

湖南锡田含 W-Sn A 型花岗岩年代学与地球化学特征

周云^{1,2}, 梁新权¹, 梁细荣¹, 伍式崇³, 蒋英^{1,2}, 温淑女^{1,2}, 蔡永丰^{1,2}

(1.中国科学院广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049; 3.湖南省地质矿产勘查开发局四一六队, 湖南株洲 412007)

摘要: 锡田复式花岗岩体位于湘赣交界处, 是南岭地区重要的含 W-Sn 多金属矿花岗岩体之一。本文对锡田垄上赋矿细粒花岗岩进行了 LA-ICP-MS 年代学及地球化学研究。锆石 U-Pb 年代学研究表明, 锡田花岗岩结晶年龄为 151.7 ± 1.2 Ma, 与前人采用 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年法所获得的年龄一致, 表明其形成于燕山早期。锡田垄上细粒花岗岩具有高 Si($\text{SiO}_2=73.44\% \sim 78.45\%$)、高 K($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.00 \sim 253.77$)、低 Ca($\text{CaO}=0.25\% \sim 2.22\%$)、贫 Mg($\text{MgO}=0.05\% \sim 0.42\%$)、富 Al($\text{Al}_2\text{O}_3=11.20\% \sim 13.90\%$)的特征, 为准铝质至强过铝质($A/\text{CNK}=0.90 \sim 3.44$), 同时强烈亏损 Sr、Ba、P、Ti、Nb、Eu($\delta\text{Eu}=0.004 \sim 0.076$)等元素, 富集高场强元素 Th、Ta 和 Hf, 以及大离子亲石元素 Rb 和 LREE 等。主量元素和微量元素分析表明, 锡田垄上细粒花岗岩具有 A 型花岗岩特征。Sr-Nd 同位素研究结果显示, 岩石具有相对较高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($-7.30 \sim -8.87$)值, 其两阶段 Nd 模式年龄集中在 1.56~1.69 Ga 之间, 暗示其可能主要来源于古老地壳物质的部分熔融。综合研究表明, 锡田花岗岩的形成可能与古太平洋板块俯冲消减引起的拉张环境有关。同时锡田细粒花岗岩显示出良好的 Sn 成矿性, 是比较典型的含锡花岗岩。

关键词: 锡田; A 型花岗岩; 地球化学; 锆石 U-Pb 定年

中图分类号: P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2013)03-0511-019

0 引言

有关锡田复式花岗岩体的地球化学特征及其形成构造背景(马铁球等, 2004)、地质特征(伍式崇等, 2004, 2009; 罗洪文等, 2005; 龙宝林等, 2009)、矿床成因(罗洪文等, 2005; 伍式崇等, 2012)等方面前人都做了相关的研究。研究者通过 SHRIMP 锆石 U-Pb、全岩 Rb-Sr、矿物 Re-Os 和 ^{40}Ar - ^{39}Ar 等定年方法测定了锡田岩体的年龄和钨锡矿体的成矿年龄(马铁球等, 2005; 刘国庆等, 2008; 马丽艳等, 2008; 付建明等, 2009, 2012), 同

时也对花岗岩体岩浆活动与锡田钨锡多金属矿床之间的关系进行了较深入的探讨。但关于锡田复式花岗岩体尚缺乏精细的地球化学和相应的年代学数据, 因此难以从主量、微量元素及同位素特征方面来判别其岩石成因及形成环境。作者在详细的野外观察和岩石学等研究的基础上, 拟通过锡田补体花岗岩的地球化学特征, 辅以花岗岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果并结合已有的研究成果, 探讨其成因、形成环境以及花岗岩与成矿的关系等, 为进一步揭示锡田地区的花岗岩岩石成因及构造演化提供新的地质资料。

收稿日期: 2012-12-05; 改回日期: 2013-03-18

项目资助: 国土资源部公益科研专项(编号: 201211024-03)、中国科学院重大项目(编号: KZCX1-YW-15-1)和国家自然科学基金项目(批准号: 40872080, 41072081)资助。

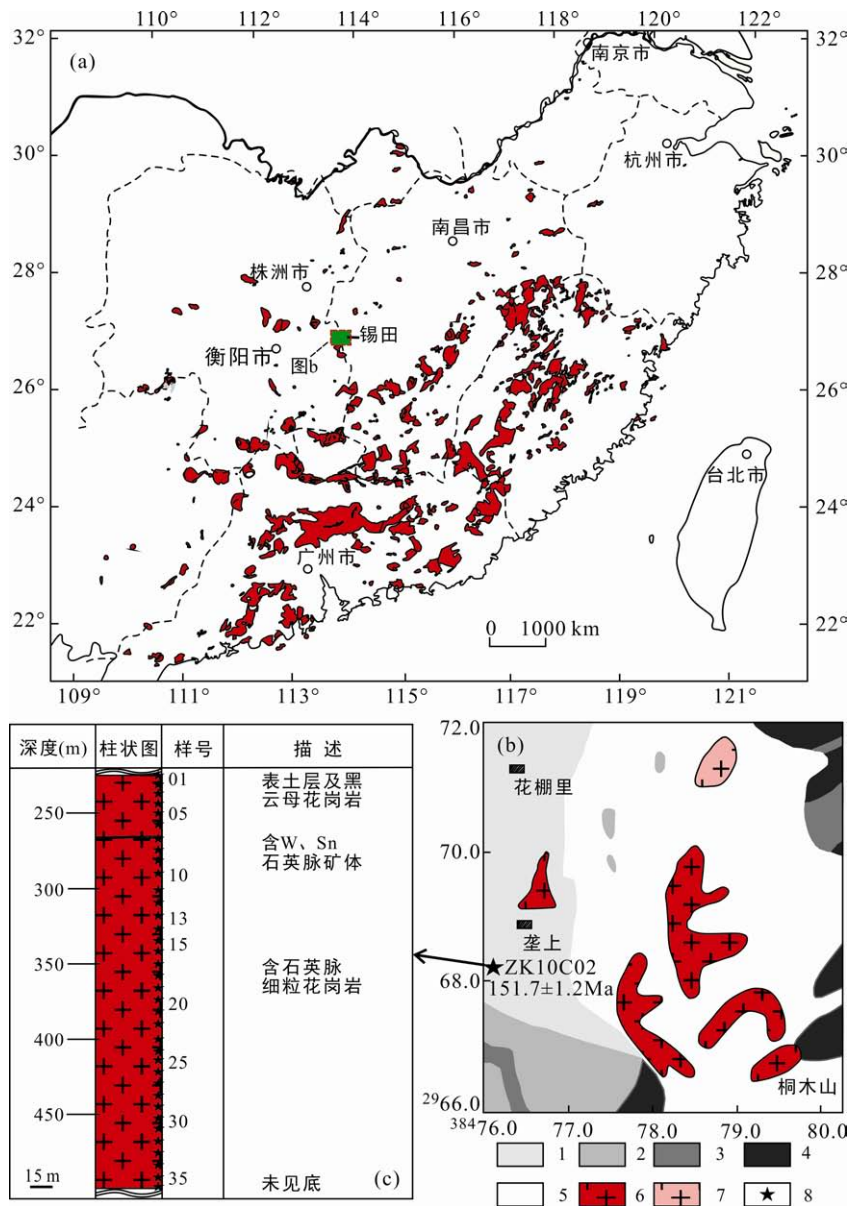
第一作者简介: 周云(1988-), 女, 博士研究生, 构造地质学专业。Email: zhouyun@gig.ac.cn

通信作者: 梁新权, 博士, 构造地质学方向。Email: liangxq@gig.ac.cn

1 地质背景和岩体概况

锡田复式花岗岩体位于湘赣交界处, 整体呈北西向分布于北纬 26°45'~27°00'和东经 113°37'~114°00'范围内。区域构造位置上, 锡田岩体位于茶陵-郴州大断裂的南东侧, 是南岭构造-岩浆作用的重要组成部分, 同时也是华南中生代花岗岩的重要组成部分(图 1a)。对华南中生代花岗岩的研究, 最早由 Gilder 等(1996)识别出华南内陆存在一条高 Sm(>8 μg/g)、Nd(>45 μg/g)、相对高的 ε_{Nd}(t)值(>-8)

和较低 t_{DM} 模式年龄值(<1.5 Ga)以及相对低的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始比值(<0.710)的花岗岩带, 该花岗岩带呈北北东向展布, 一般被称为十万大山-杭州带, 简称十杭带。这条花岗岩带的识别对于研究华南中生代构造-岩浆活动具有重要意义, 因此受到众多地质学家的关注(Chen and Jahn, 1998; 陈江峰等, 1999; 洪大卫等, 2002, 蒋少涌等, 2008; 陈毓川和王登红, 2012; 蔡明海等, 2012; 王登红等, 2012; 丰成友等, 2012; 黄国成等, 2012)。研究者们对华南中生代花岗岩的 ε_{Nd}(t)值及其 Nd 模式年龄进行统计发现十杭



1. 中泥盆统棋梓桥组; 2. 上泥盆统余田桥组; 3. 上泥盆统锡矿山组上段; 4. 上泥盆统锡矿山组下段; 5. 印支期中(细)粒斑状黑云母花岗岩; 6. 燕山早期细粒黑(白)云母花岗岩; 7. 燕山晚期黑云母花岗岩; 8. 采样点。

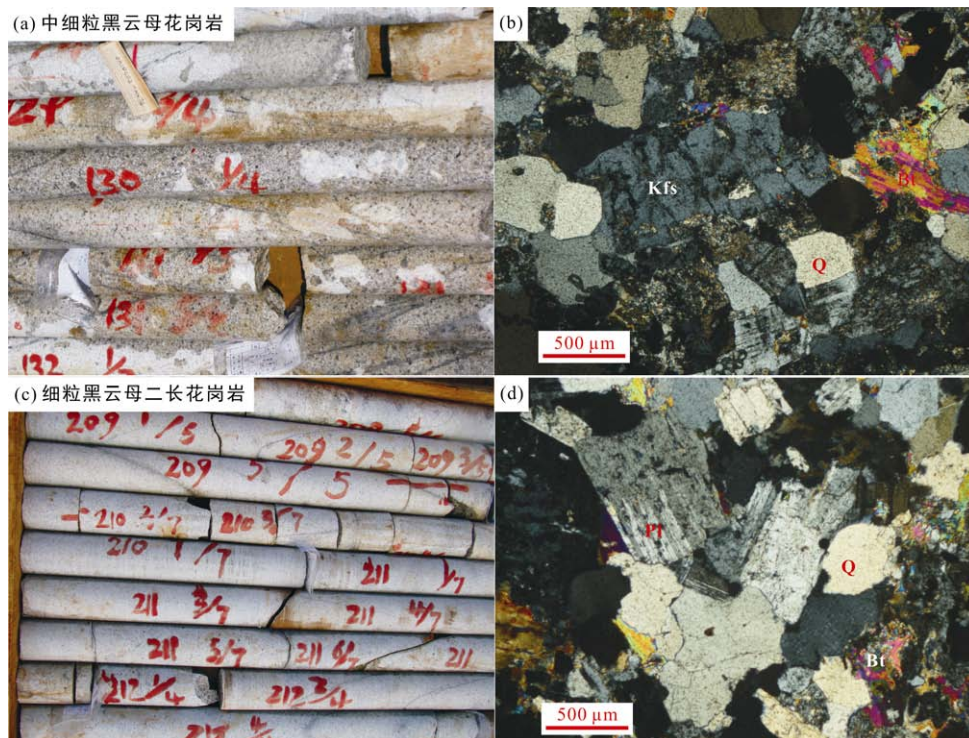
图 1 华南地区燕山早期花岗岩分布图(a)(据 Zhou et al., 2006)、研究区地质简图(b)及和钻孔 ZK10C02 柱状图(c)
 Fig.1 Maps showing the distribution of Early Yanshanian granites in Southern China(a) (modified after Zhou et al., 2006), the location of study area(b) and bore hole columnar section(c)

带中万洋山-诸广山地区花岗岩的 Nd 模式年龄相对较大, 因此进一步将十杭带划分为北带(赣杭带)和南带(湘桂带)两个带, 其中, 北带从赣西南一直延伸到赣东北, 包括陡水、上犹、岩背、足洞、相山、德兴、灵山等岩体; 南带则从湘南向西南延伸到桂东南, 包括千里山、骑田岭、西山、金鸡岭、花山、姑婆山、昆仑关等岩体(Chen and Jahn, 1998; 陈江峰等, 1999)。本文所研究的锡田岩体属于十杭带的南带(湘桂带), 该带各岩体花岗岩形成于 163~151 Ma(Li et al., 2004b; 付建明等, 2004a; 2004b; 朱金初等, 2005a, b; 2006a, b; 赵葵东等, 2006)。

