文章编号: 1009-3850(2014)04-0092-13

湘中印支期关帝庙岩体地球化学特征及成因

柏道远，钟　响，贾朋远，熊　雄，黄文义

(湖南省地质调查院，湖南　长沙　410016)

摘要: 关帝庙岩体位于湘中盆地,据年龄资料可分为中三叠世末和晚三叠世中期两个形成时期。中三叠世花岗岩中发育闪长质暗色微粒包体,自早至晚依次为细中粒角闪石黑云母花岗闪长岩、细中粒斑状角闪石黑云母二长花岗岩、细-细中粒(斑状)黑云母二长花岗岩。晚三叠世花岗岩自早至晚依次为细中粒-粗中粒斑状二云母二长花岗岩、细粒二云母二长花岗岩。岩石高硅、富铝、高钾,($Na_2O + K_2O$)含量为 6.80% ~ 8.87%,平均 7.74%; K_2O/Na_2O 比值在 1.35 ~ 2.66 之间,平均为 1.58; ASI 值为 0.99 ~ 1.40。总体属镁质、高钾钙碱性系列过铝质花岗岩类。中三叠世花岗岩 Ba、Nb、Sr、P、Ti 表现为明显亏损,Rb、(Th + U + K)、(La + Ce)、Nd、(Zr + Hf + Sm)、(Y + Yb + Lu)等则相对富集。中、晚三叠世花岗岩 ΣREE 含量为 121.60 ~ 197.56μg/g,平均为 158.70μg/g; δEu 值 0.28 ~ 0.68,平均为 0.53; $(La/Yb)_N$ 值为 5.94 ~ 17.53,平均 13.80。中三叠世花岗岩 I_{Sr} 值为 0.71302 ~ 0.71758,εSr(t)值为 121 ~ 186,εNd(t)值为 -9.95 ~ -8.74,t_{2DM} 为 1.72 ~ 1.82Ga。C/MF - A/MF 图解显示源岩主要为碎屑岩、少量基性岩和泥质岩。地质地球化学特征表明,印支期关帝庙花岗岩属 S 型花岗岩,形成于碰撞-后碰撞构造环境。

关　键　词: 地球化学特征; S 型花岗岩; 中三叠世、晚三叠世; 印支运动; 关帝庙岩体; 湘中

中图分类号: P588.12$^+$1　　**文献标识码:** A

华南印支期花岗岩分布于海南、广东、广西、湖南和江西等省区,其中以湖南省境内最为发育,总面积超过 5000km^2[1-3]。目前关于华南印支期花岗岩的成因背景存在岛弧[4,5]、后碰撞[2,6,7]、早期同碰撞后期后碰撞[8]、挤压期陆壳增厚[9]、后造山[10]、挤压加厚地壳局部伸展[25]等不同观点。上述认识分歧实际涉及印支运动表现暨变形强度问题,而对中三叠世晚期印支运动的表现同样存在不同看法:或认为变形强烈,上古生界 NNE 向为主的盖层褶皱主要形成于印支运动[12-19];或认为印支运动强度不大,上古生界 NNE 向主体褶皱形成于燕山运动甚至更晚[20-25]。

笔者最近对湘中印支期关帝庙岩体的地球化学特征、成因及形成环境进行了研究,认为其为印支运动形成的壳源 S 型花岗岩,主要与陆壳增厚升温及 NW 向基底断裂走滑剪切有关,从而为区域印支运动的陆内造山及强变形属性提供了约束。

1　地质概况

关帝庙岩体位于湘中盆地郴州-邵阳 NW 向基底隐伏断裂带上[26](图 1a)。岩体侵位于关帝庙复式背斜核部,呈轴向 NWW 的椭圆状,出露面积约 290km^2(图 1b)。该岩体为一复式岩体,根据已有年龄资料[1,9]、不同类型岩体之间的侵入接触关系、岩石学及地球化学特征等,可划分为中三叠世末和晚三叠世中期两个时代及 5 个侵入期次(表 1)。中三叠世花岗岩为角闪石黑云母花岗岩闪长岩-黑云母二长花岗岩,晚三叠世花岗岩为二云母二长花岗岩。岩体侵入于南华系 - 奥陶系中,接触面一般倾向围岩,倾角 35° ~ 60°。内蚀变作用较弱,主要有

收稿日期: 2014-02-13; 改回日期: 2014-02-17
作者简介: 柏道远(1967 -),男,研究员级高级工程师,长期从事区域地质调查与基础地质研究。E-mail: daoyuanbai@sina.com
资助项目: 中国地质调查局"湖南 1:25 万武冈市和永州市幅区调修测"项目(1212011120793)、"中国地质构造区划综合研究与区域地质志修编"项目(1212010811032)联合资助

钾长石化、云英岩化、硅化、白云母化等; 外蚀变作用较强烈,以角岩化为主,局部见有大理岩化和矽卡岩化。中三叠世花岗岩中闪长质暗色微粒包体发育。

中三叠世细中粒角闪石黑云母花岗闪长岩($\gamma\delta T_2^a$)具块状构造,粒径一般为 1 ~ 3mm,局部含 1% ~2% 的钾长石、斜长石斑晶。主要造岩矿物有斜长石(24% ~60%)、钾长石(10% ~30%)、石英(20% ~39%)、黑云母(平均7.3%)、角闪石(0.5%

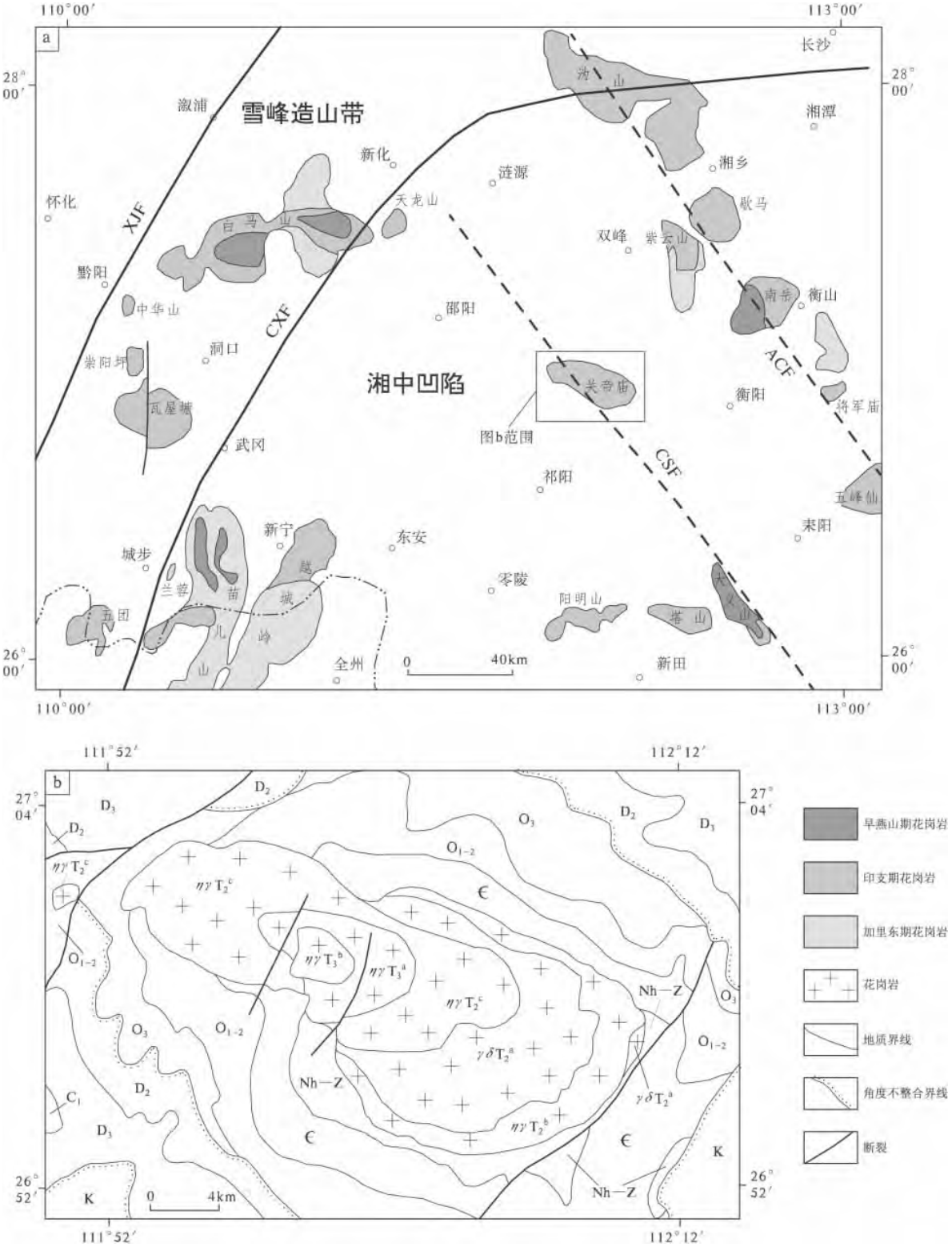

图 1　关帝庙岩体地理位置(a)及地质略图(b)

