Clemens et al. (1986)、Dall' Agnol et al. (1999)和 Klimm et al. (2003)分别利用 A 型花岗岩岩浆结晶过程来确定相位关系,试验所得 A 型花岗质岩浆完全熔融的初始温度、压力、熔体中初始水含量见下表 2。Clemens et al. (1986)实验中发现斜长石在 T-H₂O 曲线上出现异常尖点,同时没有角闪石结晶相,原因是 A 型花岗质熔体中水的含量低于角闪石结晶所需要的水含量(4%~5%)(Klimm et al. ,2003);Dall' Agnol et al. (1999)认为 Jamon 岩体

A型花岗岩岩浆氧逸度(f_{O_2})为 $\sim NNO + 0.5$,表现为轻度氧化环境。同时认为富Fe的镁铁质矿物更易于结晶在更低的温度和氧逸度下,A型花岗岩岩浆分异过程主要依赖于系统的水逸度(a_{H_2O})和氧逸度(f_{O_2}),因此一些研究者认为结晶分异可能是A型花岗岩岩浆主要演化机制(Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987; Creaser et al., 1991; King et al., 1997, 2001)。Klimm et al. (2003)实验发现:(1)随着温度的降低,Fe-Ti氧化物、斜方辉石和斜长石最先结晶,随后为黑云母。分异过程中斜长石的稳定温度 $> 750^\circ\text{C}$,组分受控于 a_{H_2O} 和温度,An牌号随体系温度和 a_{H_2O} 的降低而降低;(2)斜方辉石稳定温度为 $900 \sim 850^\circ\text{C}$, a_{H_2O} 和 f_{O_2} 同时对矿物相中的 $Mg^{\#}$ ($Mg/(Mg + Fe)$)值产生影响,且 $Mg^{\#}$ 值与温度正相关;(3)普通角闪石稳定性主要受控于熔体中的水含量,温度和 f_{O_2} 对普通角闪石和黑云母的影响相似,随温度和 f_{O_2} 的降低,两矿物相中 $Mg^{\#}$ 同时降低,这一特征也印证了A型花岗岩中共生的普通角闪石和黑云母具有相似的 $Mg^{\#}$ 的事实。斜方辉石虽然在实验过程中出现,但是自然产出的A型花岗岩中并未发现,仅出现于A型火山岩中(Wyborn et al., 1986),暗示着斜方辉石在结晶过程中发生了“退变反应”(Klimm et al., 2003)。

Scaillet和Macdonald(2001, 2003)通过对肯尼亚裂谷碱流岩进行结晶分离实验,验证了碱流岩岩浆中各结晶矿物相的稳定性:铁质钙铁辉石与铁橄榄石仅在最不过碱性熔体中出现,在较低水含量的熔体中前者为富Fe的钠透闪石所取代;钠闪石和钠铁闪石仅出现在较过碱性熔体中,体系近于无水时所需温度低于 750°C ,含饱和水的条件下低于 670°C ,且在氧化条件下分解成霓石;黑云母在较过碱质熔体中出现所需温度低于 700°C 且接近于水饱和条件。实验通过对残留组分多层次的分离结晶过程,从弱碱性岩浆($NK/A = 1.05$)依次生成 $NK/A = 1.28$ 和 1.47 乃至 $NK/A \leq 2.5$ 的极度碱性组分。从而验证了碱流岩可以通过极度的分异结晶或较富硅而贫碱的源区极低度熔融形成。

从表2中可以看出:源岩成分上,能够熔融产生A型花岗质熔体的岩石类型范围较广,理论上从基性岩(碱性玄武岩)-中性岩-酸性岩在一定条件下经过熔融均可以产生A型花岗质熔体,且以中性的英云闪长岩、花岗闪长岩作为主要源区岩石。熔体含水量低(一般 $< 4\%$),熔融温度高($> 900^\circ\text{C}$),

这些结果验证了A型花岗岩高温贫水的特征。尽管A型花岗岩源区物质中水含量很低,但实验过程证明A型花岗质岩浆可以像其它类型的花岗岩一样,可以具有相对高的水含量(Clemens et al., 1986; Dall'Agnol et al., 1999; King et al., 1997; Klimm et al., 2003),熔体中水极少一部分来自源岩,更多为含水矿物(黑云母,角闪石等)经脱水作用而来。至于热源,主要被认为是幔源岩浆的侵入和岩浆结晶释放的热(Clemens et al., 1986; Skjerlie and Johnston, 1992, 1993; Creaser et al., 1991),大陆壳伸展产生高的地温梯度(Sandiford and Powell, 1986)或上述因素的综合作用(Creaser et al., 1991);熔体比例一般在一定范围存在($< 40\%$)超出这个范围就不再是A型花岗质熔体,暗示熔体形成的局限性;压力条件变化大($1 \sim 15\text{kbar}$),反映熔融深度可以变化很大(从地壳浅部到深部下地壳)。

Skjerlie和Johnston(1993)认为大陆下地壳麻粒岩,代表下地壳岩石在深熔事件抽取岩浆之后的残留物,它由无水的镁铁质矿物、斜长石和石英组成,其组分主要受控于源区岩石 Al_2O_3 含量及熔融程度。反演实验的结晶分异可以形成Fe-Ti氧化物,斜方辉石和斜长石矿物组合,这与正演实验中钙碱性岩熔融生成麻粒岩质残留体组分相当,印证了斜方辉石相在A型花岗岩的成因中的重要作用(Rutter and Wyllie, 1988; Patino Douce, 1997; Skjerlie and Johnston, 1992, 1993)。

5 A型花岗岩的分类

至今为止,A型花岗岩的进一步分类方法已有多种,其分类角度和标准也不尽相同。有根据岩石学特征角度的分类,如许保良等(1998)指出A型花岗岩至少包括非造山和造山两种环境的7种岩石类型(或组合);有从岩石化学组分角度进行分类的,如Eby(1992)将A型花岗岩分为 A_1 、 A_2 两个亚类,对应于洪大卫等(1995)的AA和PA亚类,刘昌实等(2003a)对该分类做了进一步的探讨;Rogers和Greenberg(1990)认为,A型花岗岩由造山后花岗岩、斜长岩-环斑花岗岩以及环状杂岩等亚类所组成。King et al. (1997)提出了铝质A型花岗岩的概念:具有高的 $FeO^T/(FeO^T + MgO)$ 值、富集HFSE、REE及Ga、Zn等元素,以富含含水镁铁质矿物和钛铁矿为特征,形成于相对还原的地质环境,在地球化学特征、岩相学以及野外地质关系上均与过碱质花

