

浙东南石平川花岗岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学及构造意义

李艳军¹⁾, 魏俊浩¹⁾, 姚春亮¹⁾, 鄢云飞²⁾, 谭俊¹⁾,
付乐兵¹⁾, 潘锦勃³⁾, 李伟³⁾

1) 中国地质大学(武汉)资源学院, 武汉, 430074; 2) 紫金矿业集团股份有限公司, 福建上杭, 364200;
3) 浙江省第十一地质大队, 浙江温州, 325006

内容提要: 石平川钾长花岗岩体位于浙江沿海火山岩带的中南部, LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果为 102.5 ± 1.2 Ma (MSDW = 2.1), 形成于早白垩世末期。岩相学及化学成分显示其属高钾钙碱性岩系, 具有高硅富钾和铝低铁、镁、磷和钛特征, SiO_2 含量为 74.79% ~ 77.79%, K_2O 为 4.26% ~ 7.97%, 铝指数 $A/\text{CNK} = 0.98 \sim 1.10$, 属准铝质—弱过铝质岩石。富集 Rb、Th、U 和 K, 亏损 Sr、Ba、Nb、P 和 Ti, REE 具有中等负 Eu 异常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.33 \sim 0.50$), 总体呈现 LREE 富集的右倾“V”型配分模式。岩石 [$n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$]_t 值为 0.70801 ~ 0.71012 ($t = 102.5$ Ma), $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -8.63 ~ -8.76, 显示壳—幔混合成因特征。矿物组成及地球化学特征显示石平川岩体为高演化 I 型花岗岩。微量元素显示石平川岩体具有后碰撞花岗岩的特征, 侵位于早白垩世末期的张性构造环境, 其形成可能与印度板块北向漂移所导致的古太平洋板块碰撞弧后引张构造有关。

关键词: LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年代; 高演化 I 型花岗岩; 弧后伸展; 石平川花岗岩; 浙江

政和—大埔断裂以东的浙闽沿海地区分布有大量晚中生代 I 型和 A 型花岗岩, 甚至组成 I 型—A 型复合岩体 (Martin et al., 1994; 董传万和彭亚鸣, 1994; 邱检生等, 1999)。区内 A 型花岗岩一直是地质界关注的焦点 (Martin et al., 1994; 王德滋等, 1995; 邱检生等, 1999, 2000; 王强等, 2005; 肖娥等, 2007)。但有关 I 型花岗岩的研究较少, 仅局限于青田、普陀山—桃花岛和鼓山—魁歧等少数几个 I 型—A 型复合岩体中 I 型花岗岩的成因研究 (董传万和彭亚鸣, 1994; 邱检生等, 1999; 张晓琳等, 2005)。此外, 该区内花岗岩类岩石的年代学研究主要限于全岩 K-Ar、Rb-Sr 等时线及锆石 U-Pb 年龄, 仅见梁弄、天台龙王堂、天台山头郑 (陈江峰等, 1991) 和苍南瑶坑 (肖娥等, 2007) 等岩体有单矿物 Ar-Ar 和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄值报道, 高精度的年代学数据严重缺乏。高精度的年代学数据是研究岩石成因及成岩动力学的关键, 区内 I 型花岗岩的成岩时代及成岩构造背景还有待进一步研究。

石平川钾长花岗岩体位于浙江沿海火山岩带的中南部, 是我国典型石英脉型钼矿床 (《中国矿床》编委会, 1989) 矿区内主要的侵入岩体, 与成矿密切相关^①。前人对该岩体地球化学特征的研究极少, 成岩构造背景也很少涉及。尽管浙江省地质矿产局 (1985) 曾对该岩体进行了 K-Ar 法定年 (116Ma), 但考虑到同位素封闭温度和测试精度, 该年龄值的可靠性还需用高精度的定年方法检验。为此, 本文首次对石平川花岗岩体开展了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学组分、Sr-Nd 同位素组成系统研究, 结合浙闽沿海花岗岩带相似地球化学特征的花岗岩的研究成果, 探讨了该花岗岩体的地球化学特征及成岩构造背景, 以期为本区晚中生代构造演化提供制约。

1 地质概况及岩石学特征

石平川花岗岩体位于浙江省青田县黄洋乡, 构造位置为浙东南政和—大埔断裂和长乐—南澳断裂

注: 本文为教育部创新团队发展计划 (编号 IRT0755)、全国危机矿山接替资源找矿项目 (编号 2006020035) 及中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室基金资助项目的成果。

收稿日期: 2009-01-16; 改回日期: 2009-06-28; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 李艳军, 男, 1982 年生。博士研究生。主要从事矿床地球化学及成矿规律与成矿预测研究工作。通讯地址: 430074, 中国地质大学(武汉)资源学院资源科学与工程系; 电话: 027-62501917; Email: liyanjun21023@163.com。

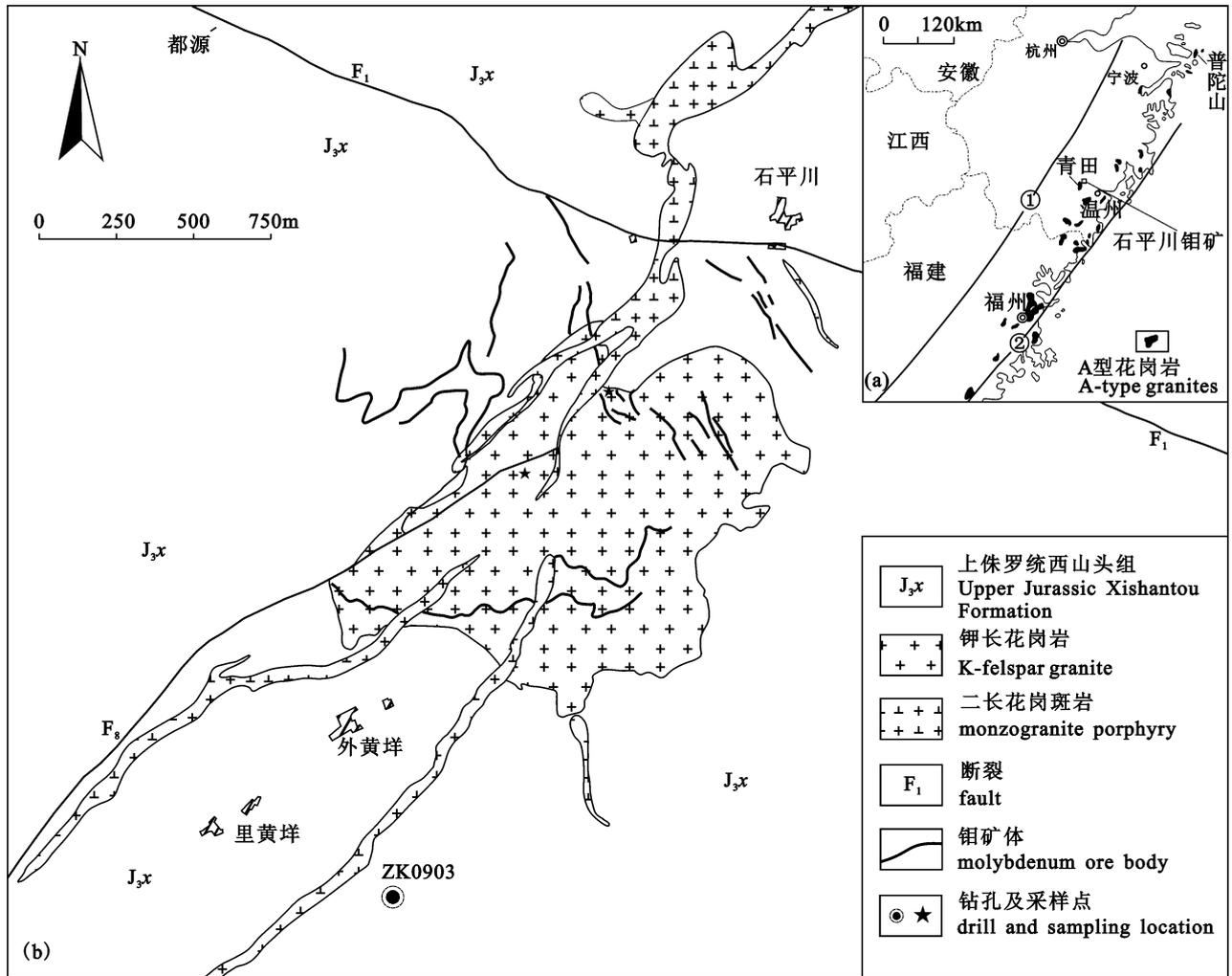


图1 浙闽沿海构造略图(a) (据邱检生等,1999)及石平川钼矿床地质图(b)