Fig. 1　Location (a) and geological map (b) of the Indosinian Guandimiao granitic pluton

表1 印支期关帝庙岩体侵入期次及岩石类型

Table 1 Intrusion phases and lithology of the Indosinian Guandimiao granitic pluton

时代	代号	岩性	年龄(Ma)
晚三叠世	$\eta\gamma T_3^b$	细粒二云母二长花岗岩	
	$\eta\gamma T_3^a$	细中粒-粗中粒斑状二云母二长花岗岩	LA 203 ~206
中三叠世	$\eta\gamma T_2^c$	细-细中粒斑状黑云母二长花岗岩	SH 239 ±3
	$\eta\gamma T_2^b$	细中粒斑状角闪石黑云母二长花岗岩	
	$\gamma\delta T_2^a$	细中粒角闪石黑云母花岗闪长岩	

注:LA—LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄,数据来源于陈卫锋等[1];SH—锆石 SHRIMP U-Pb 年龄,数据来源于王岳军等[3]

~2%)等,斜长石 An 值平均39。细中粒斑状角闪石黑云母二长花岗岩($\eta\gamma T_2^b$)具块状构造,斑晶含量一般10% ~20%,主要为钾长石、斜长石;基质粒径一般为1 ~5mm。主要造岩矿物有斜长石(29% ~50%)、钾长石(19% ~38%)、石英(19% ~35%)、黑云母(平均6%)、角闪石(1% ~2%)等;斜长石 An 值平均33。细-细中粒(斑状)黑云母二长花岗岩($\eta\gamma T_2^c$)具块状构造,部分含斑晶,粒径一般0.5 ~5mm。主要造岩矿物有斜长石(2% ~38%)、钾长石(15% ~38%)、石英(20% ~43%)、黑云母(3 ~7%)等,斜长石 An 值平均22。

晚三叠世细中粒-粗中粒斑状二云母二长花岗岩($\eta\gamma T_3^a$)具块状构造,似斑状结构,斑晶为钾长石,含量5% ~15%,粒径1 ~6m。主要造岩矿物有斜长石(23% ~26%)、钾长石(34% ~40%)、石英(26% ~38%)、黑云母(4 ~6%)、白云母(2 ~6%)等,斜长石 An 值平均20。细粒二云母二长花岗岩($\eta\gamma T_3^b$)具块状构造。主要造岩矿物有斜长石(22% ~30%)、钾长石(35% ~40%)、石英(32% ~35%)、黑云母(3%)、白云母(3%)等,斜长石 An 值平均16。

2 岩石地球化学特征

2.1 主元素地球化学特征

印支期关帝庙岩体样品的主元素分析结果如表2所示。岩石(不包括包体)SiO_2含量较高,为69.50% ~74.53%(SiO_2及以下主元素含量值均系无水化处理结果,故与表2略有差别),平均值为71.68%。中三叠世花岗岩 SiO_2 含量明显低于晚三叠世,前者平均70.31%,后者平均73.27%。随着 SiO_2 含量的增加,FeO^T、TiO_2、MgO、CaO 等呈较明显减少趋势,Al_2O_3 和 P_2O_5 略具减少趋势,而 Na_2O 和

表2 印支期关帝庙岩体的主量元素组成(wt%)

Table 2 Major element contents in the Indosinian Guandimiao granitic pluton (wt%)

样号	代号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O^+	总和	ASI	ANK	ALK	K_2O/Na_2O	A/MF
JT9	$\eta\gamma T_3^b$	73.58	0.22	13.84	0.55	1.05	0.03	0.34	0.85	3.37	4.80	0.09		0.92	99.64	1.14	1.29	8.28	1.42	4.64
JT5	$\eta\gamma T_3^b$	73.52	0.30	13.31	0.38	1.77	0.04	0.64	1.59	3.06	4.70	0.06		0.52	99.89	1.03	1.31	7.81	1.54	2.91
JT8	$\eta\gamma T_3^b$	72.36	0.25	14.48	0.41	0.82	0.02	0.39	0.47	2.38	6.32	0.15		1.40	99.45	1.26	1.34	8.87	2.66	5.51
JT4	$\eta\gamma T_3^b$	72.78	0.27	14.08	0.59	1.36	0.04	0.47	0.75	3.08	4.66	0.14		1.12	99.34	1.24	1.39	7.88	1.51	3.70
JT7	$\eta\gamma T_3^a$	71.42	0.22	15.24	0.51	1.22	0.04	0.50	1.08	3.38	5.02	0.16		0.90	99.69	1.19	1.38	8.50	1.49	4.25
JT6	$\eta\gamma T_3^a$	69.70	0.14	16.03	0.65	1.36	0.06	0.71	1.05	3.42	4.94	0.23		1.36	99.65	1.27	1.46	8.51	1.44	3.58
HXG4	$\eta\gamma T_2^c$	69.73	0.39	14.67	0.59	2.62	0.05	1.28	1.92	2.86	4.46	0.12	0.03	1.11	99.83	1.14	1.54	7.41	1.56	1.92
JT3	$\eta\gamma T_2^c$	70.18	0.5	14.16	1.01	2.21	0.06	1.38	2.04	3.02	4.42	0.15		0.82	99.95	1.06	1.45	7.51	1.46	1.81
JT2	$\eta\gamma T_2^b$	69.71	0.51	13.88	0.86	2.45	0.06	1.55	2.38	3.08	4.19	0.13		0.93	99.73	1.01	1.44	7.36	1.36	1.65
HXG1	$\eta\gamma T_2^b$	69.64	0.39	14.35	0.30	2.92	0.06	1.29	2.58	3.08	4.17	0.11	0.03	0.91	99.83	1.01	1.50	7.33	1.35	1.85
HXG2	$\gamma\delta T_2^a$	67.52	0.47	15.18	1.08	2.37	0.06	1.81	1.43	2.20	4.38	0.14	0.08	3.09	99.81	1.40	1.81	6.80	1.99	1.65
HXG3	$\gamma\delta T_2^a$	69.86	0.35	14.39	0.55	2.37	0.05	1.44	2.82	3.04	4.11	0.11	0.03	0.69	99.81	0.99	1.52	7.21	1.35	1.88
JT1	$\gamma\delta T_2^a$	68.2	0.59	13.6	1.07	2.84	0.06	2.01	2.56	2.94	4.1	0.16		0.91	99.04	0.99	1.46	7.17	1.39	1.31
井0	包体	61.9	0.78	17.18	1.87	3.02	0.07	2.68	4.54	3.62	1.76	0.22		1.48	99.12	1.08	2.18	5.51	0.49	1.30

注:JT1 ~JT9 来源于1:5 万井头江幅、金兰寺幅区域地质调查报告,湖南省地质矿产勘查开发局区域地质调查所,1997,其它来源于本文。本文样品由湖北武汉综合岩矿测试中心测定,除 CO_2 采用非水滴定法、H_2O^+ 采用高温加热-浓硫酸吸收-重量法外,其它氧化物均采用 X 射线荧光光谱法(XRF)分析;样品采用无水四硼酸锂作为熔剂。ASI = Al/(Ca-1.67P + Na + K)(分子比);ANK = Al/(Na + K)(分子比);A/MF = Al_2O_3/(MgO + FeO)(分子比)