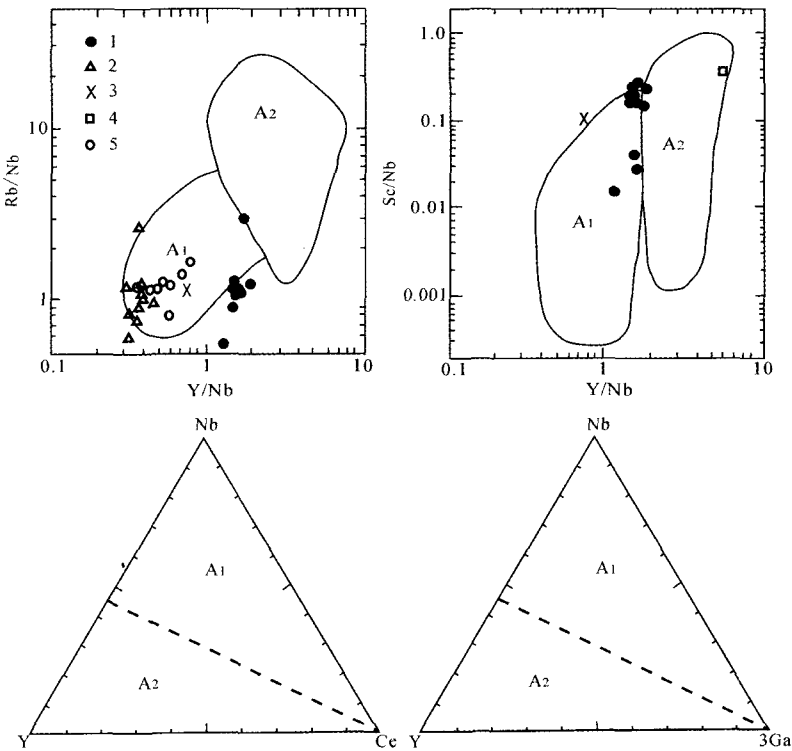
岗岩差异很大。Barbarin (1999) 放弃了字母分类法, 结合构造环境、地质背景和地球化学特征标准将花岗岩类划分为七个亚类, A 型花岗岩仅代表幔源的过碱质花岗岩, 而准铝质 - 过铝质未明确包括在内。近来, “还原型”和“氧化型”A 型花岗岩的分类方法从矿物组合、化学特征及氧化还原条件差异等来综合考虑岩石成因类型, 是对 A 型花岗岩分类进行一种新的尝试, 也引起了较普遍的关注 (如, Frost and Frost, 1997; Frost et al. 1999, 2001; Anderson and Bender, 1989; Anderson and Morrison, 2005; Dall’Agnol et al., 2005; Dall’Agnol and Oliveira, 2007)。基于影响的广泛性, 下面重点介绍 A_1 - A_2 分类 (Eby, 1992) 和“还原型”和“氧化型”A 型花岗岩的分类。

5.1 A_1 、 A_2 型花岗岩分类

Eby (1992) 根据化学成分将 A 型花岗岩类分为 A_1 型和 A_2 型 2 个亚类。从元素比值来看, A_1 亚类与洋岛玄武岩 (OIB) 具有一定的相似性, 侵位于板内裂谷 (通常伴有大量镁铁质岩石伴生) 或者由推断的地幔柱或热点活动形成, 如东非裂谷系的 Naivasha、(非) 马拉维 Chilwa 省的 Zomba-Malosa、也门

裂谷以及新罕布什尔州白山岩基、格陵兰东部 Kaer-ven 杂岩、苏丹 Ras ed Dom 杂岩等。其成因可能与洋岛玄武岩来源相似的岩浆侵位于大陆裂谷或在板内岩浆作用过程中的分异产物 (孙书勤等, 2007)。 A_2 亚类与地壳平均值和岛弧玄武岩具有一定的相似性, 代表的环境范围要广得多, 它包括碰撞后花岗岩以及在漫长的高热流、花岗质岩浆作用阶段末期所侵位的花岗岩, 如澳大利亚的 Gabo、Mumbulla、Lachland 褶皱带、纽芬兰的 Topsails 杂岩等。其成因模式为: 由经历了一个大陆 - 大陆碰撞旋回或经历了岛弧岩浆作用的陆壳或板下地壳派生的岩浆所形成。

基于 Y/Nb 和 Yb/Ta 比值对于 A 型花岗岩而言相对比较稳定, 以此作为参数勾勒判别图解 (Eby, 1990, 1992)。一般来讲, $Y/Nb < 1.2$ 时为 A_1 亚类, $Y/Nb > 1.2$ 归属为 A_2 亚类。常用 Rb 、 Ce 、 Y 、 Nb 、 Zr 、 Hf 、 Th 、 Ga 等不相容元素的元素比值图解对 2 个亚类进行区分判别, 如图 2 所示。另 Yb/Ta - Yb/Nb 和 Ce/Nb - Y/Nb 等元素比值投影判别图也得到广泛的应用 (Eby, 1992)。



数据点为大样板内 A 型花岗岩类: 1 - Austurhorn 岛流纹岩 (Furman et al., 1992); 2 - Sao Miguel, Azores 岛正长岩 (Widom et al., 1993); 3 - Reunion 岛正长岩 (Fisk et al., 1988); 4 - Argo 裂谷石英二长岩 (Engel and Fisher, 1975); 5 - Rallier-du-Baty, Kerguelen 岛粗安岩、流纹岩 (Gagnevin et al., 2003)

图 2 A 型花岗岩判别图解 (Eby, 1992)
Fig. 2 Discrimination diagram for A-type granites

虽然这种分类方法得到广泛的应用,但其本质上是一种化学分类,随着研究的深入,其不足之处逐渐显示出来,如不能囊括所有的 A 型花岗岩类、 A_1 - A_2 过渡区或重叠区判别困难等 (Bonin, 2007)。如图 2 所示,对于大样板内 A 型花岗岩而言,既有落于 A_1 范围内,也有落于 A_2 (如 Argo 裂谷带) 范围内的,这些典型的非造山花岗岩类落于 A_2 或者 A_1 - A_2 边缘,甚至偏离了图区,说明该判别图解存在局限性。同时,在造山作用后较短的地质时间期, Bonin (1990) 将之细分为后造山 (PO) 和早期非造山 (EA),对应的碱性 A 型花岗岩分别属于 A_2 和 A_1 - A_2 过渡范围,铝质 A 型花岗岩属于 A_2 亚类,表现出 A_1 - A_2 的延续性,可能在特定的环境中并不能严格区分。Frost 和 Frost (1997) 和 Frost et al. (1999) 认为“还原型环斑花岗岩”与含铁橄榄石流纹岩具有非常相似的岩石化学特征,与裂谷或地幔热点相关,将其地球化学数据 (如, $Y/Nb > 1.52$, $Rb/Nb > 2.02$) 投入 A_1 - A_2 判别图上,却落于 A_1 - A_2 边界和 A_2 区。在下述“还原型”和“氧化型”A 型花岗岩系列中,同一系列暗示着其形成条件和背景的相似或相同,但“氧化型”系列的 A 型花岗岩既可以归属于 A_1 ,又可以归属于 A_2 (Dall'Agnol and Oliveira, 2007)。所以,在使用 A_1 - A_2 投图过程中,应持谨慎态度,有必要结合地质背景综合分析。

