

松潘造山带马尔康强过铝质花岗岩的成因及其构造意义

时章亮^{1,2}, 张宏飞^{1,2*}, 蔡宏明^{1,2}

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074
2. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

摘要: 松潘造山带广泛出露印支期后碰撞型花岗岩类, 其中包括埃达克质花岗岩类、A型花岗岩和I型花岗岩, 但目前人们对该区印支期强过铝质花岗岩尚未有深入的研究。松潘造山带马尔康花岗岩属于强过铝质花岗岩($A/CNK = 1.10 \sim 1.20$), 其岩石类型主要为中粒二云母花岗岩和中细粒二云母花岗岩。利用LA-ICP-MS锆石U-Pb定年方法, 获得中粒二云母花岗岩的岩浆结晶年龄为 208 ± 2 Ma, 中细粒二云母花岗岩的岩浆结晶年龄为 200 ± 2 Ma。马尔康强过铝质花岗岩 $K_2O/Na_2O = 1.13 \sim 1.75$, 富Rb、Th和U, 贫Sr、Ba、Co和Ni等元素; 稀土元素组成上显示存在强到中等的负Eu异常($Eu/Eu^* = 0.15 \sim 0.65$); 全岩初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值(I_{Sr})为 $0.70712 \sim 0.71137$, $\epsilon_{Nd}(t) = -10.36 \sim -8.43$, 锆石 $\epsilon_{Hf}(t) = -11.8 \sim -1.1$ 。地球化学和Sr-Nd-Hf同位素组成一致表明, 它们的岩浆来自于地壳物质的部分熔融, 其中中粒二云母花岗岩的源岩类型主要为地壳中的泥质岩类, 而中细粒二云母花岗岩的源岩主要为地壳中的杂砂岩类。结合松潘带的地质背景、区域构造—岩浆事件及其岩浆岩的组合分析, 印支期岩石圈拆沉作用可以用来解释马尔康强过铝质花岗岩的形成机制。在松潘带, 印支期岩石圈拆沉作用导致软流圈物质上涌, 这不仅促使了加厚下地壳物质发生部分熔融, 如松潘带印支期埃达克质和I型花岗岩浆的形成, 而且还诱发了中地壳物质的部分熔融, 如马尔康强过铝质花岗岩的形成。这表明松潘带印支期岩石圈拆沉作用已使地壳不同层次发生部分熔融作用。

关键词: 强过铝质花岗岩; 锆石U-Pb定年; 地球化学; Sr-Nd-Hf同位素; 岩石成因; 松潘造山带。

中图分类号: P588.12 文章编号: 1000-2383(2009)04-0569-16 收稿日期: 2009-01-16

Petrogenesis of Strongly Peraluminous Granites in Markan Area, Songpan Fold Belt and Its Tectonic Implication

SHI Zhang-liang^{1,2}, ZHANG Hong-fei^{1,2*}, CAI Hong-ming^{1,2}

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract In the Songpan fold belt, Indosinian post-collision granitoids, including adakitic, A-type and I-type granitoids, are widespread. However, studies on Indosinian strongly peraluminous granite in this area are rare. The Markan granites, including medium-grained two-mica granite and medium-fine grained two-mica granite, are strongly peraluminous granites with Al index (A/CNK) = 1.10–1.20. By using LA-ICP-MS zircon dating method, magma crystallization ages 208 ± 2 Ma for the medium-grained two-mica granite and 200 ± 2 Ma for the medium-fine grained two-mica granite are obtained. Both the two-mica granites show $K_2O/Na_2O = 1.13 \sim 1.75$, and are enriched in Rb, Th and U etc while depleted in Sr, Ba, Co and Ni etc. REE compositions display strongly fractionated patterns, with $(La/Yb)_N = 6.08 \sim 51.84$ and $Eu/Eu^* = 0.15 \sim 0.65$. In Sr-Nd-Hf isotopic compositions, they have initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (I_{Sr}) of $0.70712 \sim 0.71137$, $\epsilon_{Nd}(t)$ values of -10.36 to -8.43 and zircon $\epsilon_{Hf}(t)$ values of -11.8 to -1.1 . Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic compositions suggest that the magmas for the medium-grained and medium-fine grained two-mica granites were derived from partial melting of argillaceous and greywacke sediments, respectively. According to the combined analysis of geological background, regional tectono-magmatic events and mag-

基金项目: 国家自然科学基金项目(Nos. 40773019, 40821061); 教育部和国家外国专家局高等学校学科创新引智计划(No. B07039)。

作者简介: 时章亮(1983—), 男, 硕士研究生, 地球化学专业。*通讯作者: 张宏飞, E-mail: hfzhang@cug.edu.cn
(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

matism composition, Indosinian lithospheric delamination can account for the magma generation of the Markan strongly peraluminous granites. The Indosinian lithospheric delamination resulted in mantle asthenospheric upwelling, which promoted not only partial melting of the thickened lower crust (e.g. the adakitic and I-type granitoid magma generation), but also partial melting of the middle-lower crust (e.g. the Markan granite generation). This indicates that the Indosinian lithospheric delamination in the Songpan fold belt had resulted in partial melting at different levels of crust.

Key words: strongly peraluminous granite; U-Pb zircon dating; geochemistry; Sr-Nd-Hf isotopes; petrogenesis; Songpan fold belt.

强过铝质花岗岩是指铝饱和指数 [Al₂O₃/ (CaO+Na₂O+K₂O) 分子比值] A/CNK≥1.1, 含有白云母、堇青石、电气石或石榴子石等高铝矿物的花岗岩类(Sylvester, 1998)。20世纪80年代, 与碰撞有关的强过铝质花岗岩往往被归为同碰撞花岗岩(Pitcher, 1983; Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986)。后来的研究发现, 大量的强过铝质花岗岩主要形成于后碰撞构造环境(Pitcher, 1983; Bellieni *et al.*, 1996; Pamic *et al.*, 1996; Finger *et al.*, 1997; Searle *et al.*, 1997)。后碰撞环境可分为高温型和高压型两种类型, 其对应的强过铝质花岗岩也可分为高温型和高压型(Barbarin, 1996; Sylvester, 1998)。高压型强过铝质花岗岩是指在碰撞过程中已经形成加厚的地壳(>50 km), 在后碰撞阶段由地壳减压熔融形成; 高温型强过铝质花岗岩是指在碰撞造山过程中, 地壳加厚不明显, 形成不了高压环境, 但在后碰撞阶段, 岩石圈可发生拆沉作用导致软流圈的上涌, 加热地壳, 由地壳发生深熔作用形成(Barbarin, 1996; Sylvester, 1998)。因此, 对于不同成因类型的后碰撞强过铝质花岗岩的研究, 可以揭示碰撞造山的构造演化及地壳发生熔融作用的深部动力学过程(Harris *et al.*, 1995; Barbarin, 1996; Harrison *et al.*, 1997; Searle *et al.*, 1997; Sylvester, 1998)。

松潘构造带(简称松潘带)位于青藏高原的东北部, 其表层系统主要被厚度巨大的三叠系复理石沉积所覆盖, 形成于古特提斯洋的闭合阶段(Mattauer *et al.*, 1992; 许志琴等, 1992; Sengör and Natalin, 1996; Brugier *et al.*, 1997)。该区呈巨大的三角状, 面积约200 000 km², 为华北板块、扬子板块和青藏高原板块的构造汇聚区。由于其特殊的构造位置, 该区已受到地质界的广泛关注(Enkin *et al.*, 1992; Roger *et al.*, 2004; Harrowfield and Wilson, 2005; 胡健民等, 2005; Reid *et al.*, 2005; Zhang *et al.*, 2006, 2007; Xiao *et al.*, 2007; Weislogel, 2008; Zhou *et al.*, 2008)。在松潘带内广泛出露花岗岩类侵入体, 它们侵入于三叠系地层中。由于花岗

岩浆主要来自于深部地壳物质的部分熔融, 是构造运动的直接产物。因此, 这些花岗岩类可提供深部地球动力学过程的重要信息。近年来, 人们对该区印支期花岗岩类已有较好的研究, 确定了多种花岗岩类的成因类型, 如埃达克质花岗岩(Zhang *et al.*, 2006; Xiao *et al.*, 2007; 赵永久等, 2007)、A型花岗岩(Zhang *et al.*, 2007)和I型花岗岩(胡健民等, 2005; Xiao *et al.*, 2007)。但关于该区印支期强过铝质花岗岩尚缺乏深入的研究。为了更全面地了解松潘带印支期花岗岩类成因类型的多样性, 本文对马尔康强过铝质花岗岩进行了锆石U-Pb年代学、主量元素、微量元素和Sr-Nd-Hf同位素组成的研究, 通过微量元素和同位素地球化学的示踪, 讨论了马尔康强过铝质花岗岩的成因以及岩浆产生的地球动力学过程。

1 地质背景

位于青藏高原东北缘的松潘造山带, 是中国大陆最大的构造带(张国伟等, 2004)。该区为一个东西向延伸、东宽西窄的三角形块体, 其东南缘以龙门山断裂带为界与扬子板块毗邻; 西南缘以金沙江缝合带为界与羌塘—昌都地块相接, 金沙江缝合带被认为是晚古生代俯冲带(Sengör, 1987; Wang *et al.*, 2000; Reid *et al.*, 2005); 北侧以阿尼玛卿缝合带为界与东昆仑—西秦岭造山带相接(图1)。松潘块体内巨厚的三叠系复理石沉积覆盖于震旦纪—古生界序列之上, 东部龙门山断裂带附近出露有前震旦纪(太古代—中元古代)结晶基底(许志琴等, 1992)。印支期(三叠纪末)扬子、华北和羌塘三个块体之间的聚敛使沉积盆地缩短、古特提斯闭合, 形成松潘造山带(Sengör, 1987; Mattauer *et al.*, 1992; 许志琴等, 1992; Nie *et al.*, 1994)。在造山期, 三叠纪的沉积地层向南推覆于扬子块体之上, 同时震旦纪—古生代序列强烈变形, 形成大规模滑脱构造, 从而使地壳明显增厚(Mattauer *et al.*, 1992)。三叠系地层经历了极低到低级的绿片岩相变质, 但震旦纪—古