Fig. 1 Tectonic sketch map of the coastal areas of Zhejiang and Fujian province(a) (after Qiu et al., 1999) and geological map of the Shipingchuan molybdenum deposit (b)

①—政和—大埔断裂;②—长乐—南澳断裂

①—Zhenghe—Dapu fault;②—Changle—Nan'ao fault

之间的火山坳陷带相对隆起区(图1a)。该岩体由早期的钾长花岗岩株($\xi\gamma_5^{3(1)d}$)和晚期的二长花岗斑岩脉($\xi\gamma\pi$)组成(图1b)。钾长花岗岩为主岩体,呈不规则长椭圆形沿北东向展布,出露面积约1.5 km²,侵入于上侏罗统西山头组火山岩中,自中心向四周倾伏,侵入接触面西南部产状较缓,倾角一般20°~30°,东、西、北部较陡,达60°~75°。冯沾明等(2006)通过石平川地区区域重力、化探资料的综合分析,认为石平川钾长花岗岩体为前村钾长花岗岩基向南隐伏部位的再现,局部侵位较高,经剥蚀出露地表的小岩株。岩体内外接触带均有钼矿脉分布(图1b),与钼成矿关系密切^①。

钾长花岗岩为浅肉红色,中粗粒似斑状结构,块

状构造。斑晶主要为条纹长石,次为斜长石和石英,斑晶条纹长石粒径1~5mm,主晶为微斜长石,偶见卡氏双晶,条纹为钠长石且见细小聚片双晶,含量达25%±;斑晶斜长石为自形板状,粒径为0.3~2.0mm,聚片双晶发育,牌号为28~37,含量为5%±;斑晶石英粒径与条纹长石一致,常见浑圆状或熔蚀状,显示为浅成环境,含量5%±。基质为中细粒花岗结构,粒径0.05~0.20mm,主要矿物组成为石英(25%±)、条纹长石(22%±)、斜长石(15%±)、黑云母(3%±)。副矿物包括榍石、磷灰石、锆石和磁铁矿等。岩相学特征与浙江沿海地区青田黑云母花岗岩(董传万和彭亚鸣,1994)、普陀山黑云母钾长花岗岩(张晓琳等,2005)类似。

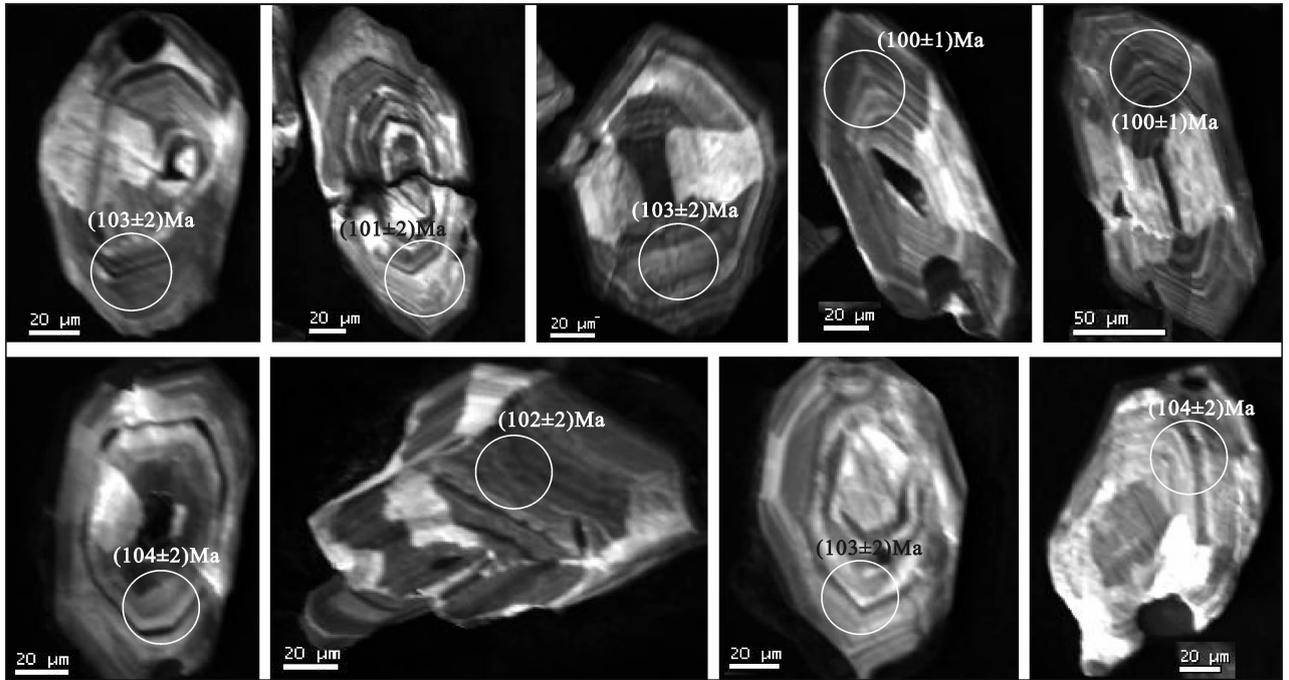


图 2 石平川岩体锆石阴极发光图

Fig. 2 CL images of representative zircons of the Shipingchuan intrusion

2 分析方法

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年样品采自 0903 号钻孔 (坐标: N 28° 16' 38.1", E 120° 20' 20.5"; 海拔 732m) 490 ~ 510m 孔深处 (测年所用样品为不同孔深钾长花岗岩的混合样)。锆石样品破碎和挑选由河北省廊坊区域地质矿产调查研究所实验室完成。将锆石样品置于环氧树脂中,然后磨蚀和抛光至锆石核心出露。进行阴极发光 (CL) 显微照像,结合反射光和透射光,观察锆石的内部结构。锆石原位微区测试在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室 (GPMR) 激光剥蚀等离子体质谱 (LA-ICP-MS) 仪器上完成,激光束斑直径为 32 μm,实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气。U-Th-Pb 同位素组成分析以锆石 91500 作为外标, NIST610 作为内标,详细分析流程和原理参见 Yuan 等 (2004)。实验获得的数据采用 Andersen (2002) 的方法进行同位素比值的校正,以扣除普通 Pb 的影响。采用年龄为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,其加权平均值的误差为 2σ 。

全岩组成和 Sr-Nd 同位素分析样品,取自 0903 号钻孔及岩体中的采石场,岩石新鲜,蚀变较弱。样品清洗烘干,无污染粉碎至 200 目。主量元素组成在中国地质调查局宜昌地质矿产研究所岩矿测试室

采用湿化学方法分析完成,相对误差低于 1.4%;微量元素组成在 GPMR 用 ICP-MS 方法测定获得,相对误差低于 5%。Sr 和 Nd 同位素比值测定在宜昌地质矿产研究所 MAT261 多接收质谱仪上完成,全流程本底 Sr 为 1 ng, Nd 为 0.213 ng。采用国际标样 NBS987 (Sr) 和实验室标准 ZK-bzNd (Nd) 控制仪器工作状态。 $n(^{87}\text{Rb})/n(^{86}\text{Sr})$ 相对误差低于 1% ,

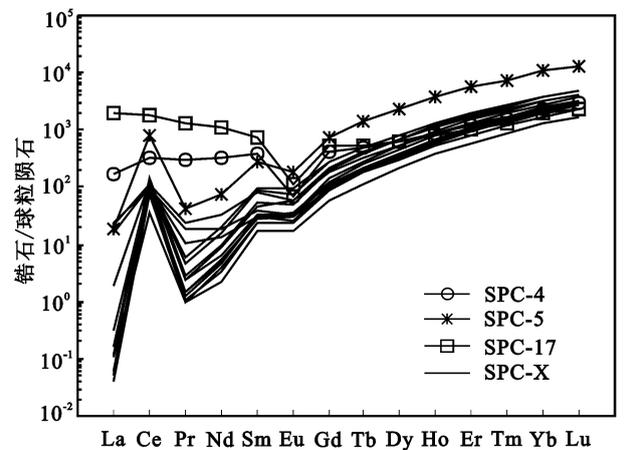


图 3 石平川岩体锆石稀土元素球粒陨石标准化配分曲线

Fig. 3 Chondrite-normalized REE pattern of zircons from the Shipingchuan intrusion

$n(^{147}\text{Sm})/n(^{144}\text{Nd})$ 相对误差低于 0.5%, 衰变常数采用 $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, $\lambda(^{147}\text{Sm}) = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ 。

