

猪蹄石花岗岩的特征矿物学：补体花岗岩的成因研究*

汪 相** 姚晓娟 汪传胜

(南京大学地球科学系及内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210093)

摘要 在粤西北大东山花岗岩中存在着许多晚期侵入的细粒结构、成分为强过铝质、呈岩株产状的花岗质补体. 对大东山花岗岩中的一个花岗质补体 (猪蹄石花岗岩) 中的特征矿物 (红柱石、白云母、锆石) 进行岩石学成因研究, 发现其锆石群的晶型分布范围完全不同于大东山花岗岩的, 且仅在该花岗岩中存在的白云母和红柱石都是岩浆结晶成因的. 据此认为, 猪蹄石花岗岩不属于大东山花岗质母岩浆的结晶分异作用产物. 但是, 猪蹄石花岗岩的形成密切地依赖于主体花岗岩 (大东山花岗岩). 后者在深部的岩浆分异作用产生的热液渗透到猪蹄石花岗岩的源岩区, 导致该源岩富水、富铝, 而后者在张性环境中的上升定位使得猪蹄石花岗岩的源岩因减压而发生部分熔融作用, 产生强过铝质的花岗岩浆. 本文提出的成因模式可以更合理地解释这类强过铝质花岗岩与其主体花岗岩的时空耦合关系.

关键词 补体花岗岩 主体花岗岩 锆石 白云母 红柱石

在南岭地区, 大量的花岗岩基呈复式岩体形式产出, 主要表现为早期的主体花岗岩与晚期的补体花岗岩伴生在一起. 与主体花岗岩相比, 补体花岗岩往往呈现为细粒结构和富硅、富铝的岩石化学特征, 并呈较小出露面积的产状 (岩株或岩枝等) 侵入定位在主体花岗岩之中.

基于岩石化学 (如铝饱和指数增高) 和地球化学 (如补体Eu更加亏损、稀土总量下降、LREE/HREE比值下降等) 证据, 补体花岗岩被认为是由主体花岗岩的母岩浆经结晶分异作用而演化来的^[1,2]. 但是, 该论点难以解释上面提到的主体与补体花岗岩的时空关系: (1) 结晶分异作用通常被认为是岩浆上升定位之后, 在冷凝过程中产生矿物的分离结晶作用, 由此导致残余岩浆富硅、富水. 但是, 为什么在空间上补体花岗岩却呈晚期侵入关系产于主体花岗岩中?

(2) 如果在深部岩浆房中就已分离出这种贫镁铁质而富含水的花岗岩浆, 为什么在时间上这种比重和黏度都较小的补体花岗岩浆往往后期上升定位呢?

在此, 我们以粤西北大东山花岗岩中具有代表性的补体花岗岩——猪蹄石花岗岩为例, 对其特征矿物 (红柱石、白云母、锆石) 进行岩石学成因研究, 以探讨主体花岗岩与补体花岗岩在时空上伴生的有机联系, 从而提出一种新的强过铝质花岗岩的成因机制.

1 岩体地质与测试方法

大东山复式花岗岩体位于南岭东段 (湘粤边界), 其出露面积约 2250 km², 由大东山花岗岩与大量晚期侵入的补体花岗岩 (后者约占复式岩体总面积的 15% 左右) 组成 (图 1). 大东山花岗岩呈中粒似斑状结构, 斑晶主要为钾长石和斜长石; 其矿物含量为: 钾长石

收稿日期: 2005-04-14; 接受日期: 2005-11-23

* 国家自然科学基金面上项目 (批准号: 40172023, 40572038) 和国家自然科学基金重点项目 (批准号: 40132010) 共同资助

** E-mail: xwang@nju.edu.cn

35%~45%, 斜长石 20%~30%, 石英 26%~30%, 黑云母 4%~8%, 局部含少量角闪石, 定名为黑云母二长花岗岩。猪蹄石花岗岩位于大东山复式花岗岩体的东南部, 呈细粒花岗结构, 侵入在大东山花岗岩中, 故被认为是大东山花岗岩的补体^[2,3]。与大东山花岗岩相比, 猪蹄石花岗岩的斜长石含量略有下降, 而石英含量略有上升, 它的岩相学特征是不含黑云母和角闪石, 而出现 8% 左右的白云母, 故属于浅色花岗岩。值得强调的是, 在猪蹄石花岗岩的人工重砂中, 出现了少量红柱石和锐钛矿, 充分体现了它作为浅色花岗岩的典型特征^[4~7]。

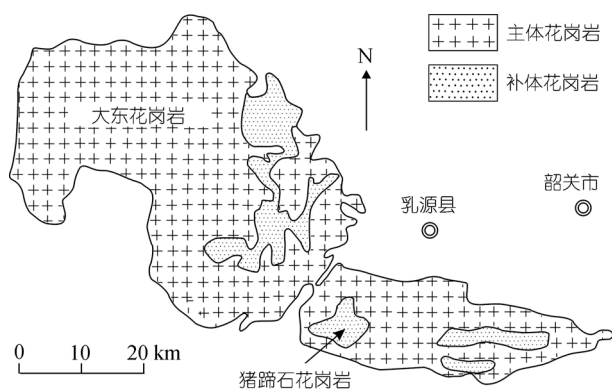


图 1 大东山复式花岗岩体简图^[2]

在全岩化学成分上, 猪蹄石花岗岩的 Mg, Fe, Ca 和 Ti 含量低于大东山花岗岩, 而 Al 含量高于大东山花岗岩, 故前者的 ACNK > 1.1 为强过铝质花岗岩, 而后者的 ACNK 在 1 左右, 为准铝质花岗岩^[2]。

