

杭州泗岭铝质 A 型花岗岩的发现及其构造意义

卢成忠¹ 顾明光¹ 罗以达¹ 董传万² 陈国锋¹

(浙江省地质调查院, 浙江 杭州 311203)

提 要:初步研究表明,以往被认为是典型的 S 型花岗岩或改造-重熔型花岗岩的泗岭岩体应为铝质 A 型花岗岩。该岩体高硅、碱、钾而明显贫钙、镁;高(K_2O+Na_2O)/CaO 值(平均 16.79)和 AKI 指数(平均 0.92); FeO^*/MgO 比值大(平均 13.95),高于 M 型、S 型和 I 型花岗岩,而与世界 A 型花岗岩平均值(13.4)相近;岩石为弱碱性、准铝-弱过铝质,富含稀土元素、HFSE 元素,高 Rb、F 和 Nb,反映其具 A 型花岗岩的成分特征。泗岭岩体氧同位素 $\delta^{18}O$ 为 +8‰~+9‰,反映岩浆主要起源于下地壳。该岩体侵位于拉张的构造环境,是晚白垩世早期一次重要的构造-岩浆热事件,同时也反映了区域性孝丰—三门湾大断裂与学川—湖州大断裂在晚白垩世早期处于拉伸阶段。

关 键 词:铝质 A 型花岗岩;地球化学;构造环境;燕山晚期;拉张;泗岭岩体

中图分类号:P588.12⁺1 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2008)03-0392-07

A 型花岗岩因其产出的构造环境特别而成为近 20 多年来岩石学领域研究的一个热门课题之一。自从 Loiselle 等^[1]系统定义 A 型花岗岩以来,得到世人广泛重视。在中国,众多研究者已对典型的 A 型花岗岩带,特别是对中国东部晚中生代 A 型花岗岩带进行了全面系统的研究,并取得一系列的重要认识^[2]。但对扬子地块的 A 型花岗岩研究却甚少,如杭州泗岭岩体就是一例。长期以来,杭州泗岭花岗岩体被认为是典型的 S 型花岗岩^[3]或改造-重熔型花岗岩^[4],经野外地质调查和专题研究发现,其岩石地球化学特征不同于 S 型花岗岩或改造-重熔型花岗岩,而属铝质 A 型花岗岩。通过对泗岭花岗岩体岩石地球化学特征及成因类型的再认识,对探讨本区乃至扬子地块地壳物质组成和演化及地质构造发展都有重要的地质意义。

1 岩体地质及岩相学特征

泗岭花岗岩体地处扬子板块东缘,位于区域性孝丰—三门湾大断裂与学川—湖州大断裂的交汇处,出

露于杭州市余杭区黄湖至峰高岭一带,平面上大致呈楔状北东向展布,长轴方向与学川—湖州大断裂走向一致,岩体 NE 侧受孝丰—三门湾大断裂控制,仅分布在孝丰—三门湾大断裂南西侧(图 1)。岩体面积 53.8 km²,侵入震旦纪—奥陶纪沉积岩及晚侏罗世火山岩,接触面多呈枝杈状,部分外倾,倾角 25~45°。围岩蚀变主要见于岩体的北西侧,有角岩化、大理岩化及硅化等,蚀变远离接触带逐渐减弱。K-Ar 法同位素年龄为 89.8~93.4 Ma^①,根据最新的 2004 年版国际地层委员会^[5]公布的晚白垩世的年龄区间为 99.6±0.9~65.5±0.3 Ma,泗岭岩体的形成时代应为晚白垩世,属燕山晚期岩浆活动的产物。

根据岩石结构的差异,泗岭岩体可分为边缘相和内部相,但相带分布很不对称。边缘相主要分布在岩体的西南部,出露面积 28.6 km²,黑云母 K-Ar 法同位素年龄为 93.4 Ma,形成于晚白垩世,岩性主要是中细粒黑云母花岗岩,局部过渡为细中粒黑云母花岗岩或中细粒花岗岩;内部相主要分布在岩体的东北部,出露面积 25.2 km²,黑云母 K-Ar 法同位素年龄为 89.8