3 锆石 U-Pb 年代学

石平川钾长花岗岩的锆石多数为浅黄色, 次为无色, 颗粒以长柱状和短柱状为主, 也见棱角状及不规则状, 阴极发光图像都显示明显的振荡韵律环带(图 2)。所测锆石 U 和 Th 含量分别为 $120.51 \times 10^{-6} \sim 1687.60 \times 10^{-6}$ 和 $153.33 \times 10^{-6} \sim 3977.50 \times 10^{-6}$, Th/U 比值为 1.10 ~ 2.73 (表 1), 明显大于变质锆石 Th/U 比值 (< 0.1, Hoskin and Black, 2000; Griffin et al., 2004), 为典型的岩浆成因锆石 (Hoskin and Schaltegger, 2003)。此外, 锆石稀土元素球粒陨石标准化模式图总体显示 HREE 富集、LREE 亏损和 Ce 正异常的特点(表 2, 图 3)。4 和 17 号测点 LREE 相对富集, 而 HREE 与其它测点 (SPC-X) 一致, 估计与后期地质事件扰动时 LREE 优先进入锆石晶格有关 (Wu and Zheng, 2004), CL 图像也显示有后期的干扰。但总体岩浆锆石 HREE 并未出现亏损的现象, 不同于源区存在榴辉岩相锆石的稀土元素组成 (Wu and Zheng, 2004; Chen et al., 2007)。

选择韵律环带明显的岩浆锆石, 进行了 17 个点的定年分析(表 1)。所有数据点都位于谐和线上或稍偏谐和线, 构成非常集中的锆石群(图 4), 表明这些颗粒形成后 U-Pb 同位素体系是封闭的, 基本没有 U 或 Pb 同位素的丢失或加入。16 颗锆石 (SPC-15 除外) 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 $99 \pm 2 \sim 106 \pm 2 \text{ Ma}$ 之间, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $102.5 \pm 1.2 \text{ Ma}$ (MSDW = 2.1), 该年龄代表了石平川钾长花岗岩侵位年龄。这一结果明显晚于全岩 K-Ar 法年龄 (116Ma, 浙江省地质矿产局, 1985)。

表 1 石平川岩体锆石 U-Pb 分析结果
Table 1 Zircon U-Pb isotope analysis results of the Shipingchuan intrusion

样号	含量 ($\mu\text{g/g}$)		Th/U	$n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$		$n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$		$n(^{206}\text{Pb})/n(^{232}\text{Th})$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄 (Ma)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (Ma)		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄 (Ma)		ρ_r	
	^{232}Th	^{238}U		测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ		
SPC-1	276.22	214.51	1.29	0.0481	0.0025	0.1073	0.0054	0.0162	0.0002	0.0051	103	5	103	2	103	2	0.9
SPC-2	391.24	194.07	2.02	0.0465	0.0027	0.1060	0.0060	0.0166	0.0002	0.0050	102	5	106	2	100	2	0.9
SPC-3	160.84	139.15	1.16	0.0455	0.0038	0.0994	0.0082	0.0158	0.0003	0.0047	96	8	101	2	94	3	0.9
SPC-4	235.12	213.79	1.10	0.0524	0.0050	0.1120	0.0105	0.0155	0.0003	0.0049	108	10	99	2	98	1	0.86
SPC-5	3977.5	1687.60	2.36	0.0486	0.0013	0.1089	0.0028	0.0163	0.0002	0.0049	105	3	104	1	100	2	0.9
SPC-6	187.40	120.51	1.56	0.0498	0.0043	0.1114	0.0096	0.0162	0.0003	0.0052	107	9	104	2	104	3	0.9
SPC-7	341.27	254.11	1.34	0.0475	0.0023	0.1072	0.0051	0.0164	0.0002	0.0050	103	5	105	1	100	2	0.9
SPC-8	295.11	234.40	1.26	0.0490	0.0028	0.1057	0.0059	0.0157	0.0002	0.0050	102	5	100	1	100	2	0.9
SPC-9	320.77	268.15	1.20	0.0550	0.0027	0.1199	0.0059	0.0158	0.0002	0.0047	115	5	101	2	95	2	0.9
SPC-10	339.02	290.23	1.17	0.0467	0.0024	0.1007	0.0051	0.0157	0.0002	0.0048	97	5	100	1	97	2	0.9
SPC-11	674.91	246.89	2.73	0.0481	0.0025	0.1068	0.0054	0.0161	0.0002	0.0047	103	5	103	2	94	2	0.9
SPC-12	334.35	212.09	1.58	0.0474	0.0033	0.1062	0.0072	0.0162	0.0003	0.0051	102	7	104	2	103	3	0.9
SPC-13	295.96	205.11	1.44	0.0503	0.0032	0.1112	0.0069	0.0160	0.0003	0.0048	107	6	102	2	97	2	0.9
SPC-14	449.08	249.96	1.80	0.0471	0.0026	0.1048	0.0057	0.0162	0.0002	0.0048	101	5	103	2	98	2	0.9
SPC-15	381.52	332.71	1.15	0.0480	0.0024	0.1118	0.0055	0.0169	0.0003	0.0053	108	5	108	2	106	3	0.9
SPC-16	153.33	122.43	1.25	0.0489	0.0038	0.1081	0.0083	0.0160	0.0003	0.0049	104	8	103	2	99	3	0.9
SPC-17	342.16	198.61	1.72	0.0696	0.0041	0.1578	0.0092	0.0165	0.0003	0.0052	149	8	105	2	106	3	0.9

表 2 石平川岩体锆石稀土元素分析结果

Table 2 REE compositions of Zircons from the Shipingchuan intrusion

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Eu/Eu*	Ce/Ce*
SPC-1	0.01	67.05	0.11	2.12	4.66	2.07	25.45	9.40	118.10	46.86	219.02	48.52	482.17	93.19	0.46	172.50
SPC-2	0.08	67.67	0.58	9.16	14.22	5.76	57.31	18.56	205.08	73.93	323.91	67.46	649.27	123.54	0.53	34.31
SPC-3	0.01	46.79	0.14	2.35	4.60	1.84	22.42	7.86	94.13	38.71	180.80	40.50	405.38	82.40	0.46	98.75
SPC-4	39.98	204.26	27.42	152.14	60.05	3.98	82.24	18.24	154.26	48.23	196.77	40.78	394.58	74.49	0.17	1.46
SPC-5	4.51	491.34	3.92	34.34	41.40	10.69	156.30	51.77	581.56	212.95	926.17	191.29	1814.53	330.15	0.36	26.63
SPC-6	<0.01	53.05	0.14	2.47	4.37	1.76	20.04	6.63	76.26	29.62	136.15	29.62	293.87	58.07	0.48	
SPC-7	0.03	88.61	0.26	4.60	8.01	2.92	39.89	14.03	170.75	66.74	302.01	65.34	635.32	124.02	0.41	100.85
SPC-8	<0.01	44.10	0.10	1.55	3.56	1.41	18.16	6.68	83.88	33.81	157.16	34.98	347.01	68.09	0.43	
SPC-9	3.59	65.53	1.03	6.19	4.49	1.51	20.51	7.39	92.24	36.25	168.67	37.69	373.87	73.19	0.40	8.25
SPC-10	0.01	58.93	0.09	1.77	3.54	1.43	19.94	7.52	95.76	38.03	180.62	40.42	406.76	79.96	0.41	194.57
SPC-11	<0.01	88.30	0.23	4.12	7.12	3.46	36.23	11.79	134.91	49.00	208.99	43.25	411.79	78.48	0.54	
SPC-12	5.78	56.51	1.71	8.73	5.94	1.95	23.78	8.35	100.82	39.84	183.77	40.53	401.85	79.86	0.43	4.35
SPC-13	5.00	68.53	2.27	14.90	12.43	3.33	46.05	15.03	169.79	63.13	276.02	57.49	547.81	104.38	0.38	4.98
SPC-14	0.04	76.41	0.44	7.59	13.02	4.45	55.88	18.34	206.84	75.65	326.94	67.27	635.75	121.48	0.43	52.63
SPC-15	0.43	72.83	0.22	3.11	5.16	1.97	28.74	10.48	130.75	52.15	245.24	54.19	540.74	105.44	0.39	57.31
SPC-16	0.02	22.25	0.09	1.08	2.68	1.02	11.69	4.35	53.15	21.52	98.57	21.75	220.00	44.16	0.47	67.52
SPC-17	468.52	1120.86	124.40	534.39	113.57	6.55	109.91	19.97	152.80	44.23	170.45	34.74	331.46	60.99	0.18	1.11