锡田复式花岗岩体空间展布形态为中间小而两端大的哑铃状, 呈北西向展布, 出露面积约 230 km², 有大小侵入体 40 余个(付建明等, 2009)。由主体印支期花岗岩(γ_5^1)、补体燕山早期花岗岩(γ_5^2)和晚期侵入体燕山晚期花岗岩(γ_5^3)组成(付建明等, 2009, 2011; 刘国庆等, 2008)。主体规模大, 以岩基、岩株形式出现; 补体在地表较小, 但分布广, 地下可能彼此相连, 多呈岩株状、岩枝状穿插于主体花岗岩及其与围岩接触带附近(图 1b); 晚期侵入体规模很小, 多呈岩瘤、岩枝状产出。岩体与围岩呈突变侵入接触, 局部呈交代侵入接触, 外接触带由砂卡岩、角岩、片岩、板岩组成, 宽 300~1200 m 不等。锡田花岗岩

主体以粗粒、中细粒斑状黑云母二长花岗岩为主, 岩石为似斑状结构, 中细粒花岗结构, 块状构造; 斑晶为钾长石, 含量为 10%~15%; 基质由石英(30%~35%)、钾长石(30%~40%)、斜长石(25%~30%)、黑云母(3%~9%)和萤石(0.2%)组成; 副矿物为磁铁矿-钛铁矿-电气石-磷灰石-锆石组合。补体以(中)细粒含斑状黑云母二长花岗岩为主, 岩石为斑状结构, 细粒花岗结构, 块状构造; 斑晶为钾长石, 含量 5% 左右; 基质由石英(28%~30%)、钾长石(28%~38%)、斜长石(25%~30%)、黑云母(5%~12%)、白云母(1%)和萤石(0.1%)组成; 副矿物为磁铁矿-电气石-黄玉-磷灰石-锆石组合。晚期侵入体以细粒二云母花岗岩为主, 岩石为细粒花岗结构, 块状构造; 主要由石英(35%~40%)、钾长石(30%~36%)、斜长石(20%~25%)、黑云母(2%~3%)、白云母(3%~5%)、帘石(0.1%)、萤石(0.1%)和黄玉(~2%)组成(付建明等, 2011); 副矿物有锆石、磷灰石和萤石等。此外, 岩体侵入于下古生界之中, 围岩均发生较强的大理岩化、角岩化、矽卡岩化等热接触变质作用。

本文所研究的花岗岩主要为细粒黑云母二长花岗岩和中细粒花岗岩(图 2), 少斑或无斑, 灰白色, 多穿插于主体花岗岩中, 常呈小岩株、岩枝状或



Kfs. 钾长石; Q. 石英; Pl. 斜长石; Bt. 黑云母。

图 2 锡田花岗岩样品野外照片及显微照片

Fig.2 Field and microscope photographs for rocks of the Xitian granites

岩瘤状产于地表或隐伏于印支期花岗岩或古生代地层之下。岩石呈细粒花岗岩结构、似斑状结构, 块状构造, 斑晶为钾长石(5%左右), 基质主要为斜长石(20%~35%)、钾长石(25%~35%)、石英(20%~30%)、黑云母(5%~10%)和少量白云母(~1%), 副矿物主要为锆石、磷灰石、磁铁矿和电气石等。薄片观察可见微斜长石不同程度泥化和蚀变, 有些蚀变呈虫状, 部分可见蚀变残留晶形; 钾长石呈条纹状分布于斜长石中, 形成细条状反条纹长石; 黑云母多色性明显, 单偏光下呈红褐色, 说明 Ti 含量较高; 钾长石斑晶粒径可达 4.5 mm, 常呈半自形至自形粒状, 斜消光; 可见长石的聚片双晶、卡斯巴双晶和钠-卡复合双晶。与主体花岗岩相比, 补体花岗岩中的钾长石斑晶相对小且少, 石英、白云母和挥发组分(如萤石)增多, 基质粒度相对变细, 少有副矿物钛铁矿, 而钨锡、铌钽矿物相对增多, 并可见少量硫化物矿物等。少见壳幔混合暗色闪长质、石英闪长质镁铁质微粒包体(付建明等, 2012)。

2 样品测试方法与测试结果

因补体花岗岩在地表风化很严重, 难以取到新

鲜样品, 此次研究样品主要来自钻孔 ZK10C02, 从地表以下 225 m 到 495 m(图 1b, c)。地化粉末样品处理和锆石分选在廊坊市诚信地质服务有限公司完成。锆石分选过程见李建锋等(2010), 分选出的锆石为浅黄色至黄色, 透明。将待测锆石颗粒置于环氧树脂中做成样品靶, 固结后打磨并抛光至靶上锆石的中心部位暴露出来。对样品靶上的锆石进行透射光、反射光和阴极发光照相, 以便在进行年龄测定时选取合适的分析部位及测定完成后进行合理的数据解释。CL 是在中国科学院地质与地球物理研究所(北京)扫描电镜仪器上完成。

锆石 U-Pb 分析是在中国科学院广州地球化学研究所激光-电感耦合等离子质谱计 LA-ICP-MS 上完成。标准锆石样品 TEM(417 Ma, Black et al., 2003a)用于校正所测定样品的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值。在样品测定过程中, TEM 和未知样品交替测定, 其比例为 2/5。数据处理及 U-Pb 谐和图绘制分别采用 ICPMSDataCal 程序和 Isoplot 程序(Ludwig, 2002)完成。普通铅校正根据实测的 ^{204}Pb 进行, 同位素比值误差为 1σ , 结果采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值, 其置信度为 95%。分析结果见表 1。

表 1 锡田细粒花岗岩锆石 U-Pb 同位素分析结果
Table 1 Ziron U-Pb results of the Xitian fine-grained granite

测点	^{232}Th ($\mu\text{g/g}$)	^{238}U ($\mu\text{g/g}$)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
				比值	σ	比值	σ	比值	σ	年龄(Ma)	σ	年龄(Ma)	σ	年龄(Ma)	σ
ZK10C02-13(113°45'35"E, 26°49'28"N)															
1.1	300	717	0.42	0.0501	0.0061	0.1588	0.0138	0.0237	0.0005	198.2	259.22	149.7	12.34	150.7	3.10
2.1	365	848	0.43	0.0539	0.0044	0.1699	0.0143	0.0242	0.0004	368.6	185.16	159.4	12.38	153.9	2.78
3.1	283	510	0.56	0.0482	0.0035	0.1473	0.0146	0.0236	0.0006	109.4	166.64	146.5	10.44	150.5	3.50
4.1	334	557	0.6	0.0466	0.0044	0.1556	0.0137	0.0237	0.0005	33.4	205.53	146.9	12.07	151.0	2.86
5.1	257	467	0.55	0.0469	0.0047	0.1538	0.0150	0.0236	0.0005	55.7	277.74	145.3	13.22	150.4	3.06
6.1	327	575	0.57	0.0517	0.0035	0.1636	0.0118	0.0237	0.0004	272.3	155.54	153.8	10.26	151.0	2.52
7.1	209	399	0.52	0.0516	0.0055	0.1650	0.0174	0.0238	0.0004	333.4	49.07	155.0	15.18	151.3	2.42
8.1	272	479	0.57	0.0506	0.0045	0.1704	0.0151	0.0240	0.0005	220.4	6.48	159.8	13.07	153.1	3.11
9.1	785	2155	0.36	0.0508	0.0036	0.1636	0.0127	0.0240	0.0008	231.6	164.79	153.8	11.10	152.7	4.87
10.1	244	454	0.54	0.0474	0.0047	0.1543	0.0148	0.0234	0.0005	77.9	222.19	145.7	13.10	149.4	3.00
11.1	192	354	0.54	0.0520	0.0077	0.1655	0.0245	0.0238	0.0008	283.4	307.38	155.5	21.36	151.9	4.79
12.1	1092	5124	0.21	0.0464	0.0032	0.1539	0.0137	0.0236	0.0008	20.5	168.50	145.4	12.06	150.3	4.91
13.1	289	519	0.56	0.0509	0.0041	0.1664	0.0146	0.0236	0.0005	239.0	187.01	156.3	12.73	150.2	3.42
14.1	222	421	0.53	0.0472	0.0044	0.1501	0.0140	0.0237	0.0005	61.2	272.19	142.0	12.34	150.8	3.17
15.1	255	621	0.41	0.0477	0.0029	0.1572	0.0132	0.0242	0.0005	87.1	146.27	148.2	11.56	154.1	3.21
16.1	211	378	0.56	0.0483	0.0045	0.1549	0.0143	0.0238	0.0005	122.3	198.12	146.2	12.59	151.6	3.15
17.1	281	494	0.57	0.0469	0.0067	0.1536	0.0225	0.0235	0.0005	42.7	311.07	145.1	19.80	150.0	3.16
18.1	230	420	0.55	0.0508	0.0044	0.1641	0.0133	0.0236	0.0005	235.3	193.50	154.3	11.63	150.3	2.96
19.1	1257	7047	0.18	0.0499	0.0020	0.1404	0.0151	0.0243	0.0003	190.8	89.80	133.4	13.07	154.7	1.80
20.1	221	420	0.53	0.0470	0.0042	0.1555	0.0141	0.0237	0.0005	50.1	199.97	146.7	12.42	151.0	2.85
21.1	371	766	0.48	0.0503	0.0034	0.1626	0.0106	0.0236	0.0005	209.3	155.54	153.0	9.29	150.6	2.97
22.1	259	468	0.55	0.0489	0.0053	0.1564	0.0161	0.0236	0.0006	146.4	237.01	147.6	14.14	150.4	3.62
23.1	230	432	0.53	0.0506	0.0052	0.1582	0.0158	0.0239	0.0005	233.4	222.20	149.2	13.82	152.2	3.08

样品的主量元素、微量元素及 Sr、Nd 同位素组成分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室分别用 X 射线荧光光谱仪 Rigaku ZSX100e、Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000 ICP-MS 和激光剥蚀-多接收器等离子体质谱仪(LA-MC-ICP MS)测定。主量元素分析误差为 1%~5%。微量元素测定仪器

的分析精度一般优于 5%，详细的分析流程可参见文献(Li, 1997)。Sr 用标样为 NBS987, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710250$ (标准化值: $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$); Nd 用标样为 Shin Eston Jndi-1, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512100$ (标准化值: $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$)。样品的主量元素、微量元素及 Sr、Nd 同位素测试数据及计算结果分别列于表 2、3 和 4。