收稿日期:2007-09-19;改回日期:2007-10-17

基金项目:中国地质调查局地质大调查项目(200413000021)资助。

作者简介:卢成忠,男,1950 生,教授级高级工程师,从事区域地质调查工作;E-mail:cz5064@163.com。

①浙江省地质矿产局. 1:50000 莫干山幅、瓶窑镇幅区域地质调查报告, 1987。

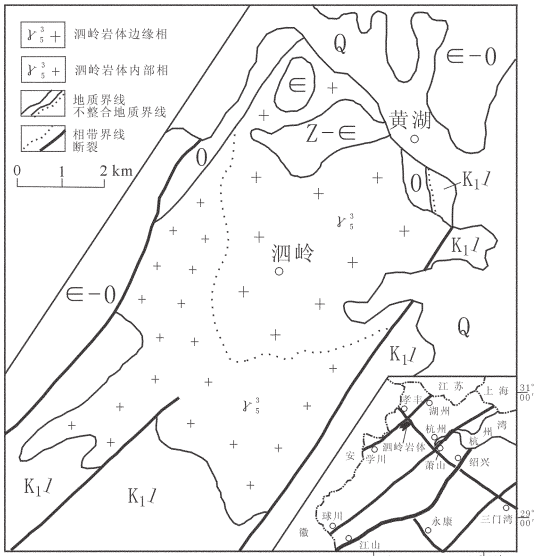


图 1 泗岭岩体地质略图

Q—第四系;O—奥陶系;

ε—寒武系;Z—震旦系;J₃l—劳村组

Fig. 1 Geological sketch map of the Siling granite pluton

Q—Quaternary; O—Ordovician;

ε—Cambrian; Z—Sinian; J₃l—Laocun Formation

Ma, 形成时间略晚于边缘相, 岩性主要是细中粒黑云母花岗岩, 局部过渡为中细粒花岗岩或晶洞中粒花岗岩。岩体主要矿物为碱性长石 (30%~40%)、斜长石 (20%~25%)、石英 (25%~35%), 次要矿物为黑云母 (3%~5%), 副矿物有磁铁矿、黄铁矿、钛铁矿、石榴石、锆石、萤石、刚玉、独居石、毒砂、辉钼矿、自然铅、重晶石、方铅矿、锐钛矿、自然锡等。根据国际地科联 (IUGS) 火成岩定量矿物成分分类 (1972, 1979), 泗岭岩体岩性为花岗岩。岩石呈肉红杂灰白、灰黑色, 细中粒及中细粒花岗结构, 长石经常与石英交生, 形成微文象结构, 具有块状构造和晶洞构造。晶洞大小一般在 1~3 cm, 大者延伸长达 20 cm, 形态各异, 有圆形的, 也有拉长或枝杈状的。晶洞内矿物主要是钾长石、石英, 还有少量白云母及微量石榴石。晶洞构造的形成, 意味着岩浆突然上升, 花岗岩浆发生第二次沸腾, 散逸了气体和挥发分, 这是浅带花岗岩的特征, 因此泗岭岩体是高侵位的浅成侵入体。

泗岭岩体造岩矿物中, 碱性长石为微斜微纹长石, 具格子状双晶和卡氏双晶, 呈半自形板状和他形粒状, 有少量呈自形略呈斑晶出现, 时见环带构造。斜长石呈自形-半自形的板状及板柱状, 发育钠长

石聚片双晶, An=6~20, 属更钠长石, 部分已绢云母化。黑云母大多为间粒, 少数为自形半自形, 粒径 1~5 mm, 常见成分环带, 不同色调的黑云母在 $\perp(001)$ 方向上呈韵律生长, 单矿物湿化学分析: MgO 含量为 3.34%~2.86%、TiO₂ 为 2.45%~3.55%、Al₂O₃ 为 7.84%~8.01%、Fe₂O₃ 为 3.96%~4.46%、FeO 为 26.50%~25.08%、MnO 为 1.11%~0.66%。Mg[#][Mg/(Mg+Fe*)] 为 0.07~0.08, 与全岩成分贫 MgO 相匹配。按分析结果计算的黑云母八面体位置上的阳离子在 Mg-(Fe²⁺+Mn)-(Al^{VI}+Fe³⁺+Ti) 图解^[8]中投影, 所有样品都落在铁黑云母区间, 可见黑云母极富铁贫镁, 属铁质黑云母。在黑云母 Ann-Phl-PDOxy 图解^[7]中位于 NB 缓冲线附近, 表现其在贫水且还原环境下结晶。