4 岩石地球化学特征

4.1 主量和微量元素

石平川花岗岩体的主量元素、微量元素(包括稀土元素)分析结果列于表 3。SiO₂ 变化范围为 74.79% ~ 77.79%, K₂O 一般为 4.26% ~ 4.79%, Na₂O + K₂O 为 7.76% ~ 9.93%, K₂O/Na₂O > 1.12, 其中样品 ZK0903-3 的 K₂O 含量高达 7.97% (K₂O/Na₂O = 4.07), 且具有较高的 Al₂O₃ (13.49%), 与手标本和薄片中所观察到的含有较多的钾长石相符合。SiO₂—K₂O 图解显示, 投影点位于高钾钙碱性岩系范围(图 5)。岩石 Al₂O₃ =

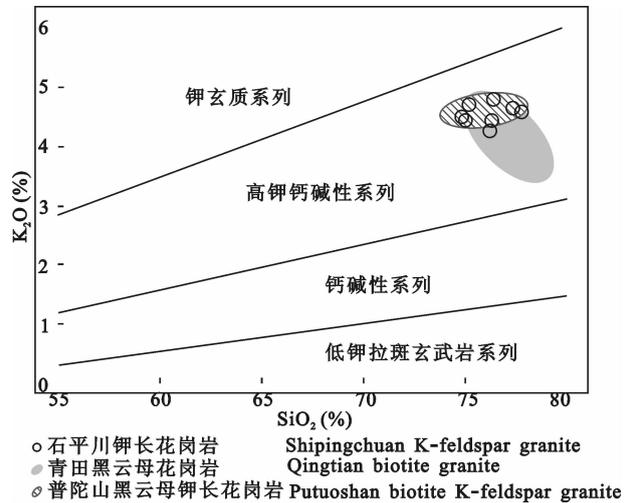


图 5 石平川岩体 K₂O—SiO₂ 图解

Fig. 5 K₂O—SiO₂ diagram of the

Shipingchuan intrusion

岩系划分据 Peccerillo and Taylor(1976)。资料来源:青田—董传万和彭亚鸣(1994);普陀山—邱检生等(1999),张晓琳等(2005)

Rock series after Peccerillo and Taylor(1976). Data resources: Qingtian—Dong and Peng(1994); Putuoshan—Qiu et al.(1999); Zhang et al.(2005)

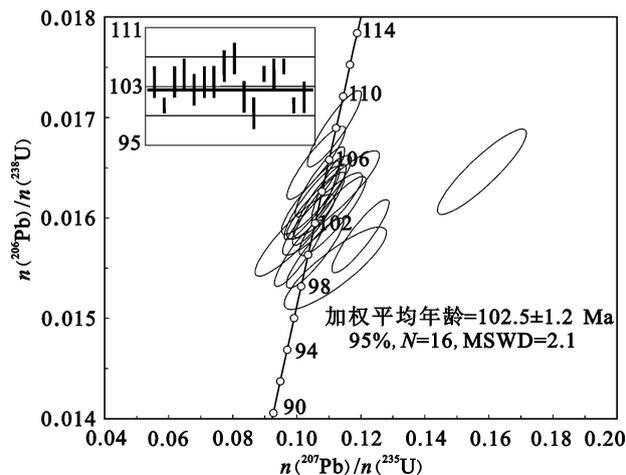


图 4 石平川岩体锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 4 U-Pb zircon concordia diagram of the Shipingchuan intrusion

11.82% ~ 13.49%, 铝指数 A/CNK [n(Al₂O₃)/n(CaO) + n(Na₂O) + n(K₂O)] = 0.98 ~ 1.10, 属准铝质—弱过铝质。P₂O₅ 含量极低(0.01% ~ 0.07%), 随 SiO₂ 增加而降低(表 3), 与磷灰石在准铝质/弱过铝质岩浆中溶解度低有关(Liet al.,

2007)。FeO^T (FeO + 0.9 × Fe₂O₃ = 0.34 ~ 2.76)、MgO(0.08% ~ 0.51%)、CaO(0.20% ~ 1.01%)和TiO₂(0.03% ~ 0.20%)的含量明显偏低。分异指数(DI)介于91.8 ~ 97.0之间,表明岩浆演化程度高。

岩体总体具高硅富钾和铝低铁、镁、磷和钛特征,与浙江沿海同期I型或高演化I型花岗岩(图5)(董传万和彭亚鸣,1994;邱检生等,1999;张晓琳等,2005)及Barbarin(1999)总结的产于从挤压转变成

表3 石平川岩体主量元素(%)和微量元素(×10⁻⁶)分析结果

Table 3 Major elements(%) and trace elements(×10⁻⁶) analysis results of the Shipingchuan intrusion

样品号	ZK0903-1	ZK0903-2	ZK0903-3	S-4	S-8	S-8-2	Jn-35 ^①	②	③	③	③
SiO ₂	75.19	74.97	74.79	77.79	77.31			76.23	76.35	76.28	74.82
TiO ₂	0.16	0.18	0.14	0.13	0.14			0.12	0.03	0.10	0.20
Al ₂ O ₃	12.92	13.14	13.49	12.11	12.28			11.98	11.82	12.13	12.70
Fe ₂ O ₃	0.53	0.61	0.18	0.77	0.69			1.00	1.73	0.51	0.40
FeO	0.93	0.67	0.18	0.24	0.27			0.70	1.20	1.15	1.01
MnO	0.04	0.05	0.01	0.04	0.07			0.02	0.04	0.03	0.07
MgO	0.27	0.27	0.11	0.08	0.09			0.34	0.34	0.29	0.51
CaO	0.91	0.94	0.22	0.20	0.22			0.30		0.51	1.01
K ₂ O	4.71	4.42	7.97	4.57	4.65			4.26	4.79	4.43	4.48
Na ₂ O	3.64	3.95	1.96	3.63	3.84			3.50	3.63	3.74	3.82
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01			0.02		0.05	0.07
烧失	0.42	0.61	0.57	0.14	0.16			0.54			
总和	99.76	99.84	99.65	99.70	99.72			99.27	99.93	99.22	99.09
Na ₂ O + K ₂ O	8.35	8.37	9.93	8.20	8.49			7.76	8.42	8.17	8.30
K ₂ O/Na ₂ O	1.29	1.12	4.07	1.26	1.21			1.22	1.32	1.18	1.17
A/CNK	1.01	1.01	1.10	1.07	1.04			1.10	1.06	1.02	0.98
DI	92.5	92.8	96.9	96.8	97.0			94.6	95.1	94.0	91.8
Ga	15.2	15.1	7.58	14.6	14.9	15.3					
Rb	217	200	400	167	176	180					
Sr	94.1	103	112	98.5	18.5	18.9					
Y	22.24	19.78	13.99	19.1	22.6	24.5					
Zr	88.5	81.9	113.0	88.8	113	112					
Nb	19.2	16.8	23.3	15.9	17.8	17.4					
Ba	389	485	484	429	128	128					
La	24.58	29.39	27.69	15.5	29.3	37.0	32.36				
Ce	51.91	61.44	58.85	34.2	57.1	70.1	66.53				
Pr	5.49	6.30	6.41	4.84	6.68	8.07	6.90				
Nd	18.81	21.48	21.27	18.3	23.2	28.1	23.42				
Sm	3.79	4.03	4.00	4.05	4.59	4.95	4.87				
Eu	0.56	0.61	0.52	0.53	0.46	0.50	0.60				
Gd	3.31	3.20	2.82	3.01	3.55	4.14	3.76				
Tb	0.59	0.54	0.42	0.54	0.61	0.67	0.71				
Dy	3.68	3.08	2.36	3.21	3.56	3.91	3.64				
Ho	0.73	0.61	0.44	0.66	0.73	0.78	1.00				
Er	2.19	1.97	1.31	1.91	2.22	2.47	2.38				
Tm	0.36	0.30	0.21	0.30	0.35	0.37	0.46				
Yb	2.56	2.18	1.56	2.02	2.35	2.58	2.40				
Lu	0.37	0.32	0.24	0.30	0.35	0.41	0.38				
Hf	3.34	3.05	4.04	3.67	4.21	4.25					
Ta	1.52	1.22	1.09	1.41	1.29	1.34					
Pb	12.57	16.71	31.17	28.8	24.0	25.4					
Th	18.6	16.6	17.1	19.6	20.8	22.4					
U	4.96	3.94	3.40	2.38	3.74	4.05					
ΣREE	118.92	135.45	128.09	89.44	135.04	164.02	149.41				
(La/Yb) _N	6.89	9.68	12.70	5.52	8.94	10.29	9.67				
Eu/Eu*	0.47	0.50	0.45	0.45	0.34	0.33	0.41				