通过人工重砂分选方法, 分别选出并鉴定了大东山花岗岩和猪蹄石花岗岩重砂矿物。其中, 锆石颗粒被胶结在砂薄片上。绝大多数天然锆石晶体的形态可以通过柱面指数 (I_{pr})、锥面指数 (I_{py}) 和延长指数 (I_{el}) 被定量地确定下来。这三个晶型指数被定义为:

$$I_{pr} = \frac{W_{\{110\}}}{W_{\{110\}} + W_{\{\bar{1}\bar{1}0\}}}, I_{py} = \frac{M_{py} - L_{py}}{M_{py} - N_{py}}, I_{el} = \frac{L_{py}}{D_{\{110\}} - L_{py}},$$

其中, $W_{\{110\}}$ 和 $W_{\{\bar{1}\bar{1}0\}}$ 分别为 {100} 面和 $\{\bar{1}\bar{1}0\}$ 面的宽度; L_{pr} 和 L_{py} 分别为柱体和锥体的长度; $D_{\{110\}}$ 是两个相对的 {110} 面 (如 (110) 面和 $(\bar{1}\bar{1}0)$ 面) 之间的距离; M_{py} 和 N_{py} 分别表示在 $D_{\{110\}}$ 确定的情况下锥体长度变

化范围的最大值和最小值。根据上述公式可以确定, 三个晶型指数均在 0 至 1 范围内变化 ($0 \leq I_{pr}, I_{py}, I_{el} \leq 1$)^[8]。

利用南京大学成矿作用研究国家重点实验室的 JEOL JXA-8800M 型电子探针, 对猪蹄石花岗岩中的白云母、红柱石进行了成分分析。电子探针的工作条件为: 加速电压 15 kV, 探针电流 10 nA, 束斑直径 1 μm , 标样为美国国家标准局的矿物标样。

2 结果

2.1 锆石

在显微镜下, 大东山花岗岩和猪蹄石花岗岩的锆石群都呈现自形、规则、含岩浆和矿物包裹体等岩浆结晶成因的一般特征。从光性特征看, 每个锆石群都可以被分作两期锆石: 无色、透明、内部均匀的为早期锆石 (图 2(a), (b), (d), (e)); 浅褐色、半透明 (变质作用)、韵律环带结构的为晚期锆石 (图 2(c), (f))。许多早期锆石可以被增生的晚期锆石包裹, 其核边构造明确地显示了两者的结晶次序 (图 2(c), (f))。

在锆石晶型特征上, 除了延长指数 (I_{el}) 比较相近外, 猪蹄石花岗岩与大东山花岗岩在锥面指数 (I_{py}) 与柱面指数 (I_{pr}) 上显示出截然不同的特征 (图 3 和表 1):

(1) 猪蹄石花岗岩中早期锆石的 I_{pr} 值在 0.33~0.64 之间变化 (平均值为 0.47), I_{py} 值在 0.33~0.64 之间变化 (平均值为 0.53), 而大东山花岗岩中早期锆石的 I_{pr} 值在 0~0.38 之间变化 (平均值为 0.14), I_{py} 值在 0.52~1 之间变化 (平均值为 0.84), 两者的分布范围完全不同;

(2) 猪蹄石花岗岩和大东山花岗岩的晚期锆石的 I_{pr} 值都趋于增大 (两者的平均值分别为 0.85 和 0.49), 显示了花岗岩中晚期锆石的柱面指数演化的一般规律。但是, 猪蹄石花岗岩的晚期锆石的 I_{py} 值趋于减小 (平均值为 0.31), 而大东山花岗岩的晚期锆石的 I_{py} 值却趋于增大 (平均值为 1), 又显示了两者的晶型演化趋势。

如果锆石晶型主要受结晶环境的动力学条件制约^[9,10], 那么, 猪蹄石花岗岩与大东山花岗岩在锆石

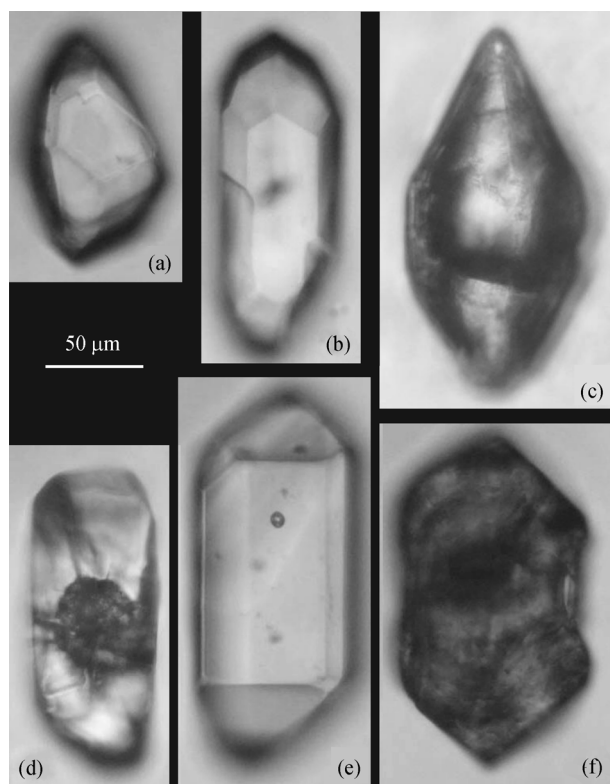


图 2 猪蹄石花岗岩和大东山花岗岩中锆石的显微照片 (a) 和 (b) 猪蹄石花岗岩中的早期锆石; (c) 猪蹄石花岗岩中增生在早期锆石上的晚期锆石; (d) 大东山花岗岩中含残留锆石的早期锆石; (e) 大东山花岗岩中的早期锆石; (f) 大东山花岗岩中增生在早期锆石上的晚期锆石