表 2 锡田花岗岩主量元素(%)分析结果
Table 2 Major element contents (%) of the Xitian granites

样号	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	A/CNK	A/NK
ZK10C02-01	细粒花岗岩	74.39	0.03	13.72	0.69	0.04	0.42	1.93	0.27	3.54	0.01	4.67	99.72	1.76	3.21
ZK10C02-02	细粒花岗岩	78.45	0.10	12.84	1.61	0.06	0.28	0.33	0.01	2.87	0.02	3.00	99.57	3.44	4.10
ZK10C02-03	细粒含斑花岗岩	74.27	0.10	12.81	2.07	0.10	0.11	1.45	0.14	5.87	0.02	2.59	99.53	1.39	1.95
ZK10C02-04	细粒含斑花岗岩	73.44	0.09	12.64	1.66	0.08	0.19	0.85	3.48	5.49	0.02	1.57	99.50	0.96	1.08
ZK10C02-05	细粒含斑花岗岩	74.98	0.09	12.86	1.59	0.09	0.14	0.88	2.09	5.28	0.02	1.48	99.50	1.20	1.40
ZK10C02-06	细粒含斑花岗岩	75.41	0.11	12.48	1.78	0.09	0.23	0.83	1.39	5.21	0.02	1.96	99.51	1.32	1.58
ZK10C02-07	细粒斑状黑云母花岗岩	75.84	0.10	12.88	1.52	0.07	0.17	0.94	0.10	5.55	0.02	2.35	99.54	1.64	2.09
ZK10C02-08	细粒含斑花岗岩	76.29	0.12	12.41	1.76	0.06	0.16	0.85	0.12	5.67	0.02	2.03	99.49	1.58	1.96
ZK10C02-09	细粒含斑花岗岩	75.21	0.10	12.59	1.71	0.06	0.20	1.23	0.11	5.61	0.02	2.71	99.53	1.48	2.01
ZK10C02-10	细粒含斑花岗岩	75.18	0.04	13.33	0.92	0.04	0.20	0.57	2.36	5.18	0.01	1.67	99.50	1.27	1.41
ZK10C02-11	细粒含斑花岗岩	75.98	0.14	11.20	1.83	0.08	<0.001	0.86	3.19	5.22	0.03	1.20	99.71	0.90	1.03
ZK10C02-12	细粒含斑花岗岩	74.90	0.13	12.70	1.87	0.08	0.13	0.81	2.34	5.12	0.02	1.38	99.48	1.17	1.35
ZK10C02-13	细粒含斑花岗岩	76.37	0.11	12.94	1.62	0.06	0.38	0.57	0.05	5.23	0.02	2.17	99.51	1.91	2.25
ZK10C02-14	细粒含斑花岗岩	75.08	0.11	12.72	1.53	0.05	0.05	0.74	3.10	5.07	0.02	0.99	99.46	1.07	1.20
ZK10C02-15	细粒含斑花岗岩	74.29	0.12	12.49	1.66	0.05	0.09	0.81	3.93	4.91	0.02	1.11	99.48	0.94	1.06
ZK10C02-16	细粒花岗岩	75.41	0.12	12.59	1.70	0.05	0.06	0.84	3.12	4.63	0.02	0.94	99.48	1.08	1.24
ZK10C02-17	细粒花岗岩	74.64	0.12	13.08	1.63	0.05	0.07	0.75	2.93	5.25	0.02	0.94	99.48	1.10	1.25
ZK10C02-18	石英斑状花岗岩	75.88	0.10	12.38	1.56	0.05	0.05	0.78	2.96	4.74	0.02	0.96	99.48	1.09	1.24
ZK10C02-19	石英斑状花岗岩	75.31	0.12	12.78	1.58	0.05	0.09	0.80	2.85	4.84	0.02	1.04	99.48	1.12	1.29
ZK10C02-20	石英斑状花岗岩	75.22	0.13	12.52	1.81	0.06	0.14	0.86	2.42	4.92	0.02	1.37	99.48	1.15	1.34
ZK10C02-21	斑状花岗岩	74.97	0.14	12.59	1.66	0.05	0.42	0.96	2.49	5.16	0.01	1.29	99.48	1.10	1.30
ZK10C02-22	中细粒斑状花岗岩	75.76	0.15	13.09	1.48	0.05	0.28	0.86	0.16	5.04	0.02	2.75	99.55	1.80	2.29
ZK10C02-23	中细粒斑状花岗岩	77.51	0.15	12.00	1.41	0.04	0.11	0.92	0.06	4.83	0.02	2.42	99.53	1.71	2.25
ZK10C02-24	细粒斑状花岗岩	75.37	0.16	12.40	1.75	0.04	0.19	0.92	2.66	4.88	0.02	1.12	99.48	1.10	1.28
ZK10C02-25	中细粒斑状花岗岩	76.95	0.19	13.57	1.23	0.03	0.14	0.25	0.07	3.88	0.02	3.07	99.54	2.84	3.15
ZK10C02-26	中细粒斑状花岗岩	75.53	0.17	13.90	0.96	0.02	0.23	0.84	0.06	4.48	0.02	3.32	99.57	2.15	2.80
ZK10C02-27	斑状花岗岩	74.54	0.06	13.48	1.57	0.05	0.18	0.91	0.15	5.07	0.02	3.34	99.56	1.83	2.35
ZK10C02-28	细粒斑状花岗岩	78.39	0.04	12.82	0.97	0.03	0.16	0.77	0.02	3.93	0.02	2.34	99.53	2.26	2.99
ZK10C02-29	细粒斑状花岗岩	73.58	0.05	13.56	1.16	0.04	0.20	0.82	1.90	5.67	0.02	2.37	99.52	1.26	1.46
ZK10C02-30	细粒斑状花岗岩	73.54	0.06	12.84	1.39	0.08	0.20	2.22	0.10	5.85	0.01	3.28	99.57	1.22	1.98
ZK10C02-31	细粒斑状花岗岩	74.98	0.06	13.13	1.21	0.05	<0.001	0.88	3.23	4.78	0.03	1.11	99.48	1.09	1.25
ZK10C02-32	细粒斑状花岗岩	74.83	0.05	12.86	1.47	0.05	0.13	0.70	4.24	4.24	0.02	1.02	99.49	1.00	1.11
ZK10C02-33	细粒斑状黑云母二长花岗岩	76.12	0.05	12.56	1.35	0.05	0.38	0.70	2.97	4.71	0.02	0.94	99.47	1.12	1.26
ZK10C02-34	细粒斑状花岗岩	76.09	0.04	12.92	1.01	0.03	0.05	0.67	3.97	4.04	0.02	0.69	99.48	1.07	1.18
ZK10C02-35	细粒斑状花岗岩	75.58	0.05	12.68	1.13	0.04	0.09	0.71	3.42	4.39	0.02	1.47	99.48	1.09	1.22
ZK10C02-36	细粒斑状花岗岩	76.68	0.09	12.35	1.44	0.04	0.06	0.82	2.04	4.95	0.02	0.88	99.47	1.21	1.42

注: LOI 为烧失量, A/CNK = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)分子摩尔比, A/NK = Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)分子摩尔比。

表 3 锡田花岗岩微量元素($\mu\text{g/g}$)分析结果
Table 3 Trace element concentrations ($\mu\text{g/g}$) of the Xitian granites

样号	ZK10C 02-01	ZK10C 02-03	ZK10C 02-07	ZK10C 02-12	ZK10C 02-15	ZK10C 02-17	ZK10C 02-19	ZK10C 02-20	ZK10C 02-22	ZK10C 02-25	ZK10C 02-27	ZK10C 02-30	ZK10C 02-33	ZK10C 02-36
Sc	8.4	9.2	7.8	8.1	8.3	8.3	9.0	8.5	8.4	8.1	9.9	8.7	8.9	9.0
Ti	65.2	411	431	602	585	506	565	596	681	882	234	234	190	184.3
V	21.6	32.0	25.9	26.9	27.3	20.5	24.3	30.0	26.3	27.9	18.7	25.4	24.3	23.1
Cr	162	260	180	191	186	154	179	233	167	161	176	210	214	205
Mn	335	836	585	591	416	435	398	444	368	199	381	681	426	325
Co	0.60	1.47	0.98	1.35	1.25	1.08	1.15	1.40	1.23	1.28	0.73	0.99	1.01	0.95
Ni	10.76	13.59	11.78	12.21	12.39	10.90	11.72	13.16	11.53	11.26	11.06	14.01	12.66	11.86
Cu	19.2	61.0	139	145	19.3	40.0	12.9	203	63.8	6.2	2.98	123	177	126
Zn	15.3	438	254	676	101.3	92.9	50.7	89.8	119	39.8	31.9	47.7	63.9	37.3
Ga	16.1	15.6	14.9	14.1	14.5	15.1	14.9	14.3	15.0	15.2	17.7	16.2	15.6	15.4
Ge	2.16	2.72	2.78	3.45	2.72	2.88	2.69	2.83	2.36	2.21	2.19	2.43	2.72	2.70
Rb	572	1083	940	904	793	852	814	801	833	662	1070	1119	946	825
Sr	26.9	23.5	10.8	14.6	13.0	11.2	11.2	15.1	12.0	14.7	10.9	20.7	6.7	7.0
Y	121	94.8	70.5	77.7	81.9	97.4	106	98.1	74.8	78.9	140	147	139	193
Zr	88.7	145	120	136	176	132	159	158	211	219	86.2	132	105	116
Nb	24.4	26.5	29.43	28.4	29.0	29.5	34.7	28.5	28.5	30.1	46.2	38.0	30.3	45.8
Cs	56.0	67.4	67.5	69.2	73.1	70.9	67.7	64.8	70.6	66.4	91.3	69.6	46.5	36.2
Ba	14.6	29.6	25.4	25.3	29.3	34.8	25.1	31.6	31.8	37.1	20.2	27.4	15.0	8.8
La	14.1	34.9	36.4	49.2	49.4	47.2	44.8	51.0	57.2	61.2	11.7	18.8	13.2	12.5
Ce	42.9	98.2	98.4	128	128	126	122	134	148	154	33.5	52.5	37.5	35.3
Pr	7.10	11.22	11.02	14.09	14.06	14.01	13.61	14.84	16.11	16.38	5.58	7.87	5.78	5.64
Nd	32.0	41.8	40.5	51.5	51.8	51.4	50.8	54.1	58.3	58.9	26.5	33.2	25.1	25.6
Sm	14.2	10.8	9.7	11.7	11.8	12.3	12.6	12.4	12.6	12.1	12.1	12.1	9.9	11.2
Eu	0.02	0.10	0.14	0.17	0.20	0.18	0.16	0.18	0.24	0.28	0.08	0.08	0.07	0.07
Gd	14.4	10.1	9.0	10.5	10.7	11.4	12.0	11.3	11.2	10.4	14.3	13.0	11.0	13.8
Tb	3.55	2.05	1.78	2.02	2.08	2.29	2.38	2.18	2.02	1.94	3.19	2.97	2.61	3.38
Dy	25.0	13.4	11.5	13.0	13.4	15.0	15.7	14.0	12.4	12.6	21.0	20.5	18.8	24.8
Ho	5.37	2.91	2.48	2.80	2.88	3.24	3.40	3.00	2.61	2.72	4.31	4.60	4.25	5.68
Er	16.40	8.69	7.39	8.35	8.59	9.61	10.05	8.89	7.56	8.32	11.79	13.70	13.04	17.75
Tm	2.78	1.40	1.17	1.30	1.35	1.49	1.56	1.38	1.16	1.32	1.75	2.16	2.11	2.88
Yb	19.76	9.61	8.12	8.85	9.16	10.04	10.64	9.35	7.60	9.00	11.35	14.77	14.72	20.06
Lu	2.95	1.46	1.22	1.32	1.39	1.50	1.59	1.41	1.13	1.36	1.65	2.24	2.26	3.09
Hf	8.31	6.88	5.52	5.98	7.31	6.03	6.99	6.84	7.46	7.68	6.03	7.93	6.77	7.78
Ta	16.61	9.29	12.20	8.12	8.44	7.84	9.23	7.58	6.71	7.13	11.58	12.64	13.12	16.36
Pb	52.4	55.8	60.2	210	59.7	55.6	51.8	46.9	52.8	61.4	57.9	64.0	175	16.1
Th	25.0	43.0	82.1	84.5	89.1	87.1	88.2	90.3	101	88.1	31.3	46.0	34.5	43.7
U	23.8	29.9	31.0	28.9	30.6	32.2	32.4	30.8	31.5	28.2	32.7	39.8	33.9	44.7
δEu	0.004	0.030	0.043	0.046	0.053	0.045	0.040	0.045	0.059	0.076	0.018	0.018	0.020	0.017
ΣREE	200.48	246.68	238.89	303.22	304.63	305.70	301.01	318.12	337.89	350.74	158.85	198.51	160.33	181.72
$\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$	1.22	3.97	4.60	5.29	5.15	4.60	4.26	5.18	6.41	6.37	1.29	1.69	1.33	0.99
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	0.51	2.60	3.22	3.99	3.87	3.37	3.02	3.91	5.40	4.88	0.74	0.91	0.65	0.45
$T(^{\circ}\text{C})$	767	800	800	789	792	782	800	800	860	894	777	772	765	778

注: $\delta\text{Eu} = \text{Eu}_{\text{N}}/(\text{Sm}_{\text{N}} \times \text{Gd}_{\text{N}})^{1/2}$, T 为用锆石饱和温度计估算的岩浆温度。

表 4 锡田花岗岩体 Sr-Nd 同位素组成
Table 4 Sr and Nd isotopic compositions of the Xitian granites

样号	Sm	Nd	Rb	Sr	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_i$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{2\text{DM}}$ (Ga)
ZK10C02-01	14.2	32.0	572	26.9	0.268480	0.512255±9	62.057531	0.817083±13	0.683258	-8.87	1.69
ZK10C02-07	9.7	40.5	940	10.8	0.145426	0.512213±9	262.288458	1.156539±16	0.590924	-7.30	1.56
ZK10C02-12	11.7	51.5	904	14.6	0.137385	0.512180±8	185.751874	1.063792±17	0.663225	-7.79	1.60
ZK10C02-17	12.3	51.4	852	11.2	0.145007	0.512137±9	228.027620	1.107928±18	0.616195	-8.78	1.68
ZK10C02-20	12.4	54.1	801	15.1	0.138328	0.512136±8	158.070171	0.981477±14	0.640605	-8.67	1.68
ZK10C02-25	12.1	58.9	662	14.7	0.123997	0.512117±10	133.384064	0.928352±13	0.640715	-8.76	1.68
ZK10C02-30	12.1	33.2	1119	20.7	0.220430	0.512213±10	160.315378	0.983268±17	0.637554	-8.76	1.68

3 花岗岩年代学特征

本次研究的花岗岩定年样品为细粒斑状花岗岩 (ZK10C02-13), 采于湖南茶陵县严塘镇堍上村 ZK10C02 钻孔地表以下 318 m 处, 位置见图 1b, c。锆石形态呈柱状, 长宽比为 1~3, 长度为 80~300 μm。在阴极发光图像上大部分锆石具有强烈振荡韵律环带(图 3c), 显示典型岩浆成因锆石特征, 而少部分锆石表现为核部不均匀斑点状或港湾状或边缘为较弱的振荡环带结构, 这与经历重结晶作用而生

成的岩浆锆石特征相似。鉴于锆石中放射性成因 ^{207}Pb 和 ^{206}Pb 丰度差的特征(Compston et al., 1992), 本文采用锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄。

年代学测试结果表明, 样品 ZK10C02-13 具有较大变化范围的 Th 和 U 含量, 分别为 191.9~1257.2 μg/g 和 353.8~7047.2 μg/g, 平均值分别为 368.9 μg/g 和 1070.6 μg/g, Th/U 比值在 0.18~0.60 之间变化, 绝大部分为 0.5 左右, 结合锆石的振荡环带特征, 判断其属于典型的岩浆成因锆石(Claesson et al., 2000), 这与根据锆石晶体生长特征判断的结果一致, 说明