2 地球化学特征

2.1 岩石化学

泗岭岩体岩石化学成分 (表 1) 总的是以高硅 (74.25%~77.07%)、Na₂O+K₂O (7.95%~9.34%, 平均 8.69%)、K₂O (4.48%~5.38%, 平均 5.09%)、K₂O/Na₂O>1.2, 明显贫 MgO (0.07%~0.29%, 平均 0.13%)、CaO (0.42%~0.72%, 平均 0.53%) 为显著特征。(K₂O+Na₂O)/CaO=11.73~22.45, 平均 16.79; AKI 指数为 0.86~1.01, 平均为 0.92, ; FeO*/MgO 比值为 7.42~19.13, 平均为 13.95, 远高于一般 I 型、S 型、M 型花岗岩^[8], 而与世界 A 型花岗岩平均值 (13.4)^[9]相近; 莱特碱度率 (A.R) 为 4.28~6.42, 为弱碱性花岗岩类型。A/NKC 为 0.96~1.10 (平均 1.04), CIPW 标准矿物中多有刚玉出现, 属准铝到弱过铝质花岗岩。Eby^[10]指出, 对于 SiO₂>74% 的高硅的花岗岩而言, SiO₂-FeO*/MgO 图解最能有效地把 A 型花岗岩与 I 型和 S 型花岗岩区别开来, 泗岭花岗岩的 SiO₂>74%, 在该图解中均落入 A 型花岗岩区 (图 2)。同样, 在判别 A 型花岗岩的 K₂O-Na₂O 图上^[11] (图 3), 样品也全部落在 A 型花岗岩区, 反映其具 A 型花岗岩的成分特征。其化学成分中的 Ti 和 P 的含量均很低, P₂O₅ 的含量多在 0.01% 以下, 这点与相对富铝的 S 型花岗岩明显有别, 后者常具较高的 P₂O₅ 含量 (一般大于 0.1%), 且随分异作用的进行 P₂O₅ 有递增的趋势, 因此, 铝质 A 型花岗岩与 S 型花岗岩富铝的内在原因可能存在本质差别, 其 Ti 和 P 显著偏低的特点反映岩浆经历了高程度的钛铁矿、磷灰石等矿物的分离结晶作用。

