

文章编号: 1009-3850(2007)02-0049-11

湖南衡阳燕山早期川口过铝花岗岩 地球化学特征、成因与构造环境

柏道远¹, 汪永清², 王先辉¹, 马铁球¹, 张晓阳¹

(1. 湖南地质调查研究院, 湖南 湘潭 411100; 2. 湖南省地勘局 413 队, 湖南 常德 415000)

摘要: 川口过铝花岗岩为二云母二长花岗岩, 高硅、中碱, SiO_2 和 K_2O 含量分别平均为 75.71% 和 4.39%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 平均为 7.57%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 平均为 1.43, Al_2O_3 平均为 13.28%, 总体属过铝—强过铝质钙碱性花岗岩类。Ba、Nb、Sr、Eu、Ti 等元素表现为较强烈的亏损, Rb、U、Ta、Nd、Hf、Sm、Y+Yb 等则相对富集, ΣREE 平均仅 67.18×10^{-6} , $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 平均为 2.21, δEu 值平均为 0.16。 I_{Sr} 为 0.75093, $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 为 659, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 -11.82, $t_{2\text{DM}}$ 为 1.92Ga, 与湘桂内陆带花岗岩的背景值 (2.4~1.8Ga) 和区域基底的时代 (2.7~1.7Ga) 相吻合。川口岩体岩浆来源为中地壳结晶基底, 属典型 S 型花岗岩; 岩浆存在源于泥质岩的“低温”和源于砂岩的“高温”两种不同类型, 至少有两个岩浆来源; 岩体形成于后造山构造环境。分析认为, 深部岩石圈拆沉与壳幔相互作用的规模差异, 是造成湘东南燕山早期花岗岩一般为准铝—弱过铝质并有幔源物质加入, 而川口岩体为过铝—强过铝质壳源花岗岩的原因。

关键词: 衡阳; 燕山早期; 过铝花岗岩; 地球化学; 湖南

中图分类号: P588.12⁺1

文献标识码: A

长期以来, 华南内部中生代构造环境与大地构造背景问题一直备受地学研究者的关注, 并颇多争议。归纳起来有两大主流观点, 一种认为是与太平洋板块俯冲有关的大陆弧或同碰撞造山挤压环境^[1~6], 另一种则认为是陆内岩石圈伸展减薄环境^[7~9]。在华南中生代地质研究中, 燕山早期岩浆岩已成为当前工作的重中之重。近些年来基于火成岩尤其是花岗岩的大量研究, 已基本明确华南地区在燕山早期 (侏罗纪) 岩石圈便发生了伸展作用^[7~27], 但仍存在“后造山”伸展环境^[15~17]与“大陆裂谷”伸展环境^[8,18]之分歧。笔者近年来通过花岗岩年代学^[28~32]与地质地球化学^[33~37]、构造变形^[38~40]、沉积盆地^[41]、岩体热年代学^[42]等特征, 对湘东南及湘粤赣边区中生代地质演化进行了较全面的研究^[43], 进而确定该地区燕山早期花岗岩 (形成

于中—晚侏罗世) 形成于后造山构造环境。研究表明, 该地区燕山早期花岗岩大多为高钾钙碱性系列与钾玄岩系列准铝质—弱过铝质花岗岩类, 且有幔源岩浆加入^[34~37]。这种花岗岩常作为同碰撞岩石圈加厚之后伸展垮塌、向非造山板内环境过渡时期的岩浆作用产物^[44], 因此为后造山环境下的典型花岗岩。然而衡阳北部川口一带则发育有燕山早期过铝—强过铝 (SP) 花岗岩, 属典型壳源 S 型花岗岩类^[45,46], 本文研究表明其亦形成于后造山构造环境。大多数情况下, SP 花岗岩形成于同造山期的后碰撞构造环境^[47], 如湘东南印支期王仙岭 SP 花岗岩体即形成于印支运动挤压峰期之后的应力松弛阶段^[33]。因此, 川口过铝—强过铝花岗岩后造山构造环境的厘定, 进一步佐证了研究区燕山早期花岗岩形成于后造山构造环境的认识。

收稿日期: 2006-07-05; 修改日期: 2006-10-13

第一作者简介: 柏道远, 1967 年生, 高级工程师, 研究方向为构造学、岩石学、成矿学。

资助项目: 中国地质调查局地质调查项目 (200213000035)。

1 区域地质背景、岩体地质及岩石学特征

川口地区位于衡阳市以东约40km, 构造上位于茶陵-郴州北北东向大断裂与安仁-常德北西向基底隐伏大断裂所组成的三角区域内(图1)。中三叠世印支运动中茶-郴断裂的西盘向东俯冲, 西盘内两条主要北西向基底隐伏断裂, 即安仁-常德断裂与大义山断裂(邵阳-郴州断裂)发生强烈的基底左旋走滑^[39, 40]。其中安仁-常德断裂的走滑导致安仁-川口一带强烈压缩、增厚而形成次级隆起, 且区域北北东向褶皱走向亦发生逆时针偏转而成北北西向^[39]。川口地区燕山早期花岗岩即位于北北西向蕉园背斜核部(图1), 北西面发育有印支期将军庙花岗岩体。蕉园背斜核部为中元古界小木坪组板岩、粉砂质板岩, 新元古界泗洲山组含砾板岩、粉砂质板岩夹泥砾岩等, 组成褶皱基底。背斜两翼为泥盆-石炭系沉积盖层, 盖层与基底间的角度不整合界面显示清晰。川口地区燕山早期花岗岩呈小岩株(滴)群分布(图1), 共发现有小岩体20余处, 大小不一, 形态各异, 地表出露面积总共约14km²左右。钻孔资料证

实, 在小岩体之间的变质围岩之下有隐伏花岗岩存在, 说明这些小岩体在下部很可能连成一体, 故将它们统称为川口岩体。岩体侵入于小木坪组中, 围岩均发生较强的角岩化、斑点板岩化等热接触变质现象。单个岩体的长轴方向主要为北北西向, 反映出先期同向构造线对岩体就位控制作用。前人获得岩体的黑云母 K-Ar 法年龄值为176Ma、164Ma(1°20万衡阳幅), 因此应为燕山早期(侏罗纪)产物。

川口岩体与石英脉型黑钨矿有关, 岩体内见较多的含钨石英脉及少量的细粒白云母花岗岩脉。典型矿床为川口大型钨矿, 为一个以黑钨矿为主, 伴生辉钼矿、白钨矿等大脉型高(中)温热液裂隙-石英脉型矿床^[48]。岩体主要为中细粒斑状二云母二长花岗岩、细一中粒二云母二长花岗岩, 在 QAP 三角图解中均落于二长花岗岩区(图略)。岩石主要由微斜条纹长石、斜长石、石英、黑云母、白云母等组成, 斜长石 An 一般小于20, 属更长石; 副矿物常见有钛铁矿、锆石、磷钇矿、独居石、磷灰石、磁铁矿等。