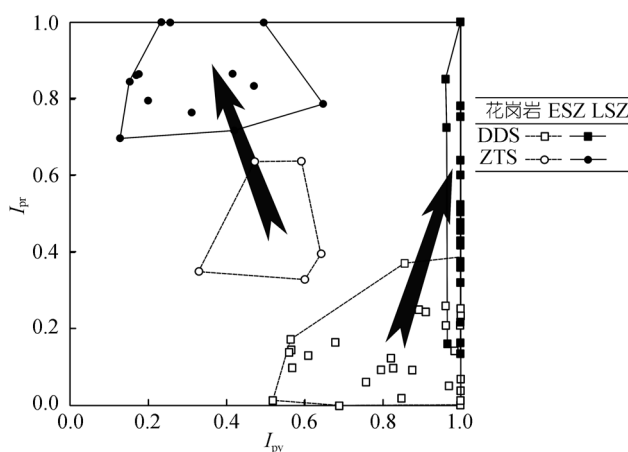


图 3 大东山花岗岩 (DDS) 和猪蹄石花岗岩 (ZTS) 中早期锆石 (ESZ) 和晚期锆石 (LSZ) 的 I_{pr} vs. I_{py} 图解

晶型上的明显差异 (彼此不重叠) 反映了两者的成岩环境及成岩机制有所差别. 与文献资料相比, 猪蹄石

花岗岩的锆石群晶型分布与含白云母或锐钛矿的浅色花岗岩 (如法国中央高原的 Saint-Sylvestre 岩体、Echassieres 岩体、Chateauponsac 岩体、Millevaches 岩体; 西班牙的 Muros 岩体; 象牙海岸的 Brafouedi 岩体)^[11] 完全一致, 它们都表现为锆石晶型向 $\{110\}+\{211\}$ 型演化的趋势 (即随着 I_{pr} 值趋于增大而 I_{py} 值趋于减小). 而大东山花岗岩的锆石群晶型分布与含角闪石的黑云母二长花岗岩/花岗闪长岩 (如法国 Camarat 岩体^[12]、瑞士 Aar 岩体^[11]、中国的青田岩体和福州岩体^[13,14]) 非常相近, 它们都表现为锆石晶型向 $\{110\}+\{101\}$ 型演化的趋势 (即随着 I_{pr} 值趋于增大而 I_{py} 值亦趋于增大). 因此, 猪蹄石花岗岩和大东山花岗岩具有不同的成因属性, 前者相似于强过铝质 S 型花岗岩, 而后者相似于准铝质 I 型花岗岩.

表 1 猪蹄石花岗岩和大东山花岗岩中锆石晶型指数的平均值

岩石	锆石	统计量	I_{pr}	I_{py}	I_{cl}
大东山花岗岩	早期锆石	$n = 30$	0.14	0.84	0.53
	晚期锆石	$n = 24$	0.49	1.00	0.51
猪蹄石花岗岩	早期锆石	$n = 5$	0.47	0.53	0.38
	晚期锆石	$n = 13$	0.85	0.31	0.50

事实上, 猪蹄石花岗岩的锆石含量极低, 大约为 30 g/t 左右, 这与它的暗色矿物与副矿物总量低是完全一致的, 体现出浅色花岗岩的标志性特征^[6,15]. 相反, 大东山花岗岩的锆石含量达到 150 g/t 以上, 并且在它的多个早期锆石中发现有锆石残核的存在 (图 2(d)), 体现为准铝质花岗岩的通常特征^[15,16].

2.2 白云母

在花岗岩中, 经常出现两种不同成因类型的白云母: 原生白云母和次生白云母. 前者是从花岗岩浆中直接晶出的, 而后者是在亚固相条件下经热液交代作用由其他矿物转变而来的^[17]. 作为富铝矿物, 原生白云母的出现是强过铝质花岗岩 (特别是浅色花岗岩) 的标志之一^[18].

在猪蹄石花岗岩中, 出现约 8% 左右的白云母, 其中少量为次生白云母, 而大量的是原生白云母. 在显微镜下, 次生白云母呈半自形细片状, 零散不规则地分布于钾长石、斜长石中; 而原生白云母则相反, 不规则粗片状, 部分成斑晶出现, 其边界往往被后期

围绕生长的长石、石英所改造而呈现它形, 其内部不含任何残留矿物 (如黑云母、长石) 或次生矿物 (如铁或钛的氧化物) (图 4(a), (b)).

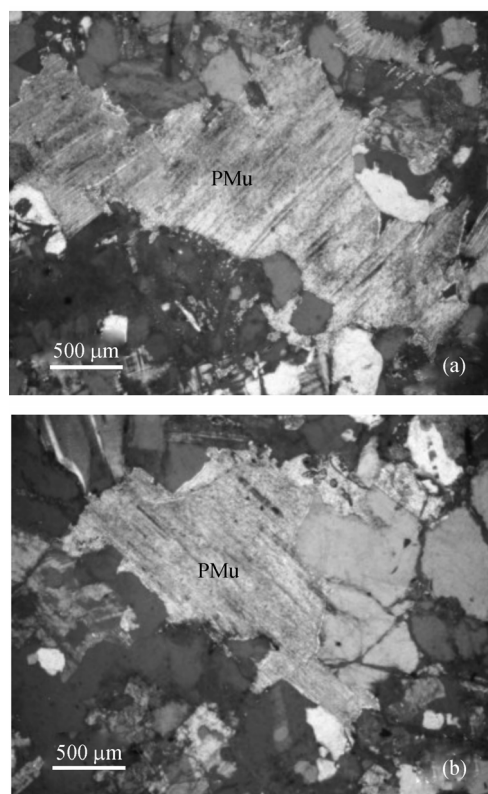


图4 猪蹄石花岗岩中原生白云母 (PMu) (a)和(b)的显微照片

由于次生白云母不同程度地继承了黑云母、斜长石和钾长石等被交代矿物的成分, 因此它们的化学成分变化很大, 而原生白云母的化学成分又受到岩浆成分和结晶条件的影响并不确定, 故至今尚未有公认的区别两类白云母的地球化学标志。比如, Miller 等^[17]认为原生白云母贫Mg, 这与孙涛等^[19]的研究结果相反, 而Monier 等^[20]发现两类白云母的Mg含量可以相差不大。在此, 本文利用电子探针在相同条件下分析测试了猪蹄石花岗岩中的原生白云母和骑田岭花岗岩中的次生白云母, 并进行对比研究 (表 2)。