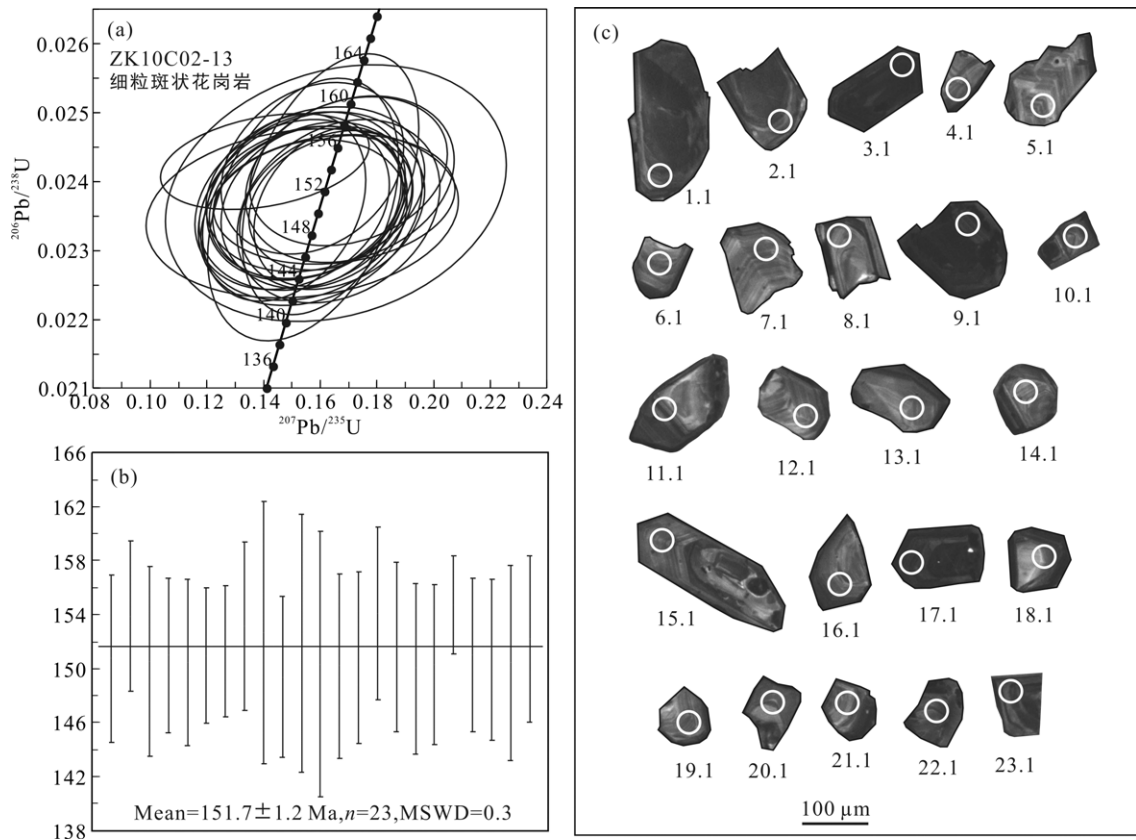


图 3 锡田花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)、均值图(b)及阴极发光图(c)

Fig.3 U-Pb concordia diagram(a), weighted average diagram(b) and cathodoluminescence images(c) for zircons from the Xitian granites

锆石的结晶年龄可以代表花岗岩的成岩时代。所有分析测试点均集中落在谐和线上(图 3a), 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $151.7 \pm 1.2 \text{ Ma}$ (MSWD=0.30, 置信度为 95%, 见图 3b); 这一结果与马铁球等(2005)在水尾单元补体所采花岗岩获得的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄值($155.5 \pm 1.7 \text{ Ma}$)一致, 表明锡田花岗岩补体结晶年龄约为 151 Ma, 与南岭大规模燕山期二阶段花岗岩的形成时代(165~150 Ma)基本一致(Li et al., 2007a, 2007b)。

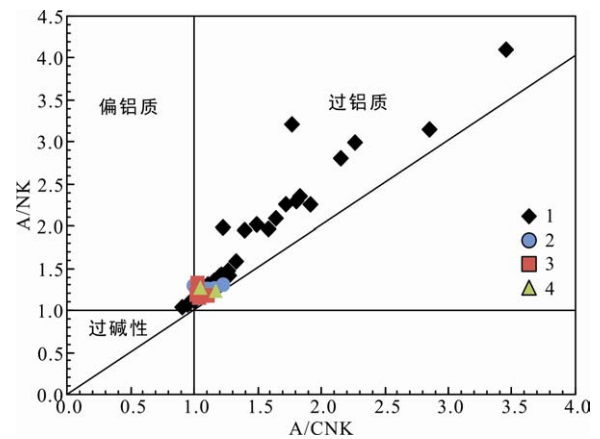
4 锡田岩体地球化学特征

4.1 主量元素

主量元素分析结果显示(表 2)锡田细粒花岗岩的 SiO_2 含量在 73.44%~78.45% 之间, 平均为 75.47%, 显示富 Si 的特征; Na_2O 含量多为 0.10%~4.24%, 个别样品小于 0.10%, 其均值为 2.14%; K_2O 的含量为 2.87%~5.87%, 均值为 4.89%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值大多数在 1.57~81.43 之间, 均值为 32.11, 绝大部分高于世界(1.18)、中国(1.06)及南岭(1.48)花岗岩平均值, 显示了富 K 的特征。样品 TiO_2 含量较低, 为 0.03%~0.19%, Al_2O_3 含量为 11.20%~13.90%, 与 Lachlan 褶皱带 Al_2O_3 含量(11.83%~13.77%)(King et al., 1997)变化范围一致, 显示了富 Al 的特征。A/CNK 值在 0.90~3.44 之间, 变化范围较大, 平均为 1.43, 显示为准铝质到过铝质, 在碱铝指数图解(图 4)上也可看出, 除少数几个点外, 数据点基本上位于过铝质区域。样品 Fe_2O_3 含量为 0.69%~2.07%; MgO 含量大都变化于 0.05%~0.42% 之间; CaO 含量为 0.25%~2.22%(均值为 0.88%); 在 Harker 图解中(图 5a~h), TiO_2 、 CaO 、 MgO 的含量随着 SiO_2 含量的增加有降低的趋势, Na_2O 、 K_2O 和 P_2O_5 与 SiO_2 的相关性不明显, 大部分样品基本上属于高钾钙碱性系列(图 5e)。应该注意的是 SiO_2 - Na_2O 图解中(图 5f)部分样品的 Na_2O 含量明显偏低, 均小于 0.30, 最低的可达 0.01, 较低的 Na 含量, 导致这些样品的铝饱和指数明显偏高(A/CNK=1.22~3.44), 这可能与岩石样品成岩过程中沉积物质的混染或后期蚀变相关(黄会清等, 2008)。

4.2 微量元素

由表 3 可见, 锡田细粒花岗岩的稀土总量(ΣREE)普遍较高, 为 158.85~350.74 $\mu\text{g/g}$ (平均为 257.63 $\mu\text{g/g}$), 轻稀土(ΣLREE)含量为 89.47~303.15 $\mu\text{g/g}$, 重稀土(ΣHREE)相对亏损, 为 42.69~91.41 $\mu\text{g/g}$, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 比值为 0.99~6.41, 平均为



1. 本文样品; 2-4. 分别来自刘国庆等, 2008; 马铁球等, 2004; 伍式崇等, 2004。

图 4 锡田花岗岩的 A/NK-A/CNK 关系图(据 Maniar and Piccoli, 1989)

Fig.4 A/NK-A/CNK plot for the Xitian granites(after Maniar and Piccoli, 1989)

3.74。在球粒陨石标准化模式图中(图 6a)也可看出, 锡田细粒花岗岩样品大部分表现为轻稀土富集, 且具有明显的负 Eu 异常($\delta\text{Eu}=0.004\sim0.076$), 其中样品 ZK10C02-30 轻重稀土含量相近; 样品 ZK10C02-01、ZK10C02-33 和 ZK10C02-36 呈现轻微的轻稀土亏损, ZK10C02-01 负 Eu 异常最明显; ZK10C02-27 除元素 Sm 略微偏高外, 也表现为轻微的轻稀土亏损。所有样品在蛛网图上均表现为 Rb、Th、Ta、Nd 正异常, Ba、Nb、Sr、P、Eu、Ti 负异常, 同样 ZK10C02-01 中 Eu 和 Ti 负异常相对更明显(图 6b); 强烈的负 Eu 异常要求大量斜长石/钾长石的分离结晶(Li et al., 2007a), 从 Sr 与 Ba 和 Rb 关系图(图 7)中也可看出, 岩浆在演化过程中存在强烈的分离结晶作用(马铁球等, 2004)。锡田细粒花岗岩的 Y 和 Nb 含量均值分别为 108.50 $\mu\text{g/g}$ 和 32.10 $\mu\text{g/g}$, 分别高于和接近于正常铝质 A 型花岗岩的平均值(分别为 79.70 $\mu\text{g/g}$ 和 35.19 $\mu\text{g/g}$), 样品的 Y/Nb 值为 2.40~4.94, 高于正常铝质 A 型花岗岩的平均值 2.26(苏玉平和唐红峰, 2005)。10000 $\times\text{Ga}/\text{Al}$ 值变化于 2.10~2.50 之间, 略小于典型 A 型花岗岩的 Ga/Al 比值, 可能是受到了后期蚀变作用的影响; 样品的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 0.45~5.40, Rb/Sr 比值均大于 21, 个别样品甚至高达 141, 亦可能是受蚀变的影响而导致 Sr 元素发生迁移, 从而使 Rb/Sr 比值增大; 样品的 K/Rb 比值绝大部分为 50 左右(40~52); Nb/Ta(1.5~4.3)和 Zr/Hf(11~28)比值显著低于球粒陨石值(分别为 18 和 36)。

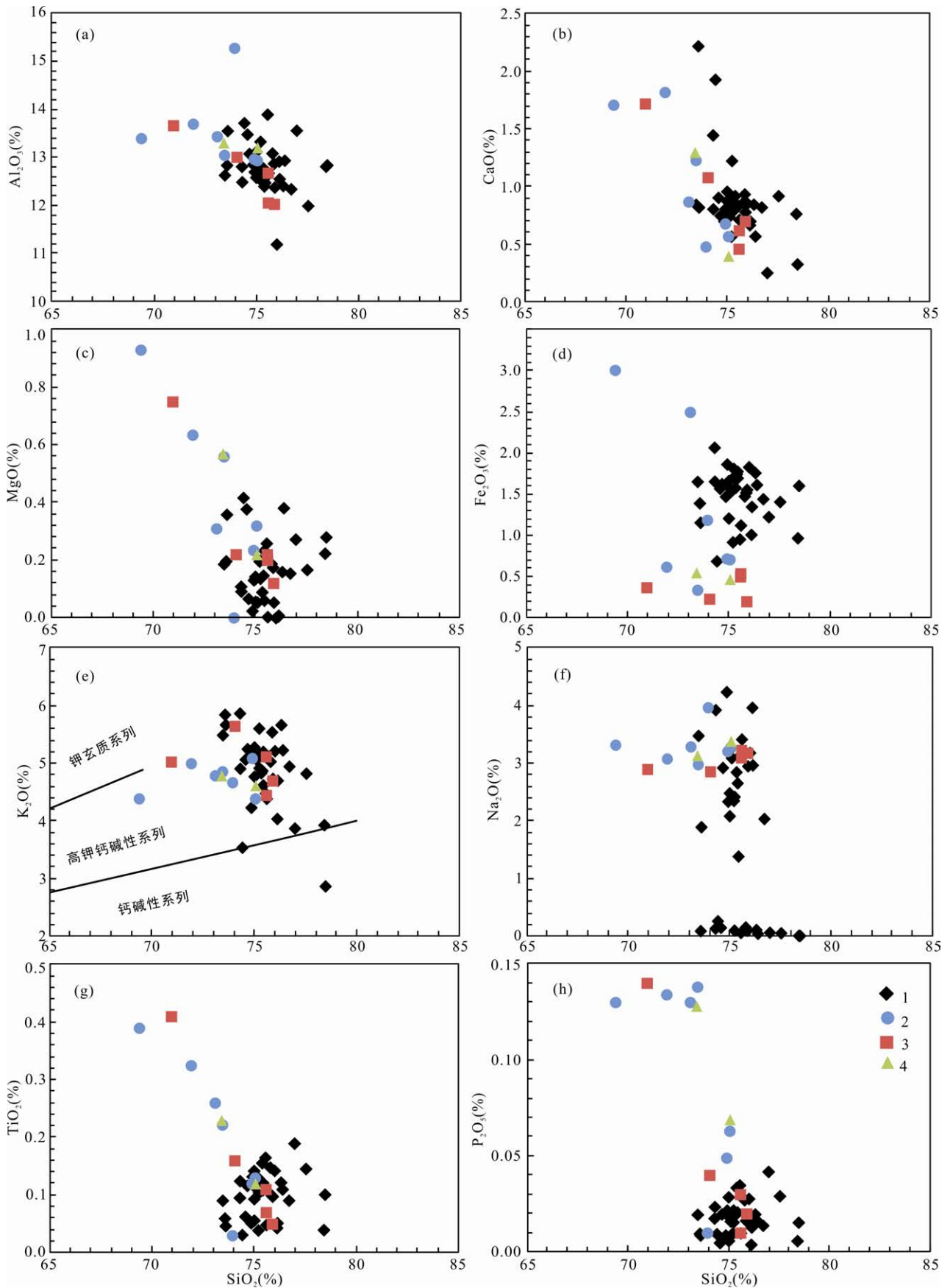


图 5 锡田花岗岩 Harker 图解(图例同图 4)