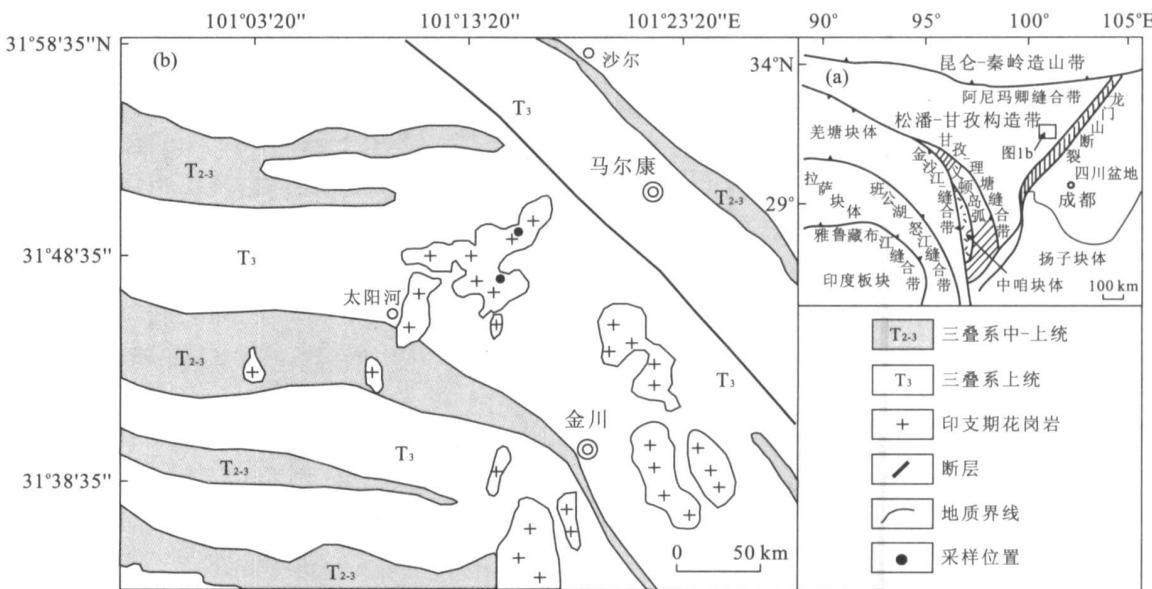


图 1 松潘构造带马尔康地区地质简图(据四川省地质矿产局, 1991, 简化)

Fig. 1 Simplified geological map of Markan area in Songpan fold belt

生界序列(丹巴地区)经历了 Barrovian 型变质作用
(Mattauer *et al.*, 1992; Huang *et al.*, 2003).

松潘块体内广泛出露花岗岩类侵入体. 这些花岗岩类岩体呈面状分布, 其形成时代主要在三叠纪末到侏罗纪时期(Calassou, 1994; Roger *et al.*, 2004; 胡健民等, 2005; Zhang *et al.*, 2006, 2007; Xiao *et al.*, 2007; 赵永久等, 2007). 野外观察表明, 大多数岩体(如马尔康岩体等)侵入到强烈变形的三叠系地层中, 而岩体本身并没有发生变形, 表明岩浆侵位是在三叠系地层褶皱变形之后发生, 属于后碰撞型侵入体. 本文研究的马尔康岩体的主要岩石类型为二云母花岗岩, 按岩石结构不同, 可划分为中粒二云母花岗岩和中细粒二云母花岗岩. 由于植被覆盖, 野外未观察到中粒二云母花岗岩和中细粒二云母花岗岩的接触关系. 中粒二云母花岗岩呈浅灰—灰白色, 块状构造, 主要矿物组成为石英(24%~28%)、钾长石(30%~35%)、斜长石(30%~35%)、白云母(3%~4%)和黑云母(2%~3%), 副矿物包括锆石、磷灰石、独居石、榍石和 Fe-Ti 氧化物等; 中细粒二云母花岗岩呈灰白色, 块状构造, 部分含钾长石斑晶, 主要矿物组成为石英(20%~25%)、钾长石(30%~35%)、斜长石(30%~35%)、黑云母(3%~4%)和白云母(1%~2%), 副矿物包括锆石、磷灰石、独居石、榍石和 Fe-Ti 氧化物等. 以上两种岩石类型, 除了结构上不同以外, 白云母含量也不相同, 中粒二云母花岗岩含有较高比例的白云母.

2 分析方法

用于主量元素和微量元素测定的样品, 无污染粉碎至 200 目以下. 样品主量元素在西北大学大陆动力学国家重点实验室用 XRF 方法测定获得, 其分析的准确度优于 5%. 样品微量元素在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室用 ICP-MS 方法测定获得, 其分析的准确度优于 10%, 其中稀土元素分析准确度优于 5%.

全岩 Sr-Nd 同位素测定在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成, 测定仪器为 Treton 质谱仪. Sr 和 Nd 同位素的分馏校正分别采用⁸⁶ Sr/⁸⁸ Sr = 0.1194 和¹⁴⁶ Nd/¹⁴⁴ Nd = 0.7219. 在分析期间, NBS987 标准给出⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr = 0.710244 ± 14(2σ), J & M 标准给出¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd = 0.511825 ± 6(2σ). 全程 Sr 空白 < 4 ng, Nd 空白 < 1 ng.

用于锆石 U-Pb 年代学测定的样品, 在廊坊地质服务有限公司利用标准技术对锆石进行了分选. 锆石制靶后, 进行了锆石阴极发光照像, 以观察锆石的内部结构. 锆石 U-Pb 年龄在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室利用 LA-ICP-MS 方法测定, 激光束斑直径为 32 μm, 分析方法及仪器参数见 Yuan *et al.* (2004). 锆石测定点的同位素比值、U-Pb 表面年龄和 U-Th-Pb 含量计算采用 GLITTER 程序. 采用 Andersen (2002) 方法对

普通 Pb 进行校正，并采用 ISOPLOT 程序 (Ludwig, 2001) 进行锆石加权平均年龄计算及谐和图的绘制。锆石原位 Lu-Hf 同位素测定在西北大学大陆动力学国家重点实验室装有 193 nm ArF 激光器的 Neptune MC-ICP-MS 仪器上完成，其分析方法见 Wu *et al.* (2006)。激光束斑直径为 44 μm，剥蚀频率为 10 Hz。用¹⁷⁶Lu/¹⁷⁵Lu = 0.026 69 (DeBievre and Taylor, 1993) 和¹⁷⁶Yb/¹⁷²Yb = 0.588 6 (Chu *et al.*, 2006) 进行同量异位干扰校正计算测定样品的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 和¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值。在样品测定期间，获得锆石 91500 的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282 295 ± 0.000 009 ($n=58, 2\sigma$)。

3 结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

中粒二云母花岗岩样品 03SGZ-22 (N31°52'10.6", E101°59'5.9") 和中细粒二云母花岗岩样品 0701 (N31°48'26.6", E101°13'27.7") 用来进行锆石 U-Pb 年代学测定。样品 03SGZ-22 所分选的锆石绝大部分为无色透明，自形程度较好，在阴极发光图像上呈现密集的岩浆型锆石的振荡环带，但含有较多的继承型锆石 (图 2a)。样品 0701 的锆石也主要为无色透明，自形程度较好，同样含有较多的继承型锆石 (图 2b)。

样品 03SGZ-22 和样品 0701 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测定结果列于表 1。

样品 03SGZ-22 成功地测定了 21 颗锆石，其中岩浆型锆石 14 颗，继承型锆石 7 颗。岩浆型锆石的 Th/U 比值变化于 0.03 ~ 0.45 之间，继承型锆石的

Th/U 比值变化于 0.04 ~ 1.23 之间。在 U-Pb 谐和图上 (图 3a)，岩浆型锆石的测定点位于或接近于谐和线，它们的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄变化于 204 ~ 214 Ma 之间，²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄的加权平均年龄为 208 ± 2 Ma (MSWD = 2.8)，该年龄解释为中粒二云母花岗岩的岩浆结晶年龄。4 颗继承型锆石的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄变化于 261 ~ 533 Ma 之间，3 颗继承型锆石的²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄变化于 1 340 ~ 1 847 Ma 之间。

样品 0701 成功地测定了 25 颗锆石，其中岩浆型锆石 15 颗，继承型锆石 10 颗。岩浆型锆石的 Th/U 比值变化于 0.04 ~ 0.53 之间，继承型锆石的 Th/U 比值变化于 0.17 ~ 0.64 之间。在 U-Pb 谐和图上 (图 3b)，岩浆型锆石的测定点位于谐和线上，它们的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄变化于 197 ~ 210 Ma 之间，²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄的加权平均年龄为 200 ± 2 Ma (MSWD = 1.6)，该年龄解释为中细粒二云母花岗岩的岩浆结晶年龄。7 颗继承型锆石的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄变化于 2 39 ~ 4 28 Ma 之间，3 颗继承型锆石的²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄变化于 900 ~ 2 580 Ma。

上述年代学资料显示，中粒二云母花岗岩的形成时代略早于中细粒二云母花岗岩。综合两个样品的年龄结果，马尔康强过铝质花岗岩的岩浆结晶年龄为 208 ~ 200 Ma，这一结果明显不同于 Roger *et al.* (2004) 用 TIMS 方法获得的锆石和独居石 U-Pb 年龄 (188 ~ 153 Ma)。

3.2 主量元素和微量元素

马尔康中粒二云母花岗岩和中细粒二云母花岗岩的主量元素和微量元素测定结果列于表 2。

由表 2 可见，中粒二云母花岗岩 SiO₂ = 73.46% ~ 74.74%，Al₂O₃ = 14.12% ~ 14.58%，

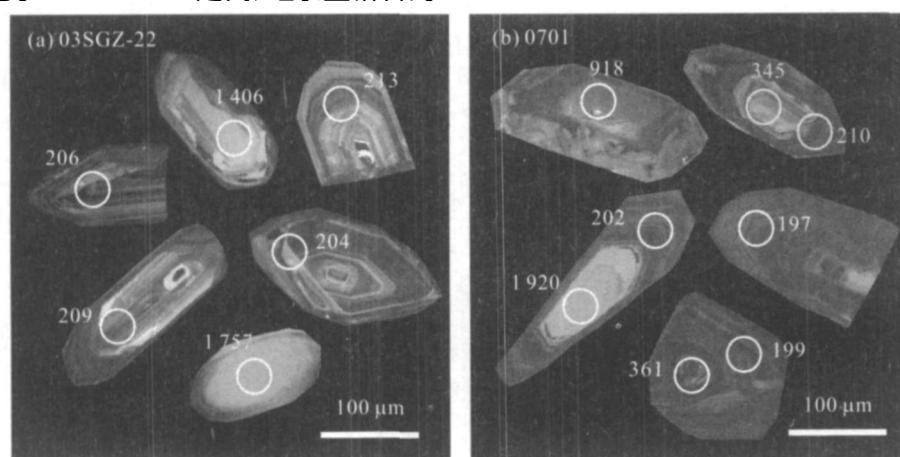


图 2 样品 03SGZ-22 和 0701 代表性锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 2 CL images of representative zircons of samples 03SGZ-22 and 0701