通过以下白云母成分的投影图解, 可以看到猪蹄石花岗岩中的原生白云母的地球化学特征:

(1) 该白云母富Ti和Mn, 而贫K和Na (图 5), 这与文献提到的原生白云母相对富Ti贫K^[17, 19]是一致的;

(2) 该白云母富Fe贫Mg (图 5), 这与文献提到的原生白云母相对贫Mg^[17]和高Fe/(Fe+Mg)比值^[17, 21]是一致的;

(3) 另外, 该白云母富Si贫Al (表 2), 这与文献提到的原生白云母相对富Si^[21]也是一致的。

因此, 我们认为猪蹄石花岗岩中的白云母应该为岩浆中结晶的原生白云母。事实上, 在浅色花岗岩 (如Manaslu浅色花岗岩) 中, 颗粒粗大的白云母早已被认为是该类强过铝质花岗岩的一种液相线相矿物^[21, 22], 并作为“湿”深熔作用产生的浅色花岗岩在一定深度下开始结晶的标志^[23]。

2.3 红柱石

在过铝质花岗岩中, 有时可以发现红柱石晶体, 它们可以归结为两种成因 (来源) 类型: 从花岗岩浆中结晶的原生矿物^[4, 5], 和从产生花岗岩浆的源岩中残留下来的变质矿物^[24]。在猪蹄石花岗岩的重砂矿物中, 首次发现了很少量的红柱石晶体, 它们呈现出岩浆结晶成因的一般特征:

(1) 自形-半自形的柱体, 粒径较大 (柱体长度最大可达 0.8 mm), 具有非常明显的多色性 (N_p -粉色、 N_g -无色), 无杂质包裹体。而残留的变质红柱石往往因熔蚀而呈它形、细小, 多色性不明显, 含有大量包裹体^[5]。

(2) 无论单体之间, 还是晶体内部, 它们的化学成分比较均一, 除了含有Fe以外 (其Fe含量低于 2.4 wt % FeO) (表 3)。而文献报道的原生红柱石的Fe含量可达 3.3 wt % FeO^[4], 且在华南地区的强过铝质酸性火成岩中找到的原生红柱石亦显示了相同的化学成分特征^[25, 26]。

(3) 此外, 在早期的大东山花岗岩中没有发现红柱石矿物; 而在猪蹄石花岗岩中, 没有发现任何源岩的残留物。这两种证据说明猪蹄石花岗岩中的红柱石不像是源岩中残留下来的变质成因的红柱石。

Richardson 等^[27]的实验和Holm和Kleppa^[28]的热力学计算表明, 红柱石可以在花岗岩浆中晶出并稳定存在。另一方面, 在法国中央高原的浅色花岗岩 (如Chateauponsac岩体) 中也有原生红柱石出现^[6]。因此, 猪蹄石花岗岩中的红柱石同样可以被认为是岩浆结晶成因的。

表 2 猪蹄石花岗岩中原生白云母与骑田岭花岗岩中次生白云母的电子探针分析数据

岩石 颗粒 序号	猪蹄石花岗岩						骑田岭花岗岩		
	1		2		3		1	2	3
	M	R	C	R	M	R	C	C	C
SiO ₂	46.29	43.98	46.18	46.78	44.63	44.88	46.29	46.11	46.26
TiO ₂	0.33	0.27	0.15	0.17	0.30	0.59	0.16	0.16	0.16
Al ₂ O ₃	30.41	31.63	33.23	33.73	32.01	31.39	34.74	35.77	35.21
FeO	6.76	5.70	5.06	3.73	7.00	7.22	3.06	3.25	3.24
MnO	1.32	1.04	0.90	0.61	1.09	1.19	0.00	0.11	0.03
MgO	0.39	0.39	0.15	0.14	0.32	0.53	0.93	0.93	0.83
CaO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.37	0.54	0.21	0.30	0.50	0.45	0.55	0.66	0.63
K ₂ O	9.59	9.46	10.33	9.82	9.96	9.94	10.21	10.68	10.63
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.09
总量	95.45	93.06	96.21	95.28	95.82	96.18	95.95	97.69	97.08
结构式以 22 个氧计算:									
Si ⁴⁺	6.34	6.16	6.22	6.28	6.12	6.14	6.16	6.06	6.12
Ti ⁴⁺	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.02	0.02	0.02
Al ³⁺	4.91	5.22	5.28	5.34	5.17	5.06	5.45	5.54	5.49
Fe ²⁺	0.77	0.67	0.57	0.42	0.80	0.83	0.34	0.36	0.36
Mn ²⁺	0.15	0.12	0.10	0.07	0.13	0.14	0.00	0.01	0.00
Mg ²⁺	0.08	0.08	0.03	0.03	0.07	0.11	0.18	0.18	0.16
Ca ²⁺	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ⁺	0.10	0.15	0.05	0.08	0.13	0.12	0.14	0.17	0.16
K ⁺	1.67	1.69	1.77	1.68	1.74	1.74	1.73	1.79	1.79
总量	14.06	14.12	14.04	13.91	14.20	14.19	14.03	14.13	14.10
Fe*	0.91	0.89	0.95	0.94	0.92	0.88	0.65	0.66	0.69