Fig.5 Variation diagrams of major elements vs. SiO₂ for the Xitian granites (symbols are the same as Fig.4)

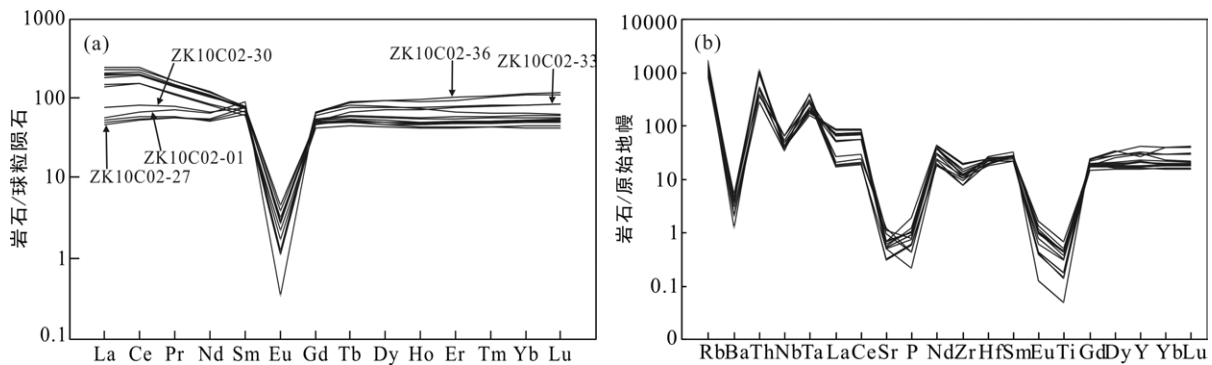
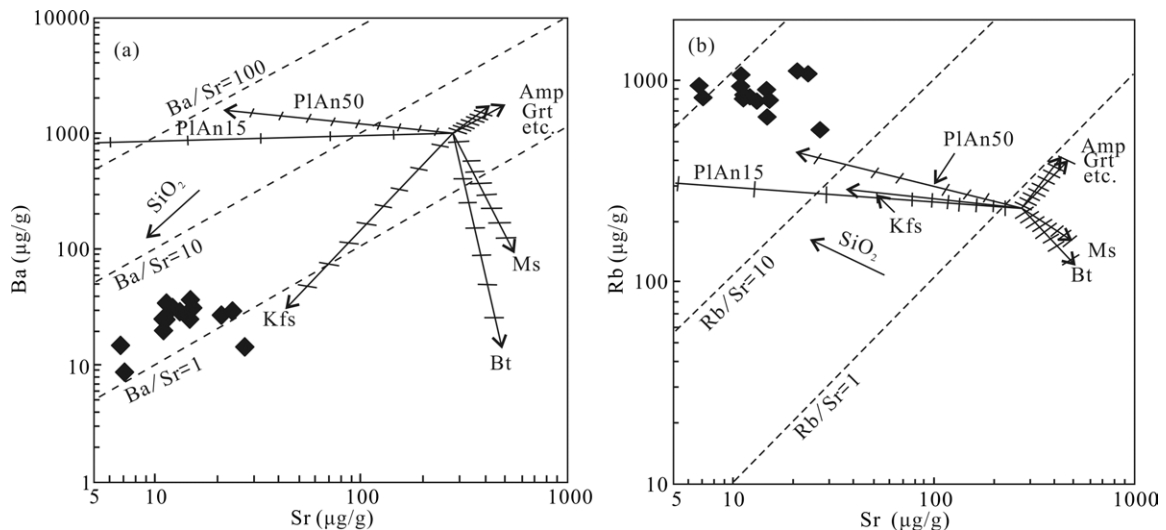


图 6 锡田花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(球粒陨石值和原始地幔值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized spidergram (b) for the Xitian granites



Pl, Kfs, Amp, Grt, Ms, Bt 分别代表斜长石、钾长石、普通角闪石、石榴子石、白云母、黑云母。

图 7 锡田花岗岩造岩矿物分离结晶判别图解(据 Janoušek et al., 2004)

Fig.7 Fractional crystallization discrimination diagram of rock-forming minerals for the Xitian granites (after Janoušek et al., 2004)

4.3 Sr-Nd 同位素组成

锡田细粒花岗岩的 Sr-Nd 同位素组成见表 4。如表所示, 样品的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (62.057531~262.288458)和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.817083~1.156539)比值均很高, 且有较大的变化范围。按本次研究得到的 151.7 Ma 年龄进行计算, 获得的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值变化于 0.590924~0.683258 之间, 均低于球粒陨石值(0.69897), 可能是由于 Rb-Sr 体系受到后期热液扰动所造成的 (Zheng, 1989), 这一特征与西山岩体(付建明等, 2004b)、金鸡岭岩体(付建明等, 2005; Jiang et al., 2009)的 Sr 同位素变化特征类似。Jahn 等(2001)指出, 用高 Rb/Sr 值的 Sr 同位素初始比值来讨论岩体成因往往是不合适的, 而 Sm-Nd 同位素体系因活动性小, 示踪效果明显优于 Rb-Sr 体系。本文研究得到锡田细粒花岗岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值在 0.123997~

0.268480 之间, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值变化于 0.512117~0.512255, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(依据锆石定年结果 $t=151.7$ Ma 计算)为 -8.87~-7.30, 落在华南基底地壳 ϵ_{Nd} 值范围 (-6~-15)(Wang et al., 2003)。在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - t 图解上(图 8), 样品点都落入南岭地区前寒武纪地壳 Sm-Nd 同位素演化区域与球粒陨石地幔的交界处, 暗示其可能受到了幔源物质的加入, 从而导致其 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值相对偏高, 这一特征与区域地质资料相符, 如十杭带上的相关花岗岩及暗色包体和闪长岩均位于亏损地幔和南岭地区前寒武纪地壳的混合线之间, 显示壳-幔混合特征(蒋少涌等, 2008)。同时本文研究的花岗岩还具有相对低的 Nd 两阶段模式年龄(1.56~1.69 Ga), 低 Nd 模式年龄可能有两种解释: 一是源岩形成年龄年轻, 二是花岗岩形成时有地幔物质的加入, 由于本区基底岩石的 t_{DM} 不倾向于年轻基底地壳的存在(陈江峰

表 5 十杭带南带(湘桂带)各岩体的 Sr、Nd 同位素特征及年龄值
Table 5 Sr and Nd isotopic compositions and ages of the granites in the Xiang-Gui area

岩体	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	年龄(Ma)	测试方法	参考文献
锡田垄上花岗岩	0.5909~0.6832	-8.9~-7.3	151±2	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	本文
千里山花岗岩	0.7072~0.7182	-5.0~-11.5	152±2	SHRIMP 锆石 U-Pb	毛景文等, 1998; Li et al., 2004b
骑田岭花岗岩	0.7083~0.7108	-6.8~-5.0	155±1	SHRIMP 锆石 U-Pb	赵葵东等, 2006
西山杂岩	0.7161~0.7182	-7.0~-9.1	156±2	SHRIMP 锆石 U-Pb	付建明等, 2004b
金鸡岭花岗岩	0.7142~0.7272	-6.3~-7.1	156±2	SHRIMP 锆石 U-Pb	付建明等, 2004b, 2005; Jiang et al., 2009
花山花岗岩	0.7063~0.7071	-3.2~-2.7	162±1	SHRIMP 锆石 U-Pb	朱金初等, 2006a, 2006b
姑婆山花岗岩	0.7066~0.7074	-3.1~-1.7	162±3	SHRIMP 锆石 U-Pb	朱金初等, 2006a, 2006b
铜山岭花岗闪长岩	0.7085~0.7104	-6.6~-2.3	164±2	SHRIMP 锆石 U-Pb	Wang et al., 2003; Jiang et al., 2009
宝山花岗闪长岩	0.7095~0.7103	-5.9~-7.0	158±2	SHRIMP 锆石 U-Pb	Wang et al., 2003
水口山闪长岩	0.7088~0.7102	-6.0~-6.5	163±2	SHRIMP 锆石 U-Pb	Wang et al., 2003
牛庙辉石闪长岩	0.7047~0.7051	-0.5~-1.3	163±4	SHRIMP 锆石 U-Pb	朱金初等, 2005b
同安石英二长岩	0.7051	-0.4	160±4	SHRIMP 锆石 U-Pb	朱金初等, 2005b
花山-姑婆山花岗岩中暗色包体	0.7047~0.7057	-0.5~-1.9	162±2	SHRIMP 锆石 U-Pb	朱金初等, 2006a; 2006b
宁远碱性玄武岩	0.7035~0.7040	+5~+6	175	全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Li et al., 2004a; Jiang et al., 2009
道县高 Mg 玄武岩	~0.7054	-1.6~-1.9	150	全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Li et al., 2004a; Jiang et al., 2009

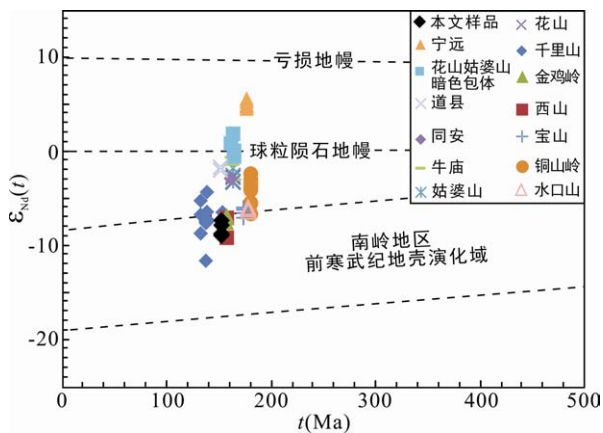


图 8 锡田花岗岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - t 图解(南岭前寒武纪地壳演化域, 据孙涛等, 2003)

Fig.8 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - t diagram of the Xitian granites (the evolution field for Precambrian crust in Nanling region is after Sun et al., 2003)

等, 1999), 因此其相对低的 Nd 模式年龄更可能与地幔物质的混入有关。另外, 与区域上其他相关花岗岩的 Sr-Nd 同位素数据进行对比发现, 锡田细粒花岗岩相对低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值、相对较高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和较低的模式年龄值与这些花岗岩岩体的 Sr-Nd 同位素组成基本是一致的(表 5), 同时也符合十杭带从西南到东北 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值逐渐降低这一分布规律(Jiang et al., 2009)。

5 讨论

5.1 岩石成因类型

本文研究的花岗岩样品的烧失量(LOI)在 0.69%

~4.67% 之间, 说明它们发生了一定的蚀变作用, 一般认为高场强元素和稀土元素具有较强的稳定性, 它们受热液蚀变的影响较弱(Barnes et al., 1985)。在稀土元素球粒陨石标准化曲线图和微量元素原始地幔标准化蛛网图中(图 6a, b), 无论是蚀变较为强烈样品还是蚀变较弱的样品, 它们配分模式基本相互平行, 表明样品的稀土元素和高场强元素受蚀变作用的影响较小, 能反应其源区特征, 因此, 可以采用这些稳定性较高的高场强元素和稀土元素对岩石的岩石类型、岩石成因及形成环境等问题进行讨论。

本文分析的所有岩石样品的 SiO_2 含量均高于 73.00%, 为超酸性岩石, 与前人研究结果一致(马铁球等, 2004, 2005; 伍式崇等, 2004; 罗洪文等, 2005; 蔡新华等, 2006; 刘国庆等, 2008)。样品的 A/CNK 值在 0.90~3.44 之间, 变化范围大, 平均为 1.43, 为准铝质到过铝质岩石(图 4)。样品的 P_2O_5 含量(0.01%~0.03%)很低, 明显不同于 S 型花岗岩, 因为 S 型花岗岩常具有高的 P_2O_5 含量, 且随分异程度的增加而增大(King et al., 1997)。高分异 I 型花岗岩的 P_2O_5 与 SiO_2 呈明显的负相关性(Li et al., 2007b), 并且其 FeO^T 含量较低, 一般小于 1.00%, 而 A 型花岗岩全铁含量一般大于 1.00%(王强等, 2000)。本文样品的 P_2O_5 与 SiO_2 含量相关性不明显(图 5h), 且大部分样品的 FeO^T 含量均大于 1.00%(表 2), 暗示其具有 A 型花岗岩的特征, 而与高分异 I 型花岗岩不同。此外, I 型花岗岩的特征矿物为角闪石, 而锡田花岗岩样品在显微镜下观察显示没有角闪石的存在, 这也与