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

表1 样品03GZ-22和样品0701 LA-ICP-MS锆石U-Pb同位素分析数据
Table 1 U-Pb zircon LA-ICP-MS chronological data of samples 03GZ-22 and 0701

分析点号	Pb _c (%)	U(10 ⁻⁶)	Th(10 ⁻⁶)	Th/U	Pb*	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
						比值	1 _σ	比值	1 _σ	比值	1 _σ	年龄(Ma)	1 _σ	年龄(Ma)	1 _σ	年龄(Ma)	1 _σ
样品03GZ-22(中粒二云母花岗岩)																	
03gsz-22-1	32.40	3.691	346	0.09	705	0.05048	0.00063	0.25905	0.00368	0.04132	0.00034	217	18	234	3	261	2
03gsz-22-2	20.06	255	317	1.23	366	0.11295	0.00143	4.82190	0.08260	0.31335	0.00264	1847	19	1789	14	1757	13
03gsz-22-3	42.69	4.867	553	0.11	724	0.05682	0.00075	0.23177	0.00368	0.03283	0.00028	485	20	212	3	208	2
03gsz-22-4	19.68	1.684	192	0.11	255	0.05597	0.00125	0.23467	0.00602	0.03364	0.00032	451	40	214	5	213	2
03gsz-22-5	76.49	5.764	336	0.06	1114	0.05689	0.00097	0.30914	0.00643	0.04333	0.00038	487	30	274	5	273	2
03gsz-22-6	9.15	1.315	590	0.45	191	0.05050	0.00079	0.20936	0.00433	0.03316	0.00028	218	32	193	4	210	2
03gsz-22-7	15.64	5.423	408	0.08	768	0.05504	0.00083	0.22557	0.00469	0.03258	0.00028	414	31	207	4	207	2
03gsz-22-8	7.47	779	381	0.49	641	0.08606	0.00134	2.04213	0.04542	0.19014	0.00164	1340	30	1130	15	1122	9
03gsz-22-10	26.73	8.424	327	0.04	1171	0.05778	0.00100	0.23462	0.00580	0.03246	0.00029	521	38	214	5	206	2
03gsz-22-11	6.44	2.337	179	0.08	335	0.05242	0.00114	0.22754	0.00683	0.03379	0.00032	304	51	208	6	214	2
03gsz-22-13	14.11	3.780	296	0.08	526	0.05488	0.00109	0.22900	0.00683	0.03300	0.00030	407	50	209	6	209	2
03gsz-22-14	24.67	2.842	429	0.15	384	0.05568	0.00124	0.22800	0.00744	0.03221	0.00031	440	55	209	6	204	2
03gsz-22-16	8.83	3.135	190	0.06	439	0.05444	0.00124	0.23170	0.00825	0.03366	0.00032	389	63	212	7	213	2
03gsz-22-17	5.72	959	299	0.31	974	0.09936	0.00397	3.33917	0.12953	0.24375	0.00238	1612	76	1490	30	12	
03gsz-22-18	9.04	2.714	452	0.17	370	0.05646	0.00146	0.23099	0.00921	0.03300	0.00033	471	71	211	8	209	2
03gsz-22-19	8.27	3.808	191	0.05	521	0.05411	0.00139	0.22877	0.00932	0.03323	0.00034	376	73	209	8	211	2
03gsz-22-20	5.08	4.67	150	0.32	15	0.05728	0.00153	0.45911	0.01955	0.06022	0.00062	502	76	384	14	377	4
03gsz-22-21	9.56	2.907	175	0.06	382	0.05737	0.00166	0.23584	0.01089	0.03218	0.00035	506	83	215	9	204	2
03gsz-22-23	4.44	2.486	101	0.04	327	0.05518	0.00174	0.22744	0.01144	0.03235	0.00037	420	92	208	9	205	2
03gsz-22-24	4.19	553	266	0.48	193	0.07394	0.00248	0.76932	0.04139	0.08622	0.00102	1040	90	579	24	533	6
03gsz-22-25	15.11	6.913	179	0.03	920	0.05631	0.00184	0.23402	0.01249	0.03264	0.00038	465	98	214	10	207	2

续表1

分析点号	Pb _c (%)	U(10 ⁻⁶)	Th(10 ⁻⁶)	Th/U	Pb*	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁵ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
						比值	1 _σ	比值	1 _σ	比值	1 _σ	年龄(Ma)	1 _σ	年龄(Ma)	1 _σ	年龄(Ma)	1 _σ
样品 0701(中细粒二云母花岗岩)																	
0701-1	0.38	933	495	0.53	128	0.050 15	0.001 20	0.219 81	0.005 15	0.031 79	0.000 37	202	33	202	4	202	2
0701-2	0.46	2 607	191	0.07	357	0.049 66	0.001 04	0.217 79	0.004 46	0.031 81	0.000 36	179	27	200	4	202	2
0701-3	0.96	468	204	0.43	64	0.050 12	0.001 17	0.218 44	0.005 02	0.031 61	0.000 37	201	32	201	4	201	2
0701-4	0.39	2 564	205	0.08	345	0.050 14	0.001 10	0.216 77	0.004 70	0.031 36	0.000 37	201	29	199	4	199	2
0701-5	0.39	2 395	149	0.06	326	0.049 52	0.001 10	0.217 30	0.004 76	0.031 83	0.000 37	173	30	200	4	202	2
0701-6	0.43	4 089	207	0.05	554	0.050 17	0.001 14	0.219 76	0.004 94	0.031 77	0.000 38	203	30	202	4	202	2
0701-7	0.46	796	133	0.17	164	0.053 57	0.001 31	0.357 30	0.008 61	0.048 38	0.000 58	353	33	310	6	305	4
0701-8	0.35	2 477	179	0.07	331	0.050 71	0.001 24	0.219 87	0.005 30	0.031 45	0.000 38	228	34	202	4	200	2
0701-9	0.38	3 042	115	0.04	403	0.050 41	0.001 24	0.217 21	0.005 29	0.031 26	0.000 38	214	34	200	4	198	2
0701-10	0.42	3 526	197	0.06	463	0.050 86	0.001 29	0.217 66	0.005 49	0.031 04	0.000 38	234	36	200	5	197	2
0701-11	0.28	5 007	299	0.06	661	0.050 79	0.001 36	0.219 45	0.005 84	0.031 34	0.000 39	231	39	201	5	199	2
0701-12	0.48	2 531	192	0.08	352	0.049 02	0.001 39	0.223 65	0.006 31	0.033 10	0.000 42	149	42	205	5	210	3
0701-13	0.42	4 193	159	0.04	546	0.051 15	0.001 46	0.218 86	0.006 19	0.031 04	0.000 40	248	41	201	5	197	3
0701-14	0.67	2 586	216	0.08	341	0.051 23	0.001 52	0.222 26	0.006 54	0.031 46	0.000 41	251	44	204	5	200	3
0701-15	0.43	310	131	0.42	42	0.050 62	0.001 78	0.224 00	0.007 81	0.032 09	0.000 44	224	55	205	6	204	3
0701-16	1.35	634	347	0.55	137	0.053 76	0.001 61	0.418 38	0.012 33	0.056 45	0.000 72	361	43	355	9	354	4
0701-17	1.57	329	64	0.19	451	0.118 18	0.002 71	5.623 57	0.127 69	0.345 14	0.004 20	1 929	24	1 920	20	1 911	20
0701-18	1.29	771	288	0.37	102	0.050 23	0.001 49	0.222 28	0.006 50	0.032 09	0.000 41	206	44	204	5	204	3
0701-19	1.50	598	256	0.43	142	0.051 66	0.001 49	0.410 62	0.011 67	0.057 65	0.000 73	270	42	349	8	361	4
0701-20	1.57	471	194	0.41	134	0.056 01	0.002 48	0.530 59	0.022 44	0.068 71	0.000 91	453	101	432	15	428	6
0701-21	1.29	513	162	0.32	117	0.055 77	0.002 02	0.423 02	0.015 01	0.055 01	0.000 76	443	54	358	11	345	5
0701-22	1.11	213	136	0.64	38	0.051 49	0.002 34	0.310 00	0.013 82	0.043 67	0.000 65	263	75	274	11	276	4
0701-23	1.16	277	104	0.38	522	0.172 28	0.004 61	10.844 57	0.286 13	0.456 53	0.005 90	2 580	27	2 510	25	2 424	26
0701-24	1.40	225	49	0.22	142	0.069 04	0.002 14	1.457 64	0.044 46	0.153 12	0.002 04	900	41	913	18	918	11
0701-25	1.59	5 104	882	0.17	799	0.051 69	0.001 46	0.269 42	0.007 49	0.037 81	0.000 49	272	40	242	6	239	3