表 1 泗岭岩体常量元素和稀土元素与微量元素化学成分

Table 1 Major and trace element contents of the Siling granite pluton

成 分	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂ /10 ⁻²	76.1	76.27	75.5	77.07	75.73	77	74.86	74.25	74.37	74.31
TiO ₂	0.08	0.08	0.07	0.09	0.09	0.1	0.09	0.2	0.25	0.18
Al ₂ O ₃	12.23	11.79	12.69	11.97	12.37	11.71	13.45	12.85	13.02	12.82
Fe ₂ O ₃	0.36	0.45	0.25	0.37	0.33	0.33	0.21	0.21	0.47	1.07
FeO	1	1.08	1	1	1.04	1.11	1.15	1.81	1.73	1.4
MnO	0.067	0.136	0.068	0.06	0.059	0.066	0.077	0.081	0.069	0.02
MgO	0.08	0.1	0.09	0.08	0.08	0.1	0.07	0.23	0.29	0.2
CaO	0.50	0.55	0.51	0.51	0.42	0.48	0.51	0.72	0.50	0.60
Na ₂ O	3.55	3.18	4.08	3.48	4.2	3.47	3.75	3.42	3.49	3.31
K ₂ O	5.17	5.33	5.14	4.72	5.14	4.48	5.38	5.00	5.25	5.32
P ₂ O ₅	0.006	0.006	0.007	0.006	0.006	0.006	0.007	0.038	0.051	0.030
烧失	0.76	0.84	0.7	0.55	0.5	0.69	0.78	1.27	1.1	0.46
Total	100.02	99.94	100.21	100.01	100.08	99.67	100.46	100.28	100.78	99.88
ALK	8.72	8.51	9.22	8.20	9.34	7.95	9.13	8.42	8.74	8.63
A/NKC	1.03	1.03	1	1.04	0.96	1.06	1.08	1.1	1.06	1.04
A .R	5.36	5.44	5.64	5	6.42	4.75	4.78	4.28	4.66	4.60
AKI	0.94	0.93	0.97	0.92	1.01	0.9	0.89	0.86	0.88	0.87
FeO [*] /MgO	16.55	14.85	13.61	16.66	16.71	14.07	19.13	8.69	7.42	11.80
(K ₂ O+Na ₂ O) / CaO	17.51	15.39	18.19	16.21	22.45	16.43	18.04	11.73	17.55	14.38
La/10 ⁻⁶	41	39	44	46	50	53	44	76	72	
Ce	86	81	93	93	103	105	88	147	145	
Pr	9.6	8.9	10.3	10.2	11	11.2	9.5	16	15.2	
Nd	34	32.5	36.5	35.9	38.3	38.6	33.3	57.4	54.3	
Sm	7.8	7.5	8.2	8	7.6	7.6	6.9	11	10.6	
Eu	0.08	0.08	0.09	0.09	0.1	0.11	0.1	0.4	0.45	
Gd	8.02	7.8	8.46	8.2	6.94	7.32	6.71	10.28	9.85	
Tb	1.57	1.52	1.66	1.56	1.23	1.35	1.26	1.75	1.67	
Dy	10.25	10.25	11.21	10.38	7.95	8.99	8.33	10.97	10.35	
Ho	2.12	2.16	2.34	2.16	1.6	1.86	1.72	2.19	2.03	
Er	6.48	6.65	7.23	6.63	4.81	5.73	5.26	6.35	5.84	
Tm	1.19	1.22	1.37	1.23	0.88	1.03	0.97	1.09	1.01	
Yb	8.3	8.2	9.5	8.3	6	7	6.8	7.3	6.7	
Lu	1.2	1.21	1.43	1.22	0.88	1.01	1.01	1.05	0.97	
Y	70.7	68.9	77.4	70.3	53	60.7	57.5	68	63.7	
ΣREE	217.61	207.99	235.29	232.87	240.29	249.8	213.86	348.78	335.97	
δ Eu	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.11	0.13	
(La/Yb) _N	3.33	3.21	3.12	3.74	5.62	5.1	4.36	7.02	7.25	
Y/Nb	1.35	1.11	1.42	1.17	1.42	1.31	1.27	1.35	1.23	
Rb/10 ⁻⁶	451	412	469	418	379	319	404	321	219	
Th	45.5	47.5	52.4	58.9	43.8	40.9	33.6	36.1	24.6	
Ta	3.9	4.35	6.38	4.73	3.77	3.81	4.45	4.13	3.21	
Nb	52.3	62	54.4	60.1	37.3	46.2	45.4	50.4	51.7	
Ba	41.6	36.9	41.3	22.3	23.7	31.7	43.2	192.8	260.8	
Sr	16.4	15.2	17	17.6	14.5	14.4	19.7	50.1	69.4	
Hf	6.42	5.8	7.18	6.72	5.15	5.92	5.92	8.31	9.65	
Ga	10.2	9.6	10.9	10.3	9.9	10.3	9.4	13.2	13.5	
Zr	148	134	147	151	124	138	128	217	264	
Sc	1.2	1.2	1.5	1.3	1.2	1.4	1	2.6	3.1	
V	3.7	3.9	3.5	3.6	2.6	2.6	7.2	12.9	14.4	
Cr	4.7	6.9	8.5	6.1	3.1	8.7	4.1	7.4	7.6	
Co	0.9	0.8	0.8	0.9	0.8	1.2	0.9	1.8	2	
Ni	2.5	4.1	3	3	2	3.8	2.9	3.7	3.3	
Cs	6.8	5	11.3	8.8	8.5	9.4	6.5	7.4	5.0	
U	18.5	20.2	14.9	12.2	12.1	13.1	18.3	9.7	6.2	
Se	1.2	1.2	1.5	1.3	1.2	1.4	1	2.6	3.1	
F	3120	3257	3120	2865	2414	2520	2520	1948	3399	

注:由中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所分析,岩石化学用熔片法 X-射线荧光光谱(XRF)测定,分析精度优于1%;稀土与微量元素用 ICP-MS 方法测定,分析精度一般优于3%。

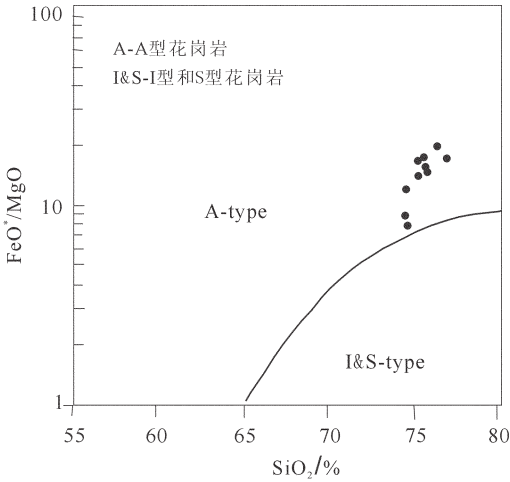


图 2 泗岭岩体 FeO*/MgO-SiO₂ 判别图解^[10]
 Fig. 2 FeO*/MgO-SiO₂ discrimination diagram of the Siling granite pluton