2 地球化学特征

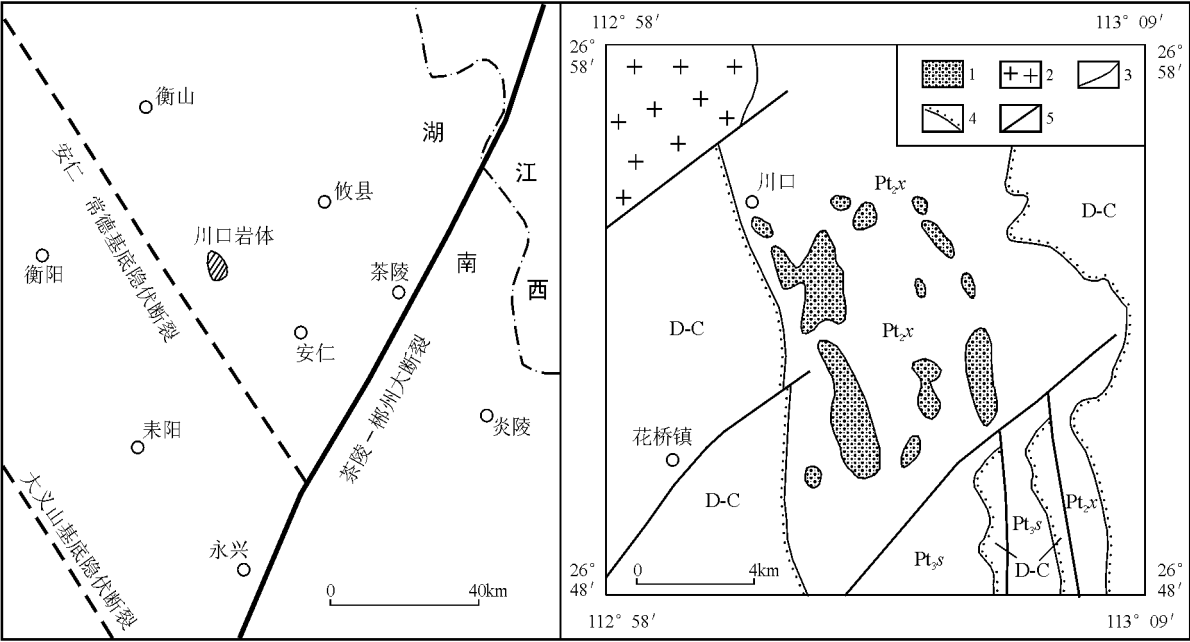


图1 川口地区地质略图

D-C. 泥盆-石炭系; Pt₃s. 新元古界泗洲山组; Pt₂x. 中元古界小木坪组。1. 燕山早期花岗岩; 2. 印支期花岗岩; 3. 地质界线; 4. 角度不整合地质界线; 5. 断裂

Fig. 1 Simplified geological map of the Chuankou region, Hengyang, Hunan

D-C= Devonian- Carboniferous; Pt₃s= Neoproterozoic Sizhoushan Fomation; Pt₂x= Mesoproterozoic Xiaomuping Fomation. 1= early Yanshanian granite; 2= Indosinian granite; 3= geological boundary; 4= angular unconformity; 5= fault

2.1 岩石化学特征

川口岩体花岗岩样品的主元素分析结果如表1所示。SiO₂ 含量高, 为73.15%~78.04%(SiO₂ 及以下主元素含量值均系无水化处理结果, 故与表1略有差别), 平均为75.71%; Al₂O₃ 含量较高, 为12.49%~14.34%, 平均为13.28%; K₂O 含量较高, 为3.75%~5.48%, 平均为4.39%; Na₂O+K₂O 为6.45%~8.22%, 平均为7.57%, 且K₂O 普遍大于Na₂O, K₂O/Na₂O 为0.93~2.33, 平均为1.43; FeO^{*} 含量低, 为0.91%~2.92%, 平均1.96%; TiO₂、MgO、CaO、P₂O₅ 含量总体很低, 分别平均为0.13%、0.33%、0.74%、0.09%。

川口岩体岩石的铝包括指数(ASI)除样品Z5和样品Z57分别为0.91和1.08外, 其它均在1.14~1.37之间(表1)。如以大于1.10作为强过铝花岗岩划分标准, 则川口岩体总体应属强过铝花岗岩, 只是和一

般强过铝花岗岩相比, 其Al₂O₃ 含量总体偏低。Sylvester(1998)研究发现, 大多数SP花岗岩的Al₂O₃ 含量在13.1%~16.5%之间^[45], 而川口岩体分析样品(表2)中有部分低于13.1%。总之, 川口岩体应属过铝—强过铝花岗岩。

在SiO₂-(N₂O+K₂O-CaO)图解^[41]中(图2a), 川口岩体的岩石总体属钙碱性, 个别为钙性或碱钙性。在硅-钾图中(图2b), 除个别样品外, 均属高钾钙碱性系列。

2.2 微量元素与稀土元素特征

川口岩体微量元素和稀土元素分析结果分别见表2和表3。在微量元素原始地幔标准化分布曲线图上(图3), 与相邻元素相比, Ba、Nb、Sr、Eu、Ti等元素表现为较强烈的亏损, Zr表现为弱亏损; 而Rb、U、Ta、Nd、Hf、Sm、(Y+Yb)等则相对富集, 显示出一般壳源花岗岩特征。稀土元素含量极低(表3), 除1

表1 川口岩体岩石化学成分(w_t/%)
Table 1 Chemical compositions (w_t/%) of the Chuankou granites

样号	Z1	Z2	Z3	Z4	Z5	Z6	H57	H58	H59	H60
SiO ₂	71.39	75.53	74.94	75.42	75.10	73.32	74.56	75.64	76.01	77.02
TiO ₂	0.27	0.05	0.15	0.13	0.20	0.17	0.10	0.06	0.07	0.08
Al ₂ O ₃	13.99	13.48	13.52	12.97	12.76	13.57	12.34	12.57	13.59	12.53
Fe ₂ O ₃	0.75	0.37	0.59	0.38	1.00	0.42	0.60	0.59	0.13	0.32
FeO	1.70	0.90	1.58	1.29	1.10	1.49	2.35	2.12	0.78	1.43
MnO	0.09	0.12	0.16	0.07	0.08	0.08	0.09	0.14	0.13	0.12
MgO	0.49	0.22	0.28	0.35	0.48	0.57	0.24	0.16	0.19	0.26
CaO	1.07	0.56	0.28	0.88	1.51	1.09	0.85	0.44	0.23	0.45
Na ₂ O	2.30	3.09	4.04	2.99	4.01	3.14	2.94	3.03	3.45	2.53
K ₂ O	5.35	4.11	3.74	4.45	4.26	4.42	4.62	4.29	4.33	3.84
P ₂ O ₅	0.19	0.09	0.06	0.07	0.02	0.07	0.13	0.09	0.07	0.11
灼失	2.01	1.06	0.28	0.72	0.43	0.71	0.72	0.45	0.72	0.92
总和	99.60	99.58	99.62	99.72	100.95	99.05	99.54	99.58	99.70	99.61
ALK	7.65	7.20	7.78	7.44	8.26	7.56	7.56	7.32	7.78	6.37
ASI	1.21	1.28	1.21	1.14	0.91	1.14	1.08	1.20	1.26	1.37
ANK	1.46	1.41	1.26	1.33	1.14	1.36	1.25	1.30	1.31	1.50
K ₂ O/Na ₂ O	2.33	1.33	0.93	1.49	1.07	1.41	1.57	1.42	1.26	1.52
CaO/Na ₂ O	0.47	0.18	0.07	0.29	0.38	0.35	0.29	0.15	0.07	0.18
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	52	270	90	100	64	80	123	210	194	157
A ^{MF}	3.03	5.84	3.65	4.05	3.14	3.31	2.62	3.02	7.74	4.05
C ^{MF}	0.42	0.44	0.14	0.50	0.68	0.48	0.33	0.19	0.24	0.26

资料来源: Z1—Z6来源于1:20万衡阳幅(1976), 其余为本文。样品分析由湖北武汉综合岩矿测试中心完成, 采用ICP-AES分析, 除SiO₂采用碱溶法测定外, 其它氧化物采用酸溶法测定, 分析精度优于2%。ASF=Al/(Ca+Na+K)(分子比); ANK=Al/(Na+K)(分子比); ALK=Na₂O+K₂O; A^{MF}=Al₂O₃/(MgO+FeO)(分子比), C^{MF}=CaO/(MgO+FeO)(分子比), FeO为全铁。