注:Pb_c 和 Pb* 分别为普通 Pb 和 放射成因 Pb, 年龄以测量的²⁰⁴Pb 进行校正。

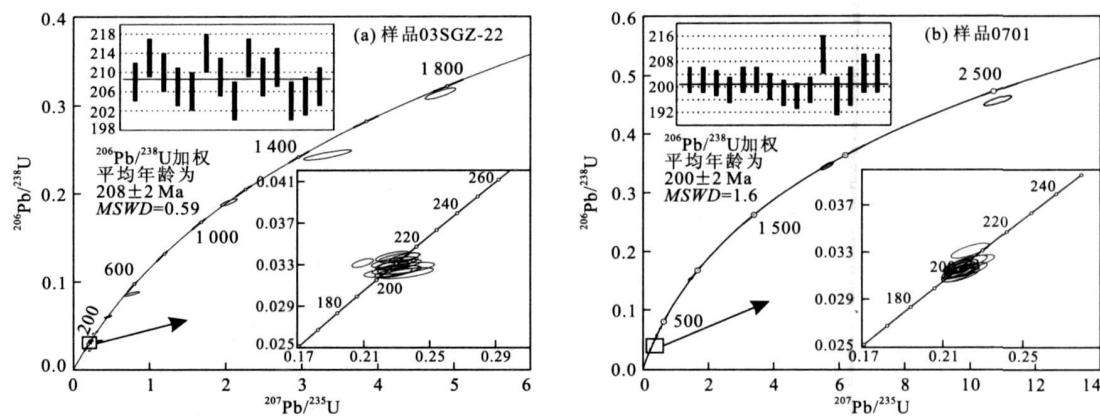


图3 锆石 U-Pb 谱和图

Fig. 3 U-Pb zircon Concordia diagram of sample 03SGZ-22 and sample 0701

$MgO = 0.20\% \sim 0.32\%$, $CaO = 0.78\% \sim 1.11\%$, $K_2O = 4.32\% \sim 5.53\%$, $K_2O/Na_2O = 1.13 \sim 1.75$, $CaO/Na_2O = 0.23 \sim 0.32$, CIPW 标准矿物计算结果含有刚玉(C), 含量为 $0.91\% \sim 3.01\%$, 并且除 1 个样品的 $A/CNK = 1.04$ 外, 其余样品的 $A/CNK = 1.10 \sim 1.20$ (图 4a), 表明它们主要为强过铝质岩石. 在 SiO_2-K_2O 图上(图 4b), 中粒二云母花岗岩样品落入高钾钙碱性系列. 中细粒二云母花岗岩 $SiO_2 = 69.57\% \sim 73.70\%$, $Al_2O_3 = 14.37\% \sim 15.42\%$, $MgO = 0.38\% \sim 0.91\%$, $CaO = 1.27\% \sim 3.23\%$, $K_2O = 3.58\% \sim 5.15\%$, $K_2O/Na_2O = 1.35 \sim 1.71$, $CaO/Na_2O = 0.42 \sim 1.21$, CIPW 标准矿物计算结果也含有刚玉(C), 含量为 $1.46\% \sim 1.85\%$, 并且样品的 $A/CNK = 1.08 \sim 1.12$ (图 4a), 表明它们也应为强过铝质岩石. 在 SiO_2-K_2O 图上(图 4b), 中细粒二云母花岗岩样品落入高钾钙碱性系列. 中粒二云母花岗岩和中细粒二云母花岗岩比较, 前者具有相对较高的 SiO_2 、 K_2O 含量和相对较低的 CaO 、 MgO 含量.

在微量元素组成上, 中粒二云母花岗岩和中细粒二云母花岗岩均以富 Rb 、 Th 、 U , 贫 Sr 、 Ba 、 Co 和 Ni 等元素为特征. 其中中粒二云母花岗岩 $Rb = (306 \sim 413) \times 10^{-6}$, $U = (2.94 \sim 8.53) \times 10^{-6}$, $Th = (5.34 \sim 23.33) \times 10^{-6}$, $Sr = (34 \sim 100) \times 10^{-6}$, $Ba = (57 \sim 343) \times 10^{-6}$; 中细粒二云母花岗岩 $Rb = (207 \sim 337) \times 10^{-6}$, $U = (3.57 \sim 7.74) \times 10^{-6}$, $Th = (18.78 \sim 25.22) \times 10^{-6}$, $Sr = (158 \sim 285) \times 10^{-6}$, $Ba = (484 \sim 883) \times 10^{-6}$; 中粒二云母花岗岩与中细粒二云母花岗岩相比, 前者 Rb 相对偏高, 而 Th 、 Sr 和 Ba 相对偏低; 在微量元素组成模式图上(图 5a),

中粒二云母花岗岩和中细粒二云母花岗岩都具有 Ba 、 Nb 、 Sr 、 P 和 Ti 的亏损, 这些特征明显不同于 I 型、A 型和 M 型花岗岩的微量元素组成特征, 而与 S 型花岗岩相似. 在稀土元素组成上, 中粒二云母花岗岩和中细粒二云母花岗岩均为轻稀土富集型的稀土元素组成模式(图 5b). 轻、重稀土分异程度比较明显, $(La/Yb)_N = 6.08 \sim 51.84$, 平均为 18.20; 中粒二云母花岗岩的 $Eu/Eu^* = 0.15 \sim 0.44$, 中细粒二云母花岗岩的 $Eu/Eu^* = 0.50 \sim 0.65$.

3.3 Sr-Nd 同位素

马尔康中粒二云母花岗岩和中细粒二云母花岗岩的 Sr-Nd 同位素数据见表 3.

以中粒二云母花岗岩浆结晶年龄 $t = 208$ Ma 计算获得中粒二云母花岗岩的 I_{Sr} 值变化于 0.7011 ~ 0.7142 之间. 由于该类岩石具有较高的 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 比值(11 ~ 34), 因此, 经时间校正获得的 I_{Sr} 值仅作参考. 中粒二云母花岗岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值变化于 -10.4 ~ -8.4 之间, Nd 同位素一阶段亏损地幔模式年龄(T_{DM1})为 1.70 ~ 6.77 Ga, 变化范围较大, 因此, 我们计算了 Nd 同位素二阶段模式年龄 T_{DM2} , 其值变化于 1.69 ~ 1.81 Ga. 以中细粒二云母花岗岩浆结晶年龄 $t = 200$ Ma 计算, 获得中细粒二云母花岗岩的 I_{Sr} 值变化于 0.7096 ~ 0.7116 之间, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值变化于 -9.4 ~ -8.5 之间, T_{DM1} 为 1.64 ~ 1.69 Ga, T_{DM2} 为 1.69 ~ 1.76 Ga. 上述结果表明, 马尔康强过铝质花岗岩应来自于地壳物质的部分熔融, 这与它们含有较为丰富的古老继承型锆石的观察是一致的. 在 $\epsilon_{Nd}(t)-I_{Sr}$ 图(图 6)上, 它们的 I_{Sr} 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 相关关系不明显.

表2 马尔康强过铝质花岗岩主量元素(%)和微量元素数据(10^{-6})Table 2 Major element (%) and trace element (10^{-6}) data of Markan strongly peraluminous granites

样品号	中粒二云母花岗岩										中细粒二云母花岗岩		
	03SGZ-22	03SGZ-23	03SGZ-24	0703	0705	0706	0707	0708	0709	0710	0701	0702	0704
SiO ₂	73.73	73.62	73.46	73.87	73.64	74.74	73.88	73.75	74.53	73.93	69.60	73.70	69.57
TiO ₂	0.13	0.14	0.16	0.17	0.02	0.10	0.11	0.13	0.12	0.21	0.46	0.22	0.44
Al ₂ O ₃	14.58	14.56	14.43	14.12	14.10	14.36	14.29	14.39	14.13	14.22	15.42	14.37	15.34
T FeO	0.95	1.08	0.99	1.15	0.99	0.77	0.92	0.93	1.07	1.16	2.99	1.12	2.86
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.05	0.01	0.04
MgO	0.22	0.24	0.25	0.26	0.25	0.20	0.24	0.26	0.24	0.32	0.91	0.38	0.86
CaO	0.96	0.95	0.96	0.96	0.93	0.86	0.85	0.91	0.78	1.11	3.23	1.27	3.01
Na ₂ O	3.42	3.29	3.26	3.01	3.68	3.81	3.36	3.19	3.05	3.44	2.66	3.01	2.63
K ₂ O	5.09	5.01	5.53	5.28	5.38	4.32	5.15	5.31	4.91	4.57	3.58	5.15	4.09
P ₂ O ₅	0.12	0.20	0.14	0.21	0.15	0.12	0.22	0.18	0.24	0.14	0.13	0.12	0.12
总量	99.86	99.87	99.84	99.05	99.16	99.30	99.03	99.07	99.09	99.12	99.03	99.35	98.96
K ₂ O/Na ₂ O	1.49	1.52	1.70	1.75	1.46	1.13	1.53	1.66	1.61	1.33	1.35	1.71	1.56
A/CNK	1.13	1.16	1.10	1.14	1.04	1.15	1.13	1.14	1.20	1.13	1.09	1.12	1.08
Sc	2.25	2.85	1.82	4.69	1.99	2.93	3.63	3.45	3.15	2.82	7.77	3.01	7.83
V	3.37	2.55	3.48	3.72	3.66	2.34	1.55	2.98	1.48	6.53	22.10	9.04	21.95
Cr	4.43	4.46	3.31	2.62	2.93	2.68	4.05	3.05	4.41	4.43	7.21	8.51	6.48
Ni	1.23	1.44	1.08	1.44	0.69	0.73	0.77	0.79	0.79	1.06	3.58	1.36	3.00
Cu	2.30	0.25	3.19	1.43	2.10	1.28	1.71	2.69	2.02	3.51	3.24	2.09	2.95
Zn	55.64	57.81	51.31	46.68	56.47	56.96	47.08	48.46	83.56	71.40	67.02	60.22	63.97
Ga	23.51	23.34	22.82	23.82	21.69	22.60	21.33	22.47	27.06	24.74	20.84	23.81	21.24
Rb	413.00	336.00	387.00	343.00	376.00	371.00	306.00	323.00	400.00	390.00	207.00	337.00	236.00
Sr	62.00	58.00	67.00	75.00	78.00	69.00	67.00	93.00	34.00	100.00	276.00	158.00	285.00
Y	15.00	15.51	11.53	16.61	12.33	17.05	20.37	15.91	21.44	12.07	20.76	8.65	21.90
Zr	51.66	61.43	77.88	79.10	79.04	50.29	56.35	63.69	64.42	100.56	157.96	120.64	142.35
Nb	17.62	19.92	18.19	25.82	17.74	18.50	16.37	18.17	24.51	16.04	12.89	14.11	13.25
Ba	162.00	171.00	264.00	219.00	269.25	219.00	142.00	240.00	57.00	343.00	674.00	484.00	883.00
La	17.73	15.55	24.91	31.58	26.49	15.60	10.13	15.63	11.57	35.15	44.03	42.69	42.40
Ce	34.82	31.06	49.35	61.99	52.39	29.78	20.94	31.35	24.87	67.89	82.59	80.41	80.56
Pr	4.04	3.56	5.45	7.10	6.19	3.43	2.61	3.76	3.15	7.84	9.78	9.10	9.49
Nd	13.64	12.59	19.62	22.77	19.94	11.74	8.73	12.55	10.66	25.51	33.29	29.25	31.99
Sm	3.43	3.30	4.20	4.93	4.40	3.18	2.75	3.25	3.37	4.90	6.50	5.33	6.20
Eu	0.32	0.35	0.46	0.47	0.53	0.41	0.39	0.48	0.18	0.53	1.23	0.75	1.23
Gd	3.01	3.08	3.37	4.17	3.74	2.88	3.33	3.38	3.87	3.75	5.21	3.63	5.05
Tb	0.49	0.53	0.49	0.62	0.50	0.54	0.66	0.56	0.72	0.47	0.70	0.41	0.68
Dy	2.74	3.12	2.43	3.34	2.53	3.07	3.88	3.22	4.12	2.39	3.84	1.91	3.93
Ho	0.52	0.52	0.45	0.57	0.41	0.54	0.64	0.52	0.67	0.40	0.72	0.29	0.76
Er	1.09	1.10	0.82	1.37	0.96	1.35	1.51	1.18	1.46	0.97	1.89	0.69	2.03
Tm	0.15	0.17	0.12	0.19	0.14	0.20	0.20	0.16	0.21	0.14	0.29	0.10	0.30
Yb	1.07	1.03	0.74	1.11	0.74	1.19	1.12	0.91	1.07	0.76	1.79	0.56	1.82
Lu	0.13	0.14	0.09	0.15	0.10	0.14	0.15	0.13	0.14	0.11	0.25	0.08	0.29
Hf	1.89	2.08	2.59	2.69	2.66	1.96	2.01	2.27	2.45	3.11	4.42	3.56	4.01
Ta	2.19	1.62	1.83	3.11	8.73	3.23	1.51	3.08	1.46	1.60	1.46	1.71	1.38
Pb	40.51	37.11	42.36	52.86	43.09	40.81	45.30	45.93	35.58	40.32	40.94	44.51	47.47
Th	11.04	9.32	16.88	23.33	18.36	9.98	5.34	9.45	8.21	20.91	18.80	25.22	18.78
U	3.36	3.38	2.94	3.32	3.18	4.61	3.74	3.18	8.53	4.44	7.74	3.57	7.28
Σ REE	83.18	76.10	112.49	140.35	119.05	74.05	57.04	77.07	66.06	150.81	192.13	175.19	186.73
(La/Yb) _N	11.16	10.15	22.79	19.25	24.05	8.84	8.84	6.08	11.62	7.26	16.56	51.84	19.25
Eu/Eu [*]	0.30	0.33	0.36	0.31	0.39	0.41	0.40	0.44	0.15	0.37	0.63	0.50	0.65