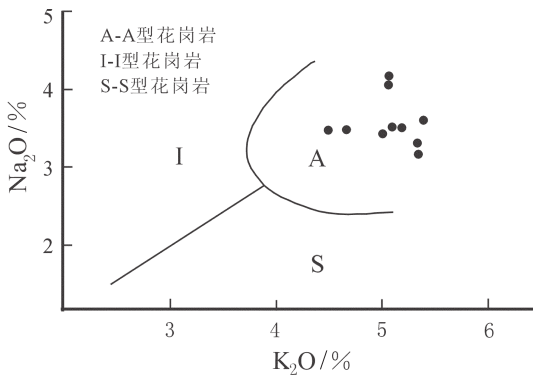


图 3 泗岭岩体 Na₂O - K₂O 判别图解^[11]
 Fig. 3 Na₂O-K₂O discrimination diagram of the Siling granite pluton

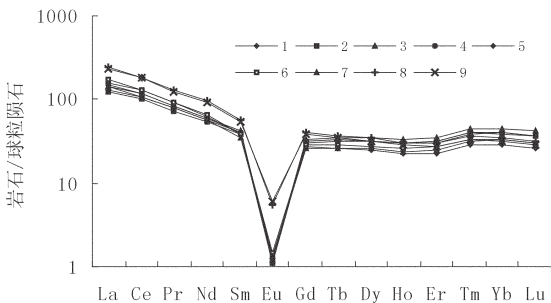


图 4 泗岭岩体稀土元素球粒陨石标准化配分模式
 Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of the Siling granite pluton

2.2 微量元素

泗岭花岗岩的稀土及微量元素丰度从表 1 可以看出, 稀土元素总量较高, ΣREE 为 $207.99 \times 10^{-6} \sim 348.78 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 $4.33 \sim 7.74$ 。Eu 亏损较显著, Eu 为 $0.03 \sim 0.13$ 。球粒陨石标准化稀土元素配分模式^[12](图 4) 为典型的 A 型花岗岩所特有的海鸥型^[13]。微量元素中以高 Rb ($219 \times 10^{-6} \sim 469 \times 10^{-6}$, 平均 377×10^{-6})、F ($1948 \times 10^{-6} \sim 3399 \times 10^{-6}$, 平均 2796×10^{-6}) 和 Nb 丰度 ($37.3 \times 10^{-6} \sim 62.0 \times 10^{-6}$, 平均 51.09×10^{-6}) 为显著特点, 分异的 A 型花岗岩特别是晶洞花岗岩是富 Rb 和富 F 的, Nb 丰度高于 A 型花岗岩下限值 20×10^{-6} ^[6], 在蛛网图(图 5)上, Nb、Ta 没有形成明显亏损的谷, 而 S 型花岗岩在蛛网图上亏损谷最明显, 这二种特征正是 A 型花岗岩所特有的^[14]。在原始地幔标准化蛛网图^[15](图 5)上, 表现为 Cs、Rb、Th、U、Nd、Hf、Zr、Sm、Tb 和 Y 富集, 而 Ba、Sr、P、Ti 强烈亏损, 表明它是一种高演化成分的 A 型花岗岩; 泗岭岩体无明显的 Nb、Ta 负异常, Nb/La 为 $0.66 \sim 1.59$, 其微量元素分布形式总体上与板内玄武岩相似。HFSE 元素组合 ($\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$) 为 $317.2 \times 10^{-6} \sim 523.9 \times 10^{-6}$, 平均为 382.3×10^{-6} , 大于 A 型花岗岩下限值 350×10^{-6} ^[7], 在 Ga/Al-(Zr+Nb+Ce+Y) 判别图解(图 6)上, 它们的投影点均落在 A 型花岗岩区^[7], 说明泗岭岩体属 A 型花岗岩。泗岭岩体氧同位素 δO^{18} 为 $+8\text{‰} \sim +9\text{‰}$ ^①, 反映岩浆主要起源于下地壳。微量元素 Ga 含量偏低, 可能泗岭岩体岩浆是演化了的 A 型岩浆结晶的, 早期富 An 斜长石分离结晶带走大量的 Ga, 使残余岩浆 Ga 丰度降低, 还有可能