C = 颗粒核部, R = 颗粒边部, M = 颗粒中间, Fe* = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg²⁺)

表 3 猪蹄石花岗岩中原生红柱石的电子探针分析数据

颗粒 序号	1	2		3		4		5	
	C	C	R	C	R	C	R	C	R
SiO ₂	38.22	38.02	38.12	37.38	37.55	38.47	37.67	37.18	37.29
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
MnO	0.08	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.08	0.00
Al ₂ O ₃	60.12	61.82	60.53	60.77	60.69	61.25	61.59	60.38	61.67
FeO	1.11	1.04	1.03	2.01	2.40	1.04	1.02	1.35	1.24
MgO	0.02	0.02	0.05	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00
总量	99.57	100.94	99.73	100.23	100.74	100.77	100.28	99.04	100.22

C = 颗粒核部, R = 颗粒边部

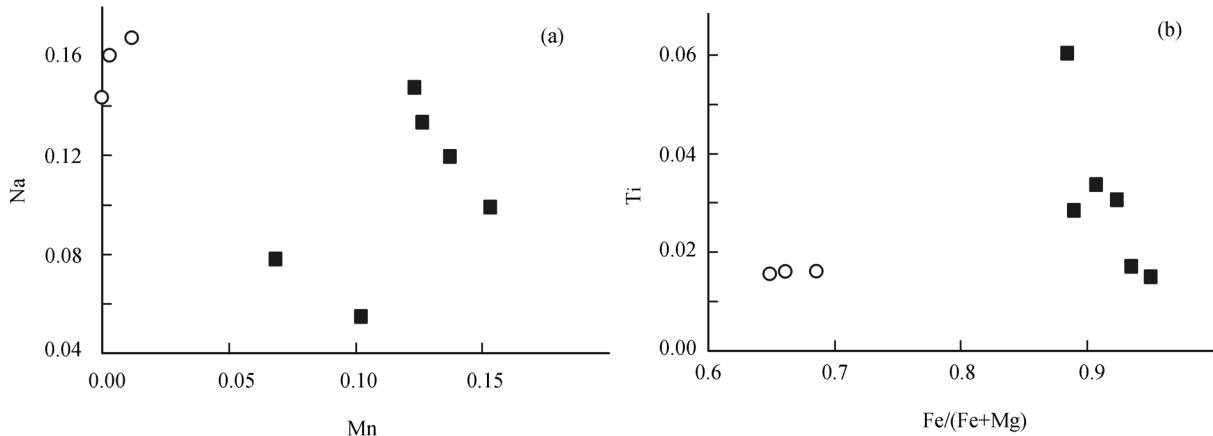


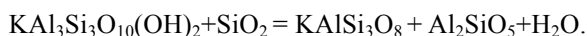
图 5 猪蹄石花岗岩中原生白云母和骑田岭花岗岩中次生白云母的 Na (原子数) vs. Mn (原子数) (a) 和 Ti (原子数) vs. Fe/(Fe+Mg) (原子数比值) (b) 图解

3 讨论

3.1 原生白云母和红柱石的成因意义

原生白云母通常出现在中等地壳深度的强过铝质花岗岩中^[22,29], 说明它的形成是有一定条件限制的。实验数据表明, 在 20~40 km 深度内, 在有过量水的条件下, 由泥质岩石部分熔融产生的花岗岩浆中可以结晶出原生白云母^[30]。因此, 根据猪蹄石花岗岩中的原生白云母在岩相学上的特征 (基本上呈斑晶形式产出, 它的边界被后期结晶的斜长石、钾长石和石英等矿物破坏而呈它形, 如图 4) 以及它们相对较小的含量, 我们认为猪蹄石花岗岩中的原生白云母形成于深部岩浆房中。事实上, 在 S 型流纹岩和流纹质凝灰岩中存在原生的白云母斑晶^[21,31], 说明白云母可以作为在岩浆房中最早结晶的矿物之一。

当猪蹄石花岗岩浆上升定位后, 由于水压的降低, 在这种强过铝质花岗岩浆中白云母不再生长, 取而代之出现红柱石晶体, 两者的关系可以用如下的反应式表示^[32]:



白云母 钾长石 红柱石

尽管我们仅在人工重砂中找到红柱石晶体, 而未能确定它的结晶次序, 但是根据文献资料, 我们认为上述关系可以成立:

(1) 原生红柱石一般仅出现在白云母花岗岩中^[5,7,15], 而不出现在同期定位、同样是强过铝质, 但仅含电气石的花岗岩中^[7];

(2) 沿原生白云母边部可以出现原生红柱石等其他富铝矿物^[21];

(3) 在白云母花岗岩中, 原生红柱石与原生白云母在数量上似乎存在反向关系^[4]。

原生白云母和原生红柱石的先后结晶, 充分显示了猪蹄石花岗岩浆高度富铝的特征。正是这种特征说明了猪蹄石花岗岩浆不是从大东山花岗岩浆经过结晶分异作用演化而来的, 因为准铝质花岗岩高度演化可以导致过铝的残余岩浆, 但不可能晶出原生白云母、原生红柱石等富铝矿物^[33], 况且大东山花岗岩中