3.4 锆石Hf同位素

样品03SGZ-22和0701岩浆型锆石的Lu-Hf同位素组成列于表4。

在样品03SGZ-22 U-Pb定年的锆石中,挑选了12颗岩浆型锆石进行锆石Lu-Hf同位素测定。它们

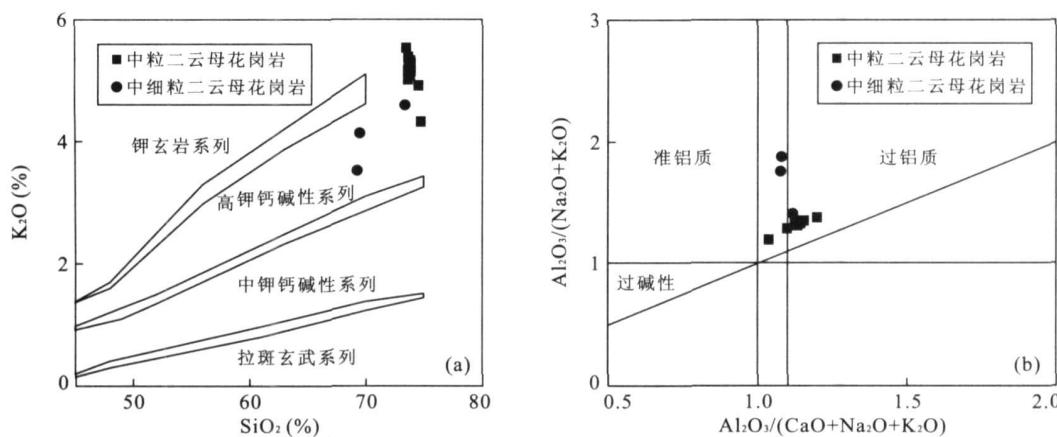
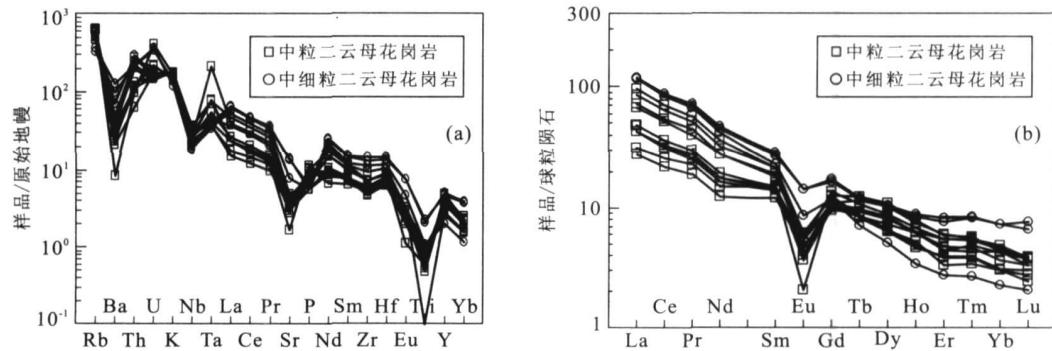
图4 马尔康强过铝质花岗岩 SiO_2 - K_2O 图(a)和 A/NK - A/CNK 图(b)(据 Maniar and Piccoli, 1989)Fig. 4 K_2O vs. SiO_2 (a) and A/NK vs. A/CNK (b) diagrams of Markan strongly peraluminous granites

图5 马尔康花岗岩原始地幔标准化的微量元素(a)和稀土元素(b)组成模式

Fig. 5 Primate mantle normalized trace element spider diagram (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) of Markan granites

a. 原始地幔数值据 Sun and McDonough(1989); b. 球粒陨石标准化值据 Taylor and McLennan(1985)

表3 马尔康强过铝质花岗岩 Sr-Nd 同位素组成

Table 3 Sr and Nd isotopic compositions of Markan strongly peraluminous granites

样号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	I_{Sr}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DMI}}(\text{Ga})$	$T_{\text{DM2}}(\text{Ga})$
中粒二云母花岗岩($t=208 \text{ Ma}$)										
03SGZ-22	19.430	0.758133	8	0.7011	0.1520	0.512075	1	-9.7	2.65	1.78
03SGZ-23	16.910	0.752417	8	0.7028	0.1584	0.512093	1	-9.5	2.90	1.76
03SGZ-24	16.810	0.755278	9	0.7059	0.1294	0.512105	1	-8.4	1.89	1.69
0707	13.500	0.749358	9	0.7097	0.1903	0.512098	2	-10.4	6.76	1.81
0709	33.991	0.814021	9	0.7142	0.1912	0.512140	3	-9.6	6.77	1.74
0710	11.316	0.743403	5	0.7102	0.1160	0.512062	4	-9.0	1.70	1.73
中细粒二云母花岗岩($t=200 \text{ Ma}$)										
0701	2.172	0.716109	10	0.7100	0.1180	0.512087	2	-8.5	1.69	1.69
0702	6.191	0.729038	4	0.7116	0.1101	0.512033	4	-9.4	1.64	1.76
0704	2.406	0.716350	6	0.7096	0.1172	0.512083	2	-8.6	1.68	1.70

注: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 由 ICP-MS 方法测定的 Rb、Sr、Sm 和 Nd 的含量计算获得; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值计算采用 $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$; Nd 同位素亏损地幔模式年龄 (T_{DM}) 计算采用 $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2137$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.51315$.

的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 变化于 $0.282314 \sim 0.282618$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 变化于 $0.000146 \sim 0.001464$; 根据样品 03SGZ-22 岩浆锆石平均年龄(208 Ma)统一计算

的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化于 $-11.8 \sim -1.1$, 加权平均值为 -9.1 ± 1.4 (图 7a), Hf 同位素亏损地幔模式年龄 T_{DM2} 变化于 $1.3 \sim 2.0 \text{ Ga}$, 平均为 1.8 Ga .