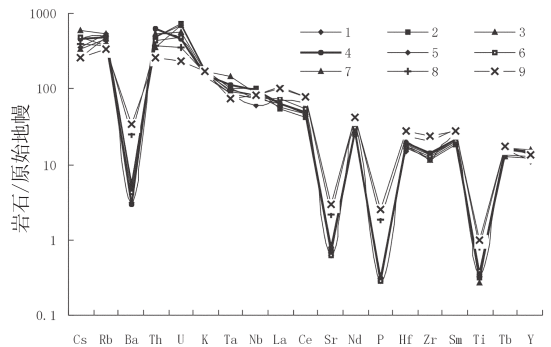


图 5 泗岭岩体微量元素蛛网图
 Fig. 5 Trace element spidergram of the Siling granite pluton

① 浙江省地质矿产局. 1:50000 莫干山幅、瓶窑镇幅区域地质调查报告, 1987.

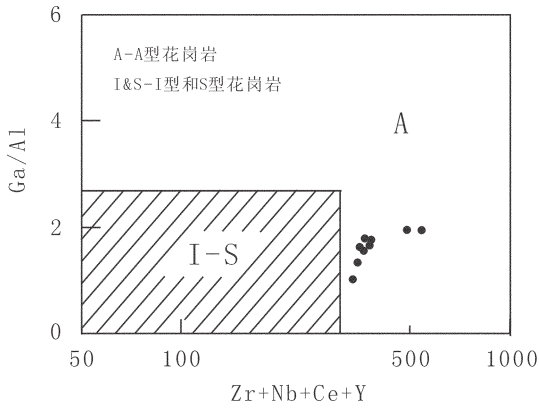


图 6 泗岭岩体 Ga/Al - (Zr+Nb+Ce+Y) 判别图解
 Fig. 6 Ga/Al - (Zr+Nb+Ce+Y) discrimination diagram of the Siling granite pluton

其源岩为酸性麻粒岩,斜长石 An 低, Ga 含量低, 由这样源岩熔化形成的 A 型岩浆 Ga 含量偏低。

3 构造环境判别

花岗岩构造环境的判别不仅需要根据其地球化学特征, 而且还需要结合岩体自身构造特征进行综合研究, 以下通过这 2 个方面的分析来探讨泗岭岩体形成的构造环境。

3.1 岩体构造型式证据

泗岭花岗岩体在平面上形态不规则, 大致呈楔状为北东向展布(图 1)。岩体内部缺乏定向组构和暗色岩石包体, 矿物成分颇为均一, 几乎不显示岩浆面

理和变形面理, 没有边强中弱的主动侵位的应变型式。岩体与围岩多具锯齿状的接触界线, 接触面常呈枝杈状, 并常有岩体延伸出去的岩枝贯入围岩, 后者则有从接触带被推开或改变构造走向的迹象。岩体与围岩的构造线不一致, 围岩未因岩浆侵入而发生变形, 围岩原有的构造靠近接触带也未受干扰。所有这些特征明显不同于主动侵位的岩体构造型式, 而显示了一种拉张环境下的岩体被动定位的构造型式。

3.2 岩石地球化学证据

花岗岩的微量元素组成明显受其成岩的构造环境制约, Pearce 等^[16]对形成于不同构造背景下的大量微量元素进行了统计研究, 在此基础上提出了适用性较好的 Rb-(Y+Yb) 和 Nb-Y 构造环境判别图, 在该判别图解(图 7)上, 泗岭岩体的投影点落在板内花岗岩区, 结合岩体的构造型式, 笔者认为泗岭岩体形成于拉张的构造环境。

4 构造意义

区域地质调查研究表明, 区域性孝丰—三门湾大断裂与学川—湖州大断裂形成于燕山早期, 燕山晚期发生强烈活动, 在晚白垩世具有张扭的性质^[3], 大断裂交汇处是构造最薄弱的部位, 岩浆最容易乘虚而入, 泗岭岩体就是在这—构造背景下, 由区域应力和岩浆内应力相互作用, 沿孝丰—三门湾大断裂与学川—湖州大断裂交汇处上侵就位之产物。深部