并不存在大量早期结晶的贫铝矿物 (如角闪石、单斜辉石等)。

3.2 两期锆石的晶型分布

在绝大多数的花岗岩中, 锆石群至少可以被分作两期: 早期锆石结晶于岩浆定位前的岩浆房内, 晚期锆石结晶于岩浆定位后的冷凝过程中^[10,13,14,16]。在大东山花岗岩和猪蹄石花岗岩中, 同样存在着在定位前和定位后结晶的两期锆石。基于两个花岗岩的早期锆石的晶型分布的不同性, 可以认为猪蹄石花岗岩并不是从大东山花岗岩经过结晶分异作用而来的, 即它们有着各自独立的岩浆活动过程。事实上, 猪蹄石花岗岩的细粒结构和晚期侵入的产状表明它是在大东山花岗岩冷却之后上升定位的。

一般而言, 大多数花岗岩中晚期锆石形成于岩浆定位之后的最初阶段, 因为一方面它们基本上直接增生在早期锆石之上^[10,13,14,16], 另一方面它们都被包裹在主要造岩矿物之中 (如黑云母、斜长石等), 而不是残余岩浆阶段结晶的石英之中。相对于早期锆石, 晚期锆石的晶型往往具有向 I_{pr} 和 I_{py} 值增大的趋势演化^[14,16,34,35], 如大东山花岗岩中晚期锆石的 I_{pr} 和 I_{py} 值都趋于增大, 且 I_{py} 值近于为 1。然而, 在猪蹄石花岗岩中我们首次发现相反的晶型演化趋势, 即它的晚期锆石的 I_{py} 趋于减小。引起这种特征的最大可能性是该晚期锆石的结晶环境具有特别高的含水量及其活度。

从文献资料看, 相对富水的 S 型花岗岩中锆石的 {211} 面较发育 (即 I_{py} 值较小), 相对贫水的 A 型花岗岩中锆石的 {101} 面较发育 (即 I_{py} 值较大), 而含水量介于前两者的 I 型花岗岩中锆石 {211} 和 {101} 面几乎同等程度发育 (即 I_{py} 值居中)^[13,14,36~38]。此外, 前者的晚期锆石的 I_{py} 值往往是小而离散的, 而后两者的晚期锆石的 I_{py} 值往往是大而聚敛的^[13,14,36~38]。这一点与猪蹄石和大东山花岗岩中的锆石晶型特征是完全吻合的。我们知道, 锆石晶型分布趋于收敛的主要原因是它们的结晶作用偏离了平衡状态, 使得较大离子半径的杂质元素 (如 U^{4+} , Th^{4+} , Y^{3+} 等) 可以优先附着在 {101} 晶面上, 导致该晶面的生长速度下降而相对发育^[9,10,16]。然而, 当岩浆体系中水含量及其活度较大

时, 锆、硅以及杂质元素的扩散速率大大增大, 使得锆石的结晶作用相对接近于平衡状态, 因此, 杂质元素对 {101} 晶面生长发育的控制程度有所下降. 在这种情况下, {211} 晶面得以继续发育, 其晶型分布范围就相对离散. 事实上, 理论推导证明, 在接近平衡状态下生长的锆石, 其 {211} 面非常发育^[39], 而在地壳深部的基性岩浆中缓慢生长的锆石晶体实例也证实了这一点^[34]. 因此, 猪蹄石花岗岩中 {211} 面发育的锆石晶体的存在可以被推测它们的结晶环境较为富水, 特别是晚期锆石的 I_{py} 值的减小, 与猪蹄石花岗岩浆定位后的特殊的物理化学条件有关. 当岩浆上升定位后的初期阶段, 一方面, 由于岩浆体系的压力下降, 无水的富铝矿物 (红柱石) 取代含水的富铝矿物 (白云母) 结晶出来 (见上); 另一方面, 大量无水的造岩矿物 (长石、石英) 的晶出, 该岩浆体系趋于水过饱和的状态, 从而有利于锆石的平衡结晶作用而发育 {211} 晶面. 而在大东山花岗岩中的情况却相反, 此时正是角闪石和黑云母等含水造岩矿物的晶出阶段, 使得晚期锆石的结晶偏离平衡状态而不发育 {211} 晶面. Pupin 曾认为, 锆石的 {211} 面发育程度与岩浆的铝/碱比值成正比关系^[37], 但是这种观点无法解释, 浅色花岗岩中早期锆石 I_{py} 值明显比晚期锆石的大事实, 因为在岩浆房中晶出的白云母说明岩浆在开始结晶初就达到铝过饱和的状态.

3.3 与大东山主体花岗岩的成因联系

猪蹄石花岗岩中的白云母、柱石的原生性和锆石晶型分布规律等岩相学特征说明, 其岩浆从形成、定位、到冷凝经历了独立于大东山花岗岩的演化过程. 因此, 排除了作为强过铝质花岗岩成因的几种可能性: 与主体的准铝质花岗岩有关的分离结晶作用、铝质同化混染、后期交代作用等^[22]. 那么, 猪蹄石花岗岩与大东山花岗岩之间存在着时空上的紧密联系仅仅是一种偶然性的巧合吗?

根据大东山花岗岩的岩石学特征, 本文认为猪蹄石花岗岩的形成可能受到大东山花岗岩的成岩动力学的制约:

(1) 在大东山花岗岩中, 存在着大量的条纹长石、斜长石和石英 (部分熔蚀) 斑晶, 以及含量高、

粒度大的早期锆石, 无不说明大东山花岗岩在岩浆房就经历了较长时间的结晶分异作用. 这一点在锆石 U-Pb 年龄数据中有所反映^[2]: 相对一致的 4 个 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄 155.2~166.0 Ma 被认为是该花岗岩的冷却年龄 (相当于晚期锆石的结晶年龄), 但是有 2 个 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄为 234.6 和 244.2 Ma, 暗示了早期锆石可以有较大的结晶年龄 (因为在测年选择时已排除碎屑锆石的存在). 因此, 在大东山花岗岩浆上升定位之前, 由于相当数量的无水矿物的结晶分异作用 (如大量的钾长石、斜长石斑晶), 导致岩浆房中富集一定程度的含挥发分的热液, 其中一部分可能溢离岩浆房而对周围岩石发生热液变质作用. 研究表明, 富含挥发分的流体一方面可以降低岩浆的固相线温度, 并促进最低熔体成分的花岗岩浆的产生^[40,41], 另一方面, 这种流体的循环作用也会导致源岩中的碱金属损失^[22], 从而使得产生的花岗岩浆具有强过铝质的特性.