表4 样品03SGZ-22和样品0701锆石Lu-Hf同位素资料

Table 4 Zircon Lu-Hf isotopic data of samples 03SGZ-22 and 0701

点号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$T_{\text{DM}2}(\text{Ga})$
样品03SGZ-22(中粒二云母花岗岩, $t=208 \text{ Ma}$)								
03SGZ-22-01	0.282 367	0.000 018	0.000 700	0.000 044	0.019 645	0.001 32	-9.9	1.87
03SGZ-22-02	0.282 328	0.000 028	0.000 593	0.000 012	0.016 769	0.000 38	-11.2	1.95
03SGZ-22-03	0.282 465	0.000 068	0.000 146	0.000 006	0.004 228	0.000 17	-6.3	1.64
03SGZ-22-04	0.282 314	0.000 044	0.001 019	0.000 026	0.029 235	0.000 96	-11.8	1.99
03SGZ-22-05	0.282 618	0.000 048	0.001 464	0.000 380	0.035 920	0.009 40	-1.1	1.31
03SGZ-22-06	0.282 383	0.000 020	0.000 562	0.000 042	0.015 693	0.001 24	-9.3	1.83
03SGZ-22-07	0.282 341	0.000 026	0.000 993	0.000 086	0.025 104	0.002 40	-10.8	1.93
03SGZ-22-08	0.282 341	0.000 038	0.000 572	0.000 024	0.016 074	0.000 66	-10.8	1.92
03SGZ-22-09	0.282 329	0.000 036	0.001 200	0.000 052	0.033 361	0.001 58	-11.3	1.96
03SGZ-22-10	0.282 462	0.000 022	0.000 927	0.000 038	0.026 479	0.001 44	-6.5	1.66
03SGZ-22-11	0.282 405	0.000 036	0.000 655	0.000 088	0.018 364	0.002 60	-8.5	1.78
03SGZ-22-12	0.282 446	0.000 030	0.001 161	0.000 052	0.031 696	0.001 38	-7.1	1.69
样品0701(中细粒二云母花岗岩, $t=200 \text{ Ma}$)								
0701-01	0.282 566	0.000 018	0.001 424	0.000 04	0.041 895	0.001 16	-3.0	1.43
0701-02	0.282 571	0.000 028	0.001 737	0.000 07	0.049 937	0.002 00	-2.9	1.42
0701-03	0.282 580	0.000 019	0.001 161	0.000 02	0.035 557	0.000 57	-2.5	1.40
0701-04	0.282 568	0.000 024	0.001 131	0.000 01	0.031 529	0.000 34	-2.9	1.42
0701-05	0.282 584	0.000 020	0.001 033	0.000 01	0.030 963	0.000 47	-2.4	1.39
0701-06	0.282 511	0.000 021	0.000 709	0.000 02	0.021 634	0.000 56	-4.9	1.55
0701-07	0.282 477	0.000 016	0.001 090	0.000 02	0.033 040	0.000 71	-6.1	1.63
0701-08	0.282 445	0.000 026	0.001 156	0.000 01	0.035 049	0.000 34	-7.4	1.70
0701-09	0.282 550	0.000 020	0.001 373	0.000 01	0.040 692	0.000 30	-3.7	1.47
0701-10	0.282 517	0.000 019	0.001 603	0.000 01	0.046 293	0.000 31	-4.9	1.54
0701-11	0.282 555	0.000 024	0.001 633	0.000 01	0.047 068	0.000 37	-3.5	1.46
0701-12	0.282 526	0.000 020	0.001 453	0.000 04	0.044 255	0.001 21	-4.6	1.52
0701-13	0.282 576	0.000 022	0.001 788	0.000 03	0.052 387	0.000 89	-2.9	1.42
0701-14	0.282 501	0.000 026	0.001 334	0.000 01	0.039 832	0.000 34	-5.4	1.58
0701-15	0.282 555	0.000 024	0.000 909	0.000 03	0.024 544	0.000 82	-3.3	1.45

注: ϵ_{Hf} 的计算采用球粒陨石现今的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282\,772$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.033\,2$ (Blichert-T oft and Albarede, 1997); Hf 同位素两阶段模式年龄($T_{\text{DM}2}$)分别采用平均下地壳 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.022$ (A melin et al., 2000) 和平均大陆壳 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.015$ (Griffin et al., 2002).

在样品0701 U-Pb定年的锆石中,挑选了15颗岩浆型锆石进行锆石Lu-Hf同位素测定。它们的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 变化于 $0.282\,445 \sim 0.282\,584$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 变化于 $0.000\,709 \sim 0.001\,788$;根据样品0701岩浆锆石平均年龄(200 Ma)统一计算的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化于 $-7.4 \sim -2.4$, 加权平均值为 -4.1 ± 0.8 (图7b), $T_{\text{DM}2}$ 变化于 $1.4 \sim 1.7 \text{ Ga}$, 平均值为 1.5 Ga 。

上述结果表明, 中粒二云母花岗岩和中细粒二云母花岗岩的岩浆均来自地壳物质的部分熔融, 无明显幔源物质的加入。

4 讨论

4.1 岩石成因

对于强过铝质花岗岩, 其岩石成因一般被认为

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

是地壳中富铝质沉积物部分熔融的产物(White and Chappell, 1977; Patiño Douce and Harris, 1998; Sylvester, 1998)。马尔康后碰撞强过铝质花岗岩 CIPW 标准矿物计算结果也含有刚玉, 绝大部分 A/CNK 值大于 1.10, 属于强过铝质花岗岩; 富 Rb、U 和 Th 等元素, 稀土元素组成模式存在强到中等的 Eu 异常($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.15 \sim 0.65$, 平均值为 0.41), $I_{\text{Sr}}=0.701\,1 \sim 0.714\,2$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-10.4 \sim -8.4$, 中粒二云母花岗岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)=-11.8 \sim -1.1$, 平均值为 -8.7 , 中细粒二云母花岗岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)=-7.4 \sim -2.4$, 平均值为 -4.0 , 这些数据显示出两者的岩浆都应来自地壳中富铝质沉积物的部分熔融, 而中细粒二云母花岗岩的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值比中粒二云母花岗岩的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值更接近于 0, 说明中细粒二云母花岗岩岩浆形成的过程中很有可能有幔源物质的加入(Bolharetal., 2008)。通过对松潘带内

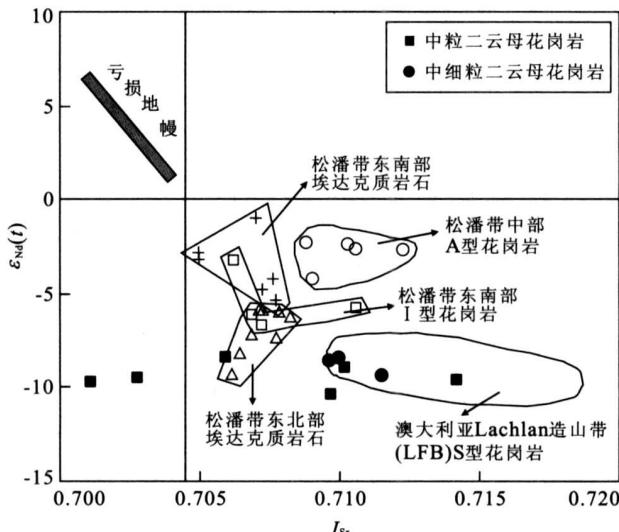
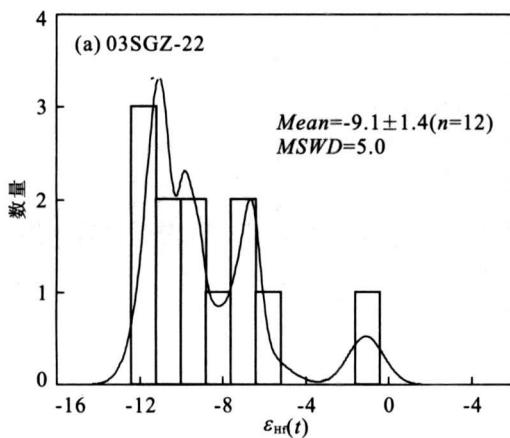
图 6 马尔康强过铝质花岗岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - I_{Sr}

Fig. 6 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. I_{Sr} diagram of Markan strongly peraluminous granites

松潘带东北部埃达克质岩石数据来自 Zhang *et al.* (2006); 松潘带东南部埃达克质花岗岩和 I 型花岗岩数据来自 Xiao *et al.* (2007); 松潘带中部 A 型花岗岩数据来自 Zhang *et al.* (2007); LFB S 型花岗岩数据来自 Healy *et al.* (2004)

埃达克质花岗岩(Zhang *et al.*, 2006; Xiao *et al.*, 2007)、I 型花岗岩(Xiao *et al.*, 2007)和 A 型花岗岩(Zhang *et al.*, 2007)的 Sr-Nd 同位素数据, 不难看出(图 6), 马尔康强过铝质花岗岩与它们有着不同的岩浆源区, 而与澳大利亚 Lachlan 造山带的 S 型花岗岩有着相似的 Sr-Nd 同位素组成特征。另外, 从锆石的 CL 图像(图 2)可以清楚地看出, 马尔康强过铝质花岗岩的锆石普遍含有继承锆石的核, 并且这些继承锆石的年龄跨度很大, 反映了沉积岩类作为它们源岩的特征。



强过铝质花岗岩低 CaO 、 Na_2O 含量特征是从它们的沉积源区继承下来的(Chappell and White, 1992), 其原因是长石在形成粘土的过程中会丢失这些组分。因此, $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值可以在一定程度上反映源区长石与粘土的比率, 可作为判断其源区成分的重要指标之一。根据实验研究(Patiño-Douce and Johnston, 1991; Patiño-Douce and Beard, 1995; Skjerlie and Johnston, 1996), 由泥质岩石熔融生成的强过铝质花岗岩, 其 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值一般小于 0.3, 而由杂砂岩熔融形成的花岗岩, 其 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值一般大于 0.3。马尔康中粒二云母花岗岩 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} = 0.23 \sim 0.32$, 绝大部分比值小于 0.3, 以此判断岩浆源区物质主要应为泥质岩; 而中细粒二云母花岗岩的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} = 0.42 \sim 1.41$, 比值均大于 0.3, 由此反映岩浆源区物质主要应为杂砂岩。

后碰撞强过铝质花岗岩 Rb-Sr-Ba 含量变化与它们的源岩组成有关(Sylvester, 1998)。杂砂岩在熔融后会留下大量的长石, 而泥质岩却留下很少的斜长石(Patiño-Douce and Beard, 1995; Skjerlie and Johnston, 1996)。Sr、Ba 是斜长石的相容元素, Rb 则为不相容元素, 杂砂岩熔融产生的强过铝质花岗岩 Rb/Sr 和 Rb/Ba 比值偏低, 而由泥质岩熔融产生的强过铝质花岗岩两者比值偏高, 由此可以通过这三种元素的比值变化来判断岩浆源区组成。中粒二云母花岗岩 Rb/Sr 和 Rb/Ba 两种比值均较高($\text{Rb/Sr} = 3.90 \sim 11.73$, $\text{Rb/Ba} = 1.14 \sim 6.97$), 在 Rb/Sr-Rb/Ba 图中(图 8), 中粒二云母花岗岩样品落入富粘土源区, 指示其源岩物质为地壳中的泥质岩类(Sylvester, 1998); 中细粒二云母花岗岩 Rb/Sr 和 Rb/Ba 两种比值均较低($\text{Rb/Sr} = 0.75 \sim 2.14$, $\text{Rb/Ba} = 0.27 \sim 0.70$), 在 Rb/Sr-Rb/Ba 图中

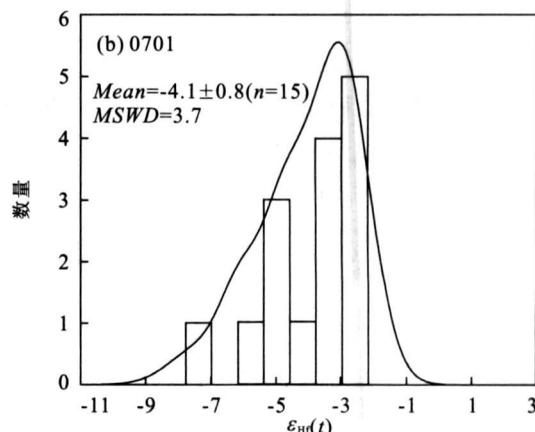
图 7 马尔康强过铝质花岗岩锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 频率