注:A/CNK—铝饱和指数, [n(Al₂O₃)/n(CaO) + n(Na₂O) + n(K₂O)]。①—董传万^②; ②—浙江省丽水地质大队^③; ③—浙江省地质矿产局,1985。

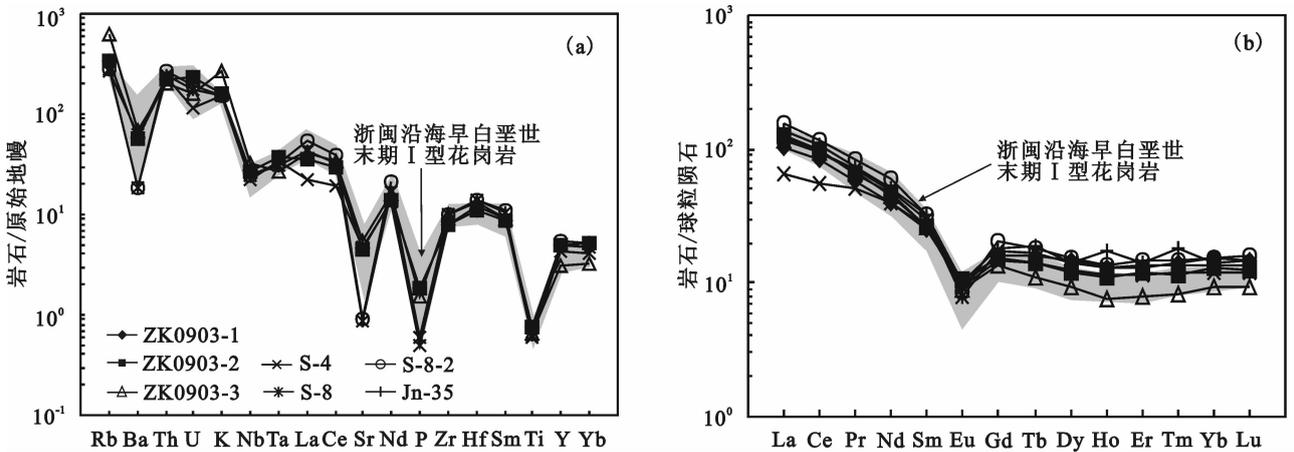


图 6 石平川岩体微量元素原始地幔标准化蛛网图(a)及稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(b)
Fig. 6 Primitive mantle-normalized trace elements diagram(a) and chondrite-normalized REE pattern (b) of the Shipingchuan intrusion

原始地幔和球粒陨石标准化数据引自 Sun and McDonough(1989), 浙闽沿海早白垩世末期 I 型花岗岩数据据董传万和彭亚鸣(1992), 邱检生等(1999)和张晓琳等(2005)

The primitive mantle data and chondrite data for normalization take from Sun and McDonough(1989), data of I-type granites in the end of early Cretaceous after Dong and Peng(1992), Qiu et al. (1999) and Zhang et al. (2005)

拉张过程中的富钾钙碱性花岗岩 (KCG) 具有极为相似的化学成分组成。

石平川钾长花岗岩富集 Rb、Th、U 和 K, 亏损 Sr、Ba、Nb、P 和 Ti(表 3), 在原始地幔标准化蛛网图上(图 6a), 表现出显著的 Rb、Th、K 正异常和 Sr、Nb、P、Ti 负异常。岩石的 Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素含量较低, $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 值(0.011 ~ 0.024) 远低于 A 型花岗岩的下限值(2.6, Whalen et al., 1987), 表明其不具备 A 型花岗岩富 Ga 和高场强元素的地球化学特征。Pb 含量随 SiO_2 增加而升高(表 3), Pb 与 SiO_2 的正相关关系及 P_2O_5 与 SiO_2 的负相关关系表明石平川岩体为 I 型花岗岩(Chappell and White, 1992)。岩石的稀土元素总量 ΣREE 为 89.44 ~ 164.02 $\mu\text{g}/\text{g}$, LREE/HREE 平均为 9.23 (变化于 6.48 ~ 12.69)。球粒陨石标准化稀土元素模式(图 6b) 具陡的右倾斜配分特点, 显示轻稀土富集重稀土亏损, 且具有中等负 Eu 异常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.33 \sim 0.50$, 均值 0.42)。上述特征与浙闽沿海青田黑云母花岗岩(董传万和彭亚鸣, 1992)、普陀山黑云母钾长花岗岩(邱检生等, 1999; 张晓琳等, 2005)、鼓山黑云母花岗岩(邱检生等, 1999)(图 6) 及我国东北地区的高演化 I 型花岗岩(Wu et al., 2003) 相似, 表明石平川钾长花岗岩属高演化的 I 型花岗岩。

4.2 全岩 Sr-Nd 同位素

对石平川钾长花岗岩进行了 3 件全岩 Sr-Nd 同

位素测试分析, 结果见表 4。其 $[n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})]$ 值为 0.70801 ~ 0.710 ($t = 102.5\text{Ma}$), $n(^{147}\text{Sm})/n(^{144}\text{Nd})$ 值为 0.1100 ~ 0.1290, 变化较小, $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$ 值为 0.512132 ~ 0.512150, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-8.63 \sim -8.76$, 与浙闽沿海青田、普陀山、鼓山和丹阳等 I 型或高演化 I 型花岗岩具有一致的 Sr-Nd 同位素组成(表 4)(Martin et al., 1994; 王一先等, 1997; 邱检生等, 1999; 沈渭洲等, 1999; 张晓琳等, 2005)。 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) - [n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})]$ 投影点位于第 IV 象限中的左上部分并呈特征的负相关分布(图 7a), 显示壳—幔混合成因特征(沈渭洲等, 1999; 邱检生等, 1999)。岩体的 Nd 模式年龄变化于 1488 ~ 1795Ma, 与浙闽东部地区新生地壳的形成年龄范围(约为 1.5 ~ 1.8 Ga, 陈江峰等, 1999) 一致, 且 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) - t$ 图解上(图 7b), 数据点位于元古代地壳的顶部, 表明它们的源区是由古老的地壳物质组成, 成岩过程中有幔源物质的加入。采用刘昌实等(1990)和 Faure(1986)提供的二端元参数, 用简单的二元混合模式(朱金初等, 1990) 计算的结果(取 $t = 102.5\text{Ma}$) 显示幔源成分的卷入比例为 38% ~ 41%。

5 讨论

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分析表明, 石平川钾长花岗岩形成于 $102.5 \pm 1.2 \text{Ma}$, 与北东向同构造

表4 石平川钾长花岗岩 Rb-Sr, Sm-Nd 同位素组成
Table 4 Rb-Sr and Sm-Nd isotopic compositions of the Shipingchuan intrusion

岩体	年龄	样品	Rb		Sr		Rb-Sr		Sm		Nd		$\frac{n(^{147}\text{Sm})}{n(^{144}\text{Nd})}$	$\frac{n(^{143}\text{Nd})}{n(^{144}\text{Nd})} \pm 1\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{DM}} \pm 2\sigma$ (Ma)	资料来源
			$(\times 10^{-6})$	$(\times 10^{-6})$	$\left[\frac{n(^{87}\text{Sr})}{n(^{86}\text{Sr})} \right]$	$\pm 2\sigma$	$(\times 10^{-6})$	$(\times 10^{-6})$	$(\times 10^{-6})$	$(\times 10^{-6})$							
石平川钾长花岗岩	102.5	S-4 S-8	166.0	97.69	4.902	0.71516 ± 0.00001	0.70801	0.71516 ± 0.00001	3.966	0.1230	18.61	0.512150	0.512150 ± 0.000005	-8.63	1795 ± 18	本文	
			176.5	20.26	25.220	0.74646 ± 0.00008	0.70965	0.74646 ± 0.00008	4.786	0.1100	26.33	0.512136	0.512136 ± 0.000003	-8.66	1488 ± 8		
青田黑云母花岗岩	108	3件	188.1	101.60	5.344	0.71792 ± 0.00003	0.71012	0.71792 ± 0.00003	4.454	0.1118	24.10	0.512132	0.512132 ± 0.000002	-8.76	1520 ± 6	沈渭洲等,1999; 邱检生等,1999; 王一先等,1997	
					3.26~37.04	$0.715380 \sim 0.766380$	0.70903~0.71038		0.118~0.1231				0.512003~0.512085		-11.4~-9.71		1830
普陀山黑云母钾长花岗岩	110.2	5件			0.380~8.511	$0.70967 \sim 0.720265$	0.70696~0.70878		0.097~0.1171			0.512105~0.512210		-9.22~-6.95	1470~1490	邱检生等,1999; 张晓琳等,2005	
					2.690	0.71184	0.70786		0.1069				0.512265		-6.09		
丹阳二长花岗岩	103	2件			2.2~2.650	$0.71074 \sim 0.71143$	0.70752~0.70755		0.10462~0.10981			0.512249~0.512270		-6.38~-6.04		Martin et al., 1994; 邱检生等,1999 Martin et al., 1994	