I 型花岗岩相区别。本文样品的稀土元素(REE)和高场强元素 Ga、Th、U、Zr、Nb、Y 含量高(表 3), 亏损 Sr、P、Ti 和 Eu, 稀土元素球粒陨石标准化配分曲线呈“海鸥型”分布, 这些特征均与 A 型花岗岩类似(Whalen et al., 1987)。样品的 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 比值变化于 2.10~2.50 之间, 略低于典型 A 型花岗岩的 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 比值 (~2.60); Zr+Nb+Ce+Y 含量在 277~482 $\mu\text{g}/\text{g}$, 平均值为 378 $\mu\text{g}/\text{g}$, 部分样品的 Zr+Nb+Ce+Y 含量略低于典型 A 型花岗岩 (>350 $\mu\text{g}/\text{g}$) (Whalen et al., 1987)。某些样品(如样品 ZK10C02-01)的 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 比值和 Zr+Nb+Ce+Y 含量略低于典型 A 型花岗岩, 很可能是由于这些样品受到了后期蚀变作用, 使相关元素发生了迁移, 从而导致其比值相对偏低, 在相关图解中没有落入 A 型花岗岩的范围内(图 9a)。用锆石饱和温度计(Watson et al., 1983)对锡田花岗岩岩浆温度的估算结果为 765~894 $^{\circ}\text{C}$ (表 3), 由于花岗岩存在显著的结晶分异作用, 因此岩浆的实际温度应高于上述估算值(King et al., 1997), 这表明锡田花岗岩的母岩浆形成于高温条件下, 这一特征与铝质 A 型花岗岩产于高温岩浆 (>760 $^{\circ}\text{C}$)相似

(King et al., 1997)。高温导致锆石等难熔矿物的熔融, 这与岩石没有继承锆石以及具有高的 REE 含量是一致的。另外, 从区域地质资料上看, 自从 Gilder 等(1996)识别出华南内陆存在一条呈北北东向展布的高 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (>-8) 和低 t_{DM} 模式年龄值 (<1.5 Ga) 的花岗岩带(一般被称为十万大山-杭州带, 简称十杭带), 国内外众多的研究者通过研究支持这条花岗岩带的存在并认为它们的形成时代集中在 150~165 Ma(Chen and Jahn, 1998; 陈江峰等, 1999; 洪大卫等, 2002, 蒋少涌等, 2008), 同时越来越多的研究表明这些花岗岩属于 A 型花岗岩, 并认为这条花岗岩带是一条 A 型花岗岩带(Qiu et al., 2004; 汪雄武和王晓地, 2004; 赵振华等, 2000; 朱金初等, 2005a, 2006a, 2006b; 胡建等, 2005; Jiang et al., 2006, 2009; 李兆丽等, 2006; Zhou et al., 2006; 蒋少涌等, 2008; 刘国庆等, 2008; 李晓敏等, 2010; 蔡杨等, 2011; Yang et al., 2012)。本文所研究的锡田岩体位于十杭带的南端, 其 Sr-Nd 同位素特征也符合十杭带的同位素变化特征, 因此将其划分为 A 型花岗岩亦符合区域地质资料。

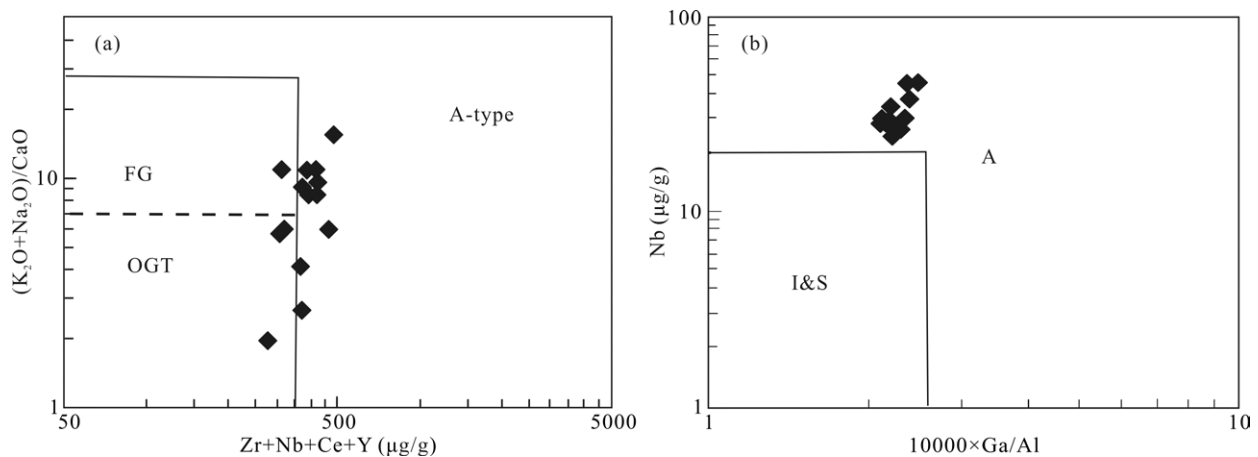


图 9 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ 图解(a)和 $\text{Nb}-10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 图解(b) (据 Whalen et al., 1987)

Fig.9 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs. $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ classification diagram(a) and $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ vs. Nb index plot(b) for the Xitian granites (after Whalen et al., 1987)

5.2 岩石成因机制

A 型花岗岩的来源和岩石成因一直以来都备受争议, 目前对 A 型花岗岩的物质来源和成因解释有幔源岩浆分异或部分熔融(Pearce, 1984; Eby, 1992)、壳幔物质混合熔融(Qiu et al., 2004)、壳源物质部分熔融和部分熔融残留相的再熔模式(King et al., 1997)和壳源物质的混染作用(Dickin, 1994)等。锡田细粒花岗岩具有相对高的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和年轻的 Nd 模式年龄, 与十杭带南带(湘桂带)各花岗岩岩体的 Nd 同位素分

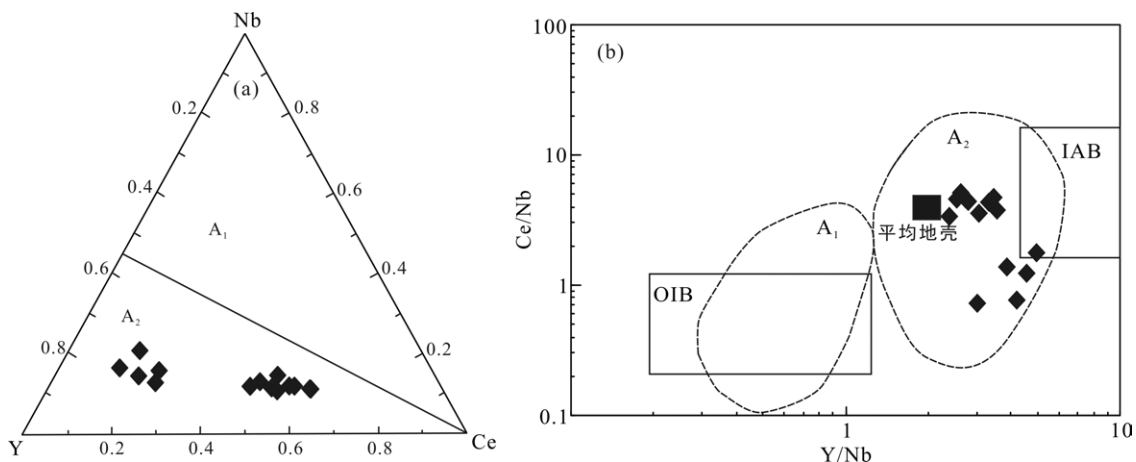
布特征和规律是一致的(表 5)。锡田细粒花岗岩的 Nd 模式年龄集中在 1.56~1.69 Ga 之间, 暗示其可能来源于古老地壳物质的熔融, 同时研究还表明十杭带上的相关花岗岩在形成过程中受到了地幔物质的影响(朱金初等, 2006c; 蒋少涌等, 2008; Yang et al., 2012), 对锡田垄上锡多金属矿床流体包裹体的研究也认为其成矿物质受到了地幔物质的影响(杨晓君等, 2007), 因此可以判断本文研究的锡田细粒花岗岩可能也受到了地幔物质的加入, 从而导致其呈现

出相对高的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和年轻的 Nd 模式年龄(图 8)。区域上其他地质资料表明该花岗岩带的一些花岗岩体(如锡田花岗岩、骑田岭花岗岩、里松花岗岩等)均发育有大量的暗色包体(朱金初等, 2006c; 刘国庆等, 2008; 蔡杨等, 2011), 并认为它们可能为岩浆混合的残留物(朱金初等, 2006c); 但对这些暗色包体的成因却有不同的认识, 比如源岩的残留(Chappell and White, 1991)、不同性质的岩浆不完全混合的残留(Perugini et al., 2003)、围岩捕掳体(Maas et al., 1997)、同源岩浆早期阶段的析离体(Dahlquist, 2002)等。近年来, 对桂东北里松花岗岩中的暗色包体进行 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素的研究表明该暗色包体并非是源岩残留或围岩捕掳体的成因, 也不是同源岩浆早期阶段的析离体, 而更可能是壳-幔岩浆相互作用的产物(赵葵东等, 2009)。虽然目前对锡田花岗岩中的暗色包体缺乏详细研究, 但其中发育有大量暗色包体(刘国庆等, 2008; 蔡杨等, 2011), 可以推测锡田细粒花岗岩在形成过程中可能也受到了地幔物质的影响。这一结论也可以得到区域上基性岩研究结果的支持, 如湘南宁远碱性玄武岩($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄 175 Ma)具有低的 I_{Sr} 值(0.7035~0.7040)和高 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(约+5~+6), 可能与岩石圈拉张减薄, 软流圈地幔的低度熔融有关(Li et al., 2004a, 2004b); 湘南道县低钛高镁玄武岩($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄 150 Ma, I_{Sr} 值为 0.70541~0.70542, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -1.6~-1.9)则可能与软流圈地幔上涌引起的岩石圈地幔部分熔融有关(Li et al., 2004a, 2004b)。因此软流圈地幔岩浆上涌引起下部岩石圈地幔部分熔融, 并与花岗质岩浆发生壳-幔混合作用, 最终形成锡田花岗岩。湘东南-桂东北花

岗岩带 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值偏高的原因可能就是由于有幔源岩浆的加入(表 5 及其参考文献), 而从西南往东北方向, 花岗岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值逐渐降低的趋势, 则可能反映从西南往东北方向壳-幔岩浆混合中幔源岩浆的比例逐渐减少(蒋少涌等, 2008; Yang et al., 2012)。

5.3 岩石形成环境

通过前面的分析表明锡田细粒花岗岩属于 A 型花岗岩, Whalen 等(1987)和 Eby(1992)将 A 型花岗岩分为 A_1 和 A_2 两大类, A_1 亚类与洋岛玄武岩(OIB)具有一定的相似性, 侵位于板内裂谷(通常伴有大量镁铁质岩石伴生)或者由推断的地幔柱或热点活动形成; A_2 亚类与地壳平均值和岛弧玄武岩具有一定的相似性, 代表的范围要广得多, 它包括弧后拉张、碰撞后花岗岩以及在漫长的高热流、花岗质岩浆作用阶段末期所侵位的花岗岩。洪大卫等(1995)认为 A 型花岗岩是在拉张作用下形成, 并将其划分为非造山型(AA 型)和后造山型(PA 型)。许保良等(1998)认为 A_1 花岗岩代表大陆内部地台、地盾、陆壳抬升、陆内裂谷、板内拉张和热点-地幔柱等构造区的花岗岩类, A_2 型花岗岩代表造山期后或活动大陆边缘两种构造环境中的高碱质花岗岩类。实质上这三种分类是一致的, 只是许保良等(1998)的分类将构造环境阐明得更具体。苏玉平和唐红峰(2005)则将 A 型花岗岩分为碱质 A 型花岗岩和铝质 A 型花岗岩, 并认为碱质 A 型花岗岩形成晚于铝质 A 型花岗岩。锡田细粒花岗岩具有较高的 Y/Nb 和 Ce/Nb 比值, 与 A_2 型花岗岩特征类似(Whalen et al., 1987; Eby et al., 1992); 在相关图解中, 样品点也均落入了 A_2 亚类区域内(图 10a, b), 结合主、微量元素及 Nd 同位素特征可以排除其形成于板内裂谷、地幔柱或热点的环境。



IAB. 岛弧玄武岩; OIB. 洋岛玄武岩; A_1 . 非造山型花岗岩; A_2 . 后造山型花岗岩; 平均地壳成分(据 Batieva, 1976)。

图 10 A 型花岗岩判别图解(据 Eby, 1992)

Fig.10 Discrimination diagrams for the Xitian granites (after Eby, 1992)