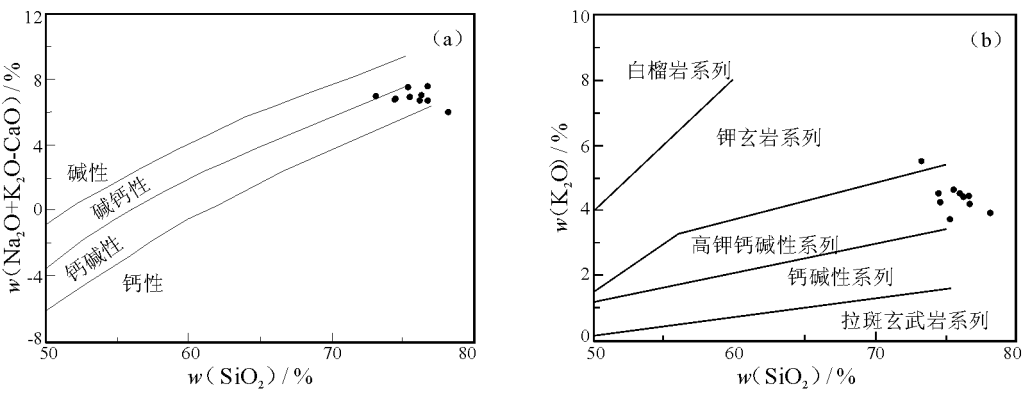


图2 川中岩体分类图解(a 据文献^[49]; b 据文献^[50~51])

Fig. 2 Diagrams of geochemical classification of the Chuankou granites (a: after Frost et al., 2001; b: after Peccerillo et al., 1976; Wheller et al., 1987)

表2 川口岩体岩石微量元素含量($w_B/10^{-6}$)
Table 2 Trace element contents in the Chuankou granites ($w_B/10^{-6}$)

样品号	Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	U
H57	529	28	100	25.1	7.8	57	2.7	15	18.6
H58	598	10	57	31.3	10.0	35	1.9	7.4	29.1
H59	706	14	50	31.0	7.9	35	2.0	8.7	12.5
H60	511	18	81	28.9	8.3	36	1.1	6.6	19.5

注: 样品分析由湖北武汉综合岩矿测试中心完成。样品采用碱溶法处理, 使用 PE Elan6000 型等离子体质谱测定(ICP-MS), 分析精度优于 1%~3%。

个样品 ΣREE 达 120.53×10^{-6} 外, 其它样为 $(45.61 \sim 54.62) \times 10^{-6}$, 平均仅 67.18×10^{-6} ; $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值低, 为 $1.32 \sim 2.68$, 平均 2.21 , 显示轻稀土相对重稀土富集不明显; Eu 亏损明显, δEu 值 $0.11 \sim 0.22$, 平均为 0.16 , 暗示经历过明显的斜长石的分离结晶作用。稀土配分曲线右倾不太明显, 总体呈海鸥状, 具有四分组效应之弯曲特征(图 4), 暗示存在高程度演化的花岗质岩浆结晶晚期流体熔体的相互作用^[54]。总体上, 各样品的微量元素蛛网图与稀土元素配分曲线形态基本一致(图 3, 图 4), 暗示其为同时代和同环境岩浆作用之产物。

2.3 Sr-Nd 同位素特征

川口 Sr、Nd 同位素组成样各 1 个岩体分析, 分析方法与流程参见文献^[33], 测试数据列于表 4。计算结果表明, 岩体 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值很低, 为 -11.82 ; $t_{2\text{DM}}$ 为 1.92Ga 。 I_{Sr} 值高, 为 0.75093 , $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值为 659 。

3 岩石成因与物质来源

大陆地壳 I_{Sr} 值平均为 $0.719^{[59]}$; Allègre (1980) 则指出花岗岩 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值大于 $0^{[57]}$, 反映同位素与中、上地壳的亲缘性而不是麻粒岩相下地壳。结合王方

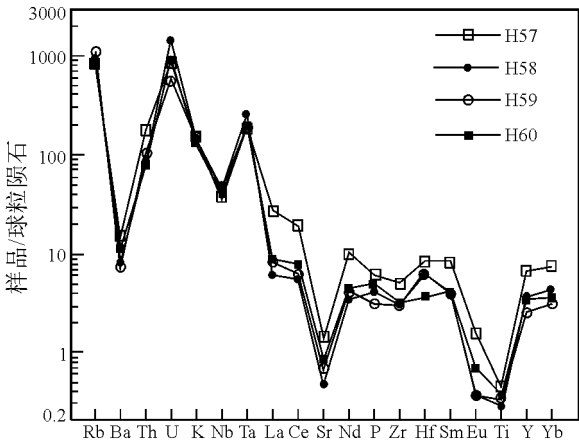


图3 微量元素原始地幔标准化蛛网图
原始地幔数据引自文献^[59]

Fig. 3 PM-normalized trace element patterns for the Chuankou granites (The primitive mantle data are from Sun et al., 1989)

正等(1997)建立的湘南地区岩石圈的岩石学模型 $F^{[58]}$ ——地壳结构自上而下依次为由新元古界以上的浅变质沉积岩、沉积岩及花岗岩类组成的侵入体等组成的上地壳(厚 7.25km), 由结晶片岩、片麻岩等组成的酸性中地壳(厚 13.85km), 以及由(角闪)辉长岩—斜长岩、基性麻粒岩等组成的基性下地壳(厚 11.83km)来看, 上述川口岩体 Sr 同位素特征(I_{Sr} 值为 0.7509 , $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值为 659). 暗示其源岩很可能为中地壳结晶片岩、片麻岩。

已有研究表明, 湘桂内陆带花岗岩的 $t_{2\text{DM}}$ 背景值为 $2.4 \sim 1.8\text{Ga}^{[59, 60]}$ 。华夏地块的大部分地区基底岩石的 $t_{2\text{DM}}$ 在 $2.4 \sim 1.8\text{Ga}$ 之间^[61]; 目前在湘桂内陆带内获得了广西大容山花岗岩中沉积变质岩捕虏体的锆石 U-Pb 年龄 $1.74\text{Ga}^{[62]}$, 湖南道县中生代玄武岩所含片麻岩包体中磨圆锆石 Pb-Pb 年龄在 $1829 \sim$

表3 川口岩体岩石稀土元素含量($w_B/10^{-6}$)
Table 3 REE contents ($w_B/10^{-6}$) in the Chuankou granites

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	(La/Yb) _N	δEu
H57	14.93	33.28	3.93	14.08	3.85	0.26	3.88	0.77	5.29	1.11	3.34	0.56	3.76	0.61	30.88	120.53	2.68	0.22
H58	4.2	9.61	1.25	4.58	1.79	0.06	1.81	0.38	2.52	0.55P	1.73	0.31	2.14	0.34	16.67	47.94	1.32	0.11
H59	5.66	10.93	1.39	5.64	1.81	0.06	1.65	0.32	2.17	0.44	1.37	0.23	1.56	0.24	12.14	45.61	2.45	0.11
H60	6.21	14.08	1.78	6.11	1.86	0.12	1.82	0.36	2.38	0.49	1.56	0.27	1.75	0.27	15.56	54.62	2.39	0.22

注: 湖北武汉综合岩矿测试中心完成, 采用PE Elan6000型等离子体质谱测定(ICP-MS), 采用碱溶法测定, 分析精度优于1%~3%。

表4 川口岩体岩石Sr Nd同位素组成
Table 4 Sr and Nd isotopic compositions in the Chuankou granites