(2) 在造山后的拉张构造背景下, 大东山花岗岩浆上升、定位、冷凝形成大东山花岗岩^[2,42]. 显然, 该岩浆作用导致岩浆房的周边环境处于“负压”状态, 它将促使已受热液影响的围岩发生部分熔融, 从而产生猪蹄石花岗岩浆, 并在同一张性体制下的后期活动中上升定位, 形成猪蹄石花岗岩. 实验表明, 含原生白云母的强过铝质花岗岩浆的温度 ($650^{\circ}\text{C}\sim 750^{\circ}\text{C}$)^[43] 要低于含黑云母、角闪石的弱过铝—准铝质花岗岩浆的温度 (前者约 $750^{\circ}\text{C}\sim 850^{\circ}\text{C}$, 后者 $>900^{\circ}\text{C}$)^[43]. 如果说大东山花岗岩浆的产生依赖于部分熔融作用的一个主要条件——挤压作用引起的区域性增温 (对应于印支运动的同造山期), 那么猪蹄石花岗岩浆的产生 (包括大东山花岗岩浆的上升定位) 则依赖于部分熔融作用的另一个主要条件——伸展作用引起的局部性减压 (对应于印支运动的后造山期). 在这种富水、低温、减压环境中, 往往形成具有接近花岗质最低熔体成分特点的白云母/二云母浅色花岗岩^[22].

目前, 尚无更直接的依据可以证明猪蹄石花岗岩浆形成的上述可能性, 但是, 有一个重要的现象似乎可以支持我们的假说, 那就是: 含白云母与红柱石的强过铝质花岗岩在世界各地 (中国的南岭地区、尼泊尔的高喜马拉雅山、法国的中央高原和澳大利亚的

拉克兰褶皱带) 都以比例少、产状小 (相对于同期的S型和I型花岗岩) 的形式产出, 且往往作为补体出现在复式花岗岩体中^[5]。最典型的是在法国的中央高原, 细粒白云母浅色花岗岩基本上都是呈小岩体后于主体的二长花岗岩和花岗闪长岩而侵入定位的^[44,45], 其中Chateauponsac岩体中明确报道含有原生红柱石^[6]和{110}+{211}型晚期锆石^[11], 显示了与猪蹄石花岗岩完全一致的特征。据Barbarin研究表明, 这类强过铝质花岗岩浆不是由准铝质花岗岩浆经角闪石和单斜辉石的分离结晶作用而来的, 而是地壳岩石经“湿”的深熔作用 (含水量必须达到 7%~8%) 产生出来的^[22]。此外, 上述浅色花岗岩 (包括猪蹄石花岗岩) 无一例外地显示了一个不同于最常见的弱过铝-准铝质花岗岩的特征: 几乎不含残留的碎屑锆石! 这意味着这类浅色花岗岩浆的形成之前, 其源岩中的大部分锆石已经随着富含碱性元素流体的迁移而分解、流失, 这与该类花岗岩贫高场强元素 (特别是稀土总量低) 的地球化学特征是一致的^[2,46]。

4 结论

(1) 猪蹄石花岗岩的主要特征是晚期锆石的{211}晶面趋于发育, 其原因可能是该花岗岩浆含水量较高, 导致锆石的结晶作用近于平衡状态。这种 I_{py} 值减小的锆石晶型的演化规律 (从早期锆石到晚期锆石) 可以视为强过铝质的浅色花岗岩的成因鉴别标志之一。

(2) 猪蹄石花岗岩中锆石群型的分布规律和白云母、红柱石的原生性揭示, 它不是大东山花岗岩母岩浆的结晶分异产物。但是, 根据两者的野外特征、岩相学观察和特征矿物分析, 本文推测, 猪蹄石花岗岩的形成在较大程度上依赖于主体 (大东山) 花岗岩浆。后者在深部产生的热液改造了岩浆房周围岩石的化学性质, 而後者的上升定位使得这些围岩因减压而发生部分熔融作用, 从而产生猪蹄石花岗岩浆。