5.2 “还原型”和“氧化型”A 型花岗岩分类

Ishihara (1977, 1981) 依据氧逸度 (f_{O_2}) 的差异将花岗岩划分为磁铁矿系列与钛铁矿系列,认为磁铁矿系列花岗岩类属同造山、准铝质型,矿物组合为磁铁矿 (0.1% ~ 2%) \pm 钛铁矿 + (高 Mg/Fe 值) 黑云母,高 f_{O_2} 值;钛铁矿系列花岗岩类属非造山型,矿物组合为钛铁矿 (< 0.1%) \pm 磁铁矿 + (低 Mg/Fe 值) 黑云母,低 f_{O_2} 值。Anderson (1983) 认为许多非造山花岗岩类也可归属于磁铁矿系列, Anderson 和

Bender (1989) 首次提出了磁铁矿系列 A 型花岗岩。但是由于该系列 A 型花岗岩并未遵循 A 型花岗岩的初始定义,且在某些特征上与钙碱性和 I 型花岗岩相似,因此,该分类存在一定的争议 (Dall'Agnol and Oliveira, 2007)。到目前为止,对该分类的关注依然很少 (Anderson and Morrison, 2005; Dall'Agnol and Oliveira, 2007)。

早期学者认为花岗岩中的氧化还原状态不能从源岩中继承,只是岩浆房的物理化学条件的反映 (Czamanske et al., 1981), 近些年来研究则认为它们是岩浆源区的氧化还原状态的反应 (Carmichael, 1991; Blevin and Chappell, 1995; Tetsuichi, 2004), 观念的转变促进一些研究者提出了“还原型”和“氧化型”A 型花岗岩分类 (Frost and Frost, 1997; Frost et al., 1999; Dall'Agnol et al., 1999, 2005; Dall'Agnol and Oliveira, 2007), 在我国已经引起关注 (肖娥等, 2007)。

“还原型”和“氧化型”A 型花岗岩的特征见表 3。通常“还原型”A 型花岗岩具有高的全岩及黑云母/角闪石 $FeO^T/(FeO^T + MgO)$ 值 (> 0.88)、以钛铁矿为主要的铁-钛氧化矿物相,铁-钛氧化矿物比例 $< 1.0\%$ 、低氧逸度 f_{O_2} ($< NNO^-$) 和低的磁化率值 ($MS < 1.0 \times 10^{-3}$); 而“氧化型”A 型花岗岩具有较低的全岩及黑云母/角闪石的 $FeO^T/(FeO^T + MgO)$ 值 (0.8 ~ 0.94)、以磁铁矿和榍石为主要的铁-钛氧化矿物相,铁-钛氧化矿物占 0.5% ~ 2.0%、高的氧逸度 f_{O_2} (常 $> NNO + 0.5$)、高的磁化率值 ($MS > 5.0 \times 10^{-3}$) (Dall'Agnol et al., 1999, 2005; Dall'Agnol and Oliveira, 2007; Frost et al., 1999)。上述类型在 Sr-Nd 同位素体系不能进行有效的区分,如巴西 Carajás 省的 Jamon、Velho Guilherme 和 Serra Dos Carajás 三个岩体,分别为“氧化型”、“还原型”和“相对还原型”的 A 型花岗岩岩体,它们的 ε_{Nd} 值非

表 3 “还原型”和“氧化型”A 型花岗岩特征对比表

Table 3 Characteristics of reduced and oxidized A-type granites

系列	氧化还原状态	地球化学特征	特征矿物组合	$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ 值(全岩)*	物质来源	其他特征
还原型	还原	准铝质、最富 K、全岩及镁铁质矿物 $FeO^T/(FeO^T + MgO)$ 值最高	富铁角闪石、黑云母 + 钛铁矿 + 萤石; 钛铁矿为唯一的或主要的原生铁-钛氧化矿物	5.7 ~ 7.7	还原性的长英质火成岩或有变沉积岩的参与; 或分异的拉斑质源区	源区缺水, 熔融温度高 ($> 900^\circ\text{C}$), 岩浆经历低度分异
氧化型	氧化	准铝 - 弱过铝质、较低的 K 含量; 全岩及镁铁质矿物 $FeO^T/(FeO^T + MgO)$ 值较低	黑云母 + 磁铁矿 + 榍石; 磁铁矿为唯一的或主要的铁-钛氧化矿物	7.6 ~ 10.8	下地壳氧化性的长英质火成岩	源区相对含水 ($\geq 4\%$), 熔融温度较低, 岩浆经历较高度度的分异

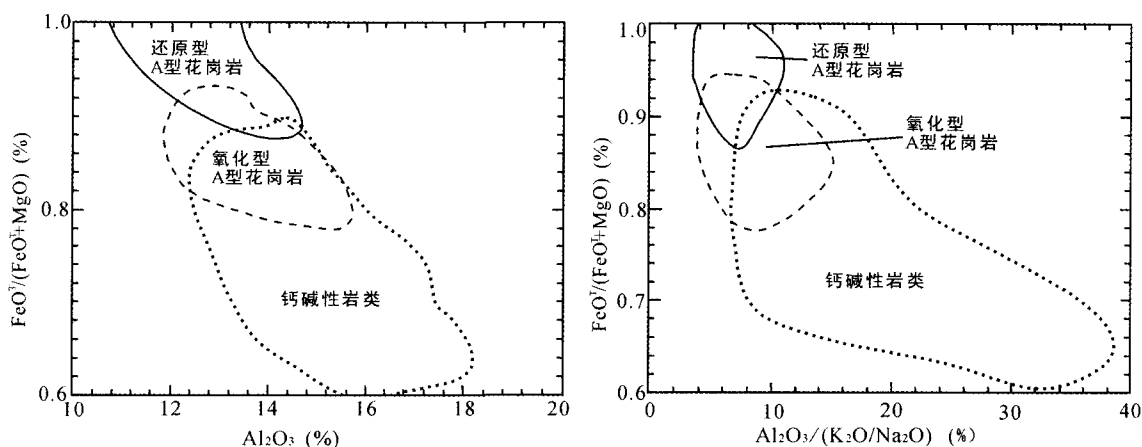


图3 “还原型”和“氧化型”A 型花岗岩判别图解 (Dall'Agnol and Oliveira, 2007)

Fig. 3 Discrimination diagram for reduced and oxidized A-type granites

常相似,变化于 $-10.5 \sim -7.9$ 之间 (Teixeira et al., 2002; Dall'Agnol and Oliveira, 2007)。“还原型”A 型花岗岩通常具有典型的环斑结构,是目前为止发现的唯一与钙长岩和紫苏花岗岩共生的亚类 (Anderson and Morrison, 2005),相当于环斑花岗岩 (Haapala and Rämö, 1992),但目前仍不清楚“氧化型”A 型花岗岩与环斑花岗岩的关系 (Dall'Agnol and Oliveira, 2007)。两个类型的 A 型花岗岩常利用下列图解来区分,如 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO})$ 和 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})\text{-FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO})$ (图 3) (Dall'Agnol and Oliveira, 2007)。

“还原型”和“氧化型”这种新的 A 型花岗岩的分类方法,仍在不断改进和完善中,有以下几点需要指出:

(1) 该分类中不包括过碱质岩石,过碱质花岗岩是独立的一套 A 型花岗岩类型 (Patino Dounce, 1999)。通常所说的“铝质 A 型花岗岩”与两亚类交叉,应当遵循 King et al. (1997) 的定义。