样品号	Rb/ 10^{-6}	Sr/ 10^{-6}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	I_{Sr}	Sm/ 10^{-6}	Nd/ 10^{-6}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{2\text{DM}}/\text{Ga}$
H57	573.6	29.85	56.4	0.89206	659	0.75093	3.59	14.19	0.1531	0.511982	-11.82	1.92

注: 样品由宜昌地质矿产研究所同位素室测试。 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 、 I_{Sr} 和 $t_{2\text{DM}}$ 的计算据文献^[53]; 计算参数为: $t=176\text{Ma}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.1967$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}=0.7045$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CC}}=0.118$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.2137$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.513151$, $\lambda_{\text{Sm}}=6.54\times 10^{-12}\text{a}^{-1}$, $\lambda_{\text{Rb}}=1.42\times 10^{-11}\text{a}^{-1}$ 。参数中下角字母代表的含义: UR. 铈同位素均一储库; CHUR. 球粒陨石均一储库; DM. 亏损地幔; CC. 大陆地壳

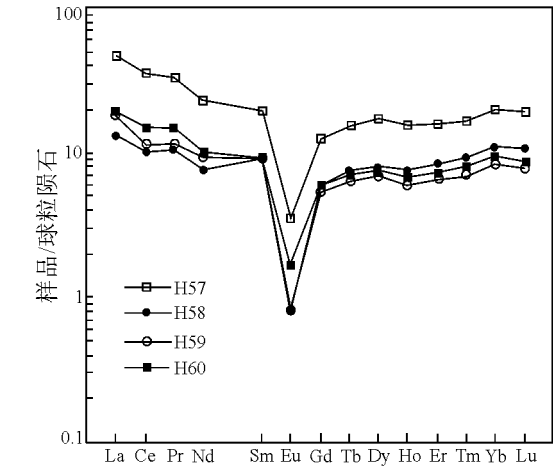


图4 稀土元素球粒陨石标准化分布模式
球粒陨石数据引自文献^[53]
Fig. 4 Chondrite-normalized REE distribution patterns for the Chuankou granites (The chondrite data are from Hemann et al., 1970)

1397Ma之间^[38], 湖南新化震旦系江口群玄武质火山角砾岩中捕获锆石2.43Ga, 湘西白马山花岗岩捕获锆石2.71Ga^[63], 湘南九嶷山岩体中继承性锆石2.11和2.70Ma等年龄数据^[64], 说明区域基底时代主要在2.7~1.7Ga间。川口岩体 $t_{2\text{DM}}$ 值为1.92Ga, 与湘桂内陆带花岗岩背景值、区域基底的时代和 $t_{2\text{DM}}$ 值相吻合, 指示源岩应为区域结晶基底。

前人研究表明, 强过铝花岗岩大多为地壳物质熔融成因的S型花岗岩类^[45, 46]。因此, 属过铝—强过铝的川口为S型壳源花岗岩可能性大。

综上所述, 川口岩体源岩应为中地壳的结晶片

岩、片麻岩等变沉积碎屑岩, 岩体岩石属S型花岗岩。

4 构造环境

4.1 川口岩体形成构造环境的地球化学判别

在多组主元素构造环境判别图解^[65]中, 川口岩体分析样品总体落入后造山花岗岩(POG)区(图5)。其中图5a和图5c中, 样品分布于POG区, 并跨IAG+ CAG+ CCG区和RRG+ CEUG区, 根据环境判别当属典型POG。图5b中绝大多数样品位于POG与IAG+ CAG+ CCG重合区域, 可厘定为POG。只有图5d中样品点位于IAG+ CAG+ CCG一侧, 且有一半样品位于POG区之外。鉴于川口地区在中生代属大陆环境^[43], 因此图5d进一步显示出川口岩体具CCG(大陆碰撞花岗岩类)特征, 与其它图解显示的POG似存在矛盾。可以理解的是, 图5中的有关地球化学指标取决于花岗质岩浆形成的物源、热源、温度和压力等地球物理环境、构造变动、壳幔作用等。而据前述川口岩体为典型壳源S型花岗岩, 源岩为中地壳结晶基底, 其成因和物源与大陆碰撞花岗岩及后碰撞花岗岩相同, 因此尽管其形成于后造山构造环境, 却在一定程度上(图5d)显示出CCG特征。总之, 主元素构造环境判别图解较清楚显示出川口岩体形成于后造山构造环境。

以多组微量元素构造环境判别图解^[66](图6)进行判别, 川口岩体在图6c中显示为板内环境, 而在图6a和图6d中样品点落入碰撞花岗岩区, 但紧邻板内花岗岩区, 暗示岩浆形成于碰撞造山向非造山(板

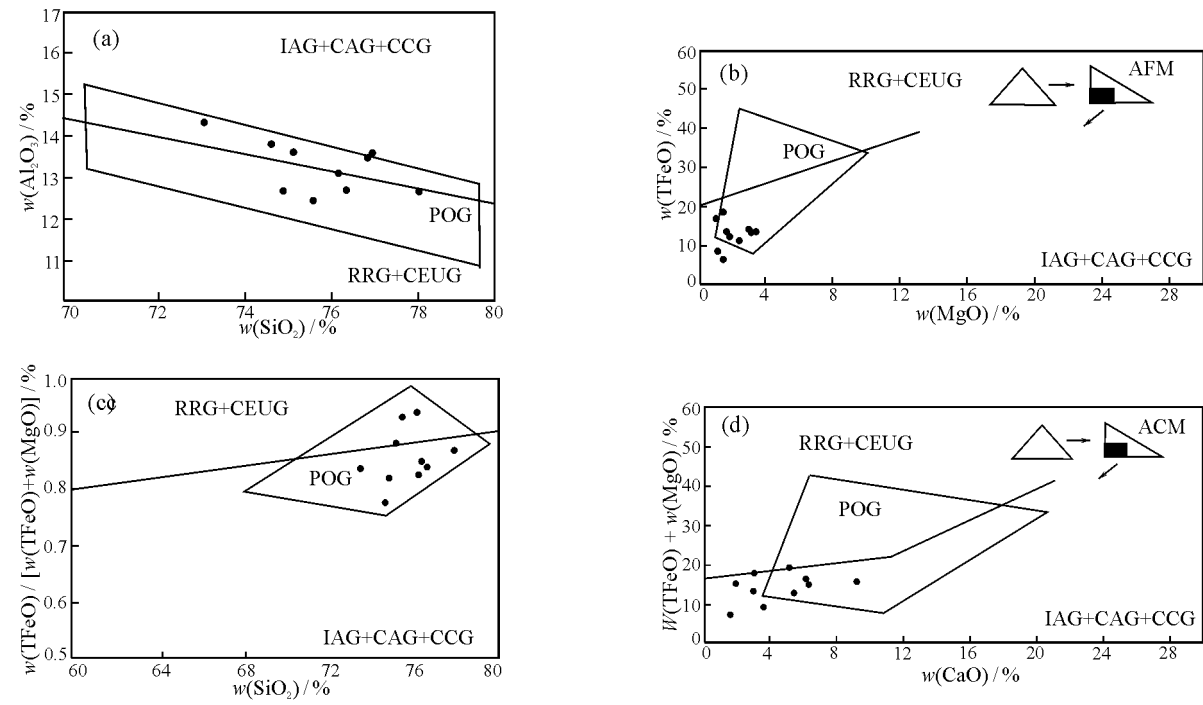


图 5 花岗岩形成的构造环境判别图(据文献^[69])

IAG. 岛弧花岗岩; RRG. 与裂谷有关的花岗岩; CAG. 大陆弧花岗岩类; CEUG. 大陆的造陆抬升花岗岩类; CCG. 大陆碰撞花岗岩类; POG. 后造山花岗岩类