致谢 感谢核工业部 290 研究所谭正中高级工程师提供野外指导, 以及南京大学地球科学系张文兰高级工程师协助电子探针分析。

参 考 文 献

- 章邦桐, 戴永善, 王驹, 等. 南岭西段金鸡岭复式花岗岩基地质及岩浆动力学特征. 高校地质学报, 2001, 7: 50~61
- 张敏, 陈培荣, 张文兰, 等. 南岭中段大东山花岗岩体的地球化学特征和成因. 地球化学, 2003, 32: 529~539
- 广东省地质矿产局. 广东省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1982
- Haslam H W. Andalusite in the Mullach and Coirean granite, Inverness-shire. Geol Mag, 1971, 108: 97~101
- Clarke D B, McKenzie C B, Muecke G K, et al. Magmatic andalusite from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. Contrib Mineral Petrol, 1976, 56: 279~287[DOI]
- Chen T Y, Lameyre J. Les complexes leucogranitiques à anatase du Limousin et du Nord-Millevaches; organisation, distribution des minéraux lourds accessoires et des minéralisations. C R Acad Sci Paris, 1983, 296: 1677~1682
- Visona D, Lombardo B. Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest-Makalu region (Nepal-Tibet). Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating? Lithos, 2002, 62: 125~150
- 汪相. 锆石形态的定量描述及其动力学分析. 中国科学, D 辑, 1998, 28(3): 232~238
- Vavra G. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. Contrib Mineral Petrol, 1990, 106: 90~99[DOI]
- 汪相, Kienast J R. 微粒暗色包体中锆石的形态演化及其制约机制. 中国科学, D 辑 2000, 30(2): 180~187
- Pupin J P. Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Doct Etat, Univ Nice (France), 1976, 394
- Amenzou M, Pupin J P. Le granite de Camarat (Maure, Var, France): un ensemble polygénique, zone clé entre la Provence et la Corse. C R Acad Sci Paris, 1986, 303: 697~700
- 汪相, 王德滋, 周新民. 浙东南青田复式花岗岩体中的锆石特征及其成岩意义. 岩石学报, 1993, 9: 1~9
- 汪相, 吴梦霜. 锆石形态的定量研究: 论福州花岗质复式岩体的成岩机制. 岩石学报, 1999, 15: 247~254
- 中国科学院贵阳地球化学研究所. 华南花岗岩类的地球化学. 北京: 科学出版社, 1979
- Wang X, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Morphology and geochemistry of zircons from late Mesozoic igneous complexes in coastal SE China: implications for petrogenesis. Mineral Mag, 2002, 66: 235~251[DOI]
- Miller C F, Stoddard E F, Bradfish L T, et al. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. Can Mineral, 1981, 19: 25~34
- Clarke D B. Peraluminous granites. Can Mineral, 1981, 19: 1~2
- 孙涛, 陈培荣, 周新民, 等. 南岭东段强过铝质花岗岩中白云母研究. 地质论评, 2002, 48: 518~525
- Monier G, Mergoill-Daniel J, Labernardière H. Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). Bull Minéral, 1984, 107: 55~68
- Borodina N S, Fershtater G B. Composition and nature of muscovite in granites. Intern Geol Rev, 1988, 30: 375~381

- 22 Barbarin B. Genesis of the two main types of peraluminous granitoid. *Geology*, 1996, 24: 295~298[DOI]
- 23 Anderson J L, Rowley M C. Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains, California. *Can Mineral*, 1981, 19: 83~101
- 24 Rose E L. Andalusite and corundum-bearing pegmatites in Yosemite National Park, California. *Am Mineral*, 1957, 42: 635~647
- 25 王德滋, 陈绍海, 刘昌实, 等. 粤东塌山含锡花岗岩斑岩原生铝质矿物特征和成因. *矿物学报*, 1995, 15: 249~253
- 26 陈繁荣, 王德滋, 刘昌实. 赣杭地区中生代两类不同成因火山-侵入杂岩的对比研究. *地球化学*, 1995, 24: 169~179
- 27 Richardson S W, Gilbert M C, Bell P M. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminum silicate triple point. *Am J Sci*, 1969, 267: 259~272
- 28 Holm J L, Kleppa O J. The thermodynamic properties of the aluminium silicates. *Am Mineral*, 1966, 51: 1608~1622
- 29 邓晋福, 赵海玲, 赖绍聪, 等. 白云母/二云母花岗岩形成与陆内俯冲作用. *中国地质大学学报: 地球科学*, 1994, 19: 139~147
- 30 Huang W L, Wyllie P J. Phase relationships of S-type granite with H₂O to 35 kbar: muscovite granite from Harnet peak, South Dakota. *J Geophys Res*, 1981, 86: 10515~10529
- 31 Clemens J D, Wall V J. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, 1988, 21: 53~66[DOI]
- 32 Segnit R E, Kennedy G C. Reactions and melting relations in the system muscovite-quartz at high pressure. *Am J Sci*, 1961, 259: 280~287
- 33 Pitcher W S. Granites and yet more granites, forty years on. *Geol Rundschau*, 1987, 76: 51~79[DOI]
- 34 汪相, 李武显. {211}型锆石的标型性. *科学通报*, 2001, 46(17): 1472~1476
- 35 汪相, Griffin W L, 王志成, 等. 湖南丫江桥花岗岩中锆石的 Hf 同位素地球化学. *科学通报*, 2003, 48(4): 379~382
- 36 Pupin J P, Bonin B, Tessier M, et al. Role de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granitoides. *Bull Soc Géol France*, 1978, 7: 721~725
- 37 Pupin J P. Zircon and granite petrology. *Contrib Mineral Petrol*, 1980, 73: 207~220[DOI]
- 38 汪相. 法国 Inzecca 斜长花岗岩中的锆石特征及其地质意义. *科学通报*, 1993, 38: 534~537
- 39 汪相, 周东山. 一种新的锆平衡态理论晶型. *中国科学, B 辑*, 2001, 31(6): 567~573
- 40 Manning D H C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contrib Mineral Petrol*, 1981, 76: 206~215[DOI]
- 41 Pichavant M. Effects of B and H₂O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 kbar. *Am Mineral*, 1987, 72: 1056~1070
- 42 孙涛, 周新民, 陈培荣, 等. 南岭东段中生代强过铝花岗岩成因及其大地构造意义. *中国科学, D 辑*, 2003, 33(12): 1209~1218
- 43 Whitney J A. The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geol Soc Am Bull*, 1998, 100: 1886~1897[DOI]
- 44 Lameyre J. Les magmas granitiques: leurs comportements, leurs associations et leurs sources. *Mém h sér Soc Géol de France*, 1980, 10: 51~62
- 45 Duthou J L, Cantagrel J M, Didier J, et al. Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by Rb/Sr system. *Phys Earth Planet Int*, 1984, 35: 131~144[DOI]
- 46 童劲松, 钟华明, 夏军, 等. 藏南洛扎地区过铝质花岗岩的地球化学特征及构造背景. *地质通报*, 2003, 22: 308~318