(2) 对于“还原型”和“氧化型”而言,它们之间有时并无明显的界限,存在着过渡的组分。如巴西 Carajás 省 Serra dos Carajás A 型花岗岩,虽然含有一定量的磁铁矿,具有相对高的 f_{O_2} 和高的磁化率 (MS),但是其全岩及角闪石/黑云母中的 $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO})$ 值相对偏高,与美国西部还原型系列相一致 (Anderson and Morrison, 2005; Dall'Agnol et al., 2005; Dall'Agnol and Oliveira, 2007)。这类 A 型花岗质岩石,被称为“相对还原型”,其形成的氧逸度条件介于还原型和典型的氧化型系列之间,含有一定量的磁铁矿标准矿物,矿物组合甚至可以为:铁橄榄石 + 磁铁矿 + 石英 (Frost et al., 1999; Dall'

Agnol and Oliveira, 2007)。

(3) “还原型”和“氧化型”A 型花岗岩与 Ishihara (1977, 1981) 所划分的磁铁矿和钛铁矿系列花岗岩石不完全对等的。“还原型”A 型花岗岩大体上可归属于钛铁矿系列,但“氧化型”A 型花岗岩与磁铁矿系列关系不大 (Dall'Agnol and Oliveira, 2007)。

6 构造背景及动力学意义

Loiselle 和 Wones (1979) 把 A 型花岗岩的构造背景定义为“非造山”的张性环境,目前它的范围已经得到了很大拓展,不仅限于板内裂谷的非造山环境,还包括了造山晚期、造山后期等多种与俯冲有关的构造环境 (Eby, 1990, 1992; 王德滋和周新民, 2002)。很多学者对 A 型花岗岩的“非造山”环境提出异议,如:King et al. (1997, 2001) 认为 A 型花岗岩侵位时间可以与其他类型的花岗岩同时或更晚,因此就不能以“非造山”来定义,同时“非造山”本身就存在诸多争议。有些学者认为 A 型花岗岩的“非造山”张性环境令人费解 (Frost and Frost, 1997),甚至有学者认为也可以产出于挤压的环境 (Nyman et al., 1994)。Bonin (2007) 指出 A 型花岗岩虽然在空间上与造山事件没有联系,但在时间上却关系密切,其产出年代可以从造山事件刚结束一直持续到之后 500 Ma,直到为硅不饱和的碱性岩所取代,同时也指出一些大的 A 型花岗岩省的产出位置不在传统的板内,而靠近于板块边缘。Whalen 等 (1987) 指出只要条件满足, A 型花岗岩可以在整个地质年代产于全球构造的不同部位,但这类岩石

的形成均与拉张的构造背景有关。不同程度的拉张背景可以产生不同类型的 A 型花岗岩 (Maniar and Piccloi, 1989), 也是制约 A 型花岗岩形成并影响岩浆性质、侵位方式等特征的重要因素之一 (王德滋等, 1995), 而拉张规模和深度的差异是产生不同类型的 A 型花岗岩的重要原因 (洪大卫等, 1995)。由此引发了与构造环境相对应的 A 型花岗岩的分类观点: 如许保良和黄福生 (1990)、洪大卫等 (1995) 和 Eby (1992) 分类。Eby (1990) 归纳出 5 种与 A 型花岗岩相关的构造环境类型: (1) 洋岛、(2) 大陆裂谷、(3) 减薄地壳、(4) 陆内环状杂岩体和 (5) 后造山环境。不管怎样, 与 A 型花岗岩产于伸展的构造背景的观点得到了普遍地认同。

许多研究表明, A 型花岗岩不仅出现于陆内, 在大洋板内也有发育。大洋板内 A 型花岗岩在岩石类型、地球化学特征及岩石成因上与陆内 A 型花岗岩有着明显的差异, 详见表 4。由表 4 可知, 大洋板内 A 型花岗岩类, 以火山岩 (流纹岩) 和正长岩为主, 通常具有双峰式火山岩组合。矿物组合以石英、

钾长石和角闪石、少量的黑云母为主, 副矿物为磁铁矿、锆石和磷灰石等, 常为碱质-过碱质。与大陆 A 型花岗岩相比, 具较低 SiO_2 、高 Al_2O_3 , 富 Na_2O 而贫 K_2O ($\text{Na}/\text{K} > 1$ 或远大于 1); 更低 Sr、Ba, 较高 Zr、Y 和 Nb 等含量; 相对高的 Co、Sc、Cr 和 Ni 等含量。大多产于洋内裂谷或地幔热点区, 但在 Eby (1992) 的 A_1 、 A_2 分类图上均有出现。在同位素组成上, 洋内 A 型花岗岩类通常与对应的基性岩端元更加相似, 暗示其更加明显的幔源特征 (Giret et al., 1990; Furman et al., 1992; Widom et al., 1993; Gagnevin et al., 2003)。通常认为大洋板内 A 型花岗岩为基性岩浆极度分异的产物 (Engel and Fisher, 1975)。有的学者将大洋斜长花岗岩也归属于 A 型花岗岩类, 如 Faeroe-Shetland 盆地中斜长花岗岩 (Kanaris-sotiriou and Gibb, 1989; Bonin, 2007), 但大洋斜长花岗岩地球化学特征上与 A 型花岗岩具有显著的差异, 与 A 型花岗岩初始定义相悖, 不应该将其归为 A 型花岗岩类。

利用 A 型花岗岩以及相关岩石组合特殊的构造

表 4 大洋板内 A 型花岗岩类汇总表

Table 4 A-type granites occurring within ocean plate setting

序号	地点	岩性	地球化学特征	A_1/A_2 分类	构造背景	参考文献
1	Argo 裂谷带, 印度洋	石英二长岩	碱质; $\text{Na}/\text{K} > 1$; 高 Y、Yb 含量	A_2		Engel and Fisher, 1975
2	Ascension 岛, 大西洋	正长岩, 碱流岩	碱质; 高 Na_2O 且 $\text{Na}/\text{K} > 1$; 富 Zr	?		Harris, 1983
3	Reunion 岛, 印度洋	正长岩, 双峰式火山岩组合	低 SiO_2 ; 高 Al_2O_3 、CaO、NaO 且 $\text{Na}/\text{K} > 1$	A_1	大	Fisk et al., 1988; Eby, 1990
4	Austurhorn, 冰岛	流纹岩, 双峰式火山岩组合	准铝质; $\text{Na}/\text{K} > 1$; 低 Rb; 高 Zr、Y 和 Nb	A_1/A_2	洋	Furman et al., 1992
5	Sao Miguel, Azores 岛	正长岩, 双峰式火山岩组合	碱质; 低 SiO_2 ; 高 Al_2O_3 、NaO 且 $\text{Na}/\text{K} > 1$; 低 Sr、Ba; 高 Zr、Y 和 Nb	A_1	板	Widom et al., 1993; Moreira et al., 1999
6	Rallier-du-Baty, Kerguelen 岛, 印度洋	碱性粗安岩、流纹岩; 双峰式火山岩组合, 环状杂岩体	碱-过碱质; 低 SiO_2 ; 高 Al_2O_3 、 FeO^T 和 CaO; 低 Rb、Sr、Ba; 高 Zr、Y 和 Nb	A_1	内	Giret, 1990; Gagnevin et al., 2003