注: t_{DM} 为两阶段模式年龄计算值。

带上的梁弄石英闪长岩(100.6Ma)、二长花岗岩(101.2Ma)、天台龙王堂花岗岩(109.6Ma)和钾长花岗岩(109.8Ma)(陈江峰等,1991)、青田黑云母花岗岩(108 Ma[Ⓢ])、普陀山黑云母钾长花岗岩(110.2 Ma)(邱检生等,1999)、鼓山黑云母花岗岩(104 Ma)和丹阳二长花岗岩(103 Ma)(Martin et al., 1994)等 I 型或高演化 I 型花岗岩体年龄基本一致,均属于早白垩世末期岩浆活动产物。这些年龄值略早于同构造带中 A 型花岗岩的侵位(91~101Ma)(邱检生等,1999,2000;王强等,2005;肖娥等,2007)。

浙闽沿海地区分布有大量的白垩纪碱性、钙碱性岩浆岩,其成岩动力学至今仍存在分歧,代表性观点主要有古陆块拼贴后伸展(王德滋等,1995;Lapierre et al., 1997;舒良树和周新民,2002)、古太平洋板块俯冲所导致的弧后伸展(Xu et al., 1999)、岩石圈伸展(Li, 2000)、与古太平洋板块俯冲所导致的扭张作用有关的“走滑+同期裂解”模式(Gilder et al., 1996)、“岩石圈消减和玄武岩底侵相结合”模式(Zhou and Li, 2000)和“走滑或岩石圈伸展→俯冲+弧后伸展→岩石圈伸展”模式(王强等,2005)等。华南地区分布有侏罗纪(184~152Ma)、早白垩世(139~123Ma)和晚白垩世(101~86Ma)三期 A 型花岗岩或碱性侵入岩(王强等,2005),岩石圈经历了多阶段伸展(毛景文等,2004),单一挤压或伸展理论很难解释。

浙闽沿海地区存在晚中生代具有密切时空关系的 I 型—A 型复合岩带(邱检生等,1999),且这些 A 型花岗岩大多数为后造山 A₂ 型花岗岩(彭亚鸣和董传万,1991; Martin et al., 1994; 邱检生等,

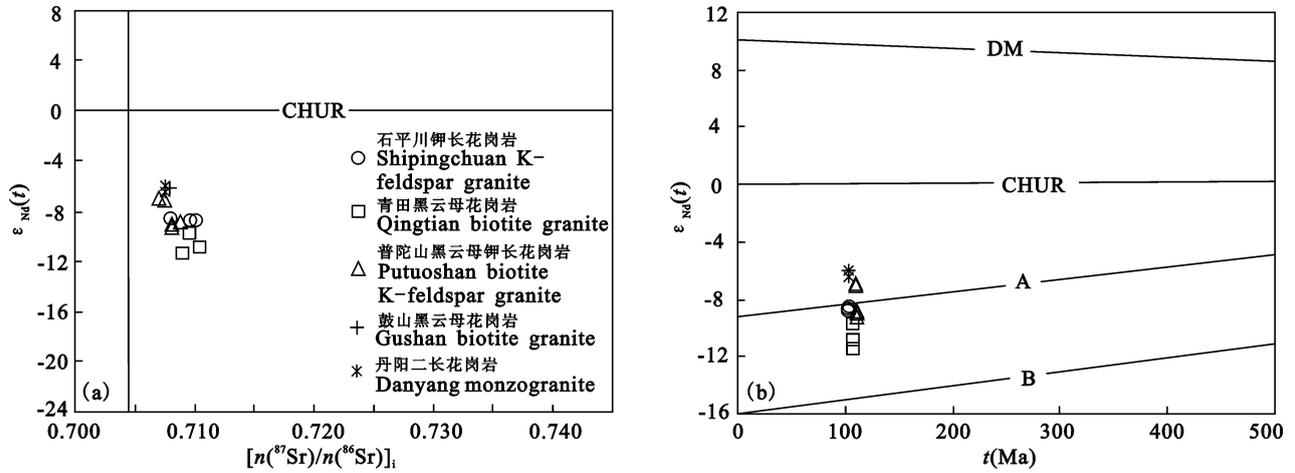


图 7 石平川岩体的 $\epsilon_{Nd}(t) - [n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)]_i$ (a) 和 $\epsilon_{Nd}(t) - t$ (b) 图解

Fig. 7 $\epsilon_{Nd}(t) - [n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)]_i$ (a) and $\epsilon_{Nd}(t) - t$ (b) programs of the Shipingchuan intrusion

资料来源:青田—王一先等(1997),沈渭洲等(1999),邱检生等(1999);普陀山—邱检生等(1999),张晓琳等(2005);鼓山—Martin et al. (1994),邱检生等(1999);丹阳—Martin et al. (1994)。A—成熟度较低的元古宙地壳;B—成熟度较高的元古宙地壳;DM—亏损地幔底部引自沈渭洲等(1993,1999)

Data resources: Qingtian—Wang et al. (1994), Shen et al. (1999), Qiu et al. (1999); Putuoshan—Qiu et al. (1999), Zhang et al. (2005); Gushan—Martin et al. (1994), Qiu et al. (1999); Danyang—Martin et al. (1994). A—Proterozoic crust with low maturity; B—Proterozoic crust with high maturity; DM—depleted mantle Base maps quoted from Shen et al. (1993,1999)

1996,2000);此外,该区还发育有同时期的陆缘弧特点玄武岩与流纹岩的双峰式组合(胡建等,2005)和陆内拉张断陷盆地(舒良树和周新民,2002),显示该区在晚中生代处于一种弧后张性环境。与此对应的是,华南西南端也发现了同时期的南丹—昆仑关 A 型花岗岩带(93Ma ±)(蔡明海等,2006;谭俊等,2008),其岩相特征及地球化学组成也类似,可能形成于相似的构造环境(谭俊等,2008)。但南丹—昆仑关 A 型花岗岩带总体呈现 NW 走向,受控于南丹—昆仑关深大断裂,且远离海岸线(>500km),用古陆块拼贴后伸展机制(王德滋等,1995;Lapierre et al.,1997;舒良树和周新民,2002)难以解释东南沿海与华南西南具有相似的构造环境。

一种可能的解释是晚白垩世古太平洋板块的高角度俯冲作用可能受到了印度板块北向漂移(Jaeger et al.,1989;Beck et al.,1995;Gilder et al.,1996,1999;谭俊等,2008)的影响,华南地区处于弧后引张环境。据详细的应力值数据分析,从 135Ma 开始(原文中定为四川期 <135 ~ 52Ma >),中国大陆构造应力场是以 NNE—SSW 向近水平挤压为主要特征,动力源来自于西南方向,与印度板块快速北移有关(万天丰,2004)。这种应力场也符合该时期沿海 NE 向断裂(如长乐—南澳带)左旋走滑(舒良树和周新民,2002)与华南西南 NW 向金沙江—红

河断裂右行走滑(万天丰,2004)的匹配组合关系。受印度板块快速北移的影响,晚白垩世古太平洋板块的俯冲作用可能被逐渐减弱(王强等,2005)并出现反转(Tatsumi et al.,1990;Flower et al.,1998;Ren et al.,2002),并导致俯冲角度变大,岛弧岩浆变弱,形成一种弧后引张环境。形成南丹—昆仑关和浙闽沿海晚白垩世两种匹配构造体制下(左行与右行)的两条 A 型花岗岩带(谭俊等,2008)。