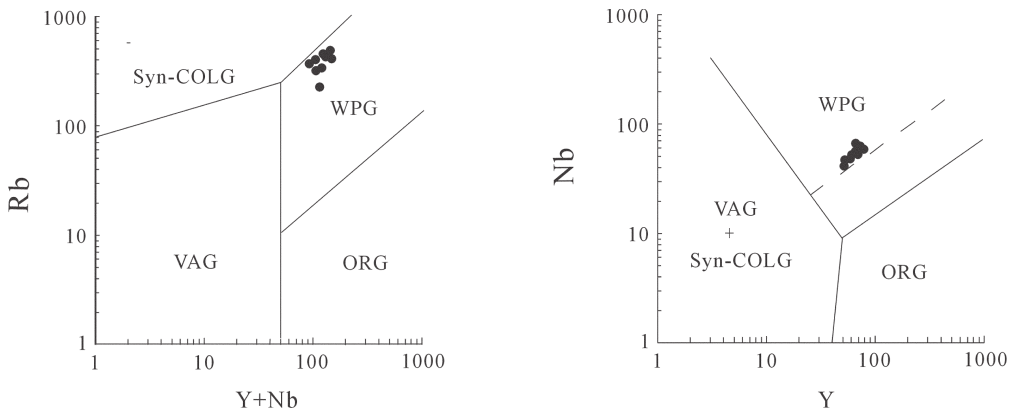


图 7 泗岭岩体构造环境的微量元素判别图(底图据参考文献[16])

VAG—火山弧花岗岩; ORG—洋脊花岗岩; WPG—板内花岗岩; Syn-COLG—同碰撞花岗岩

Fig. 7 Tectonic discrimination diagrams using trace elements of the Siling granite pluton

VAG—volcanic arc granite; ORG—ocean-ridge granite; WPG—within-plate granite; Syn-COLG—syncollision granite

地球物理研究表明,泗岭岩体位处杭州—嘉兴鼻状幔隆西南部之次级隆起^①,地壳厚度明显变薄,推测深部存在一个软流层上侵的底辟构造;从本区基底构造、古生代及元古宙地层的大量裸露来看,燕山运动造成的地壳大幅度隆起是极为可观的。泗岭岩体 K-Ar 法同位素年龄为 89.8~93.4 Ma,侵位于板内构造环境。这些地质事实表明,泗岭岩体的形成,代表着在晚白垩世早期,由于深部热地幔流上涌,引起地幔隆起并导致地壳变薄和伸展构造发育,该区发生了一次重要的构造-岩浆热事件,同时也反映了区域性孝丰—三门湾大断裂与学川—湖州大断裂在晚白垩世早期处于拉伸阶段。

5 结 论

(1)泗岭岩体在化学组成上高硅、碱、钾而明显贫钙、镁,高 $(K_2O+Na_2O)/CaO$ 值(平均 16.79)和 AKI 指数(平均 0.92); FeO^*/MgO 比值大(平均 13.95),高于 M 型、S 型和 I 型花岗岩,而与世界 A 型花岗岩平均值(13.4)相近;岩石为弱碱性、准铝-弱过铝质,富含稀土元素和 HFSE 元素(Zr+Nb+Ce+Y),高 Rb、F 和 Nb,而 Ba、Sr、P、Ti 强烈亏损,反映其具 A 型花岗岩的成分特征。泗岭岩体与一般 I 型、S 型和 M 型花岗岩有明显差别,应归属为铝质 A 型花岗岩,而非典型的 S 型花岗岩或改造-重熔型花岗岩。

(2)泗岭岩体侵位于拉张的构造环境,是晚白垩世早期一次重要的构造-岩浆热事件,同时也反映了区域性孝丰—三门湾大断裂与学川—湖州大断裂在晚白垩世早期处于拉伸阶段。

参 考 文 献 (References):