背景, 可以解决地质史上重大的地质事件, 如, 最近有研究者提出了 A 型花岗质岩石可能是超大陆裂解的产物 (Li, 1999; Li et al., 2002, 2005, 2007; Ling et al., 2003)。Li et al. (2002, 2005, 2007) 通过华南新元古代康滇裂谷带、福建省马面山和浙江省北部等地区的研究, 鉴定了 850 ~ 790 Ma 的 A 型花岗质岩石, 认为这套岩石组合是在 Rodinia 超大陆裂解期间, 位于华南地块之下的地幔柱或超级地幔柱上涌所致。有研究者将新疆北部晚古生代 A 型花岗岩的出露来限定中亚造山带碰撞后伸展作用

开始的时间 (如, 周涛发等, 2006; 顾连兴等, 2006; 韩宝福等, 2006)。

7 小 结

(1) A 型花岗岩具有独特的地球化学性质和构造动力学意义, 对花岗岩的成因研究起到了巨大的推动作用;

(2) 综合试验岩石学的资料表明, 中下地壳中酸性火成岩在高温、贫水的条件下可以熔融形成 A 型花岗质岩浆, 同时以斜长石 + 斜方辉石作为主要

的残留矿物相;

(3) A_1 - A_2 分类仍然是最流行的 A 型花岗岩的分类方法,但“还原型”和“氧化型”A 型花岗岩的分类也逐渐引起了研究者的重视;

(4) A 型花岗岩的构造背景(非造山或后造山)仍有争议,但其形成于伸展环境的观点已得到普遍认同。

致谢: 马昌前教授和陈培荣教授审阅全文,并提出了宝贵的建议,在此表示衷心的感谢!

参考文献 (References):

- 陈培荣,章邦桐. 1994. A 型花岗岩类研究综述. 国外花岗岩类地质与矿产, 4(40): 9-14.
- 陈培荣,章邦桐,孔兴功. 1998. 赣南寨背 A 型花岗岩体的地球化学特征及其构造地质意义. 岩石学报, 14(3): 289-298.
- 陈培荣,华仁民,章邦桐,陆建军,范春方. 2002. 南岭燕山早期后造山花岗岩类: 岩石学制约和地球动力学背景. 中国科学, 32(4): 279-289.
- 陈培荣,周新民,张文兰,李惠民,范春方,孙涛,陈卫锋,张敏. 2004. 南岭东段燕山早期正长岩-花岗岩杂岩的成因和意义. 中国科学(D 辑), 34(6): 493-503.
- 程锦,夏斌,张玉泉. 2007. 云南姚安碱性杂岩体的岩石学和地球化学特征. 大地构造与成矿学, 31(1): 118-125.
- 董月霞,肖龙,周海民,曾广策,王方正,王旭东,向华,赵太平,柳小明. 2006. 广东三水盆地双峰式火山岩: 空间展布, 岩石学特征及其盆地动力学意义. 大地构造与成矿学, 30(1): 82-92.
- 葛文春,李献华,林强,孙德有,吴福元,尹成孝. 2001. 呼伦湖早白垩世碱性流纹岩的地球化学特征及其意义. 地质科学, 36(2): 176-183.
- 顾连兴. 1990. A 型花岗岩的特征、成因及成矿. 地质科技情报, 9(1): 25-31.
- 顾连兴,张遵忠,吴昌志,王银喜,唐俊华,汪传胜,郝爱华,郑远川. 2006. 关于东天山花岗岩与陆壳垂向增生的若干认识. 岩石学报, 22(5): 1103-1120.
- 韩宝福,洪大卫. 1994. 新疆乌伦古河碱性花岗岩的地球化学及构造意义. 地质科学, 29(4): 373-383.
- 韩宝福,王式洗,江博明. 1997. 新疆乌伦古河碱性花岗岩 Nd 同位素特征及其对显生宙地壳生长的意义. 科学通报, 42(17): 1829-1832.
- 韩宝福,季建清,宋彪,陈立辉,张磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长(I)——后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报, 22(5): 1077-1086.
- 洪大卫,王式洗,韩宝福,靳满元. 1995. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志. 中国科学(B 辑), 25(4): 418-426.
- 胡祥昭,黄震. 1997. 扬子地台西缘富碱花岗斑岩特征及成因探讨. 大地构造与成矿学, 21(2): 173-180.
- 李鹏春,陈广浩,许德如,贺转利,符巩固. 2007. 湘东北新元古代过铝质花岗岩的岩石地球化学特征及其成因讨论. 大地构造与成矿学, 31(1): 126-136.
- 廖忠礼,莫宣学,潘桂棠,朱弟成,王立全,赵志丹. 2006. 西藏过铝花岗岩锆石群型的成因信息. 大地构造与成矿学, 30(1): 63-71.
- 刘昌实,陈小明,陈培荣,王汝成,胡欢. 2003a. A 型岩套的分类、判别标志和成因. 高校地质学报, 9(4): 573-591.
- 刘昌实,陈小明,王汝成,胡欢. 2003b. 广东龙口南山山铝质 A 型花岗岩的成因. 岩石矿物学杂志, 22(1): 1-10.
- 邱检生,王德滋,彭亚鸣,周金城. 1996. 浙江舟山桃花岛碱性花岗岩的岩石学和地球化学特征及成因探讨. 南京大学学报, 32(1): 80-89.
- 邱检生,王德滋. 1999. 福建永泰云山晚中生代双峰式火山岩的地球化学及岩石成因. 岩石矿物学杂志, 18(2): 97-107.
- 邱检生,王德滋. 2000. 福建永泰云山碱性流纹岩的厘定及其地质意义. 地质论评, 46(5): 520-529.
- 邱检生,王德滋,蟹泽聪史, Brent I A Mcinnes. 2000a. 福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因. 地球化学, 29(4): 313-321.
- 邱检生,蟹泽聪史,王德滋. 2000b. 浙江苍南瑶坑碱性花岗岩的地球化学及其成因类型. 岩石矿物学杂志, 19(2): 97-105.
- 邱检生, Mcinnes B I A. 蒋少涌,胡建. 2005. 江西会昌密坑山岩体的地球化学及其成因类型的新认识. 地球化学, 34(1): 20-32.
- 孙书勤,张成江,赵松江. 2007. 大陆板内构造环境的微量元素判别. 大地构造与成矿学, 31(1): 104-109.
- 王德滋,赵广涛,邱检生. 1995. 中国东部晚中生代 A 型花岗岩的构造制约. 高校地质学报, 1(2): 13-21.
- 王德滋,周新民. 2002. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩成因与地壳演化. 北京: 科学出版社, 160-188.
- 王强,赵振华,熊小林. 2000. 桐柏-大别造山带燕山晚期 A 型花岗岩的厘定. 岩石矿物学杂志, 19(4): 297-306.
- 王强,赵振华,简平,熊小林,包志伟,戴檀漠,许继峰,马金龙. 2005. 华南腹地白垩纪 A 型花岗岩类或碱性侵入岩年代学及其对华南晚中生代构造演化的制约. 岩石学报, 21(3): 795-808.
- 王汝成,赵广涛,王德滋,陆建军,徐士. 2000. A 型花岗岩中流体的分异聚集: 副矿物证据. 科学通报, 45(7): 771

- 775.