Fig. 5 Major element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granites (after Maniar et al. , 1989)
IAG= island arc granite; RRG= rift-related granite; CAG = continental arc granite; CEUG= continental epeirogenic uplift granite; CCG= continental collision granite; POG= post-orogenic granite

内) 过渡的后造山构造环境。图 6b 中样品落入碰撞花岗岩区, 但靠近 VAG、WPG 和 S-COIG 三区的交结点, 亦反映后造山花岗岩特征(后造山花岗岩区为交结点周围^[17])。总之, 微量元素构造环境判别图解同样显示川口岩体可能形成于后造山构造环境。

4.2 川口岩体后造山构造环境的区域构造演化背景约束

一般认为, 由于某种元素的丰度或元素比值与构造环境之间并不一定具有单一的对对应关系, 且多数判别图解都是经验图解, 元素与构造环境之间是否存在内在的必然联系尚缺乏足够深入的研究, 导致利用岩石地球化学图解判别构造环境存在严重的局限性, 因此使用判别图解一定要与地质背景研究相结合。为此对区域地质构造演化背景给予详细分析, 并证明川口岩体形成于后造山构造环境。

川口岩体所在的湘东南地区中三叠世开始进入陆内造山演化阶段, 中生代相继经历了中三叠世后期—中侏罗世初陆内造山阶段、中侏罗世早期—晚侏罗世后造山阶段和白垩纪板内裂谷阶段等地质发展过程^[43]。

1. 中三叠世后期—中侏罗世初陆内造山阶段
该阶段经历了强挤压→挤压松弛→同造山伸展→汇聚走滑的复杂过程。

中三叠世后期发生印支运动, 造成湘东南地区泥盆纪—中三叠世早期地层褶皱回返, 海盆地封闭, 在 NWW-SEE 向挤压构造体制下产生强烈陆内俯冲汇聚作用, 形成大量 NNE 向为主的逆冲断裂与褶皱^[38]。其中茶陵-郴州断裂为区域主断裂, 断裂西盘向东俯冲于断裂东盘下部, 使得断裂东侧因板片叠置而强烈增厚并隆起, 断裂西侧则相对拗陷, 从而形成“东隆西拗”的构造格局^[39]。热年代学研究表明, 五峰仙、大义山、骑田岭等地区在本次构造事件中地壳可能叠置增厚了 4100~7700m 以上^[42]。在区域 NWW-SEE 向强烈挤压下, 沿大义山—郴州一线^[40]及衡阳盆地东面—五峰仙岩体一线^[39]分别形成 NW 向隐伏基底左旋走滑断裂, 即区域郴州-邵阳断裂、常德-安仁断裂。

中三叠世末—晚三叠世后期为后碰撞构造环境, 形成了较多印支期花岗岩, 主要岩体有诸广山岩体南部和中部、桂东、锡田、将军庙、五峰仙、王仙岭、

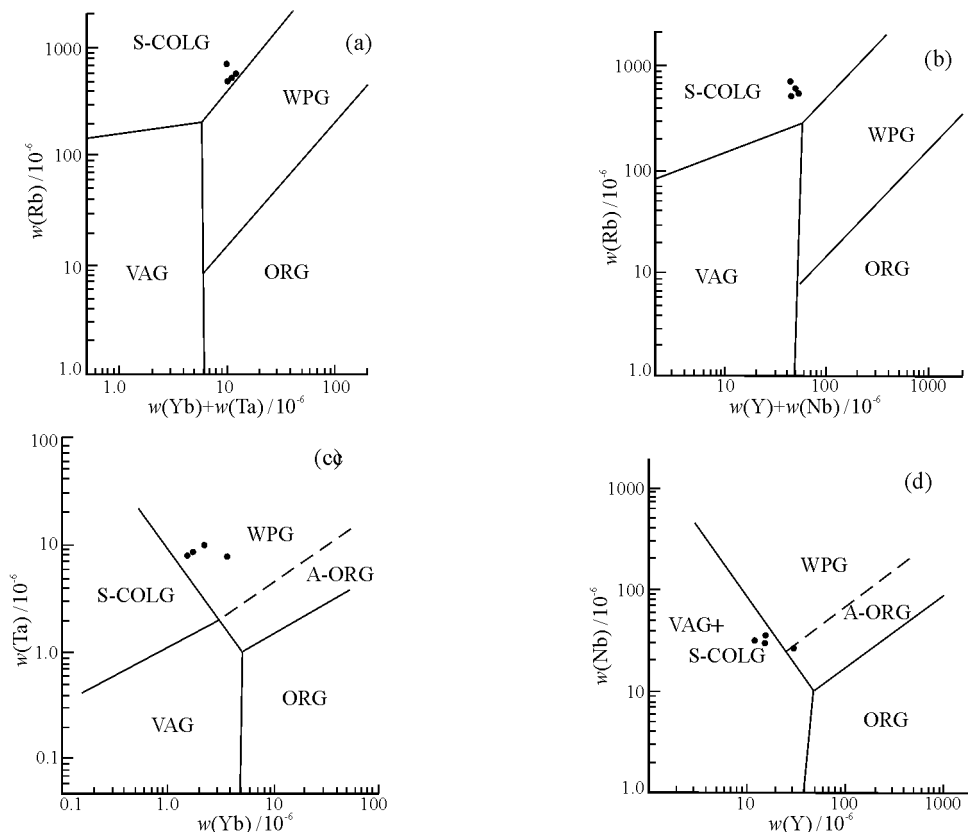


图6 花岗岩微量元素构造环境判别图解(据文献^[66])

VAG. 火山弧花岗岩; WPG. 板内花岗岩; S-COLG. 同碰撞花岗岩; ORG. 洋中脊花岗岩; A-ORG. 异常洋中脊花岗岩

Fig. 6 Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granites (Pearce et al., 1984)

VAG= volcanic arc granite; WPG = within plate granite; S-COLG= syn collision granite; ORG = oceanic ridge granite; A-ORG= anomalous oceanic ridge granite

大义山南体等, 一般为强过铝花岗岩(SP 花岗岩)。根据锡田岩体新获得的228.5Ma锆石SHRIMP年龄^[28], 结合其它已有较为可靠的年代数据, 本次花岗岩质岩浆活动的具体时限约为233~210Ma^[43]。主量元素与微量元素地球化学判别图解表明, 印支期花岗岩形成于同造山阶段的后碰撞构造环境^[33, 43]。印支期花岗岩体中强力就位构造形迹总体上不明显, 并多受先期断裂所控制(如王仙岭岩体、五峰仙岩体等), 因此岩体很可能于主汇聚期之后挤压应力减弱、地壳相对松弛条件下侵位, 而花岗质岩浆则相应由加厚的地壳在降压条件下部分熔融所形成^[43]。这一推断与后碰撞构造环境相吻合。

晚三叠世末—早侏罗世由于受对山根的均衡补偿产生的隆升和陡的地形梯度诱发的应力所驱动, 形成同造山上隆伸展, 区域构造体制进一步转为拉张, 从而形成NNE向的伸展断裂与受断裂控制的裂陷盆地。盆地主要分布于茶陵、永兴、资兴、瑶岗仙、汝城^[13]等地, 盆地内层总体为一套灰色—灰绿色陆相湖盆砂、页岩夹煤层沉积。早侏罗世晚期随着伸

展程度的加大, 在汝城^[41]、长城岭^[14]等地因岩石圈于局部薄弱带破裂而造成拉斑玄武质岩浆喷出地表。这些与盆地同时代火山岩微量元素地球化学特征反映出明显的地壳物质的混染作用^[14], 且具低钾高钠特征, 据此可以推测玄武质岩浆在喷发之前曾在壳内或壳底封闭过一段时间, 暗示收缩挤压或有限拉张环境的存在, 指示该时期为同造山伸展环境^[41]。