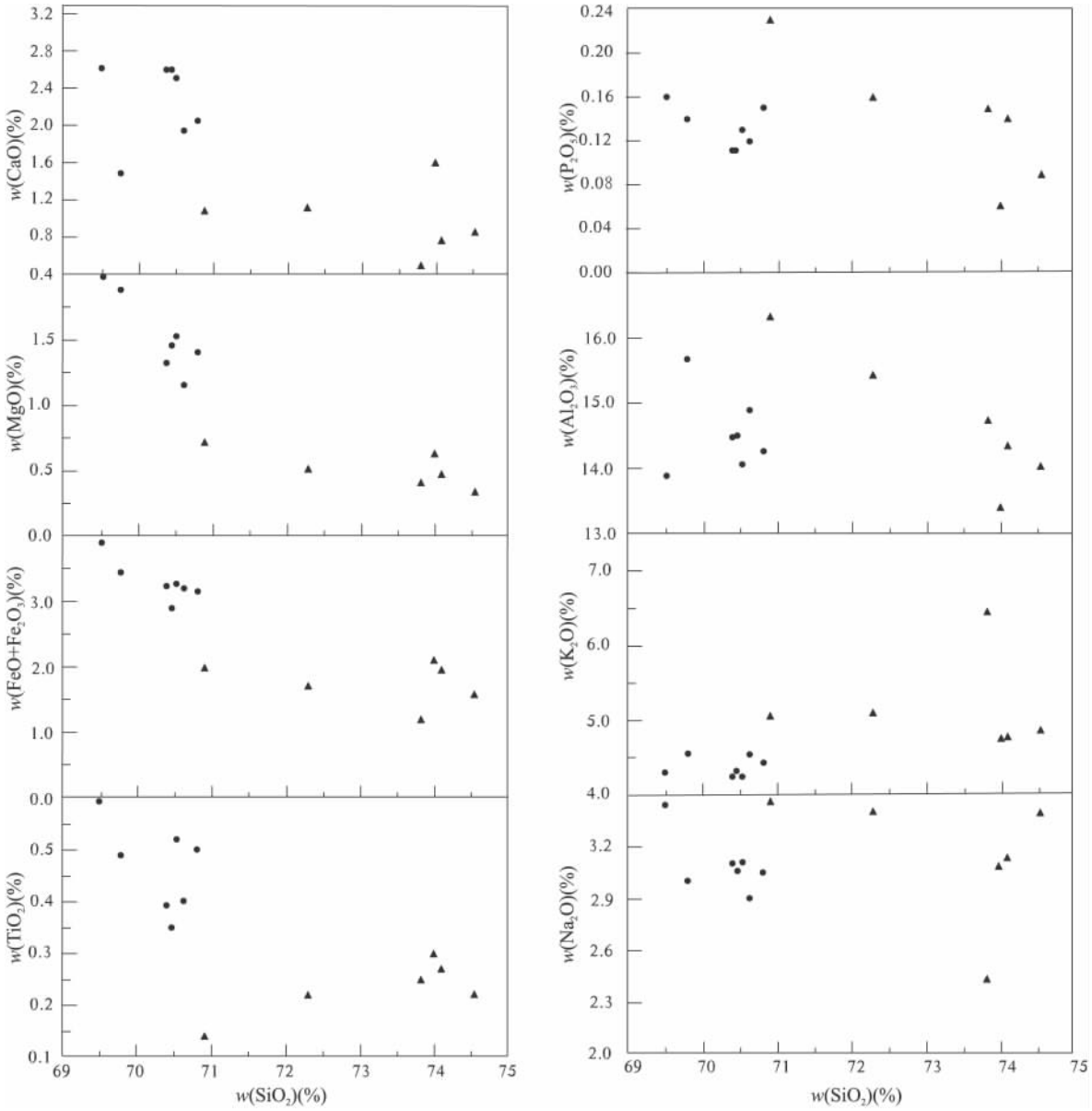

图 2　印支期关帝庙岩体氧化物 Harker 图解

●中三叠世花岗岩; ▲ 晚三叠世花岗岩

Fig. 2　Harker diagram of the oxides in the Indosinian Guandimiao granitic pluton

K_2O 则未显规律变化(图 2)。Al_2O_3 含量高,为 13.39% ~16.31%,平均为 14.62%。K_2O 含量中等-较高,为 4.15% ~ 6.45%,平均为 4.71%。全碱(ALK)含量中等,$Na_2O + K_2O$ 含量为 6.80% ~8.87%,平均为 7.74%。K_2O 均大于 Na_2O,K_2O/Na_2O 比值在 1.35 ~2.66 之间,平均为 1.58。FeO^T 含量变化较大,为 1.21% ~3.88%,平均 2.58%。TiO_2、MgO、CaO、P_2O_5 含量平均分别为 0.36%、1.08%、1.68%、0.14%。

根据 Frost 等(2001)提出的 Fe 数(FeO/(FeO + MgO)),这里"FeO"为全铁($FeO + 0.9 \times Fe_2O_3$)),修改的碱钙指数($Na_2O + K_2O$-CaO)、铝饱和指数(ASI)(Al/(Ca-1.67P + Na + K)(分子比))等 3 个地球化学变量以及 ANK(Al/(Na + K)(分子比)),印支期关帝庙岩体花岗岩总体属镁质、钙碱性-碱钙性及过铝质花岗岩(图 3a - c)。ASI 值为 0.99 ~1.40,平均达 1.13,总体属弱过铝-强过铝花岗岩,其中晚三叠世花岗岩铝过饱和程度更高,主要属 ASI 值大于 1.1 的强过铝花岗岩(表 2)。在硅-钾图中,总体属高钾钙碱性系列,个别属钾玄岩系列(图 3d)。

2.2 微量和稀土元素地球化学特征

印支期关帝庙岩体花岗岩微量元素(均为中三叠世花岗岩样品)和稀土元素分析结果分别见表3和表4,稀土元素球粒陨石标准化曲线和不相容元素对原始地幔标准化分布曲线分别见图4和图5。

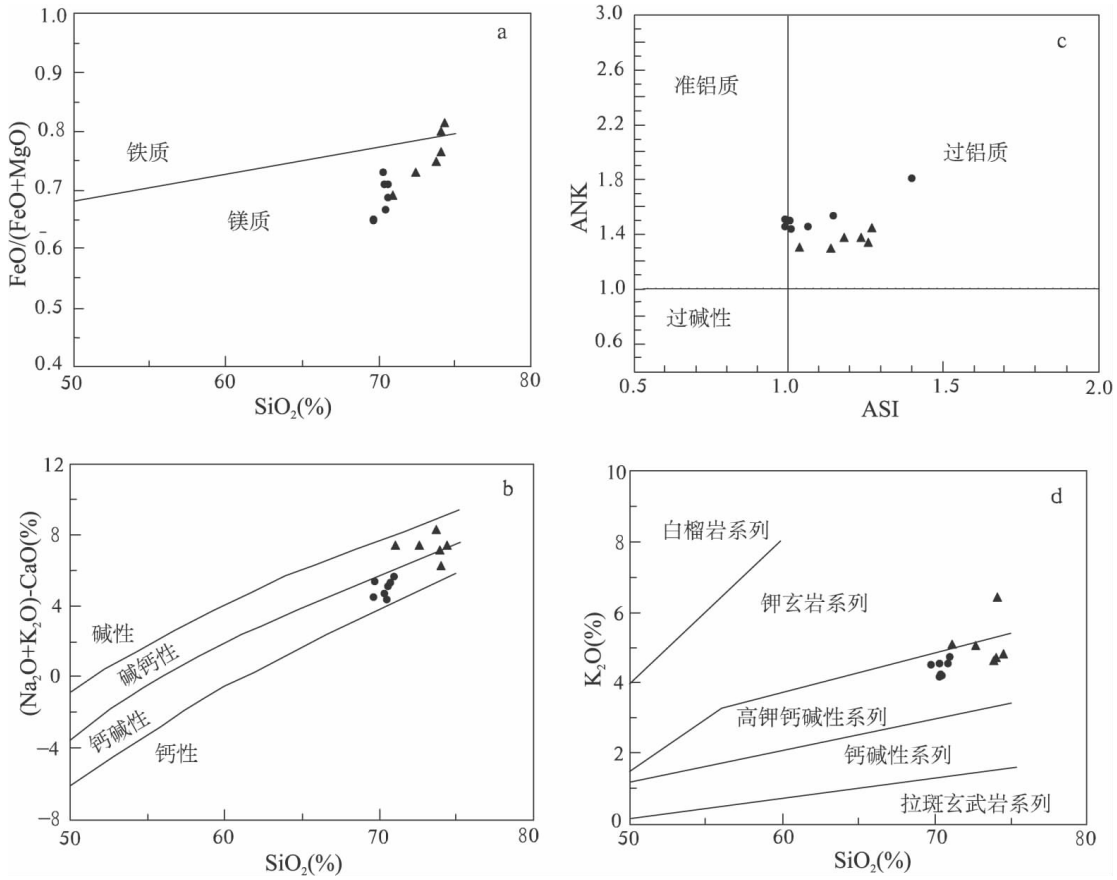

图3 印支期关帝庙岩体地球化学分类图解

a—c 据 Frost et al.[27],2001; d 据 Peccerillo et al.[28],1976; ●中三叠世花岗岩; ▲ 晚三叠世花岗岩

Fig. 3 Diagrams showing the geochemical classification of the Indosinian Guandimiao granitic pluton

表3 印支期关帝庙岩体微量元素分析结果($\times10^{-6}$)及有关参数

Table 3 Trace element contents in the Indosinian Guandimiao granitic pluton ($\times10^{-6}$) and relevant parameters

样号	代号	Sr	Ba	Th	U	Ta	Nb	Zr	Hf	Rb	Cs	Ga	Li	B	F	Cl	Sc	Be	Cr
HXG4	$\eta\gamma T_2^c$	112.4	481.1	29.22	5.91	1.67	12.32	137.9	4.6	203.7	25.54	21.19	89.32	10.89	591	42.0	7.83	5.22	54.9
HXG1	$\eta\gamma T_2^b$	132.0	420.0	28.67	7.47	2.04	13.02	133.1	4.4	295.3	36.82	21.66	76.16	7.73	739	48.8	6.69	4.63	39.4
HXG2	$\gamma\delta T_2^a$	86.2	501.8	35.05	6.98	2.52	13.64	143.3	4.8	262.2	34.04	20.99	103.1	5.64	771	31.8	9.17	4.50	57.9
HXG3	$\gamma\delta T_2^a$	144.1	514.8	32.25	9.87	1.90	11.00	137.1	4.6	181.9	24.91	19.16	51.90	5.26	653	44.7	7.62	4.39	42.5