石平川岩体与浙闽沿海同构造带上的 I 型或高演化 I 型花岗岩体(邱检生等,1999;张晓琳等,2005)具有一致的侵位时间,岩相特征、地球化学成分(图 5、6)及 Sr-Nd 同位素组成(图 7)类似,表明它们形成于相似的构造环境。在 Y + Nb—Rb 图解(图 8a)上,石平川钾长花岗岩和青田、普陀山岩体数据点均落在了火山弧、同碰撞与板内花岗岩交界部位,这一范围也是后碰撞花岗岩的投影区域(Pearce,1996;Foster et al.,1997)。(Rb/30)—Hf—(Ta × 3)图解(图 8b)(Harris et al.,1986)进一步确定石平川岩体投影于同碰撞花岗岩与碰撞晚期—碰撞后花岗岩交界处,但主体偏向后者,具有后碰撞花岗岩的特征。高钾钙碱性花岗岩形成于板块碰撞汇集后的松弛或挤压向拉张转变阶段(Barbarin,1999),上述岩石地球化学特征显示石平川花岗岩体为高钾钙碱性系列,表明其形成于张性

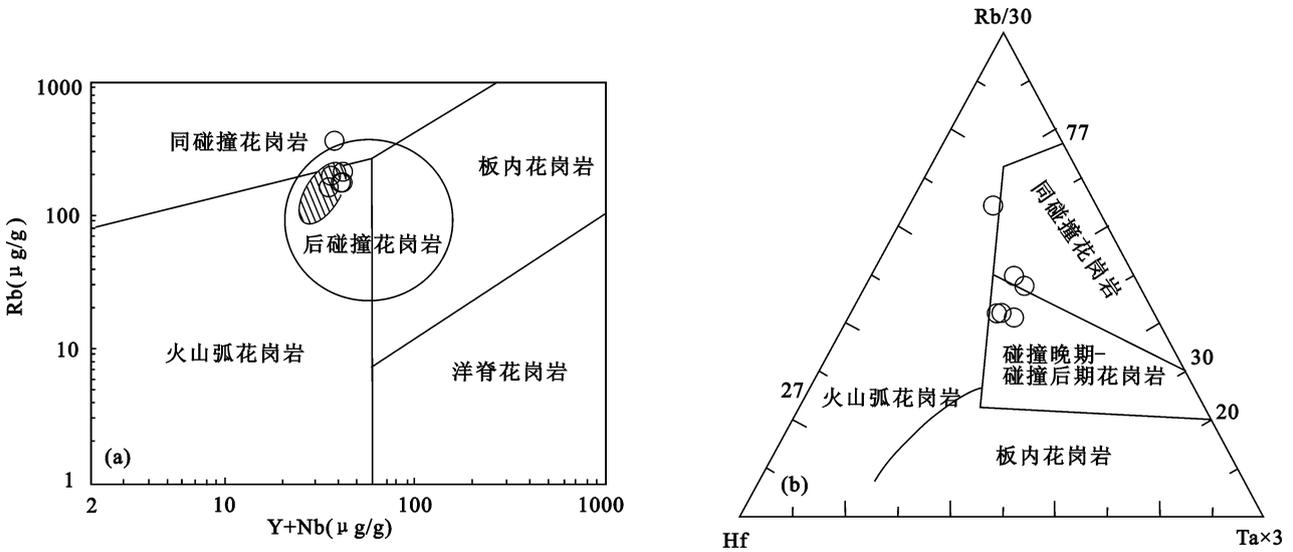


图 8 石平川岩体 Y + Nb—Rb(a) (据 Pearce, 1996) 和 (Rb/30)—Hf—(Ta × 3) (b) (据 Hairs et al., 1986) 判别图解
 Fig. 8 Y + Nb—Rb diagram (a) (after Pearce et al., 1984) and (Rb/30)—Hf—(Ta × 3) diagram (b)
 (after Hairs et al., 1986) of the Shipingchuan intrusion

图例同图 5

Legends the same as Fig. 5

构造环境。因此,石平川钾长花岗岩应与该构造带中同时代的 A 型花岗岩(邱检生等, 1999, 2000; 王强等, 2005) 构造环境相似, 可能与印度板块北向漂移所导致的古太平洋板块碰撞弧后引张构造有关。正是在 NNE—SSW 向近水平挤压应力场和弧后引张构造环境下, 北东向的长乐—南澳断裂带及其次级断裂左旋走滑剪切, 玄武质岩浆底侵 (Zhou and Li, 2000; 徐夕生等, 1999), 促使地壳物质的部分熔融, 幔源基性岩浆及其诱发的壳源长英质岩浆混合, 形成受控于北东向断裂带的石平川、青田 (108 Ma^②)、普陀山 (110.2 Ma) (邱检生等, 1999)、鼓山 (104 Ma) 和丹阳 (103 Ma) (Martin et al., 1994) 等一系列 I 型或高演化 I 型花岗岩体。

6 结论

(1) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代显示, 石平川钾长花岗岩形成于 102.5 ± 1.2 Ma, 属早白垩世末期岩浆活动的产物。

(2) 石平川钾长花岗岩矿物组成、地球化学组分及 Sr-Nd 同位素组成与浙闽沿海早白垩世末期 I 型或高演化 I 型花岗岩类似, 高硅富钾和铝低铁、镁、磷和钛; 富集 Rb、Th、U 和 K, 亏损 Sr、Ba、Nb、P 和 Ti, REE 具有中等负 Eu 异常 (Eu/Eu* = 0.33 ~ 0.50), 总体呈现 LREE 富集的右倾“V”型配分模式; [n(⁸⁷Sr)/n(⁸⁶Sr)]_i 值为 0.70801 ~ 0.71012 (t =

102.5 Ma), ε_{Nd}(t) 值为 -8.63 ~ -8.76, 显示壳—幔混合成因特征。

(3) 石平川钾长花岗岩具有后碰撞花岗岩的特征, 侵位于早白垩世末期的张性构造环境, 其形成可能与印度板块北向漂移所导致的古太平洋板块碰撞弧后引张构造有关。

致谢: 审稿专家为论文的完善提出了建设性建议和宝贵意见, 锆石 CL 及 LA-ICP-MS U-Pb 年龄分析得到了中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室郑曙和陈海红的大力支持, 野外工作中浙江省第十一地质大队给予了极大的帮助, 在此一并表示感谢。

注 释 / Notes

- ① 青田县国土资源局. 2002. 浙江省青田县石平川钼矿区上横坑矿段地质普查报告.
- ② 董传万. 1988. 浙江东南部青田地区两类花岗岩的特征及成因. 南京大学硕士研究生论文.
- ③ 浙江省丽水地质大队. 1982. 浙江省青田县石平川钼矿区普查一勘探地质报告.

参 考 文 献 / References

蔡明海, 何龙清, 刘国庆, 吴德成, 黄惠明. 2006. 广西大厂锡矿田侵入岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其意义. 地质论评, 52(3): 409 ~ 414.

陈江峰, 周泰禧, 印春生. 1991. 浙东南某些中生代侵入岩体的 ⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄测定. 岩石学报, (3): 37 ~ 44.