研究表明, 华南在中侏罗世晚期(~160 Ma)之前的造山运动主要是由位于越南的 Sibumasu 地块与华南地块发生碰撞而造成的印支运动(Fromagat, 1932), 其碰撞带位于云南红河以南近东西向的金沙江-墨江-松马一带(Cart et al., 2001)。对越南中北部(如 Truong Son 带和 Song Chay 地块等)变质基底的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代学研究表明, 印支运动的变质峰期在 258~243 Ma 之间(Cart et al., 2001)。到了~240 Ma, 扬子陆块与秦岭-大别-苏鲁造山带发生顺时针旋转俯冲/碰撞或深俯冲/碰撞作用, 形成了秦岭-大别超高压碰撞造山带, 其超高压峰期发生在 218~238 Ma 之间(Ames et al., 1996; Zhang et al., 1997), 华南在这一时期形成大量印支期花岗岩。有研究者认为华南印支期花岗岩与晚碰撞伸展减薄、地壳减压熔融有关(Zhou et al., 2006), 也有研究者认为华南内陆地区的印支期花岗岩的形成与陆内地壳物质叠置加厚作用有关(王岳军等, 2005), 但在随后的约 205~180 Ma 期间, 华南基本处于一个岩浆活动间歇期, 这一时期被认为是华南从特提斯构造域转换成太平洋构造域的时期(Zhou et al., 2006; 蒋少涌等, 2008)。对于十杭带, 其北北东向的走向完全不同于近东西走向的印支碰撞带, 而与古太平洋板块的俯冲缝合线走向一致, 由此推断, 约 160 Ma 的华南内部拉张事件可能与古太平洋板块的俯冲消减引起的弧后或弧内拉张环境有关, 而不是后碰撞或后造山伸展减薄所致(Jiang et al., 2006, 2009)。俯冲消减作用引起软流圈减压上涌, 形成广泛分布~175 Ma 的玄武岩, 包括宁远的碱性玄武岩(Li et al., 2004a), 拉张作用促使玄武质岩浆沿着十杭带底侵, 导致地壳岩石发生部分熔融, 继而发生地幔岩浆与长英质岩浆的混合作用, 形成锡田花岗岩。

5.4 花岗岩与锡成矿

众多研究表明锡的分布及其成矿作用与花岗质岩浆作用密切相关, 花岗岩不仅是锡成矿的重要成矿物质来源, 也是锡成矿的重要场所(Lehmann, 1990; 陈骏等, 2000)。以往的观点认为, 与锡成矿有关的花岗岩主要为 S 型花岗岩, 实验岩石学、热力学和流体包裹体地球化学以及相关矿床成矿机理的大量研究成果也揭示出与锡成矿有关的 S 型花岗岩在成岩过程中能够分异出富锡的成矿流体(Heinrich, 1990)。近年来, 研究发现与 A 型花岗岩具有密切成因联系的锡矿床数量越来越多, 如新疆、南岭地区以及巴西、美国和尼日利亚等地区(Taylor, 1979; Sawkins, 1984; 毕承思等, 1993; 赵振华等, 2000;

Haapala and Lukkari, 2005; 李兆丽等, 2006)。本文对锡田细粒花岗岩的研究表明, 该细粒花岗岩具有 A 型花岗岩的特征, 锡田锡矿床与这一 A 型花岗岩关系密切。锡田细粒花岗岩强烈富集 Rb(平均值为 872 $\mu\text{g/g}$), 高于华南燕山期花岗岩的平均值(358 $\mu\text{g/g}$), Rb 的富集说明该岩体的岩浆分异作用进行充分, 同时岩体具有高的 SiO_2 含量和明显的 Ba、Nb、Sr、P、Eu 和 Ti 的负异常, 说明花岗岩形成过程中经历了强烈的分离结晶作用, 而高度分异是成锡花岗岩的一般特征(汪雄武和王晓地, 2002)。该细粒花岗岩的 TiO_2 含量非常低(平均为 0.10%), 一般认为花岗岩的 Sn 含量与 TiO_2 含量之间具有很好的负相关性(Lehmann, 1990), 因此锡田细粒花岗岩低 TiO_2 含量是锡成矿的有利条件。同时岩石 Th+U 含量很高(平均值为 98.86 $\mu\text{g/g}$), 远大于高热花岗岩的下限(8 $\mu\text{g/g}$)和华南燕山期壳源重熔型花岗岩(Th 均值为 28.74 $\mu\text{g/g}$, U 均值为 7.11 $\mu\text{g/g}$)(顾连兴, 1990), 其高 Th+U 含量对 Sn 成矿也十分有利(毛景文等, 1998)。锡田花岗岩的另一显著特点是具有低的 Nb/Ta (1.47~4.25) 比值和 Zr/Hf(10.67~28.46) 比值, 均低于正常花岗岩值(分别为 11 和 33~40)(Green, 1995; Dostal and Chatterjee, 2000), 这说明花岗岩浆在形成演化过程中, 存在熔体与富挥发分流体之间的相互作用, 导致 Nb-Ta 和 Zr-Hf 这两组元素对发生不同程度分馏, 使 Nb 和 Zr 趋向亏损而 Ta 和 Hf 相对富集(Green, 1995; Dostal and Chatterjee, 2000), 这一特点为 Sn 成矿提供了有利条件。锡田花岗岩整体上还表现出与锡矿化密切相关的相关性, 在 SiO_2 -Rb/Sr 图解(图 11)中, 样品点全部落入到锡矿化花岗岩或世界

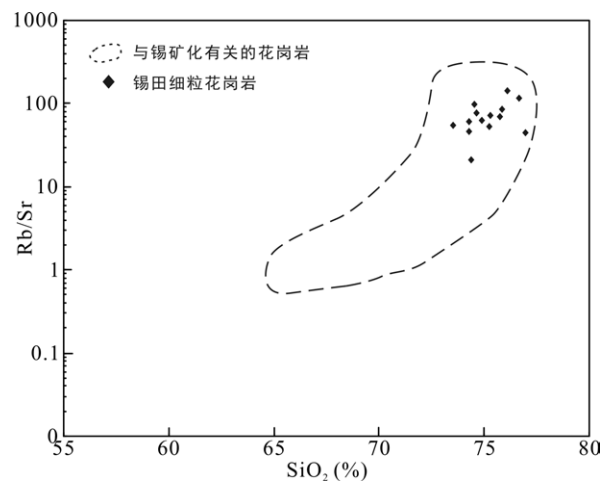


图 11 锡田细粒花岗岩 SiO_2 -Rb/Sr 图解(据 Blevin and Chappell, 1995)

Fig.11 Rb/Sr- SiO_2 diagram for the fine-grained granites of the Xitian granites (after Blevin and Chappell, 1995)

著名 Sn 矿床花岗岩范围内(Blevin and Chappell, 1995); 在 $\text{SiO}_2/10-(\text{CaO}+\text{MgO})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 和 $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 图解中(图略, 陈骏等, 2000), 部分花岗岩也投在了含锡花岗岩范围内, 这些特征与邻近的千里山岩体花岗岩(柿竹园超大型钨锡多金属矿床与之有密切成因关系)以及骑田岭岩体花岗岩(芙蓉超大型锡矿床与之有密切成因联系)类似(毛景文等, 1998; 李晓敏等, 2010)。因此, 锡田花岗岩显示出良好的 Sn 成矿性, 是比较典型的含锡花岗岩。

6 结 论

(1) 锡田细粒花岗岩的定年结果为 151.7 ± 1.2 Ma, 为燕山期花岗岩体, 与南岭大规模燕山期二阶段花岗岩的形成时代(165~150 Ma)基本一致。

(2) 地球化学研究显示该花岗岩体富 Si、Al, 贫 Ca、Mg; 富集 Rb、Th、Ta 等元素, 亏损 Sr、Ba、Ti、P、Eu 等, 其地球化学特征与 A 型花岗岩相似。

(3) Sr-Nd 同位素研究表明锡田细粒花岗岩主要来源于古老地壳物质的部分熔融, 同时有少量地幔物质的加入; 其形成可能与古太平洋板块俯冲消减引起的拉张环境有关。

(4) 锡田细粒花岗岩强烈富集 Rb、Th+U 含量高、 TiO_2 含量低等特征对 Sn 成矿十分有利, 显示出良好的 Sn 成矿性, 是比较典型的含锡花岗岩。

致谢: 研究工作得到了湖南省地质矿产勘查开发局四一六队的支持和帮助, 锆石阴极发光及其年代学分析得到涂湘林老师的帮助; 主量元素、微量元素及同位素测试分析实验得到了中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室刘颖老师、胡光黔老师等的指导; 在此一并表示衷心的感谢。同时感谢付建明研究员和另一位审稿专家所提出的宝贵意见!

参考文献(References):

毕承思, 沈湘元, 徐庆生, 明奎海, 孙惠礼, 张春生. 1993. 新疆贝勒库都克锡矿带含锡花岗岩地质特征. 岩石矿物学杂志, 12(3): 213-223.

蔡明海, 赵广春, 张诗启, 陈艳, 徐明, 彭振安. 2012. 富钨钨锡多金属矿集区成矿规律及成矿模式. 大地构造与成矿学, 36(1): 85-92.

蔡新华, 贾宝华. 2006. 湖南锡田锡矿的发现及找矿潜力分析. 中国地质, 33(5): 1100-1108.

蔡杨, 马东升, 陆建军, 黄卉. 2011. 湖南邓阜仙岩体和锡田岩体的地球化学及成矿差异性对比. 矿物学报,

增刊, 4-6.

陈江峰, 郭新生, 汤加富, 周泰禧. 1999. 中国东南地壳增长与 Nd 同位素模式年龄. 南京大学学报(自然科学), 35(6): 649-658.

陈骏, 王汝成, 周建平, 季峻峰. 2000. 锡的地球化学. 南京: 南京大学出版社: 1-320.

陈毓川, 王登红. 2012. 华南地区中生代岩浆成矿作用的四大问题. 大地构造与成矿学, 36(3): 315-321.

丰成友, 曾载淋, 王松, 梁景时, 丁明. 2012. 赣南矽卡岩型钨矿成矿年代学及地质意义——以焦里和宝山矿床为例. 大地构造与成矿学, 36(3): 337-349.

胡建, 邱检生, 王德滋, 王汝成, 张晓琳. 2005. 中国东南沿海与南岭内陆 A 型花岗岩的对比及其构造意义. 高校地质学报, 11(3): 404-414.

付建明, 程顺波, 卢友月, 伍式崇, 马丽艳, 陈希清. 2012. 湖南锡田云英岩-石英脉型钨锡矿的形成时代及其赋矿花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年. 地质与勘探, 48(2): 313-320.

付建明, 马昌前, 谢才富, 张业明, 彭松柏. 2004a. 湖南骑田岭岩体东缘菜岭岩体的锆石 SHRIMP 定年及其意义. 中国地质, 31(1): 96-100.

付建明, 马昌前, 谢才富. 2004b. 湖南九嶷山复式花岗岩体 SHRIMP 锆石定年及其地质意义. 大地构造与成矿学, 28(4): 370-378.

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

付建明, 伍式崇, 徐德明, 马丽艳, 程顺波, 陈希清. 2009. 湘东锡田钨锡多金属矿区成矿时代的再厘定. 华南地质与矿产, (3): 1-7.

付建明, 徐德明, 杨晓君, 马丽艳, 蔡明海, 刘云华, 魏君奇, 刘国庆, 魏道芳, 陈希清, 程顺波, 梅玉萍. 2011. 南岭锡矿. 武汉: 中国地质大学出版社: 1-252.

顾连兴. 1990. A 型花岗岩的特征、成因及成矿. 地质科技情报, 9(1): 25-31.

洪大卫, 王式洗, 韩宝福, 靳满元. 1995. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志. 中国科学(B 辑), 25(4): 418-426.

洪大卫, 谢锡林, 张季生. 2002. 试析杭州-诸广山-花山高 ϵ_{Nd} 值花岗岩带的地质意义. 地质通报, 21 (6): 348-354.

黄国成, 王登红, 吴小勇. 2012. 浙江临安千亩田钨矿矿区花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及对区域找矿的意义. 大地构造与成矿学, 36(3): 392-398.