样号	代号	Co	Ni	V	W	Sn	Mo	Bi	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Ag	Cd	Au	Rb/Sr	La/Sm
HXG4	$\eta\gamma T_2^c$	9.13	23.19	44.58	1.85	6.78	2.84	1.44	21.08	47.83	57.95	4.34	0.56	0.029	0.090	0.105	0.8	1.81	7.35
HXG1	$\eta\gamma T_2^b$	9.06	19.21	41.25	5.54	5.07	5.88	0.71	14.13	57.58	72.36	3.23	8.36	0.030	0.057	0.089	0.7	2.24	7.44
HXG2	$\gamma\delta T_2^a$	14.56	33.67	53.85	2.26	5.80	1.26	1.36	19.33	50.88	66.40	1.45	0.43	0.026	0.059	0.120	0.4	3.04	7.88
HXG3	$\gamma\delta T_2^a$	9.17	24.06	42.21	20.51	4.19	3.78	2.95	18.71	60.43	47.17	5.70	7.65	0.030	0.065	0.127	0.8	1.26	8.55

注: 样品由湖北武汉综合岩矿测试中心测定分析,分别采用X射线荧光光谱法(XRF)、电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)、原子荧光光谱法(AFS)、发射光谱法(ES)等方法测定。除W、Mo采用碱溶法测定外,其它微量元素均采用酸溶法测定

表 4　印支期关帝庙岩体稀土元素分析结果($\times10^{-6}$)及有关参数

Table 4　REE contents in the Indosinian Guandimiao granitic pluton ($\times10^{-6}$) and relevant parameters

样号	代号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	ΣCe/ΣY	$(La/Yb)_N$	δEu
JT5	$\eta\gamma T_3^b$	18.0	49.0	6.69	16.4	3.63	0.62	2.75	0.46	2.7	0.69	1.81	0.28	2.0	0.27	16.3	121.6	3.46	5.94	0.58
JT8	$\eta\gamma T_3^b$	25.0	49.0	7.50	19.0	4.70	0.65	3.35	0.54	3.0	0.57	1.27	0.20	1.1	0.24	14.3	130.4	4.31	15.01	0.48
JT7	$\eta\gamma T_3^a$	26.0	54.0	8.90	23.0	5.00	0.74	4.00	0.67	3.5	0.73	1.65	0.23	1.3	0.26	19.6	149.6	3.68	13.21	0.49
JT3	$\eta\gamma T_3^a$	33.6	64.0	7.24	25.0	4.52	0.51	3.51	0.54	3.4	0.63	1.73	0.27	1.6	0.25	18.4	165.1	4.45	13.70	0.38
JT6	$\eta\gamma T_3^a$	25.1	47.9	6.17	20.7	4.63	0.40	3.90	0.62	3.1	0.59	1.38	0.22	1.4	0.21	16.8	133.1	3.73	12.28	0.28
HXG4	$\eta\gamma T_2^c$	36.88	71.40	7.88	27.48	5.02	0.89	4.61	0.61	2.92	0.54	1.41	0.22	1.41	0.20	15.30	176.8	5.49	17.29	0.56
HXG1	$\eta\gamma T_2^b$	31.48	59.18	6.42	22.32	4.23	0.91	3.92	0.55	2.82	0.57	1.52	0.27	1.63	0.24	16.09	152.2	4.51	12.72	0.68
HXG2	$\gamma\delta T_2^a$	34.22	69.20	7.45	25.63	4.34	0.80	4.14	0.49	2.48	0.45	1.29	0.24	1.49	0.21	12.16	164.6	6.17	15.17	0.58
HXG3	$\gamma\delta T_2^a$	42.59	80.55	8.54	29.76	4.98	0.98	4.90	0.59	3.00	0.56	1.49	0.27	1.60	0.24	16.08	196.1	5.83	17.53	0.61
JT1	$\gamma\delta T_2^a$	39.0	80.0	11.25	28.5	5.75	1.00	4.00	0.62	3.5	0.76	1.80	0.31	1.7	0.37	19.0	197.6	5.16	15.15	0.61
井0	包体	29.0	70.0	9.70	25.5	5.65	1.05	4.30	0.71	4.0	0.81	1.95	0.31	1.6	0.41	20.5	175.5	4.07	11.97	0.63

注: JT1 ~ JT9 来源于 1∶5 万井头江幅、金兰寺幅区域地质调查报告,湖南省地质矿产勘查开发局区域地质调查所,1997。其它样品来源于本项目,由湖北武汉综合岩矿测试中心测定分析,采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)分析; 样品处理采用酸溶法

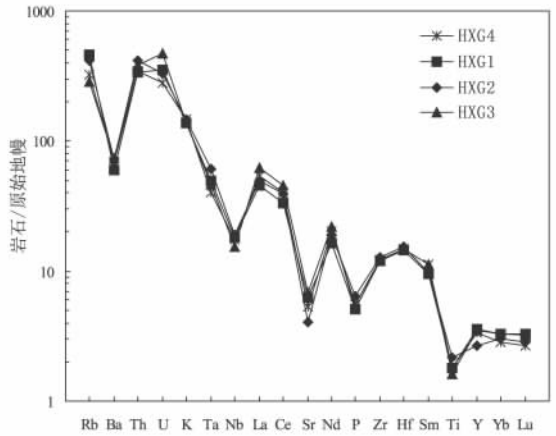

图 4　关帝庙岩体微量元素原始地幔标准化蛛网图

原始地幔值据 Sun et al.,1989 [29]

Fig. 4　Primitive mantle-normalized trace element spidergram for the Indosinian Guandimiao granitic pluton (primitive mantle values from Sun et al., 1989)

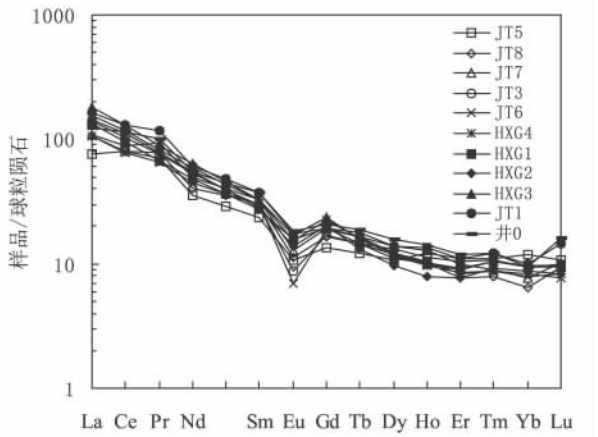

图 5　关帝庙岩体稀土元素球粒陨石标准化分布模式

球粒陨石值据 Taylor et al.,1985 [30]

Fig. 5　Chondrite-normalized REE distribution patterns for the Indosinian Guandimiao granitic pluton (chondrite values from Taylor et al., 1985)

在不相容元素对原始地幔标准化蛛网图上(图 4),中三叠世花岗岩大离子亲石元素明显富集。与相邻元素相比,Ba、Nb、Sr、P、Ti 表现为强烈亏损,而 Rb、(Th + U + K)、(La + Ce)、Nd、(Zr + Hf + Sm)、(Y + Yb + Lu)等则相对富集,显示出一般壳源花岗岩特征。Nb 明显相对 Ta 亏损,说明二者存在分馏,也暗示花岗岩具有壳源花岗岩特征[31]。Rb、Ba、Sr、Ti 含量的变化主要受造岩矿物控制,Rb 升高和 Sr、Ba 降低一般由钾长石、斜长石和黑云母分离结晶所造成,Ti 负异常反映出钛铁矿的分离结晶作用。P 亏损表明存在磷灰石的分离结晶。

中三叠世和晚三叠世花岗岩稀土元素含量 ΣREE 为 121.60 ~ 197.56μg/g,平均为 158.70μg/g(表 4)。ΣCe/ΣY 为 3.46 ~ 6.17,平均为 4.68; $(La/Yb)_N$ 值为 5.94 ~ 17.53,平均 13.80,显示轻稀土较明显富集。Eu 具较明显亏损,δEu 值 0.28 ~ 0.68,平均为 0.53,表明经历了斜长石的分离结晶作用。中、晚三叠世花岗岩稀土配分曲线特征基本相同,总体明显右倾(图 5),反映多数样品轻稀土相对富集且轻、重稀土元素均具明显分馏。部分样品具明显的 M 型四分组效应特征,可能与高程度演化的花岗质岩浆结晶晚期流体/熔体的相互作用有关[32]。

综上所述,印支期关帝庙岩体花岗岩微量元素

蛛网图及稀土元素配分曲线形态总体一致,显示其为同来源产物。

2.3 Sr、Nd 同位素地球化学特征

对中三叠世花岗岩进行了 3 个样品的 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素测定,由武汉地质矿产研究所同位素室完成。

Rb-Sr 同位素测定方法:采用阳离子树脂(Dowex50×8)交换法分离和纯化铷、锶,用热电离质谱仪 MAT261 分析 Rb、Sr 同位素组成。用同位素稀释法计算试样中的铷、锶含量及锶同位素比值。用 GBW04411、NBS607 和 NBS987 标准物质分别对分析流程和仪器进行监控,全流程 Rb、Sr 空白分别为 0.4×10^{-9} 和 0.8×10^{-9} g。