- [1] Loiselle M C, Wones D R. Characteristics and origin of anorogenic granites [J]. Geological Society of America Abstracts with programs, 1979, 11:468.
- [2] 卢成忠,董传万,顾明光. 浙江道林山新元古代 A 型花岗岩的发现及其构造意义[J]. 中国地质, 2006, 33(5):1044-1051.
Lu Chengzhong, Dong Chuanwan, Gu Mingguang, et al. Discovery of the Neoproterozoic Daolinshan A-type granite in Zhejiang and its tectonic implications [J]. Geology in China, 2006, 33(5):1044-1051(in Chinese with English abstract).
- [3] 浙江省地质矿产局. 浙江省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1989:304-320.
Bureau of Geology and Mineral Resources of Zhejiang Province. Regional Geology of Zhejiang Province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1989. 304-320 (in Chinese with English abstract).
- [4] 钱鼎兴. 试论花岗岩五山关超单元和莫干山超单元[J]. 浙江地质, 1992, 8(2):25-33.
Qian Dingxing. Discussion on the Wanshanguan super-unit and the Mogoanshan super-unit[J]. Geology of Zhejiang, 1992,8(2):25-33 (in Chinese with English abstract).
- [5] 国际地委员会编. 国际地层表. 金玉珩, 王向东, 王玥译. 地层学杂志[J]. 2005, 29(2):98.
International Commission on Stratigraphy. International Stratigraphic Chart. Jin Yugan, Wang Xiangdong, Wang Yue(translators). Journal of Stratigraphy, 2005, 29(2):98(in Chinese with English abstract).
- [6] Foster M D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas [C]//U. S. Geological Survey Professional Paper, 1960, 354-B:11-49.
- [7] Wones D R, Eugster H P. Stability of biotite: experiment, theory and application[J]. American Mineralogist, 1965, 50(9):1228-1272.
- [8] Whalen J B, Carrie K L, Chappell B W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. Contrib Mineral Petrol, 1987, 95:407-419.
- [9] Turner S P, Foden J D, Morrison R S. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia[J]. Lithos., 1992, 28:151-179.
- [10] Eby G N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis [J]. Lithos, 1990, 26:115-134.
- [11] Collins W J, Beas S D, White A J R, et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia [J]. Contrib Mineral Petrol, 1982, 80(2):189-200.
- [12] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies[A]. In: Henderson P(ed). Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam., 1984, 63-114.
- [13] 刘昌实, 陈小明, 王汝成, 等. 广东龙口南山铝质 A 型花岗岩的成因[J]. 岩石矿物学杂志, 2003, 22(1):1-10.
Liu Changshi, Chen Xiaoming, Wang Rucheng, et al. Origin of Nankunshan aluminous A-type granite, Longkou County, Guangdong Province [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2003, 22(1):1-10(in Chinese with English abstract).
- [14] 邱检生, 王德滋, 蟹泽聪史, 等. 福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因[J]. 地球化学, 2000, 29(4):313-321.
Qiu Jiansheng, Wang Dezi, Satoshi Kanisawa, et al. Geochemistry and petrogenesis of aluminous A-type granites in the coastal area of Fujian Province [J]. Geochimica, 2000, 29(4):313-321(in Chinese with English abstract).
- [15] Sun S-S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [C]//Saunders A D, Norry M J (eds). Magmatism in the Ocean

① 浙江省地质调查院. 1:250 000 杭州市幅区域地质调查成果报告, 2004.

Basins. Geol Soc Spec Publ, 1989, 42:313-345.

discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. J Petrol, 1984, 25(4):956-983.

[16] Pearce J A, Harris N B W, Trindle A G. Trace element

Discovery of the Siling aluminous A-type granite in Hangzhou and its tectonic significance

LU Cheng-zhong, GU Ming-guang, LUO Yi-da, DONG Chuan-wan, CHEN Guo-feng

(1. Zhejiang Institute of Geological Survey, Hangzhou, 311203, Zhejiang, China;

2. Department of Earth science, Zhejiang University, Hangzhou, 310027, China)

Abstract: The Siling rock mass, which was formerly regarded as typical S-type granites or reworked anatectic granites, should be aluminous A-type granites. This rock mass is rich in silica, alkalis and potassium and distinctively poor in calcium and magnesium; it has high K_2O+Na_2O/CaO values (average 16.79) and a high AKI index (average 0.92); high FeO^*/MgO ratios (average 13.95), higher than that of M-type, S-type and I-type granites but close to the average value (13.4) of A-type granites worldwide; the rock is weakly alkaline, metaluminous-weakly peraluminous quality, rich in REE and HFSE, high in Rb, F and Nb, which are also the characteristics of A-type granites. The $\delta^{18}O$ values of the Siling rock mass range from +8‰ to +9‰. All these suggest that the magma of the granites was mainly derived from the lower crust. The rock mass was emplaced into an extensional environment, which was an important tectono-magmato-thermal event in the early Late Cretaceous. It also indicates that the regional Xiaofeng-Sanmenwan fault and Xuechuan-Huzhou fault were in their extended stage in the early Late Cretaceous.

Key words: aluminous A-type granite; geochemistry; tectonic setting; late Yanshanian; extension; Siling pluton

About the first author: LU Cheng-zhong, male, born in 1950, senior engineer, engages in regional geological survey; E-mail: cz5064@163.com.