中侏罗世初期构造体制发生反转, 变为NNE向左旋汇聚走滑造山。茶郴深大断裂为主走滑(兼挤压)断裂, 与其两侧派生的逆冲断裂组成正花状构造^[43]。先期裂陷盆地受边缘逆冲断裂控制性质发生反转, 成为山前冲断收缩盆地, 于盆地中充填了粒度较粗的千佛岩组类磨拉石建造。逆冲断裂造成其前缘盆地(断裂下盘)中沉积岩层呈倾向断裂的单斜构造, 如汝城盆地^[41]。

2. 中侏罗世早期—晚侏罗世后造山阶段

中侏罗世早期—晚侏罗世进入后造山阶段, 诸广山、万洋山、川口、大义山、宝峰仙、千里山、瑶岗

仙、骑田岭、香花岭、大东山等大量燕山早期花岗岩体侵位。大量同位素年龄资料表明, 该期花岗岩时限为 $174 \sim 135\text{Ma}^{[43]}$ 。其中近年来新获得的锆石 SHRIMP U-Pb 法和 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 法等高精度年龄值主要集中于 $154 \sim 163\text{Ma}$ 内^[28-32, 36, 67], 反映 $154 \sim 163\text{Ma}$ 为燕山早期花岗岩浆活动的高峰期。

燕山早期岩体一般均无明显的主动侵位定向结构, 亦未见同侵位挤压剪切构造形迹(川口岩体即如此); 大多位于断裂(带)中, 且岩体长轴方向与断裂走向一致, 显示出岩体沿张性断裂充填的就位机制。岩体中一般均发育大量的暗色铁镁质微粒包体, 如千里山岩体、骑田岭岩体、诸广山南体等^[35, 37]; 花岗岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-6.14 \sim -9.80$, 比典型的华南壳源型花岗岩明显偏高; t_{DM} 多在 $1.76 \sim 1.22\text{Ga}$ 之间^[43], 比华南中生代花岗岩的背景值 ($1.8 \sim 1.7\text{Ga}$) 明显偏低。上述均暗示燕山早期花岗岩在形成过程中有地幔物质的加入。主量元素与微量元素构造环境判别图解进一步表明花岗岩形成于“后造山”拉张环境而不是“大陆裂谷”拉张环境, 如骑田岭岩体^[34]、宝峰仙岩体^[39]、千里山岩体^[33]、诸广山南体^[37]、大东山岩体^[67]等。总之, 地质、地球化学特征等表明区内燕山早期花岗岩形成于后造山伸展构造环境。

在后造山环境下, 伴随巨量花岗岩浆形成与大量花岗岩体的侵位, 由于壳幔相互作用、深部能量和物质及大量深源或幔源流体向浅部传输, 与地壳表层大量的张性构造(断裂与裂隙)和流体配套, 组成巨大的岩浆-流体-成矿系统, 形成了水口山、黄沙坪、柿竹园、香花岭、骑田岭等一批大型—超大型矿床, 使研究区成为有色金属矿集区。

3. 白垩纪板内裂谷阶段

白垩纪开始, 研究区构造环境及构造-岩浆活动特征再次发生根本性的大转变, 构造环境由先期后造山伸展转变为板内裂谷强拉张, 形成断陷盆地、花岗岩、火山岩、次火山岩等。该期花岗质岩石时限为 $130 \sim 85\text{Ma}^{[43]}$, 主要为花岗斑岩、石英斑岩等一些酸性岩脉, 侵入花岗岩体只有永兴北西面的面积仅 2.1km^2 的上堡黑云母二长花岗岩体, 其地球化学特征及相关图解清楚显示为板内裂谷环境的 AA 型花岗岩, 微量元素构造环境判别图解显示为板内花岗岩^[43]。

陆相红色断陷盆地发育, 主要有衡阳盆地、攸县盆地、茶永(茶陵—永兴)盆地、临武盆地、宜章盆地等。衡阳盆地冠市街一带发育有夹于白垩系神皇山组砂—泥岩中的玄武岩, 在临武南强盆地白垩纪戴

家坪组中发育有流纹岩、流纹质火山角砾, 组成双峰式火山岩组合。此外, 区内发育大量白垩纪辉绿岩、煌斑岩等基性岩脉, 及花岗岩斑岩与石英斑岩等酸性岩脉, 但未见白垩纪中性岩脉。汝城盆地中辉绿岩全岩 K-Ar 年龄为 $112.1 \pm 3.2\text{Ma}^{[12, 13]}$, 九峰一带辉绿岩 K-Ar 年龄为 87.3Ma , 郴州—桂阳一带酸性斑岩脉时代为 $131 \sim 118\text{Ma}^{[43]}$, 表明基性与酸性次火山岩时代相近, 可构成双峰式次火山岩组合。上述双峰式火成岩, 与广泛发育的裂陷盆地、上堡 AA 型花岗岩等, 一起指示白垩纪陆内裂谷环境。

综上所述, 川口岩体所在的湘东南地区中三叠世开始相继经历了中三叠世后期—中侏罗世初陆内造山阶段、中侏罗世早期—晚侏罗世后造山阶段、白垩纪板内裂谷阶段等地质演化过程, 这一过程符合造山带构造演化的一般规律。因此, 从区域构造演化背景来看, 燕山早期川口岩体应形成于后造山构造环境。

5 讨 论

笔者对湘东南地区骑田岭、千里山、宝峰仙、诸广山、大东山等燕山早期花岗岩体的研究表明, 它们均形成于后造山构造环境^[43]。上述岩体一般为准铝质—弱过铝质花岗岩。作为区内燕山早期并不常见的过铝—强过铝壳源花岗岩, 川口岩体同样显示为后造山构造环境, 而不是通常的碰撞、后碰撞环境(如区内印支期王仙岭岩体即形成于后碰撞构造环境^[33])。这一研究结论无疑是对湘东南燕山早期花岗岩形成于后造山环境认识的有力支持。

据上所述, 燕山早期川口岩体的物质来源和成因与湘东南和湘粤赣边区大部分岩体存在明显差异, 前者物质来源全为中地壳, 而后者除壳源外尚有幔源物质加入, 反映出区域构造-岩浆作用过程存在差异或不均衡, 而这种不均衡产生的动力学机制颇值得研究。湘东南茶陵—郴州断裂为一具块体分划性的大断裂^[43], 中三叠世印支运动中断裂西盘向 SEE 俯冲, 使得断裂东盘隆起并具有更厚的岩石圈结构, 从而在燕山早期(中—晚侏罗世)发生规模较大的岩石圈拆沉。这一深部构造活动可从四川黑水—台湾花莲地学大断面得到反映^[69], 在该断面上茶陵以东岩石圈厚度开始显著变薄, 暗示经历过燕山期的岩石圈拆沉作用; 茶陵以西岩石圈厚度大, 说明可能没有经历大规模的岩石圈拆沉, 至少相对断裂以东岩石圈拆沉规模要小得多。可以想见, 岩石圈拆沉规模的差异, 导致茶—郴断裂以东的骑田岭岩体

主体、千里山岩体、宝峰仙岩体、诸广山南体等燕山早期花岗岩因更强烈的壳幔作用而产生较多地幔物质的加入。相反,川口岩体位于茶郴断裂以西,岩石圈拆沉和幔源岩浆的扰动等不强烈或不明显,岩浆形成主要受地壳增厚升温及其后的伸展减压熔融所控制,因而形成无幔源物质加入印记的过铝—强过铝花岗岩。