Sm-Nd 同位素分析方法:取加入 $^{145}Nd+^{149}Sm$ 混合稀释剂和不加稀释剂的样品各 1 份,以氢氟酸和高氯酸溶解后用 Dowe50x8 阳离子交换树脂进行分离和纯化。加了稀释剂的样品用于 Sm、Nd 含量质谱分析,未加稀释剂的解吸液上 P507 有机萃取树脂柱分离和纯化 Nd 以用于 Nd 同位素比值分析。Sm、Nd 含量和 Nd 同位素比值质谱分析采用热电离质谱仪 Triton 完成,Sm、Nd 含量采用同位素稀释法公式计算得到。用 GBW04419 和 ZkbzNd(JMC)标准物质对分析流程和仪器进行监控,全流程 Nd、Sm 空白分别为 1×10^{-10} 和 0.7×10^{-10} g。

同位素测试数据及有关参数值列于表 5。根据岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄[9],在计算有关参数时样品年龄取值 240Ma。印支期关帝庙花岗岩 I_{Sr} 值为 0.71302~0.71758(平均 0.71527),$\varepsilon Sr(t)$ 值为 121~186,$\varepsilon Nd(t)$ 值为 -9.95~-8.74,t_{2DM} 为 1.72~1.82Ga。

表 5 关帝庙岩体中三叠世花岗岩 Sr、Nd 同位素组成及有关参数计算

Table 5 Sr and Nd isotopic compositions in the Middle Triassic granites from the Indosinian Guandimiao granitic pluton

样品号	Rb(μg/g)	Sr(μg/g)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\varepsilon Sr(t)$	I_{Sr}
HXG1	272.1	138.1	5.699	0.73467	152	0.71521
HXG2	269.0	91.52	8.503	0.74205	121	0.71302
HXG4	271.0	123.00	6.371	0.73933	186	0.71758
样品号	Sm(μg/g)	Nd(μg/g)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon Nd(t)$	t_{2DM}(Ga)
HXG1	3.797	20.63	0.1114	0.512038	-9.10	1.75
HXG2	4.202	24.67	0.1031	0.512043	-8.74	1.72
HXG4	5.073	28.72	0.1069	0.511987	-9.95	1.82

注:$\varepsilon Nd(t)$、$\varepsilon Sr(t)$、I_{Sr} 和 t_{2DM} 的计算据陈江峰等[33];计算参数为:$t=240Ma$;$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}=0.512638$,$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}=0.1967$,$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{UR}=0.7045$,$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CC}=0.118$,$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}=0.2137$,$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}=0.513151$,$\lambda_{Sm}=6.54\times10^{-12}a^{-1}$,$\lambda_{Rb}=1.42\times10^{-11}a^{-1}$。参数中下角字母代表的含义:UR. 锶同位素均一储库;CHUR. 球粒陨石均一储库;DM. 亏损地幔;CC. 大陆地壳。样品岩性:HXG2 为细中粒角闪石黑云母花岗闪长岩、HXG1 为细中粒斑状角闪石黑云母二长花岗岩、HXG4 为细中粒少斑状黑云母二长花岗岩

3 岩浆成因

鉴于关帝庙岩体中三叠世与晚三叠世花岗岩形成时代相差约 30Ma,且其地质地球化学特征存在一定差异,以下分别探讨两阶段花岗岩成因。

3.1 中三叠世花岗岩成因

中三叠世花岗岩在微量元素蛛网图(图 4)上显示出一般壳源花岗岩特征(见前述)。中三叠世花岗岩 I_{Sr} 值(0.71302~0.71758,平均 0.71527)与大陆地壳 0.719 的 I_{Sr} 平均值[34]相近,Sr、Nd 同位素组成($\varepsilon Sr(t)=121\sim186$,$\varepsilon Nd(t)=-9.95\sim-8.74$)与澳大利亚东南部 Lachlan 褶皱带 S 型花岗岩($\varepsilon Sr(t)=77\sim204$,$\varepsilon Nd(t)=-6.1$ 和 -9.8)[35]类似,在 $\varepsilon Nd(t)$-$\varepsilon Sr(t)$ 图解(图 6)中样品均落入华南 S 型花岗岩区。因此,中三叠世花岗岩应主要源于地壳重熔。此外,Allégre[37]指出,花岗岩 $\varepsilon Sr(t)$ 值大于 0,反映同位素与中、上地壳的亲缘性而不是麻粒岩相下地壳。中三叠世花岗岩 $\varepsilon Sr(t)=121\sim186$,进一步显示源岩主要为中、上地壳酸性岩石。而从花岗岩 C/MF-A/MF 图解(图 7)来看,尚应存在少量基性岩的部分熔融。

湘桂内陆带花岗岩的 Nd 模式年龄(t_{DM})背景值为 1.8~2.4Ga[39,40],基底的时代主要在 1.7~2.7Ga 之间[41]。近邻的湘东南地区具地幔物质加入的早燕山期花岗岩的 t_{2DM} 值多在 1.22Ga~1.76Ga 之间[41]。关帝庙岩体中三叠世花岗岩的两阶段 Nd 模式年龄值(1.72~1.82Ga)大体介于基底地壳与具地幔物质加入的湘东南早燕山期壳源花岗岩之间。鉴此,初步推断关帝庙岩体中三叠世花岗岩除主要源于基底地壳重熔外,还有少量地幔物质

加入。

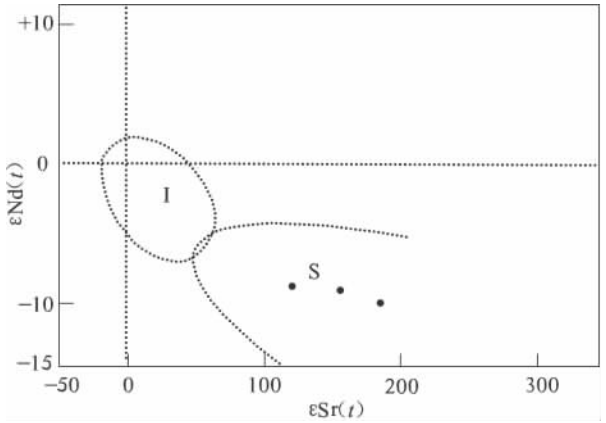

图 6　关帝庙岩体中三叠世花岗岩 $\varepsilon Nd(t)-\varepsilon Sr(t)$ 图解(据刘昌实等[36],1990)

I. 华南 I 型花岗岩; S. 华南 S 型花岗岩

Fig. 6　$\varepsilon Nd(t)-\varepsilon Sr(t)$ diagram of the Middle Triassic granites from the Indosinian Guandimiao granitic pluton

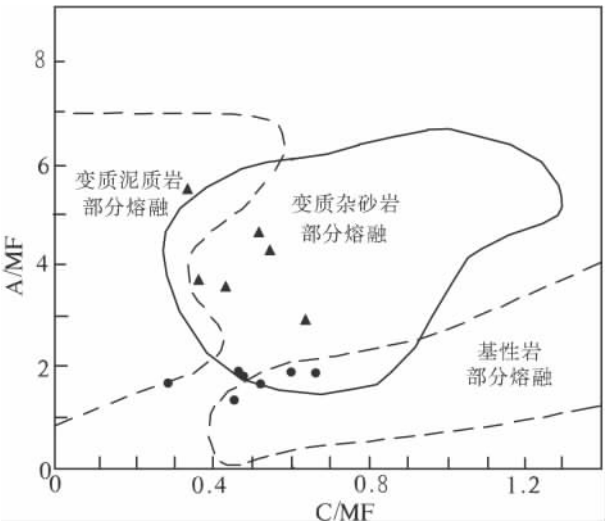

图 7　印支期关帝庙岩体 C/MF-A/MF 图解(据 Alther 等[38],2000)

●中三叠世花岗岩; ▲ 晚三叠世花岗岩

Fig. 7　C/MF-A/MF diagram of the Indosinian Guandimiao granitic pluton (after Alther et al.,2000)

中三叠世花岗岩中镁铁质微粒包体发育,表明存在岩浆混合作用,并存在软流圈地幔的上隆或热能向上传递[42]。鉴于存在少量下地壳基性岩的部分熔融,推断镁铁质微粒包体源于基性岩熔融。

综上所述,中三叠世花岗岩属 S 型花岗岩,源于中地壳变质杂砂岩或长英质岩石及少量下地壳基性岩的部分熔融,并有少量地幔物质加入。岩浆的形成与软流圈地幔的上隆及其热传递有一定关系。此外,从区域构造背景来看,此次岩浆活动可能更多受中三叠世后期印支运动强变形造成的陆壳增厚与升温控制[21,43]。