- 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(6): 1217 - 1238.
- 吴锁平,王梅英,戚开静. 2007. A型花岗岩研究现状及其述评. 岩石矿物学杂志, 26(1): 57 - 66.
- 谢磊,王汝成,陈小明,邱检生,王德滋. 2005. 碱性A型花岗岩中的富钽锆石: 矿物学研究及岩石学意义. 科学通报, 50(10): 1016 - 1023.
- 忻建刚,袁奎荣,刘家远. 1995. 新疆东准噶尔北部碱性花岗岩的特征、成因及构造意义. 大地构造与成矿学, 19(3): 214 - 226.
- 肖娥,邱检生,徐夕生,蒋少涌,胡建,李真. 2007. 浙江瑶坑碱性花岗岩体的年代学、地球化学及其成因与构造指示意义. 岩石学报, 23(6): 1431 - 1440.
- 许保良,黄福生. 1990. A型花岗岩的类型、特征及其地质意义. 地球探索, 3: 113 - 120.
- 许保良,阎国翰,张臣. 1998. A型花岗岩的岩石学亚类及其物质来源. 地学前缘, 5(3): 113 - 124.
- 杨富贵,王中刚,刘丛强,侯鸿泉,洪文兴. 1999. 西北准噶尔地区碱性花岗岩体中角闪石的地质地球化学意义. 矿物学报, 19(1): 70 - 76.
- 于津海,王德滋. 1997. 山西吕梁群早元古代双峰式火山岩地球化学特征及成因. 岩石学报, 13(1): 59 - 70.
- 于津海,王德滋. 1998. 一个古元古代A型流纹岩. 地球化学, 27(6): 549 - 558.
- 袁忠信. 2001. 关于A型花岗岩命名问题的讨论. 岩石矿物学杂志, 20(3): 293 - 296.
- 张绍立,王联魁,朱为方,杨文金. 1985. 用磷灰石中稀土元素判别花岗岩成岩成矿系列. 地球化学, 14(1): 45 - 57.
- 赵振华,王中刚,邹天人,增田彰正. 1996. 新疆乌伦古富碱侵入岩成因探讨. 地球化学, 25(3): 205 - 220.
- 赵振华,熊小林,韩小东. 1999. 花岗岩稀土元素四分组效应形成机理探讨——以千里山和巴尔哲花岗岩为例. 中国科学, 29(4): 331 - 338.
- 赵振华,包志伟,张伯友,熊小林. 2000. 柿竹园超大型钨多金属矿床形成的壳幔相互作用背景. 中国科学(D辑), 30: 161 - 168. (增刊)
- 周涛发,袁峰,范裕,谭绿贵,岳书仓. 2006. 西准噶尔萨吾尔地区A型花岗岩的地球动力学意义: 来自岩石地球化学和锆石 SHRIMP 定年的证据. 中国科学(D辑), 36(1): 39 - 48.
- 朱金初,张佩华,谢才富,张辉,杨策. 2006. 南岭西段花山-姑婆山A型花岗质杂岩带: 岩石学、地球化学和岩石成因. 地质学报, 80(4): 529 - 542.
- Anderson J L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: Medaris Jr L G, Byers C W, Mickelson D M and Shanks W C (eds.), Proterozoic Geology. Selected Papers from an International Proterozoic Symposium. *Geol Soc Am Memoir*, 161: 133 - 152.
- Anderson J L and Bender E E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, 23: 19 - 52.
- Anderson J L and Morrison J. 1992. The role of anorogenic granites in the Proterozoic crustal development of North America. In: Condie K C (ed.), Proterozoic Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam, 263 - 299.
- Anderson J L and Morrison J. 2005. Ilmenite, magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. *Lithos*, 80: 45 - 60.
- Azzouni-Sekkal A, Liégeois J P, Bechiri-Benmerzoug F, Belaidi-Zinet S and Bonin B. 2003. The "Taourirt" magmatic province, a marker of the closing stages of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: Review of the available data and Sr-Nd isotope evidence. *J Afr Earth Sci*, 37: 337 - 350.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605 - 626.
- Bates R L and Jackson J A. 1980. Glossary of Geology, 2nd Edition. American Geological Institute, Falls Church, VA, 751.
- Bickford M E and Anderson J L. 1993. Middle Proterozoic magmatism. In: Reed J C, Bickford M E, Houston R S, Link P K, Rankin D W, Sims P K and Van Schmus W R (eds.), Geology of North America. *Geol Soc Am DNAG Volume C-2, Precambrian, Conterminous USA*, 281 - 292.
- Blevin P L and Chappell B W. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia: The metallogeny of I- and S-type granites. *Econ Geol Bull Soc Econ Geol*, 90(6): 1604 - 1619.
- Bonin B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: Evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geol J (W. S. Pitcher Special Issue)*, 25: 261 - 270.
- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97: 1 - 29.
- Carimichael I S E. 1991. The redox states of basic and silicic magmas: A reflection of their source regions? *Contrib Mineral Petrol*, 106: 129 - 141.
- Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite types. *Pac Geol*, 8: 173 - 174.
- Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sci*, 83: 1 - 26.