Fig. 7 Cumulative probability plots of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ for zircons from Markan strongly peraluminous granites
(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

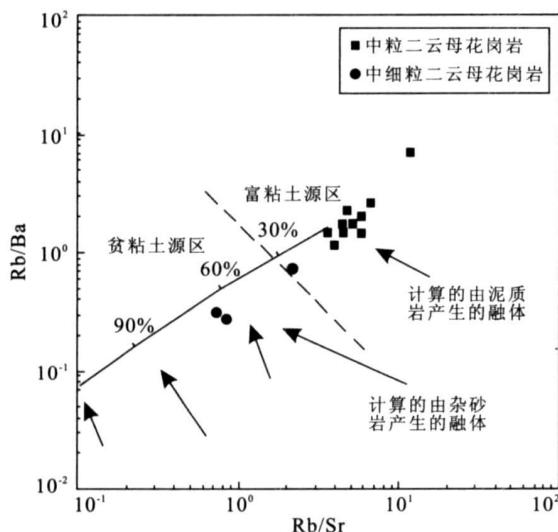


图 8 马尔康强过铝质花岗岩 Rb/Sr - Rb/Ba (Sylvester, 1998)

Fig. 8 Rb/Sr vs. Rb/Ba diagram of Markan strongly peraluminous granites

(图 8), 样品落入贫粘土源区, 指示其源岩物质为地壳中的杂砂岩类(Sylvester, 1998).

利用 Zr 饱和度计算岩浆温度的方法(Watson and Harrison, 1983; Miller *et al.*, 2003), 估算的中粒二云母花岗岩岩浆温度变化于 $703 \sim 756^\circ\text{C}$, 中细粒二云母花岗岩岩浆温度变化 $770 \sim 786^\circ\text{C}$, 后者的温度高于前者. 这明显高于利用同样方法计算的高喜马拉雅强过铝质花岗岩的岩浆温度($645 \sim 704^\circ\text{C}$) (Zhang *et al.*, 2004) 和西藏强过铝质花岗岩的岩浆温度($< 700^\circ\text{C}$) (廖忠礼等, 2006), 暗示着形成马尔康岩体所需要的热量并非由单纯的地壳增厚作用所致, 可能有深部地幔热源的贡献. 马尔康强过铝质花岗岩可能是源岩受到来自地幔热源影响, 从而诱发中地壳附近的泥质岩和杂砂岩部分熔融作用而形成.

4.2 构造意义

据 Sylvester(1998) 研究, 世界上强过铝质花岗岩主要形成于后碰撞(post-collision) 构造环境, 并可划分为两种强过铝质花岗岩的成因类型: 高压型和高温型. 前者归因于先前的地壳增厚作用($> 50 \text{ km}$), 这使得 K 、 U 和 Th 等放射性蜕变产生热的聚集, 在后碰撞阶段由地壳物质的减压熔融作用形成. 通常该类花岗岩的形成温度较低, 形成的岩体一般为小到中等规模; 后者形成于后碰撞阶段地幔软流圈物质的上涌, 地壳受地幔热的输入而诱发部分熔融, 由此形成规模较大的高温型强过铝质花

岗岩, 并常伴随有高温(低压)变质作用.

三叠纪末的构造运动导致松潘块体及其周边地区的地壳侧向挤压增厚(许志琴等, 1992; Burchfiel *et al.*, 1995; Hsü *et al.*, 1995; Yin and Harrison, 2002). 虽然, 碰撞之后增厚的地壳也可因伸展松弛而发生减压熔融, 但如果缺乏深部地幔热源的提供, 一般只形成小规模的岩体(Roberts and Clements, 1993; Sylvester, 1998; Thompson, 1999; Patiño Douce, 1999). 因此, 松潘造山带广泛分布的印支期中酸性侵入体可能反映有深部地幔热源的贡献.

在后碰撞背景, 促使地壳熔融的热源主要有以下几种方式:(1) 地壳加厚所引起的大量放射性同位素衰变产生的热量;(2) 构造剪切带的剪切生热;(3) 地幔源岩浆底侵提供的热量;(4) 岩石圈拆沉引起的地幔软流圈物质上涌提供的热量. 然而(1) 和(2) 两种方式难以形成广泛的地壳熔融. 据 Turner *et al.* (1993) 研究, 地壳加厚所引起的放射性同位素衰变需要稳定 $\sim 120 \text{ Ma}$ 才足以产生使地壳广泛熔融的热量; 剪切热所诱发部分熔融产生的岩浆多呈线性分布, 而松潘带内花岗岩类多呈“面状”分布, 故(1) 和(2) 提供热源的方式可以排除. 由于在松潘块体内缺乏印支期幔源岩浆活动, 因此, 岩浆底侵作用难以解释松潘带印支期花岗岩类的形成, 况且, 岩浆底侵作用一般只诱发下地壳的熔融, 而强过铝质花岗岩的岩浆一般产于中地壳左右, 故第(3) 种提供热源的方式也可以排除. 由此看来, 第(4) 种方式, 即岩石圈拆沉作用可能是马尔康强过铝质花岗岩产生的机制.

岩石圈拆沉作用是后碰撞构造演化阶段一个重要的地球动力学过程, 并常用来解释后碰撞花岗岩的形成机制(Jung *et al.*, 1998; Wu *et al.*, 2002, 2005; Ilbayli *et al.*, 2004). 岩石圈拆沉作用起因于地壳的加厚作用, 由此导致下地壳密度的增大, 从而产生岩石圈重力的不稳定性, 使岩石圈拆沉到软流圈中. 岩石拆沉作用伴随有地幔软流圈物质的上涌, 并使未拆沉掉的岩石圈部分发生构造上的伸展. 松潘造山带东部印支期后碰撞埃达克质花岗岩($221 \sim 216 \text{ Ma}$) 的出现反映了先前的下地壳的增厚作用(Zhang *et al.*, 2006); 松潘带中部印支期后碰撞 A 型花岗岩(211 Ma) 的出现指示岩石圈的构造伸展作用(Zhang *et al.*, 2007); 松潘带东南部印支期后碰撞 I 型花岗岩指示了下地壳镁铁质物质的部分熔融作用(Xiao *et al.*, 2007). Zhang *et al.* (2007) 提出松潘带上述这些印支期岩浆作用组合发生于岩石

圈拆沉作用。马尔康强过铝质花岗岩的形成时代(208~200 Ma)与上述岩浆组合的形成时代相近,这反映了马尔康强过铝质花岗岩浆应同样产生于松潘带印支期岩石圈拆沉作用这一深部地球动力学过程。中粒二云母花岗岩的形成时代略早于中细粒二云母花岗岩、后者的岩浆形成温度高于前者和后者形成的岩浆有幔源物质的加入等证据说明岩石圈拆沉作用提供的热量首先促使了中粒二云母花岗岩岩浆的形成,继而上涌的软流圈物质加入到中细粒二云母花岗岩的岩浆中,并导致其形成的温度高于中粒二云母花岗岩。马尔康强过铝质岩浆派生于地壳中泥质岩类和杂砂岩类的部分熔融,这类岩浆源区在地壳中的产生位置一般在中地壳 20 km 左右(Harris *et al.*, 1995; Harission *et al.*, 1997)。这表明松潘带印支期岩石圈拆沉作用导致的地幔软流圈上涌热不仅诱发了下地壳物质的部分熔融(如松潘带埃达克质岩浆和 I 型花岗岩岩浆的形成),而且还诱发了中地壳物质的部分熔融作用。因此,马尔康强过铝质花岗岩浆的形成是松潘带印支期所发生的岩石圈拆沉作用在中地壳的响应。

5 结论

松潘带马尔康中粒二云母花岗岩和中细粒二云母花岗岩均属于后碰撞强过铝质花岗岩。中粒二云母花岗岩岩浆结晶年龄为 208±2 Ma, 岩浆来自于地壳中富粘土源区泥质岩类的部分熔融; 中细粒二云母花岗岩岩浆结晶年龄为 200±2 Ma, 岩浆来自于地壳中贫粘土源区杂砂岩类的部分熔融。马尔康强过铝质花岗岩形成于松潘带印支期岩石圈拆沉作用这一地球动力学背景。松潘带岩石圈拆沉作用所导致的软流圈物质上涌热不仅使下地壳物质发生部分熔融,而且还促使中地壳物质发生部分熔融。这表明松潘带印支期岩石圈拆沉作用导致了地壳不同层次的部分熔融作用,同时说明在后碰撞构造阶段,高温型强过铝质花岗岩的形成可能是岩石圈发生拆沉作用的一个重要标志。

References

- Amelin, Y., Lee, D. C., Halliday, A. N., 2000. Early—Middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64(24): 4205—4225.
- Andersen, T., 2002. Correction of common lead in U-Pb analysis that do not report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 192(1—2): 59—79.
- Barbarin, B., 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 24: 295—298.
- Bellieni, G., Cavazzini, G., Fioretti, A. M., et al., 1996. The Cima di Vila (Zinsnock) intrusion, eastern Alps: Evidence for crustal melting, acid-mafic magma mingling and wall-rock fluid effects. *Mineralogy and Petrology*, 56(1—2): 125—146.
- Blichert Toft, J., Albarede, F., 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148(1—2): 243—258.
- Bolhar, R., Weaver, S. D., Whitehouse, M. J., et al., 2008. Sources and evolution of arc magmas inferred from coupled O and Hf isotope systematics of plutonic zircons from the Cretaceous separation point suite (New Zealand). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 268(3—4): 312—324.
- Bruguier, O., Lancelot, J. R., Malavieille, J., 1997. U-Pb dating on single detrital zircon grains from the Triassic Songpan-Garze flysch (Central China): Provenance and tectonic correlations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152(1—4): 217—231.
- Burchfiel, B. C., Chen, Z. L., Liu, Y. P., et al., 1995. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, Central China. *Inter. Geol. Review*, 37(8): 661—735.
- Calassou, S., 1994. Étude tectonique d'une chaîne de décollement: A) Tectonique Triasique et Tertiaire de la Chaîne de Songpan-Garzé. B) Géométrie et Cinématique des Déformations Dans les Prismes D'accrétion Sédimentaire: Modélisation Analogique. PhD Thesis, Univ. Montpellier II, 1—400.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 83: 1—26.
- Chu, M. F., Chung, S. L., Song, B., et al., 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet. *Geology*, 34: 745—748.
- DeBievre, P., Taylor, P. D. P., 1993. Table of the isotopic composition of the elements. *Int. J. Mass. Spectrom. Ion Process.*, 123: 149.
- Enkin, R. J., Yang, Z. Y., Chen, Y., et al., 1992. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the present. *J. Geophysical Research*, 97(B10): 13953—13989.
- Finger, F., Roberts, M. P., Haunschmid, B., et al., 1997. Variscan granitoids of central Europe: Their typology, (C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