3.2　晚三叠世花岗岩成因

晚三叠世花岗岩主要属 ASI 值大于 1.1 的强过铝(SP)花岗岩,而前人研究表明强过铝花岗岩多为地壳物质熔融产物,属于 S 型花岗岩类[44,45]。

研究表明,CaO/Na_2O 比值可反映 SiO_2 含量在 67% ~77% 之间的强过铝质花岗岩的源区成分特征,而 Al_2O_3/TiO_2 比值则反映其形成时的部分熔融温度[44]:CaO/Na_2O 比值高于 0.3 者其源区属于砂岩或正变质岩成分,而低于 0.3 者其源区为泥岩成分;发生部分熔融时,温度越高,熔体的 Al_2O_3/TiO_2 比值越低,一般 Al_2O_3/TiO_2 比值大于 100 对应的熔融温度在 875℃以下("低温"类型),而小于 100 者熔融温度在 875℃以上("高温"类型)。其中,造山带地壳增厚导致的放射性生热元素衰变热能的聚集是形成"低温"强过铝质花岗岩岩浆的主要热源;而来自软流圈地幔的热传递对形成"高温"强过铝质花岗岩起着重要作用。根据 Silvester 的理论,关帝庙岩体具强过铝特征的晚三叠世花岗岩样品 CaO/Na_2O 比值大部分高于 0.3,少部分低于 0.3(图 8),显示其源岩主要为长英质岩石,次为泥质岩石。这一推断与图 7 所反映的信息基本一致。此外,除个别样品外,Al_2O_3/TiO_2 比值均小于 100(图 8),反映岩浆主要形成于温度高于 875℃的"高温"条件。除造山带地壳增厚导致升温外,软流圈地幔上隆及热能向上传递可能对晚三叠世岩浆形成起到重要作用。前人研究表明,湘南地区存在 224Ma ±的基性岩浆底侵作用[46],也在一定程度上佐证了区域内晚三叠世地壳受到软流圈地幔的影响。

因此,晚三叠世花岗岩为中地壳长英质岩石和泥质岩石重熔产物。

3.3　岩浆演化

前述微量元素和稀土元素特征显示出中三叠世、晚三叠世花岗岩均具明显的分离结晶作用,部分样品的稀土元素 M 型四分组效应反映高程度演化特征;中三叠世、晚三叠世花岗岩样品在 La/Sm-La 图解中也均显示出分离结晶趋势(图 9)。另一方面,中三叠世、晚三叠世花岗岩样品在 La/Sm-La 图解上共同反映岩浆形成过程中的部分熔融作用(图 9)。总之,中三叠世、晚三叠世花岗质岩浆活动均受部分熔融和分离结晶作用所控制。

4　讨论

4.1 印支期关帝庙岩体形成构造环境及机制

在 Maniar 和 Piccoli [47] 提出的多组主元素构造环境判别图解中，印支期关帝庙岩体分析样品主要落入 IAG + CAG + CCG 区，且有较多样品位于与 POG 重叠区之外（图 10），因此总体应属于 IAG + CAG + CCG 组类型。其中晚三叠世花岗岩属 ASI 值大于 1.1 的强过铝（SP）花岗岩，进而可进一步判断为大陆碰撞花岗岩类（CCG）[48]。在 Pearce et al. [49] 多组微量元素构造环境判别图解中（图 11），各岩体所有样品显示为“同碰撞花岗岩（S-COLG）”或“火山弧花岗岩 + 同碰撞花岗岩（VAG + S-COLG）”。

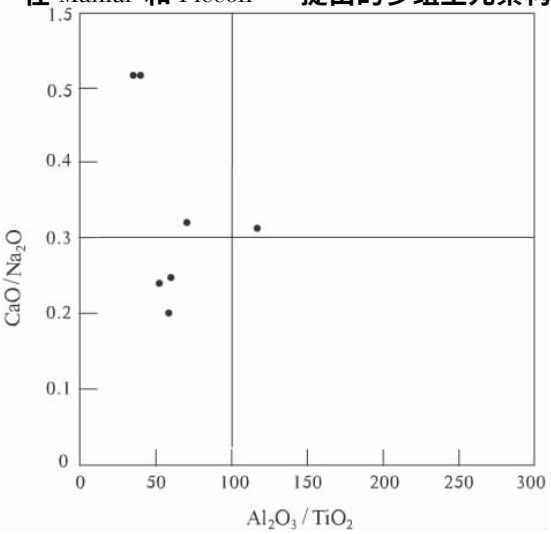

图 8 印支期关帝庙岩体 CaO/Na_2O–Al_2O_3/TiO_2 图解

Fig. 8 CaO/Na_2O–Al_2O_3/TiO_2 diagram of the Indosinian Guandimiao granitic pluton

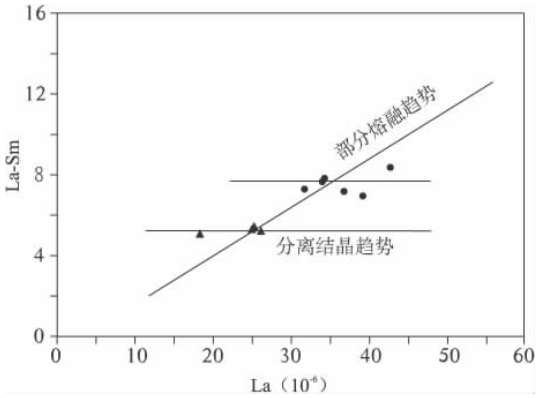

图 9 印支期关帝庙岩体 La/Sm–La 图解

●中三叠世花岗岩；▲晚三叠世花岗岩

Fig. 9 La/Sm–La diagram of the Indosinian Guandimiao granitic pluton pluton

区域上，印支运动的主幕发生于中三叠世后期[19,41]，而关帝庙岩体印支期花岗岩形成于中三叠世末和晚三叠世中期两个阶段[1,9]，由此推断印支期早阶段和晚阶段花岗岩分别形成于陆内碰撞和后碰撞构造环境。值得指出的是，前述判别图解中“碰撞花岗岩”和“同碰撞花岗岩”实际为与碰撞相关的花岗岩，包括“后碰撞花岗岩”。已有研究表明大量在 Pearce et al.（1984）图解中的同碰撞花岗岩

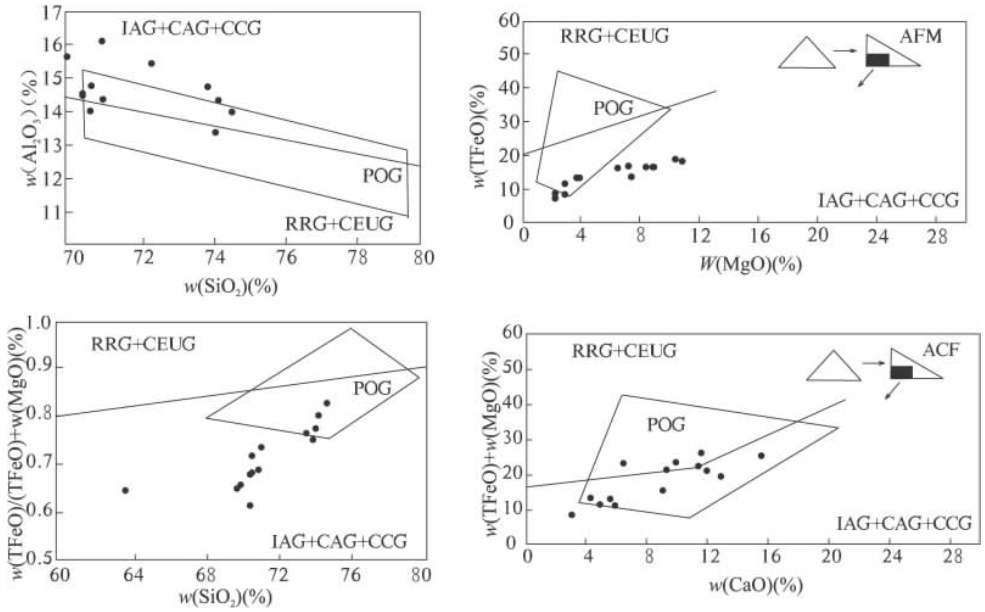

图 10 印支期关帝庙岩体构造环境氧化物判别图

底图据 Maniar et al.，1989 [47]。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. 10 Oxides discrimination diagram for tectonic interpretation of the Indosinian Guandimiao granitic pluton (base map from Maniar et al., 1989)