黄会清, 李献华, 李武显, 刘颖. 2008. 南岭大东山花岗岩的形成时代与成因——SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、

- 元素和 Sr-Nd-Hf 同位素. 地球化学, 14(3): 317-333.
- 蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉, 戴宝章. 2008. 十杭带湘南-桂北段中生代 A 型花岗岩带成岩成矿特征及成因讨论. 高校地质学报, 14(4): 496-509.
- 李建锋, 张志诚, 韩宝福. 2010. 中祁连西段肃北、石包城地区早古生代花岗岩年代学、地球化学特征及其地质意义. 岩石学报, 26(8): 2431-2444.
- 李晓敏, 胡瑞忠, 毕献武, 彭建堂. 2010. 湘南骑田岭花岗岩岩体地球化学特征及锡成矿潜力. 吉林大学学报(地球科学版), 40(1): 80-92.
- 李兆丽, 胡瑞忠, 彭建堂, 毕献武, 李晓敏. 2006. 湖南芙蓉锡矿田流体包裹体的 He 同位素组成及成矿流体来源示踪. 地球科学——中国地质大学学报, 30(1): 129-135.
- 刘国庆, 伍式崇, 杜安道, 付建明, 杨晓君, 汤质华, 魏君奇. 2008. 湘东锡田钨锡矿区成岩成矿时代研究. 大地构造与成矿学, 32(1): 63-71.
- 龙宝林, 伍式崇, 徐辉煌. 2009. 湖南锡田钨锡多金属矿床地质特征及找矿方向. 地质与勘探, 45(3): 229-234.
- 罗洪文, 曾钦旺, 曾桂华, 伍式崇, 余阳春. 2005. 湘东锡田锡矿田矿床地质特征及矿床成因. 华南地质与矿产, (2): 61-67.
- 马丽艳, 付建明, 伍式崇, 徐德明, 杨晓君. 2008. 湘东锡田垄上锡多金属矿床 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素定年研究. 中国地质, 35(4): 706-713.
- 马铁球, 柏道远, 邝军, 王先辉. 2005. 湘东南茶陵地区锡田岩体锆石 SHRIMP 定年及其地质意义. 地质通报, 24(5): 415-419.
- 马铁球, 王先辉, 柏道远. 2004. 锡田含 W、Sn 花岗岩体的地球化学特征及其形成构造背景. 华南地质与矿产, (1): 11-16.
- 毛景文, 李红艳, 宋学信, 王登红, 张景凯. 1998. 湖南柿竹园钨锡钼铋多金属矿床地质与地球化学. 北京: 地质出版社: 1-182.
- 苏玉平, 唐红峰. 2005. A 型花岗岩的微量元素地球化学. 矿物岩石地球化学通报, 24(3): 245-251.
- 孙涛, 周新民, 陈培荣, 李惠民, 周红英, 王志成, 沈渭洲. 2003. 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), 33(12): 1209-1218.
- 王登红, 陈郑辉, 黄国成, 武国忠, 陈芳. 2012. 华南“南钨北扩”、“东钨西扩”及其找矿方向探讨. 大地构造与成矿学, 36(3): 322-329.
- 王强, 赵振华, 熊小林. 2000. 桐柏-大别造山带燕山晚期 A 型花岗岩的厘定. 岩石矿物学杂志, 19(4): 297-306.
- 王岳军, 范蔚茗, 梁新权, 彭头平, 石玉若. 2005. 湖南印支期花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 及其成因启示. 科学通报, 50(2): 1259-1266.
- 汪雄武, 王晓地. 2002. 花岗岩成矿的几个判别标志. 岩石矿物学杂志, 21(2): 119-130.
- 伍式崇, 洪庆辉, 龙伟平, 罗郢. 2009. 湖南锡田钨锡多金属矿床成矿地质特征及成矿模式. 华南地质与矿产, (2): 1-6.
- 伍式崇, 龙自强, 徐辉煌, 周云, 蒋英, 潘传楚. 2012. 湖南锡田钨锡多金属矿床成矿构造特征及其找矿意义. 大地构造与成矿学, 36(2): 217-226.
- 伍式崇, 罗洪文, 黄韬. 2004. 锡田中部地区锡多金属矿成矿地质特征及找矿潜力. 华南地质与矿产, (2): 21-26.
- 许保良, 阎国翰, 张 臣. 1998. A 型花岗岩的岩石学亚类及其物质来源. 地学前缘, 5(3): 113-124.
- 杨晓君, 伍式崇, 付建明, 黄惠兰, 常海亮, 刘云华, 魏君奇, 刘国庆, 马丽艳. 2007. 湘东锡田垄上锡多金属矿床流体包裹体研究. 矿床地质, 26(5): 501-511.
- 赵葵东, 蒋少涌, 姜耀辉, 刘敦一. 2006. 湘南骑田岭岩体芙蓉超单元的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石学报, 22(8): 2611-2616.
- 赵葵东, 蒋少涌, 朱金初, 李亮, 戴宝章, 姜耀辉, 凌洪飞. 2009. 桂东北花山-姑婆山侵入杂岩体和暗色包体的锆石微区 Hf 同位素组成及其成岩指示意义. 科学通报, 54(23): 3716-3725.
- 赵振华, 包志伟, 张伯友, 熊小林. 2000. 柿竹园超大型钨多金属矿床形成的壳幔相互作用背景. 中国科学(D 辑), 30: 161-168.
- 朱金初, 张辉, 谢才富, 张佩华, 杨策. 2005a. 湘南骑田岭竹视水花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年代学和岩石学. 高校地质学报, 11(3): 335-342.
- 朱金初, 谢才富, 张佩华, 杨策, 顾晟彦. 2005b. 桂东北牛庙闪长岩和同安石英二长岩: 岩石学、锆石 SHRIMP U-Pb 年代学和地球化学. 岩石学报, 21(3): 665-676.
- 朱金初, 张佩华, 谢才富, 张辉, 杨策. 2006a. 南岭西段花山-姑婆山 A 型花岗质杂岩带: 岩石学、地球化学和岩石成因. 地质学报, 80(4): 529-542.
- 朱金初, 张佩华, 谢才富, 张辉, 杨策. 2006b. 南岭西段花山-姑婆山侵入岩带锆石 U-Pb 年龄格架及其地质意义. 岩石学报, 22(9): 2270-2278.
- 朱金初, 张佩华, 谢才富, 张辉, 杨策. 2006c. 桂东北里松花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因. 地球化学, 35(5): 506-516.
- Ames L, Zhou G Z and Xiong B C. 1996. Geochronology and

- isotopic character of ultrahigh-pressure metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons, central China. *Tectonics*, 15(2): 472–489.
- Barnes, S J, Naldrett, A J and Gorton, M P. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology*, 53(3-4): 303–323.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, Aleinikoff J N, Davis D W, Korsch R J and Foudoulis C. 2003a. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200(1–2): 155–170.
- Blevin P L and Chappell B W. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia: The metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology*, 90(6): 1604–1619.
- Carter A, Roques D, Bristow C and Kinny P. 2001. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam. *Geology*, 29(3): 211–214.
- Chappell B W and White A J R. 1991. Restite enclaves and the restite model // Didier J and Barbarin B. Enclaves and Granite Petrology. Amsterdam: Elsevier: 375–381.
- Chen J F and Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics*, 284: 101–133.
- Claesson S, Vertin V, Bayanova T and Downes H. 2000. U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: A record of geological evolution from the Archaen to the Palaeozoic. *Lithos*, 51(1-2): 95–108.
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L and Zhang Z C. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Journal of the Geological Society*, 149: 171–184.
- Dahlquist J A. 2002. Mafic microgranular enclaves: Early segregation from metaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Ranges, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(6): 643–655.
- Dickin A P. 1994. Nd isotope chemistry of Tertiary igneous rocks from Arran, Scotland: Implications for magma evolution and crustal structure. *Geological Magazine*, 131(3): 329–333.
- Dostal J and Chatterjee A K. 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology*, 163(1–4): 207–218.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7): 641–644.
- Fromagat J. 1932. Sur la structure des Indosinides. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 195: 538.
- Gilder S A, Gill J, Coe R S, Zhao X X, Liu Z W, Wang G X, Yuan K R, Liu W L, Kuang G D and Wu H R. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. *Journal of Geophysical Research. Part B: Solid Earth*, 101(B7): 16137–16154.
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an Indicator of Geochemical Processes in the Crust-Mantle System. *Chemical Geology*, 120(3–4): 347–359.
- Haapala I and Lukkari S. 2005. Petrological and geochemical evolution of the Kymi stock, a topaz granite cupola within the Wiborg rapakivi batholith, Finland. *Lithos*, 80(1–4): 347–362.
- Heinrich C A. 1990. The Chemistry of hydrothermal tin (-tungsten) ore deposition. *Economic Geology*, 85(3): 457–481.
- Jahn B M, Wu F Y, Capdevila R, Martineau F, Zhao Z H and Wang Y X. 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountain in NE China. *Lithos*, 59(4): 171–198.
- Janoušek V, Finger F, Roberts M, Frýda J, Pin C and Dolejš D. 2004. Deciphering the petrogenesis of deeply buried granites: Whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences*, 95(1–2): 141–159.
- Jiang Y H, Jiang S Y, Dai B Z, Liao S Y, Zhao K D and Ling H F. 2009. Middle to late Jurassic felsic and mafic magmatism in southern Hunan province, southeast China: Implications for a continental arc to rifting. *Lithos*, 107(3–4): 185–204.
- Jiang Y H, Jiang S Y, Zhao K D and Ling H F. 2006. Petrogenesis of Late Jurassic Qianlishan granites and mafic dykes, Southeast China: Implications for a back-arc extension setting. *Geological Magazine*, 143(4): 457–474.
- King P L, White A J R, Chappell B W and Allen C M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38(3): 371–391.

- Lehmann B. 1990. Metallogeny of Tin. Berlin: Springer-Verlag: 1–211.
- Li X H. 1997. Timing of the Cathaysia block formation: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon geochronology. *Episodes*, 20(3): 188–192.
- Li X H, Chung S L, Zhou H W, Lo C H, Liu Y and Chen C W. 2004a. Jurassic intraplate magmatism in southern Hunan-eastern Guangxi: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, Sr-Nd isotopes and implications for the tectonic evolution of SE China. *Aspects of the Tectonic Evolution of China*, 226: 193–215.
- Li X H, Liu D Y, Sun M, Li W X, Liang X R and Liu Y. 2004b. Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the supergiant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, SE China. *Geological Magazine*, 141(2): 225–231.
- Li X H, Li Z X, Li W X, Liu Y, Yuan C, Wei G J and Qi C S. 2007a. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 96(1–2): 186–204.
- Li X H, Li W X and Li Z X. 2007b. On the genetic classification and tectonic implications of the Early Yanshanian granitoids in the Nanling Range, South China. *Chinese Science Bulletin*, 52(14): 1873–1885.
- Ludwig K R. 2002. Squid 1.02: A user manual. *Berkeley Geochronological Center Special Publication*, 2: 19.
- Maas R, Nicholls I A and Legg C. 1997. Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia: Petrographic, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence for crustal melting and magma mixing. *Journal of Petrology*, 38(7): 815–841.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101(5): 635–643.
- Pearce J A. 1984. Trace element discrimination diagram for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 656–682.
- Perugini D, Poli G, Christofides G and Eleftheriadis G. 2003. Magma mixing in the Sithonia Plutonic Complex, Greece: Evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology*, 78(3–4): 173–200.
- Qiu J S, Wang D Z, McInnes B I A, Jiang S Y, Wang R C and Kanisawa S. 2004. Two subgroups of A-type granites in the coastal area of Zhejiang and Fujian Provinces, SE China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences*, 95(1–2): 227–236.
- Sawkins F J. 1984. Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer Verlag: 1–315.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publication*, 42: 313–345.
- Taylor R G. 1979. Geology of tin deposits. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company: 1–543.
- Wang Y J, Fan W M and Guo F. 2003. Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in South-eastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications. *Geochemical Journal*, 37(4): 427–448.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*. 64(2): 295–304.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
- Yang S Y, Jiang S Y, Zhao K D, Jiang Y H, Ling H F and Luo L. 2012. Geochronology, geochemistry and tectonic significance of two Early Cretaceous A-type granites in the Gan-Hang Belt, Southeast China. *Lithos*, 150: 155–170.
- Zhang K J. 1997. North and South China collision along the eastern and southern North China margins. *Tectonophysics*, 270(1–2): 145–156.
- Zheng Y F. 1989. Influences of the nature of the initial Rb-Sr system on isochron validity. *Chemical Geology*, 80(1): 1–16.
- Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S and Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29(1): 26–33.

Geochronology and Geochemical Characteristics of the Xitian Tungsten-Tin-Bearing A-type Granites, Hunan Province, China

ZHOU Yun^{1,2}, LIANG Xinquan¹, LIANG Xirong¹, WU Shichong³, JIANG Ying^{1,2},
WEN Shunv^{1,2} and CAI Yongfeng^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. 416 Brigade, Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development of Hunan Province, Zhuzhou 412007, Hunan, China)

Abstract: The Xitian granites are located in the bordering area of Hunan province and Jiangxi province, which is an important part of the Nanling granite belt closely related to tin-tungsten polymetallic deposits. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating of the Longshang fine-grained granite yields an age of 151.7 ± 1.2 Ma, which is the same as previous reported SHRIMP U-Pb ages, indicating the Xitian granites was emplaced in Yanshanian. The granites are characterized by high contents of silicon ($\text{SiO}_2=73.44\% \sim 78.45\%$), potassium ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.00 \sim 253.77$), aluminum ($\text{Al}_2\text{O}_3=11.20\% \sim 13.90\%$), low in calcium ($\text{CaO}=0.25\% \sim 2.22\%$) and magnesium ($\text{MgO}=0.05\% \sim 0.42\%$), metaluminous to strongly peraluminous ($\text{A}/\text{CNK}=0.90 \sim 3.44$). The granites show strong depletion of Sr, Ba, P, Ti, Nb and Eu ($\delta\text{Eu}=0.004 \sim 0.076$), enrichment of Th, Ta, Hf, Rb and LREE. The major and trace element concentrations of the fine-grained granite in Longshang of the Xitian area show that the granite is of A-type. The low $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($-7.30 \sim -8.87$) and two stage Nd modal ages ranging from 1.56 Ga to 1.69 Ga suggest that the magma may have derived mainly from partial melting of the old crustal materials. The formation of the Xitian granites may be related to the extension caused by the subduction of palaeo-Pacific plate. The Xitian granites as typical tin-bearing rocks are promising for Tin exploration.

Keywords: Xitian; A-type granite; geochemistry; zircon U-Pb dating