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

- 董传万,彭亚鸣.1992.浙江青田花岗岩中岩石包体特征及成因.岩石矿物学杂志,11(1):21~30.
- 董传万,彭亚鸣.1994.青田复式岩体——两种不同类型花岗岩的复合.浙江大学学报(自然科学版),28(4):440~448.
- 冯洁明,姚俭,黄立勇.2006.石平川“火山穹窿”浅析.西部探矿工程,117:105~107.
- 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.
- 刘昌实,朱金初,沈渭洲,徐士进.1990.华南花岗岩物源成因特征与陆壳演化.大地构造与成矿学,14(2):125~138.
- 毛景文,谢桂青,李晓峰,张长青,梅燕雄.2004.华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展.地学前缘,11(1):45~55.
- 彭亚鸣,董传万.1991.浙江青田碱性花岗岩研究.南京大学学报(地球科学),3(2):138~147.
- 邱检生,王德滋,McInnes B I A.1999.浙闽沿海地区I型—A型复合花岗岩体的地球化学及成因.岩石学报,15(2):237~246.
- 邱检生,王德滋,蟹泽聪史,Brentl A M.2000.福建沿海铝质A型花岗岩的地球化学及岩石成因.地球化学,29(4):313~321.
- 沈渭洲,朱金初,刘昌实,徐士进,凌洪飞.1993.华南基底变质岩的Sm-Nd同位素及其对花岗岩类物质来源的制约.岩石学报,9(2):115~124.
- 沈渭洲,凌洪飞,李武显,黄小龙,王德滋.1999.中国东南部花岗岩类Nd-Sr同位素研究.高校地质学报,5(1):22~32.
- 舒良树,周新民.2002.中国东南部晚中生代构造作用.地质论评,48(3):249~260.
- 谭俊,魏俊浩,李水如,付乐兵,张可清.2008.广西昆仑关A型花岗岩地球化学特征及构造意义.地球科学,33(6):743~754.
- 万天丰.2004.中国大地构造学纲要.北京:地质出版社,152~162.
- 王德滋,赵广涛,邱检生.1995.中国东部晚中生代A型花岗岩德构造制约.高校地质学报,1(2):12~21.
- 王强,赵振华,简平,熊小林,包志伟,戴植漠,许继峰,马金龙.2005.华南腹地白垩纪A型花岗岩类或碱性侵入岩年代学及其对华南晚中生代构造演化的制约.岩石学报,21(3):795~808.
- 王一先,赵振华,包志伟,李献华.1997.浙江花岗岩类地球化学与地壳演化—I,显生宙花岗岩类.地球化学,26(5):1~15.
- 肖娥,邱检生,徐夕生,蒋少涌,胡建,李真.2007.浙江瑶坑碱性花岗岩体的年代学、地球化学及其成因与构造指示意义.岩石学报,23(6):1431~1440.
- 徐夕生,周新民,王德滋.1999.壳幔作用与花岗岩成因——以中国东南沿海为例.高校地质学报,5(3):241~250.
- 张晓琳,邱检生,王德滋,王汝成,徐夕生,陈小明.2005.浙江普陀山黑云母钾长花岗岩及其岩石包体的地球化学与岩浆混合作用.岩石矿物学杂志,24(2):81~92.
- 浙江省地质矿产局.1985.浙江区域地质志.北京:地质出版社,253~280.
- 《中国矿床》编委会.1989.中国矿床.北京:地质出版社,533~536.
- 朱金初,沈渭洲,刘昌实,徐士进.1990.华南中生代同熔系列花岗岩类的Nd-Sr同位素特征及成因讨论.岩石矿物学杂志,9(2):97~105.
- Andersen T.2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . Chem. Geol., 192:59~79.
- Barbarin.1999. A review of the relationships between granitoid type, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46:605~626.
- Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, Riley G W, Barndt J K, Berry J R, Afzal J, Khan A M, Jurgen H, Metje J, Cheesma A, Shafique N A, Lawrence R D, Khan M A.1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. Nature, 373:55~58.
- Chappell B W, White A J R.1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth sciences, 83:1~26.
- Chen Danling, Sun Yong, Liu Liang, Zhang Anda, Lin Ciluan.2007. In situ LA-ICP-MS zircon U-Pb age of ultrahigh-pressure eclogites in the Yukahe area, northern Qaidam Basin. Science in China (Series D), 50 (Suppl.):322~330.
- Faure G.1986. Principles of Isotope Geology. New York: Jones Wiley and Sons, 141~249.
- Flower M F J, Tamaki K, Hoang N.1998. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in east Asia and the western Pacific. In: Flower M F J, Zhung Sunlin, Lo Chinghua, Lee Tungyi eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Geodynamics, 27:67~88.
- Förster H J, Tischendorf G, Trumbull R B.1997. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. Lithos, 40:261~293.
- Gilder S A, Gill J, Coe R S, Zhao Xixi, Liu Zhongwei, Wang Genxian, Yuan Kuirong, Liu Wenlong, Kuang Guodun, Wu Haoruo.1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. Journal of Geophysical Research, 101:16137~16154.
- Gilder S A, Leloup P H, Courtillot V, Chen A, Coe R S, Zhao Xixi, Xiao Wenjiao, Haliang N, Cogné J P, Zhu Rixiang.1999. Tectonic evolution of the Tancheng—Lujiang (Tan-Lu) fault via Middle Triassic to early Cenozoic paleomagnetic data. Journal of Geophysical Research, 104:15365~15390.
- Griffin W L, Belousova E A, Shee S.2004. Crustal evolution in the northern Yilarn Craton: U-Pb and Hf isotope evidence from detrital zircons. Precambrian Research, 131:231~282.
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G.1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society of London, 19:67~81.
- Hoskin P W O, Black L P.2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, 18:423~439.
- Hoskin P W O, Schaltegger U.2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53:27~62.
- Jaeger J J, Courtillot V, Tapponnier P.1989. Paleontological view of the ages of the Decan Traps, the Cretaceous/ Tertiary boundary, and the India—Asia collision. Geology, 17:316~319.
- Lapierre J, Jahn Borming, Charvet J, Yu Yunwen.1997. Mesozoic felsic arc magmatism and continental olivine tholiites in Zhejiang Province and their relationship with the tectonic activity in southeastern China. Tectonophysics, 274:321~338.
- Li Xianhua.2000. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in southeast China. Journal of Asian Earth Science, 18:293~305.
- Li Xianhua, Li Wuxian, Li Zhengxiang.2007. On the genetic classification and tectonic implications of the Early Yanshanian granitoids in the Nanling Range, South China. , 52:1873~1885.
- Martin H, Bonin B, Capdevila R, Jahn B M, Lameyre J, Wang Y.1994. The Kuiqi peralkaline granitic complex (SE China): petrology and geochemistry. J. Petrol., 35:983~1015.
- Pearce J A.1996. Source and settings of granitic rocks. Episodes, 19:120~125.
- Peccerillo A, Taylor S R.1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks of the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib.

- Mineral. Petrol., 58:63 ~ 81.
- Ren Jianye, Tamaki K, Li Sitian, Zhang Junxia. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, 344:175 ~ 205.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J. eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication, 42:313 ~ 345.
- Tatsumi Y, Maruyama S, Nodha S. 1990. Mechanism of backarc opening in the Japan Sea: Role of asthenospheric injection. *Tectonophysics*, 181:299 ~ 306.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95:407 ~ 419.
- Wu Fuyuan, Jahn Borming, Wilde S A, Lo ChingHua, Yui TzenFu, Lin Qiang, Ge Wenchun, Sun Deyou. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochemistry and petrogenesis. *Lithos*, 66:241 ~ 273.
- Wu Yuanbao, Zheng Yongfei. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49:1554 ~ 1569.
- Xu Xisheng, Dong Chuanwan, Li Wuxian, Zhou Xinmin. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: the significance of the gabbro—diorite—granite association. *Lithos*, 46:299 ~ 315.
- Yuan Honglin, Gao Shan, Liu Xiaoming, Li Huiming, Günther D, Wu Fuyuan. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation—inductively coupled plasma mass spectrometry. *Geoanalytical and Geostandard Research*, 28:353 ~ 370.
- Zhou Xinmin, Li Wuxian. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326:269 ~ 287.

Zircon U-Pb Dating and Tectonic Significance of the Shipingchuan Granite in Southeastern Zhejiang Province, SE China

LI Yanjun¹⁾, WEI Junhao¹⁾, YAO Chunliang¹⁾, YAN Yunfei²⁾, TAN Jun¹⁾,
FU Lebing¹⁾, PAN Jinbo³⁾, LI Wei³⁾

1) Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan, 430074;

2) Zijin Mining Group Co., Ltd, Shanghang, Fujian, 364200;

3) No. 11 Geological Team of Zhejiang Bureau of Geology and Mineral Resource, Wenzhou, Zhejiang, 325006

Abstract: The Shipingchuan K-feldspar granite is situated in south—central volcanic belt of southeastern Zhejiang Province. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating yields a weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 102.5 ± 1.2 Ma (MSDW = 2.1) for the Shipingchuan granite intrusion, implying its end of early Cretaceous crystallization time. Petrography and chemical compositions show that it belongs to high-K calc-alkaline series characterized by high silicon, enriched in potassium and aluminum but depleted in iron, magnesium, phosphorus and titanium. SiO_2 and K_2O contents range from 74.79% to 77.79% and 4.26% to 7.97% respectively. A/CNK values vary from 0.98 to 1.10, indicating a metaluminous to weakly peraluminous character. The rocks are enriched in Rb, Th, U and K, but depleted in Sr, Ba, Nb, P and Ti. REEs are characterized by intermediate negative Eu anomalies with $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.33 \sim 0.50$ and exhibit right-dipping “V” patterns with LREE enrichment. $[n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})]_i$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values ($t = 102.5$ Ma) of the Shipingchuan intrusion range from 0.70801 to 0.71012 and -8.76 to -8.63 respectively, showing the intrusion is the result of mixing by crustal and mantle materials. Mineralogy and geochemistry suggest that the Shipingchuan K-feldspar granite intrusion is a highly fractionated I-type granite. Trace elements features display that the pluton was a post-collisional granite and formed in an extensional tectonic setting in the end of early Cretaceous. These results indicate the Shipingchuan granite is related to back-arc extension due to high angle subduction of the paleo-Pacific plate, caused by northward movement of Indian plate.

Key words: LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; highly fractionated I-type granite; back-arc extension; the Shipingchuan granite; Zhejiang province