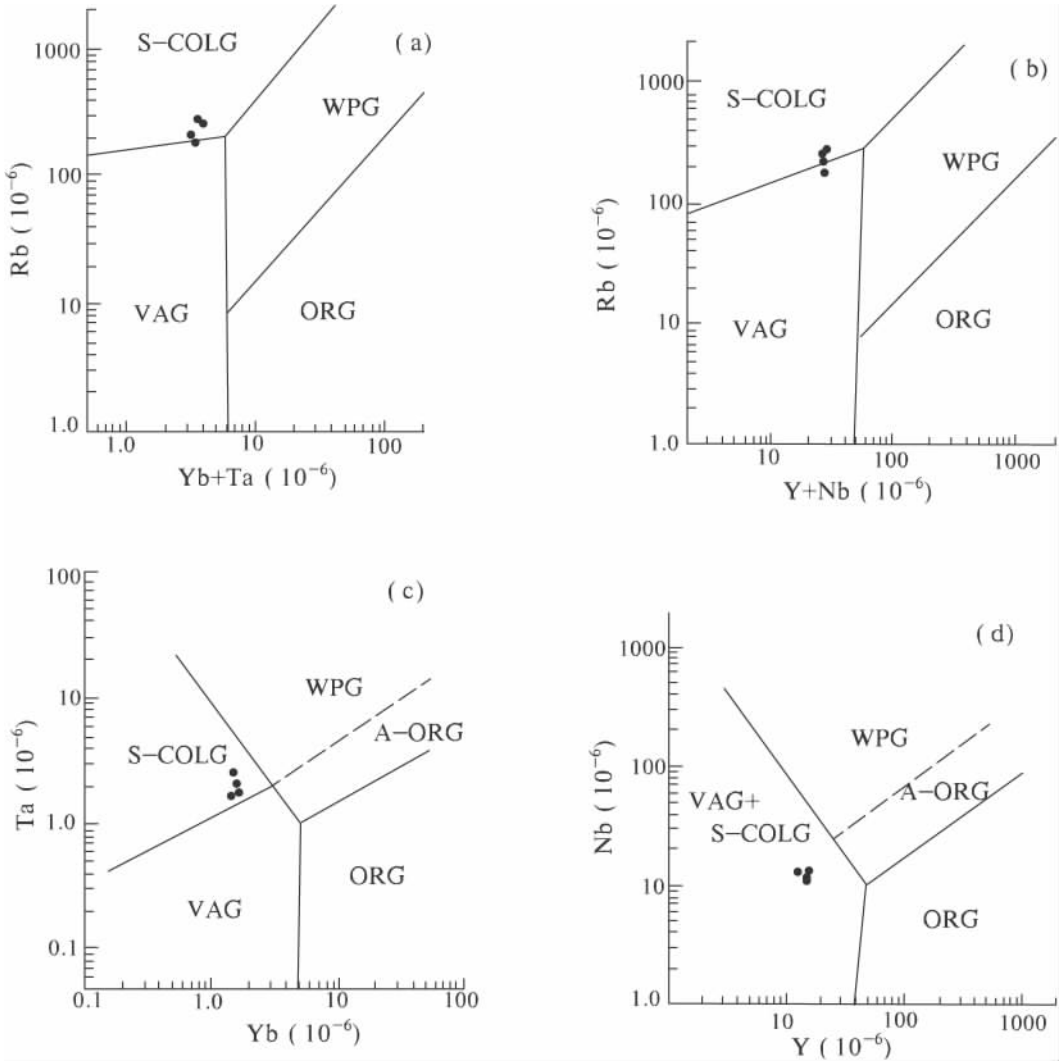

图 11　关帝庙岩体中三叠世花岗岩微量元素构造环境判别图解

底图据 Pearce et al.，1984[49]。VAG：火山弧花岗岩；WPC：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. 11　REE discrimination diagram for tectonic interpretation of the Middle Triassic granites from the Guandimiao granitic pluton (base map from Pearce et al., 1984)

其实属后碰撞[48]。因此两阶段花岗岩分别形成于陆内碰撞和后碰撞构造环境的认识与图 10、图 11 所显示的信息并不矛盾。

根据前述印支期关帝庙花岗岩成因及形成环境，推断其形成机制如下：中三叠世后期印支运动产生强烈陆内变形，导致地壳叠置、增厚和升温；同时郴州-邵阳 NW 向基底隐伏大断裂产生强烈的左行走滑活动[9,26]，剪切生热也使地壳温度升高。升温后的基底地壳熔融，岩浆沿 NW 向郴州-邵阳断裂向上侵位而形成关帝庙印支期早阶段花岗岩。此外，软流圈地幔上隆及其热传递也对地壳重熔起到了作用，并与 NW 向断裂深切活动一起使得早阶段岩浆中有少量基性下地壳和地幔物质的加入。晚三叠世，继印支运动陆壳增厚、升温之后，在挤压减弱、应力松弛的后碰撞环境下，中地壳酸性岩石减压熔融并向上侵位，从而形成关帝庙岩体印支晚阶段花岗岩。与此同时，深部软流圈地幔的上隆和热量传递也对地壳重熔起到作用。

4.2　印支期关帝庙花岗岩对区域构造背景的约束

发生于中三叠世晚期的印支运动是华南东部的一次重要构造事件[13]，普遍造成早燕山构造层(T_3-J)与 $D-T_2$ 之间的角度不整合接触[50,51]。但由于存在早燕山运动与印支运动所形成褶皱的(近)同向叠加，关于印支运动的强度存在明显认识分歧：或主张印支运动使上古生界产生了强烈的褶皱和逆冲断裂变形[12,13,18,19]；或认为印支运动强度

不大,区域上古生界 NNE 向主体褶皱形成于燕山运动甚至更晚[20,21,23,24]。

从前面讨论可知,关帝庙岩体印支期早、晚两阶段花岗岩的形成主要与印支运动造成的陆壳增厚和升温有关,表明印支运动具有陆内造山和强变形特征,此与柏道远等[19]对湘东南进行的构造解析一致。

区域上,湘中南-湘东南地区印支期花岗岩体主要形成于 228~205Ma 期间的晚三叠世,相关年龄数据有瓦屋塘岩体 216.4±2.4Ma 和 215.3±3.2Ma(笔者待发表资料)、白马山岩体 205~209Ma[2]、223.3±1.4Ma 和 204.5±2.2Ma[52]、大神山岩体 224.3±1.0Ma[53]、桃江岩体 222±2Ma①、岩坝桥岩体 220.7±1.0Ma②、沩山岩体 211.0±1.6Ma 和 215.7±1.9Ma[3]、歇马岩体 214.6±0.9Ma③、紫云山岩体 227.8±3.7Ma 和 216.6±3.7Ma②、丫江桥岩体 224.3±1.8Ma 和 223.2±1.3Ma③、关帝庙岩体 203~208[1]、锡田岩体 230.4±2.3Ma[54] 和 228.5±2.5Ma[55]、王仙岭岩体 235.0±1.3Ma[56]、阳明山岩体 218.9±3.4Ma[1]、苗儿山岩体(局部) 228.7±4.1Ma 和 216.8±4.9Ma[57] 等锆石 SHRIMP 和 LA-ICP-MS U-Pb 年龄数据。这些岩体大多为壳源强过铝花岗岩,与关帝庙岩体具有相同成因,形成于后碰撞构造环境[6,7]。显然,晚三叠世如此广泛后碰撞花岗岩的发育,更充分反映出先期(中三叠世后期)印支运动的陆内强变形特征。

5 结论

(1)印支期关帝庙花岗岩分为中三叠世末和晚三叠世中期两个时代。岩石高硅、富铝、高钾、中碱,总体属镁质、高钾钙碱性系列过铝质花岗岩类。

(2)印支期关帝庙花岗岩属 S 型花岗岩,其中中三叠世花岗岩源岩主要为中地壳长英质岩石及少量下地壳基性岩,并有少量地幔物质加入;晚三叠世花岗岩源岩主要为中地壳长英质岩石,次为泥质岩石。

(3)中三叠世、晚三叠世花岗岩分别形成于碰撞-后碰撞构造环境,前者与印支运动中 NW 向郴州-邵阳断裂走滑剪切生热有关,后者与陆壳增厚、升温之后应力松弛减压熔融有关。印支期关帝庙花岗岩成因及构造环境的厘定,为区域印支运动的强烈陆内变形特征提供了重要约束。

注释:

①湖南省地质调查院. 2013. 湖南省区域地质志(修编). 长沙:湖南省地质调查院.

②湖南省地质调查院. 2013. 1:25 万邵阳市幅区域地质调查报告. 长沙:湖南省地质调查院.

③湖南省地质调查院. 2013. 1:25 万株洲市幅区域地质调查报告. 长沙:湖南省地质调查院. 株洲幅报告.

参考文献:

[1] 陈卫锋,陈培荣,周新民,等. 湖南阳明山岩体的 La-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及成因研究[J]. 地质学报,2006,80(7):1065-1077.

[2] 陈卫锋,陈培荣,黄宏业,等. 湖南白马山岩体花岗岩及其包体的年代学和地球化学研究[J]. 中国科学(D 辑:地球科学),2007,37(7):873-893.

[3] 丁兴,陈培荣,陈卫锋,等. 湖南沩山花岗岩中锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年:成岩启示和意义[J]. 中国科学 D 辑 地球科学,2005,35(7):606-616.

[4] HSU K J,LI JILIANG,CHEN HAIHONG. Tectonic of South China: Key to understanding West Pactific geology[J]. Tectonophysics,1990,183:9-39.

[5] 陈海泓,肖文交. 多岛海型造山作用——以华南印支期造山带为例[J]. 地学前缘,1998,5(增刊):95-100.

[6] 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.

[7] 柏道远,周亮,马铁球,等. 湘东南印支期花岗岩成因及构造背景[J]. 岩石矿物学杂志,2007,26(3):197-212.

[8] 周新民. 对华南花岗岩研究的若干思考[J]. 高校地质学报,2003,9(4):556-565.

[9] 王岳军,范蔚茗,梁新权,等. 湖南印支期花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其成因启示[J]. 科学通报,2005,50(12):1259-1266.