6 结 论

(1) 地球化学特征及区域构造演化背景表明川口岩体形成于后造山构造环境,从而进一步佐证了湘东南燕山早期花岗岩形成于后造山环境的认识。

(2) 深部岩石圈拆沉与壳幔相互作用的规模差异,是造成湘东南燕山早期花岗岩一般为准铝质—弱过铝质并有幔源物质加入,而川口岩体则为强过铝质壳源花岗岩的原因。

参考文献:

- [1] HILDE T W C. Evolution of the Western Pacific and its margin [J]. *Tectonophysics*, 1977, 38(1—2): 145—152.
- [2] 郭令智,施央申,马瑞士. 西太平洋中生代活动大陆边缘和岛弧构造的形成及演化[J]. *地质学报*, 1983, (1): 11—21.
- [3] JOHN B M, ZHOU X H, LI J L. Formation and tectonic evolution of southeastern China and Taiwan: Isotopic and geochemical constraints [J]. *Tectonophysics*, 1990, 183(1—4): 145—160.
- [4] LAPIERRER H, JAHN B M et al. Mesozoic felsic arc magmatism and continental olivine tholeiites in Zhejiang Province and their relationship with the tectonic activity in southeastern China [J]. *Tectonophysics*, 1997, 274(4): 321—338.
- [5] 殷鸿福,吴顺宝,杜远生,等. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分[J]. *地球科学*, 1999, 24(1): 1—12.
- [6] 王鸿祯,杨森楠,李思田. 中国东部及邻区中、新生代盆地发育及大陆边缘区的构造发展[J]. *地质学报*, 1983, (3): 213—223.
- [7] 王岳军,范蔚茗,郭锋,等. 湘东南中生代花岗闪长质小岩体的岩石地球化学特征[J]. *岩石学报*, 2000, 17(1): 169—175.
- [8] 陈志刚,李献华,李武显,等. 赣南全南正长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其对华南燕山早期构造背景的制约[J]. *地球化学*, 2003, 32(3): 223—229.
- [9] 李献华,周汉文,刘颖,等. 桂东南钾玄质侵入岩带及其岩石学和地球化学特征[J]. *科学通报*, 1999, 44(18): 1992—1998.
- [10] 朱金初,黄革非,张佩华,等. 湖南骑田岭岩体菜岭超单元花岗岩侵位年龄和物质来源研究[J]. *地质论评*, 2003, 49(3): 245—252.
- [11] 王岳军,范蔚茗,郭锋,等. 湘东南中生代花岗闪长岩锆石 U-Pb 法定年及其成因指示[J]. *中国科学 D 辑*, 2001, 31(9): 745—751.
- [12] 贾大成,胡瑞忠,卢焱,等. 湘南汝城盆地火山岩岩石地球化学及其成因意义[J]. *矿物岩石*, 2003, 23(2): 49—54.
- [13] 贾大成,胡瑞忠,卢焱. 湘东南汝城盆地火山岩的元素地球化学及源区性质讨论[J]. *现代地质*, 2003, 17(2): 131—136.
- [14] 赵振华,包志伟,张伯友. 湘南中生代玄武岩类地球化学特征[J]. *中国科学 D 辑*, 1998, 28(增刊): 7—14.
- [15] 陈培荣,章邦桐,孔兴功,等. 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[J]. *岩石学报*, 1998, 14(3): 289—298.
- [16] 范春方,陈培荣. 赣南陂头 A 型花岗岩的地质地球化学特征及其形成的构造背景[J]. *地球化学*, 2001, 29(4): 358—366.
- [17] 陈培荣,华仁民,章邦桐,等. 南岭燕山早期后造山花岗岩类: 岩石学制约和地球化学动力学背景[J]. *中国科学 D 辑*, 2002, 32(4): 279—289.
- [18] 陈培荣,周新民,张文兰,等. 南岭东段燕山早期正长岩-花岗岩杂岩的成因和意义[J]. *中国科学 D 辑*, 2004, 34(6): 493—503.
- [19] 陈培荣,孔兴功,倪琦生,等. 赣南燕山早期双峰式火山-侵入杂岩厘定和意义[J]. *地质论评*, 1999, 45(增刊): 734—741.
- [20] 陈培荣,孔兴功,王银喜,等. 赣南燕山早期双峰式火山-侵入杂岩的 Rb-Sr 同位素定年及意义[J]. *高校地质学报*, 1999, 5(4): 378—383.
- [21] 李献华,周汉文,刘颖,等. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: II. 微量元素和 Sr-Nb 同位素地球化学[J]. *地球化学*, 2001, 30(1): 57—65.
- [22] 李献华,周汉文,刘颖,等. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: I. 岩石学和同位素地质年代学[J]. *地球化学*, 2000, 29(6): 513—520.
- [23] 孔兴功,陈培荣,章邦桐. 江西南部白面石-东坑盆地 A 型火山岩的确定及地质意义[J]. *地球化学*, 2000, 29(6): 521—524.
- [24] 包志伟,赵振华,熊小林. 广东恶鸡脑碱性正长岩的地球化学及其地球动力学意义[J]. *地球化学*, 2000, 29(5): 462—468.
- [25] 王强,赵振华,熊小林,等. 华南绍兴恩平富碱侵入岩带的厘定及其动力学意义初探[J]. *地球化学*, 2002, 31(5): 433—442.
- [26] 邱瑞照,邓晋福,蔡志勇,等. 湖南香花岭 430 花岗岩体 Nd 同位素特征及岩石成因[J]. *岩石矿物学杂志*, 2003, 22(1): 41—46.
- [27] 王岳军,廖超林,范蔚茗,等. 赣中地区早中生代 OIB 碱性玄武岩的厘定及构造意义[J]. *地球化学*, 2004, 33(2): 109—117.
- [28] 马铁球,柏道远,王先辉. 湘东南茶陵地区锡田岩体锆石 SHRIMP 定年及其地质意义[J]. *地质通报*, 2005, 24(5): 415—419.
- [29] 李金冬,柏道远,伍光英,等. 湖南郴州地区骑田岭花岗岩锆石 SHRIMP 定年及其地质意义[J]. *地质通报*, 2005, 24(5): 411—414.
- [30] 柏道远,刘耀荣,王先辉,等. 湖南骑田岭岩体北东部角闪石黑云母二长花岗岩⁴⁰Ar-³⁹Ar 定年及其意义[J]. *资源调查与环境*, 2005, 26(3): 179—184.
- [31] 刘耀荣,邝军,马铁球,等. 湖南大义山花岗岩南体黑云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 定年及地质意义[J]. *资源调查与环境*, 2005, 26(4): 244—249.
- [32] 伍光英,马铁球,柏道远,等. 湖南宝山花岗岩闪长质隐爆角砾岩的岩石学、地球化学特征及锆石 SHRIMP 定年[J]. *现代地质*, 2005(2): 198—204.
- [33] 柏道远,陈建成,马铁球,等. 王仙岭岩体地质地球化学特征及