- Charoy B and Raimbault L. 1994. Zr-, Th-, and REE-rich biotite differentiates in the A-type granite pluton of Suzhou (Eastern China): The key role of fluorine. *J Petrol*, 35: 919 – 962.
- Clemens J D, Holloway J R and White A J R. 1986. Origin of A-type granites: Experimental constraints. *Am Mineral*, 71: 317 – 324.
- Collins W J, Beams S D, White A J R and Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib Mineral Petrol*, 80: 189 – 200.
- Creaser R A, Price R C and Wormald R J. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, 19: 163 – 166.
- Czamanske G K, Erd R C, Leonard B F and Clark J R. 1981. Bartonite, a new potassium iron sulfide mineral. *Am Mineral*, 66: 369 – 375.
- Dall'Agnol R, Scaillet B and Pichavant M. 1999. An experimental study of a Lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian Craton, Brazil. *J Petrol*, 40 (11): 1673 – 1698.
- Dall'Agnol R, Teixeira N P, Rämö O T, Moura C A V, Macambira M J B and de Oliveira D C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos* (Ilmari Haapala), 80: 101 – 129.
- Dall'Agnol R and de Oliveira D C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93: 215 – 233.
- Dickin A P. 1994. Nd isotope chemistry of Tertiary igneous rocks from Arran, Scotland: Implications for magma evolution and crustal structure. *Geol Mag*, 131: 329 – 333.
- Duchesne J C and Wilmart E. 1997. Igneous chamockites and related rocks from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (southwest Norway). A jotunite (hypersthene monzodiorite)-derived A-type granitoid suite. *J Petrol*, 38: 337 – 369.
- Duffield W A. 1990. Eruptive fountains of silicic magma and their possible effects on the tin content of fountain-fed lavas, Taylor Creek Rhyolite, New Mexico. In: Stein H J and Hannah J L (eds.), Ore-bearing granite systems; petrogenesis and mineralizing processes. *Geol Soc Am Bull* (Special Paper), 246: 251 – 262.
- Eby G N. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26: 115 – 134.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641 – 644.
- Engel C G and Fisher R L. 1975. Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, western Indian Ocean. *Geol Soc Am Bull*, 86: 1553 – 1578.
- Fisk M R, Upton B G J and Ford C E. 1988. Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of reunion island, Indian ocean. *J Geophys Res*, 93 (85): 4933 – 4950.
- Frost C D and Frost B R. 1997. Reduced rapakivi-type granites: The tholeiite connection. *Geology*, 25: 647 – 650.
- Frost C D, Frost B R, Chamberlain K R and Edwards B. 1999. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: A reduced, rapakivi-type anorogenic granite. *J Petrol*, 40: 1771 – 1802.
- Frost B R, Barnes C G, Collins W J, Arculus R J, Ellis D J and Frost C D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J Petrol*, 42: 2033 – 2048.
- Frost C D, Rämö O T and Dall'Agnol R. 2007. IGCP project 510—A-type granites and related rocks through time. *Lithos* (Preface), 97(1–2): vii–xiii.
- Furman T M, Peter S and Frey F. 1992. Evolution of Icelandic central volcanoes: Evidence from the Austurhorn intrusion, southeastern Iceland. *Bull Volcanology*, 55(1): 45 – 62.
- Gagnevin D, Ethien R, Bonin B, Moine B, Feraud G, Gerbe M C, Cottin J Y, Michon G, Tourpin S, Mamias G, Perrache C and Giret A. 2003. Open-system processes in the genesis of silica-oversaturated alkaline rocks of the Rallier-du-Baty Peninsula, Kerguelen Archipelago (Indian Ocean). *J Volcanol Geoth Res*, 123: 267 – 300.
- Giret A, Bonin B and Léger J M. 1980. Amphibole compositional trends in the oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Can Mineral*, 18: 481 – 495.
- Giret A. 1990. Typology, evolution and origin of the Kerguelen plutonic series, Indian Ocean: A review. *Geol J*, 25: 239 – 247.
- Haapala I and Rämö O T. 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sci*, 83: 165 – 171.
- Harris C. 1983. The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island. *J Petrol*, 24: 424 – 470.
- Harris N B W, Marzouki F M H and Ali S. 1986. The Jabel Sayid Complex, Arabian Shield: Geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites. *J Geol Soc*

- London, 143: 287 – 295.
- Hogan J P, Gilbert M C and Weaver B L. 1992. A-type granites and rhyolites: Is A for ambiguous? EOS, Transactions. *Am Geophys Union* (newsletter), 73: 508.
- Hogan J P and Gilbert M C. 1997. The intrusive style of A-type sheet granites from the Southern Oklahoma aulacogen. In: Ojakangas R W et al. (eds.), Middle Proterozoic to Cambrian rifting: Mid-North America. *Geol Soc Am Bull* (Special Paper), 312: 299 – 311.
- Ishihara S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol*, 27: 293 – 305.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Econ Geol* (75th Anniversary), 458 – 484.
- Kanaris-Sotiriou R and Gibb F G F. 1989. Plagiogranite differentiates in MORB-type sills of the Faeroe-Shetland Basin. *J Geol Soc London*, 146: 607 – 610.
- King P L, White A J R and Chappell B W. 1997. Characterization and origin of aluminous A type granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *J Petrol*, 36: 371 – 391.
- King P L, Chappell B W, Allen C M and White A J R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Aust J Earth Sci*, 48: 501 – 514.
- Klimm K, Holtz F, Johannes W and King P L. 2003. Fractionation of metaluminous A-type granites: An experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Res*, 124: 327 – 341.
- Li X H. 1999. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze Block: Timing of the Neoproterozoic Jinning Orogeny in SE China and implications for Rodinia Assembly. *Precambrian Res*, 97: 43 – 57.
- Li X H, Li Z X, Zhou H, Liu Y and Pinny P D. 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: Implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Res*, 113: 135 – 154.
- Li X H, Li W X, Li Z X and Liu Y. 2007. 850-790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: A major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia. *Lithos*, 10. 1016/j. lithos. 2007.04.007. ?
- Li W X, Li X H and Li Z X. 2005. Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia Block of South China and its tectonic significance. *Precambrian Res*, 136: 51 – 66.
- Ling W, Gao S, Zhang B, Li H, Liu Y and Cheng J. 2003. Neoproterozoic tectonic evolution of the northwestern Yangtze Craton, South China: Implications for amalgamation and breakup of the Rodinia Supercontinent. *Precambrian Res*, 122: 111 – 140.
- 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 Petrol*, 41(5): 717 – 737.
- Litvinovsky B A, Jahn B M, Zandvilevich A N, Saunders A, Poulain S, Kuzmin D V, Reichow M K and Titov A V. 2002. Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansk Complex (Transbaikalia, Russia): Implications for the origin of A-type granitoid magmas. *Chem Geol*, 189: 105 – 133.
- Loiselle M C and Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol Soc Am Bull* (Abstracts with Programs), 11: 468.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol Soc Am Bull*, 101: 635 – 643.
- Marks M, Ralf H, Thomas W and Gregor M. 2004. Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: Implications for mineral-melt trace-element partitioning. *Chem Geol*, 211: 185 – 215.
- Martin H, Bonin B, Capdevila R, Jahn B M, Lameyre J and Wang Y. 1994. The Kuqi peralkaline granitic complex (SE China): Petrology and geochemistry. *J Petrol*, 35: 983 – 1015.
- Moreira M, Doucelance R, D Kurz M, Dupre B and Allegre C J. 1999. Helium and lead isotope geochemistry of the Azores Archipelago. *Earth Planet Sci Lett*, 169: 189 – 205.
- Nabelek P I and Russ-Nabelek C. 1990. The role of fluorine in the petrogenesis of magmatic segregations in the St. Francois volcano-plutonic terrane, southeastern Missouri. In: Stein H J and Hannah J L (eds.), Ore-bearing granite systems; petrogenesis and mineralizing processes. *Geol Soc Am Bull* (Special Paper), 246: 71 – 88.
- Nardi L V S and Bonin B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: The Saibro intrusive suite, southern Brazil-A case study. *Chem Geol*, 92: 197 – 211.
- Nyman M W, Karlstrom K E, Kirby E and Graubard C M. 1994. Mesoproterozoic contractional orogeny in western North America: Evidence from ca. 1.4 Ga plutons. *Geology*, 22: 901 – 904.
- Patino Douce A E and Beard J S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *J Petrol*, 36: 707 – 738.
- Patino Douce A E. 1997. Generation of metaluminous A-type

- granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25(8): 743–746.
- Patiño Douce A E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A, Fernández C and Vigneresse J L (eds.), *Understanding Granites. Special Publications, Geol Soc London*, 168: 55–75.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol*, 25: 956–983.
- Price J D, Hogan J P and Gilbert M C. 1996. Rapakivi-texture in the Mount Scott Granite Wichita Mountains, Oklahoma. *Eur J Mineral*, 8: 435–451.
- Price J D. 1998. *Petrology of the Mount Scott Granite* [Ph. D. thesis]: Norman, University of Oklahoma, 224.
- Price Jonathan D, Hogan John P, Gilbert M Charles, London David and Morgan George B. 1999. Experimental study of titanite-fluorite equilibria in the A-type Mount Scott Granite: Implications for assessing F contents of felsic magma. *Geology*, 27(10): 951–954.
- Ramo O T, McLemore V T, Hamilton M A, Kosunen P J, Heizler M and Haapala I. 2003. Intermittent 1630–1220 Ma magmatism in central Mazatzal province: New geochronologic piercing points and some tectonic implications. *Geology*, 31: 335–338.
- Richardson J M, Bell K, Watkinson D H and Blenkinsop J. 1990. Genesis and fluid evolution of the east Kemptville greisen-hosted tin mine, southwestern Nova Scotia, Canada. In: Stein H J and Hannah J L (eds.), *Ore-bearing granite systems; petrogenesis and mineralizing processes. Geol Soc Am Bull (Special Paper)*, 246: 181–204.
- Rogers J J W and Greenberg J E. 1990. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: Distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *J Geol*, 98: 291–310.
- Rutter M J and Wyllie P J. 1988. Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration melting in the deep crust. *Nature*, 331: 159–160.
- Sandiford M and Powell R. 1986. Deep crustal metamorphism during continental extension: Modern and ancient examples. *Earth Planet Sci Lett*, 79: 151–158.
- Scailliet B and Macdonald R. 2001. Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications. *J Petrol*, 42: 825–845.
- Scailliet B and Macdonald R. 2003. Experimental constraints on the relationships between peralkaline rhyolites of the Kenya Rift Valley. *J Petrol*, 44(10): 1867–1894.
- 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. *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 Anorogenic Granites. *J Petrol*, 34(4): 785–815.
- Sylvester P J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *J Geol*, 97: 261–280.
- Teixeira N P, Bettencourt J S, Moura C A V, Dall'Agnol R and Macambira E M B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Res*, 119: 257–275.
- Turner S P, Foden J D and Morrison R S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Pathaway Ridge, South Australia. *Lithos*, 28: 151–179.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol*, 95: 407–419.
- White J C, Benker S, Christian R, Minghua U, Kevin M and Corrick D W. 2006. Petrogenesis and tectonic setting of the peralkaline Pine Canyon caldera, Trans-Pecos Texas, USA. *Lithos*, 91: 74–94.
- Widom E, Gill J B and Schmincke H U. 1993. Syenite nodules as a long-term record of magmatic activity in Agua-De-Pao volcano, Sao-Miguel, Azores. *J Petrol*, 34(5): 929–953.
- Wu F Y, Sun D Y, Li X H, Jahn B M and Wilde S A. 2002. A-type granites in Northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chem Geol*, 187: 143–173.
- Wyborn D, Owen M and Araluen N S W. 1986. 1:100,000 Geological Map Commentary. Araluen, New South Wales. *Bur Miner Resour Geol Geophys Aust*, 44.
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, Wilde S A and Chu M F. 2006. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos*, 89: 89–106.

A-type Granites: Research Progress and Implications

JIA Xiaohui^{1,2}, WANG Qiang¹ and TANG Gongjian^{1,2}

(1. CAS Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. Graduate University of the Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China)

Abstract: A-type granites have attracted wide attentions owing to their special tectonic settings and important geodynamic implications. However, some topics (e. g., nomenclature, classification and petrogenesis) on the A-type granites have been currently disputed. In this contribution, we mainly introduce the recent progress for the study on the A-type granites in the following aspects: (1) the definition and characteristics, (2) the differences between the A-type granites and highly fractionated I- and S-type granites, (3) source and petrogenesis, (4) progresses of experiment petrology, (5) classification and (6) tectonic setting and geodynamic implications. Plagioclase and orthopyroxene are main residual or fractionational minerals during the formation of the A-type granite. Besides the traditional classification of A_1/A_2 for the A-type granites, another classification regarding reduced and oxidized A-type granites has also attracted wide attentions. The A-type granites were mainly generated in an extensional setting, and are one of important petrologic symbols for a distinguishing tectonic setting.

Keywords: A-type granites; experiment petrology; source; petrogenesis; tectonic setting

《大地构造与成矿学》2009 年(第 33 卷)第 4 期预目

(2009 年 11 月 15 日出版发行)

● 构造地质学

南天山基性麻粒岩中变形石英和石榴子石的 TEM 研究…………… 杨帆,舒良树,张富生
桂北河池-宜州断裂带构造特征及其演化:柳城段浅部到深部结构的启示

…………… 刘博,李三忠,周永刚,金宽,戴黎明,刘丽萍,王涛,王建,郝义,刘恩山
南大巴前陆冲断带构造变形几何类型、分布特征及其成因分析…………… 徐扬,王存智,程万强,杨坤光
“崆峒山组砾岩”形成演化的动力学机制分析…………… 宋立军,刘池洋,吴冲龙
青海玉树地区第三纪盆地原型及其演化…………… 姜勇彪,侯增谦,严兆彬,杜后发,郭福生,刘燕学
基于砂箱模拟实验对罗布泊盆地新构造变形特征的分析

…………… 施炜,刘成林,杨海军,马寅生,解国爱,顾元乔,龚明权,杜建军

● 构造地质与成矿学

厂坝-李家沟 SEDEX 型铅锌矿床成矿作用研究…………… 匡文龙,陈年生,刘新华,陈新跃,朱伟,戴德求
张宣幔枝构造成矿与深部找矿潜力分析

…………… 牛树银,孙爱群,王宝德,高昌杰,魏明辉,杨丽娟,谢新梅,王晓枝
广东凡口铅锌矿床的走滑构造及成矿模式…………… 梁新权,温淑女
粤东嵩溪银矿形成的区域地质背景、成矿特征及成因…………… 郭锐,彭恩生

● 岩石地球化学

阿尔金山西南段花岗岩类的时空变化与构造作用——来自钾钠含量变化的证据

…………… 伍跃中,王战,过磊,唐卓
湖南雪花顶花岗岩及包体的地质地球化学特征和成因分析…………… 程顺波,付建明,徐德明,马丽艳,曹亮
金平铜厂铜钼矿床赋矿岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及意义…………… 黄波,梁华英,莫济海,谢应变
阿尔泰山缘冲乎尔盆地中酸性火山岩地质特征及其对成矿作用的暗示…………… 曾乔松,陈广浩,蔡佑星,王梦飞
贵州水城二叠系茅口组含锰岩系地质地球化学特征与锰矿成因分析…………… 杨瑞东,程玛莉,魏怀瑞