[10] 付建明,马昌前,谢才富,等. 湖南金鸡岭铝质 A 型花岗岩的厘定及构造环境分析[J]. 地球化学,2005,34(3):215-226.

[11] 郭春丽,郑佳浩,楼法生,等. 华南印支期花岗岩类的岩石特征、成因类型及其构造动力学背景探讨[J]. 大地构造与成矿学,2012,36(3):457-472.

[12] 湖南省地质矿产局. 湖南省区域地质志[M]. 北京:地质出版社,1988.

[13] 任纪舜. 印支运动及其在中国大陆构造演化中的意义[J]. 中国地质科学院院报,1984,9:31-42.

[14] 丘元禧,张渝昌,马文璞. 雪峰山陆内造山带的构造特征与演化[J]. 高校地质学报,1998,44(4):432-443.

[15] 丁道桂,郭彤楼,刘运黎,等. 对江南-雪峰带构造属性的讨论[J]. 地质通报,2007,26(7):801-809.

[16] WANG YUEJUN,ZHANG YANHUA,FAN WEIMING et al. Structural signatures and ^{40}Ar-^{39}Ar geochronology of the Indosinian Xuefengshan tectonic belt,South China Block[J]. Journal of Structural Geology,2005,27:985-998.

[17] 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.

[18] 柏道远,邹宾微,赵龙辉,等. 湘东太湖逆冲推覆构造基本特征研究[J]. 中国地质,2009,36(1):53 – 64.

[19] 柏道远,贾宝华,钟响,等. 湘东南印支运动变形特征研究[J]. 地质论评,2012,58(1):19 – 29.

[20] 郭福祥. 中国南方中新生代大地构造属性和南华造山带褶皱过程[J]. 地质学报,1998,72(1):22 – 33.

[21] 郭福祥. 华南地台盖层褶皱及其形成时期研究[J]. 地质与勘探,1999,35(4):5 – 7,11.

[22] 舒良树,周新民,邓平,等. 南岭构造带的基本地质特征[J]. 地质论评,2006,52(2):251 – 265.

[23] 张岳桥,徐先兵,贾东,等. 华南早中生代从印支期碰撞构造体系向燕山期俯冲构造体系转换的形变记录[J]. 地学前缘,2009,16(1):234 – 247.

[24] 徐先兵,张岳桥,贾东,等. 华南早中生代大地构造过程[J]. 中国地质,2009,36(3):573 – 593.

[25] 胡召齐,朱光,张必龙,等. 雪峰隆起北部加里东事件的 K-Ar 年代学研究[J]. 地质论评,2010,56(4):490 – 500.

[26] 柏道远,李建清,周柯军,等. 祁阳山字型构造质疑[J]. 大地构造与成矿学,2008,32(3):265 – 275.

[27] FROST B R, BARNES C G, COLLINS W J. A geochemical classification for granitic rocks [J]. Journal of Petrology, 2001, 42(11):2033 – 2048.

[28] 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.

[29] 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.

[30] TAYLOR S R, MCLENNAN S M. The continental crust: Its composition and evolution [M]. Oxford: Blackwell, 1985. 1 – 312.

[31] 陈小明,王汝成,刘昌实,等. 广东从化佛冈(主体)黑云母花岗岩定年和成因[J]. 高校地质学报,2002,8(3):293 – 307.

[32] 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.

[33] 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. 化学地球动力学[C]. 北京: 科学出版社,1999. 262 – 287.

[34] FAURE G. Principles of Isotope Geology (2M). New York: John Wiley and Sons, 1986. 567.

[35] MCCULLOCH M T, CHAPPELL B W. Nd isotopic characteristics of S-type and I-type granites [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1982, 58(1):51 – 64.

[36] 刘昌实,朱金初,沈渭洲,等. 1990. 华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源[J]. 地质学报,64(1):43 – 52.

[37] ALLE RE C J, OTHMAN D B. Nd-Sr isotopec relationship in granitoid rocks and continental crust development: A chemical approach to orogenesis [J]. Nature, 1980, 286: 335 – 342.

[38] ALTHER R, HOLL A, HEGNER E et al. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) [J]. Lithos, 2000, 50: 51 – 73.

[39] HONG DAWEI, XIE XILIN, ZHANG JISHENG. Isotope geochemistry of granitoids in South China and their metallogeny [J]. Res. Geol., 1998, 48: 251 – 263.

[40] PEI RONGFU, HONG DAWEI. The granites of South China and their metallogeny [J]. Episodes, 1995, 18: 77 – 82.

[41] 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.

[42] 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.

[43] 王岳军, Y H ZHANG, 范蔚茗,等. 湖南印支期过铝质花岗岩的形成: 岩浆底侵与地壳加厚热效应的数值模拟[J]. 中国科学(D 辑),2002,32(6):491 – 499.

[44] SYLVESTER P J. Post-collisional strongly peraluminous granites [J]. Lithos, 1998, 45: 29 – 44.

[45] ZEN E. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrologic constraints [J]. Journal of Petrology, 1986, 27: 1095 – 1117.

[46] 郭锋,范蔚茗,林舸,等. 湖南道县辉长岩包体的年代学研究及成因探讨[J]. 科学通报,1997,42(15):1661 – 1663.

[47] MANIAR P D, PICCOLI P M. Tectonic discrimination of granitoids [J]. Geol. Soc. Am. Bull., 1989, 101: 635 – 643.

[48] 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.

[49] 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.

[50] 金宠,李三忠,王岳军,等. 雪峰山陆内复合构造系统印支 – 燕山期构造穿时递进特征[J]. 石油与天然气,2009,30(5):598 – 607.

[51] 李三忠,王涛,金宠,等. 雪峰山基底隆升带及其邻区印支期陆内构造特征与成因[J]. 吉林大学学报(地球科学版),2011,41(1):93 – 105.

[52] 罗志高,王岳军,张菲菲,等. 金滩和白马山印支期花岗岩体 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年及其成岩启示[J]. 大地构造与成矿学,2010,34(2):282 – 290.

[53] 张龙升,彭建堂,张东亮,等. 湘西大神山印支期花岗岩的岩石学和地球化学特征[J]. 大地构造与成矿学,2012,36(1):137 – 148.

[54] 付建明,伍式崇,徐德明,等. 湘东锡田钨锡多金属矿区成岩成矿时代的再厘定[J]. 华南地质与矿产,2009,(3):1 – 7.

[55] 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.

[56] 郑佳浩,郭春丽. 湘南王仙岭花岗岩体的锆石 U-Pb 年代学、地球化学、锆石 Hf 同位素特征及其地质意义[J]. 岩石学报,2012,28(1):75 – 90.

[57] 伍静,梁华英,黄文婷,等. 桂东北苗儿山-越城岭南西部岩体和矿床同位素年龄及华南印支期成矿分析[J]. 科学通报,2012,57(13):1126 – 1136.

Geochemistry and petrogenesis of the Indosinian Guandimiao granitic pluton in central Hunan

BAI Dao-yuan, ZHONG Xiang, JIA Peng-yuan, XIONG Xiong, HUANG Wen-yi
(*Hunan Institute of Geological Survey, Changsha* 410016, *Hunan, China*)

Abstract: The Indosinian Guandimiao granitic pluton in central Hunan is composed of two generations: the latest Middle Triassic and middle Late Triassic granites. The Middle Triassic granites comprise meladioritic micrinites, and consist, in a progressively younger order, of fine- to medium-grained hornblende-biotite granodiorite, fine- to medium-grained porphyritic hornblende-biotite adamellite, and fine- to finely medium-grained (porphyritic) biotite adamellite. The Late Triassic granites consist, in a progressively younger order, of finely medium-grained to coarsely medium-grained porphyritic two-mica adamellite and fine-grained two-mica adamellite. Geochemically, these granites are characterized by high Si, enriched Al, high K, moderate alkali contents, SiO_2 contents ranging from 69.50% to 74.53% with an average of 71.68%. The Late Triassic granites have Al_2O_3 contents from 13.39% to 16.31% with an average of 14.62%; K_2O contents from 4.15% to 6.45% with an average of 4.71%; total alkali ($Na_2O + K_2O$) contents from 6.80% to 8.87% with an average of 7.74%; K_2O/Na_2O ratios from 1.35 to 2.66 with an average of 1.58; ASI values from 0.99 to 1.40, indicating the magnesian high-K calc-alkaline peraluminous granites. The Middle Triassic granites are remarkedly depleted in Ba, Nb, Sr, P and Ti, and relatively enriched in Rb, Th + U + K, La + Ce, Nd, Zr + Hf + Sm and Y + Yb + Lu. The ΣREE contents for the Middle and Late Triassic granites vary from 121.60 to 197.56μg/g with an average of 158.70μg/g; δEu values from 0.28 to 0.68 with an average of 0.53, and $(La/Yb)_N$ values from 5.94 to 17.53 with an average of 13.80. The above-mentioned geological and geochemical signatures show that the Indosinian Guandimiao granites belong to the S-type granites generated in the collision-postcollision tectonic settings.

Key words: geochemistry; S-type granite; Middle Triassic; Late Triassic; Indosinian orogeny; Guandimiao granitic pluton; central Hunan