- 其对湘东南印支晚期构造环境的制约[J]. 地球化学, 2006, 35(2): 113—125.
- [34] 柏道远, 陈建超, 马铁球, 等. 湘东南骑田岭岩体 A 型花岗岩的地球化学特征及其构造环境[J]. 岩石矿物学杂志, 2005, 24(4): 255—272.
- [35] 马铁球, 伍光英, 贾宝华, 等. 南岭中段郴州一带中、晚侏罗世花岗岩浆的混合作用——来自镁铁质微粒包体的证据[J]. 地质通报, 2005, 24(6): 506—512.
- [36] 江西根, 柏道远, 陈建超, 等. 湘东南宝峰仙地区燕山早期花岗岩地球化学特征及其构造环境[J]. 大地构造与成矿学, 2006, 30(2): 206—219.
- [37] 马铁球, 邝军, 柏道远, 等. 南岭中段诸广山南体燕山早期花岗岩地球化学特征及其形成的构造环境分析[J]. 中国地质, 2006, 33(1): 119—131.
- [38] 柏道远, 陈建成, 孟德保, 等. 湖南炎陵印支期隔槽式褶皱形成机制探讨[J]. 地球科学与环境学报, 2006, (4): 10—14.
- [39] 柏道远, 熊延望, 王先辉, 等. 湖南常德-安仁 NW 向断裂左旋走滑与安仁“y”字型构造[J]. 大地构造与成矿学, 2005, 29(4): 435—442.
- [40] 柏道远, 黄建中, 王先辉, 等. 湖南邵阳-郴州北西向左旋走滑暨水口山-香花岭南北向构造成因[J]. 中国地质, 2006, 33(1): 56—63.
- [41] 柏道远, 汪永清, 王先辉, 等. 湘东南汝城盆地性质及其对华南燕山早期构造环境的启示[J]. 沉积与特提斯地质, 2006, 26(1): 47—54.
- [42] 柏道远, 黄建中, 孟德保, 等. 湘东南地区中、新生代山体隆升过程的热年代学研究[J]. 地球学报, 2006, 27(4): 525—536.
- [43] 柏道远, 黄建中, 刘耀荣, 等. 湘东南及湘粤赣边区中生代地质构造发展框架的厘定[J]. 中国地质, 2005, 32(4): 557—570.
- [44] LIEGEOIS J-P, NAVEZ J, HERTOGEN J et al. Contrasting origin of post-collisional high-k calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization [J]. Lithos, 1998, 45(1—4): 1—28.
- [45] SYLVESTER P J. Post-collisional strongly peraluminous granites [J]. Lithos, 1998, 45(1—4): 29—44.
- [46] ZEN E. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrologic constraints [J]. Journal of Petrology, 1986, 27: 1095—1117.
- [47] 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京: 地质出版社, 2002, 21—36.
- [48] 宋宏邦, 黄满湘, 樊钟衡, 等. 湖南川口三角潭黑钨矿床控矿构造特征及其与成矿的关系[J]. 大地构造与成矿学, 2002, 26(1): 51—54.
- [49] FROST B R, BARNES C G, COLLINS W J et al. A geochemical classification for granitic rocks [J]. J. of Petrol., 2001, 42(11): 2033—2048.
- [50] PECCERILLO A, TAYLOR S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1976, 58(1): 63—81.
- [51] WHELLER G E, VARNE R, FODEN J D et al. Geochemistry of Quaternary volcanism in the Sunda Banda arc, Indonesia, and three-component genesis of island-arc basaltic magmas [J]. J. Volcan. Geotherm. Res., 1987, 32: 137—160.
- [52] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and process [A]. Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins [C]. London: Geol. Soc. Spec. Pub., 1989, 42: 313—345.
- [53] HERMANN A G. Yttrium and lanthanides [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1970. 57—71.
- [54] 赵振华, 熊小林, 韩小东. 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[J]. 中国科学 D 辑, 1999, 29(4): 331—338.
- [55] 陈江峰, 江博明. Nd, Sr, Pb 同位素示踪和中国东南大陆地壳演化[A]. 郑永飞, 等. 化学地球动力学[C]. 北京: 科学出版社, 1999, 262—287.
- [56] FAURE G. Principles of Isotope Geology [M]. New York: John Wiley and Sons, 1986. 567.
- [57] ALLÈGRE C J, OTHMAN D B. Nd-Sr isotope relationship in granitoid rocks and continental crust development: A chemical approach to orogenesis [J]. Nature, 1980, 286(5771): 335—342.
- [58] 王方正, 李红丽, 朱勤文, 等. 湘南火山岩深源包体组合及岩石圈岩石学模型[J]. 地质科技情报, 1997, 16(3): 1—7.
- [59] HONG DAWEI, XIE XILIN, ZHANG JISHENG. Isotope geochemistry of granitoids in South China and their metallogeny [J]. Res. Geol., 1998, 48: 251—263.
- [60] PEI RONGFU, HONG DAWEI. The granites of south China and their metallogeny [J]. Episodes, 1995, 18: 77—82.
- [61] 陈江峰, 郭新生, 汤加富, 等. 中国东南地壳增长与 Nd 同位素模式年龄[J]. 南京大学学报(自然科学版), 1999, 35(6): 649—658.
- [62] 广西地矿局. 广西壮族自治区地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1985.
- [63] 甘晓春, 赵凤清, 金文山, 等. 华南火成岩中捕获锆石的早元古代—太古宙 U-Pb 年龄信息[J]. 地球化学, 1996, 25(2): 112—120.
- [64] 傅建明, 马昌前, 谢才富, 等. 湖南九嶷山复式花岗岩体 SHRMP 锆石定年及其地质意义[J]. 大地构造与成矿学, 2004, 28(4): 370—378.
- [65] MANIAR P D, PICCOLI P M. Tectonic discrimination of granitoids [J]. Geol. Soc. Am. Bull., 1989, 101(5): 635—643.
- [66] PEARCE J A, HARRIS N B W, TINDLE A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. J. Petrol., 1984, 25(4): 956—983.
- [68] 马铁球, 柏道远, 邝军, 等. 南岭大东山(本北部)⁴⁰Ar-³⁹Ar 定年及地球化学特征[J]. 地质化学, 2006, 35(4): 346—358.
- [68] 蔡学林, 朱介寿, 曹家敏, 等. 四川黑水-台湾花莲断面岩石圈与软流圈结构[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2004, 31(5): 441—451.

Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of the early Yanshanian peraluminous granites in the Chuankou region, Hengyang, Hunan

BAI Dao-yuan¹, WANG Yong-qing², WANG Xian-hui¹, MA Tie-qiu¹, ZHANG Xiao-yang¹

(1. *Hunan Institute of Geological Survey, Xiangtan 411100, Hunan, China*; 2. *No. 413 Geological Party, Hunan Bureau of Geology and Mineral Resources, Changde 415000, Hunan, China*)

Abstract: The Chuankou peraluminous granites in Hengyang, Hunan consist dominantly of two-mica monzonitic granites which have high Si and moderate alkali contents, average SiO₂ and K₂O contents ranging from 75.71% and 4.39%, average Na₂O + K₂O content of 7.57%, average K₂O/Na₂O ratio of 1.43, and average Al₂O₃ content of 13.28%, indicating that these granites should be assigned to the peraluminous and strongly peraluminous calc-alkaline granites. The elements Ba, Nb, Sr, Eu and Ti are strongly depleted, while the elements Rb, U, Ta, Nd, Hf, Sm and Y + Yb are relatively enriched. These granites are also marked by average Σ REE content of only 67.18×10^{-6} the average (La/Yb)_N value of 2.21, the average δ Eu value of 0.16, the average Isr value of 0.75093, the $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ value of 659, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ value of -11.82, t_{DM} of 1.92 Ga coinciding with the ages for the granites from Hunan and Guangxi (2.4–1.8 Ga) and for the basement of the study area (2.7–1.7 Ga). The magmas of the Chuankou granites are derived from the middle crustal crystalline basement, typical of the S-type granites. The magmas may be divided into two types: “low-temperature” type from mudstones and “high-temperature” type from sandstones. The Chuankou granites were formed from the post-orogenic tectonic setting. The detachment of the deep-seated lithosphere and crust-mantle interaction suggest the evidences that the early Yanshanian granites in southeastern Hunan are metaluminous and weakly peraluminous whereas the Chuankou granites belong to the crust-derived peraluminous and strongly peraluminous granites.

Key words: Hengyang; early Yanshanian; peraluminous granite; geochemistry; Hunan