- potential sources and tectonothermal relations. *Mineralogy and Petrology*, 61(1—4): 67—96.
- Griffin, W. L., Wang, X., Jackson, S. E., et al., 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61(3—4): 237—269.
- Harris, N., Ayres, M., Massey, J., 1995. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: Implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *J. Geophysical Research*, 100 (B8): 15767—15777.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P., Rise, A. C., eds., Collision tectonics. *Blackell Scientific Publications (Geological Society Special Publications)*, 19: 67—81.
- Harrison, T. M., Lovera, O. M., Grove, M., 1997. New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. *Geology*, 25: 899—902.
- Harrowfield, M. J., Wilson, C. J. L., 2005. Indosinian deformation of the Songpan-Garzê fold belt, Northeast Tibetan plateau. *J. Structural Geology*, 27(1): 101—117.
- Healy, B., Collins, W. J., Richards, S. W., 2004. A hybrid origin for Lachlan S-type granites: The Murrumbidgee batholith example. *Lithos*, 79: 197—216.
- Hsü, K. J., Guitang, P., Sengör, A. M. C., et al., 1995. Tectonic evolution of the Tibetan plateau: A working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis. *Inter. Geol. Review*, 37(6): 473—508.
- Hu, J. M., Meng, Q. R., Shi, Y. R., et al., 2005. SHRIMP U-Pb dating of zircons from granitoid bodies in the Songpan-Ganzi terrane and its implications. *Acta Petrol. Sin.*, 21(3): 867—880 (in Chinese with English abstract).
- Huang, M., Maas, R., Buick, I. S., et al., 2003. Crustal response to continental collisions between the Tibet, Indian, South China and North China blocks: Geochronological constraints from the Songpan-Garzê orogenic belt, western China. *J. Metamorphic Geology*, 21(3): 223—240.
- Ilbeyli, N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., et al., 2004. Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 72(3—4): 163—182.
- Jung, S., Mezger, K., Hoernes, S., 1998. Petrology and geochemistry of syn- to post-collisional metaluminous A-type granites: A major and trace element and Nd-Sr-Pb-O-isotope study from the Proterozoic Damara belt, Namibia. *Lithos*, 45(1—4): 147—175.
- Liao, Z. L., Mo, X. X., Pan, G. T., et al., 2006. Petrochemistry characteristic and petrogenesis of peraluminous granite in the Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1329—1341 (in Chinese with English abstract).
- Ludwig, K. R., 2001. Isoplot/Ex Version 2.49: A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publ*, 1a: 53.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. America Bull.*, 101: 635—643.
- Mattauer, M., Malavieille, J., Calassou, S., et al., 1992. La chaîne triasique de Songpan-Garze (Quest Sechuan et Est Tibet): une chaîne de plissement-décollement sur marge passive. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 314: 619—626.
- Miller, C. F., McDowell, S. M., Mapes, R. W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31: 529—532.
- Nie, S. Y., Yin, A., Rowley, D. B., et al., 1994. Exhumation of the Dabie Shan ultra-high-pressure rocks and accumulation of the Songpan-Ganzi flysch sequence, Central China. *Geology*, 22: 999—1002.
- Pamic, J., Lanphere, M. A., Belak, M., 1996. Hercynian I-type and S-type granitoids from the Slavonian mountains (southern Pannonic basin, northern Croatia). *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Abhandlungen*, 171: 155—186.
- Patiño Douce, A. E., 1999. What do experiments tell us about relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Carstro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J. L., eds., Understanding granites: Integrating new and classic techniques. *Geological Society, Special Publications*, 168: 55—75.
- Patiño Douce, A. E., Beard, J. S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *J. Petrology*, 36(3): 707—738.
- Patiño Douce, A. E., Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *J. Petrology*, 39(4): 689—710.
- Patiño Douce, A. E., Johnston, A. D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107(2): 202—218.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, 25(4): 956—983.

- Pitcher, W. S., 1983. Granite type and tectonic environment. In: Hsü, K., ed., Mountain building processes. Academic Press, London, 19–40.

Reid, A. J., Wilson, C. J. L., Liu, S., 2005. Structural evidence for the Permo-Triassic tectonic evolution of the Yidun arc, eastern Tibetan plateau. *J. Structural Geology*, 27(1): 119–137.

Roberts, M. P., Clemens, J. D., 1993. Origin of high-potassium, talc-alkaline, F-type granitoids. *Geology*, 21: 825–828.

Roger, F., Malavieille, J., Leloup, P. H., et al., 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze fold belt (eastern Tibetan plateau) with tectonic implications. *J. Asian Earth Sci.*, 22(5): 465–481.

Searle, M. P., Parrish, R. R., Hodges, K. A., et al., 1997. Shisha Pangma leucogranite, South Tibetan Himalaya: Field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. *J. Geology*, 105(3): 295–317.

Sengör, A. M. C., 1987. Tectonic subdivisions and evolution of Asia. *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, 40: 355–435.

Sengör, A. M. C., Natalin, B. A., 1996. Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis. In: Yin, A., Harrison, T. M., eds., The Tectonics of Asia. Cambridge University Press, New York, 486–640.

Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1991. Regional geology of Sichuan Province. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).

Skjerlie, K. P., Johnston, A. D., 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *J. Petrology*, 37(3): 661–691.

Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J., eds., Magmatism in the ocean basin. Blackwell Scientific Publications (Geological Society Special Publications), 42: 313–346.

Sylvester, P. J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1–4): 29–44.

Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 1–132.

Thompson, A. B., 1999. Some time-space relationships for crustal melting and granitic intrusion at various depths. In: Castro, A., Fernández, C., Vigneresse, J. L., eds., Understanding granites: Integrating new and classical techniques. *Geol. Soci. Spec. Pub.*, 168: 7–25.

Turner, S., Hawkesworth, C., Liu, J. Q., et al., 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364(6432): 50–54.

Wang, X. F., Metcalfe, I., Jian, P., et al., 2000. The Jinshajiang-Ailaoshan suture zone, China: Tectonostratigraphy, age and evolution. *J. Asian Earth Sci.*, 18(6): 675–690.

Watson, E. B., Harrison, T. M., 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64(2): 295–304.

Weislogel, A. L., 2008. Tectonostratigraphic and geochronologic constraints on evolution of the Northeast Paleotethys from the Songpan-Ganzi complex, Central China. *Tectonophysics*, 451(1–4): 331–345.

White, A. J. R., Chappell, B. W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43(1–2): 7–22.

Wu, F. Y., Lin, J. Q., Wilde, S. A., et al., 2005. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 233(1–2): 103–119.

Wu, F. Y., Sun, D. Y., Li, H. M., et al., 2002. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187(1–2): 143–173.

Wu, F. Y., Yang, Y. H., Xie, L. W., et al., 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 234(1–2): 105–126.

Xiao, L., Zhang, H. F., Clemens, J. D., et al., 2007. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos*, 96(3–4): 436–452.

Xu, Z. Q., Hou, L. W., Wang, Z. X., et al., 1992. Orogenic processes of the Songpan-Garze orogenic belt of China. Geological Publ. House, Beijing, 8–12, 65–66 (in Chinese).

Yin, A., Harrison, T. M., 2002. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth Planet. Sci.*, 28: 211–280.

Yuan, H. L., Gao, S., Liu, X. M., et al., 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(3): 353–370.

Zhang, G. W., Guo, A. L., Yao, A. P., 2004. Western Qinling-Songpan continental tectonic node in China's continental margin. *Geotectonics*, 38(1): 1–12 (in Chinese).

- nenital tectonics. *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)*, 11(3): 23—32 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, H. F., Harris, N., Parrish, R. R., et al., 2004. Causes and consequences of protracted melting of the mid-crust exposed in the North Himalayan antiform. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228(1—2): 195—212.
- Zhang, H. F., Parrish, R., Zhang, L., 2007. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan plateau: Implication for lithospheric delamination. *Lithos*, 97(3—4): 323—335.
- Zhang, H. F., Zhang, L., Harris, N., et al., 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan plateau: Constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 152(1): 75—88.
- Zhao, Y. J., Yuan, C., Zhou, M. F., et al., 2007. Geochemistry and petrogenesis of Laojungou and Mengtonggou granites in western Sichuan, China: Constraints on the nature of Songpan-Ganzi basement. *Acta Petrol. Sin.*, 23(5): 995—1006 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, M. F., Yan, D. P., Vasconcelos, P. M., et al., 2008. Structural and geochronological constraints on the tectono-thermal evolution of the Danba domal terrane, eastern margin of the Tibetan plateau. *J. Asian Earth Sci.*, 33(5—6): 414—427.

附中文参考文献

- 胡健民, 孟庆任, 石玉若, 等, 2005. 松潘—甘孜地体内花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义. *岩石学报*, 21(3): 867—880.
- 廖忠礼, 莫宣学, 潘桂棠, 等, 2006. 西藏过铝花岗岩的岩石化学特征及成因探讨. *地质学报*, 80(9): 1329—1341.
- 四川省地质矿产局, 1991. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 8—12, 65—66.
- 许志琴, 侯立炜, 王宗秀, 等, 1992. 中国松潘—甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社.
- 张国伟, 郭安林, 姚安平, 2004. 中国大陆构造中的西秦岭—松潘大陆构造结. *地学前缘*, 11(3): 23—32.
- 赵永久, 袁超, 周美夫, 等, 2007. 川西老君沟和孟通沟花岗岩的地球化学特征、成因机制及对松潘—甘孜地体基底性质的制约. *岩石学报*, 23(5): 995—1006.