

华南两类不同成因花岗岩岩石学特征

徐克勤 孙甯 王德滋 刘昌实 陈克荣^①

(南京大学地质学系)

徐克勤等^[13], 查佩尔、怀特等^[4], 石原舜三等^[7]曾先后提出两种不同成因、来源于不同成岩物质的花岗岩类存在。并分别命名为同熔型与改造型; I型与S型; 磁铁矿系列与钛铁矿系列花岗岩。上述作者曾对两类不同成因花岗岩在宏、微观特征上的差别作了某些比较, 并指出两者在特征上是有明显差异的。本文就华南地区这两类花岗岩的岩石学特征作进一步的阐述, 并证明两类不同成因花岗岩在华南地区显然是存在的。

按徐克勤等使用的术语, 同熔型花岗岩在华南地区(政和—大甬断裂以东)和下扬子拗陷带有较广泛的出露。典型的岩体有: 福建平和县钟腾火山—侵入杂岩^[19]; 浙江桐庐县横村埠火山—侵入杂岩^②; 江西省若干与斑岩型铜矿有关的浅成侵入体^③等。改造型花岗岩主要分布在华南大陆内部, 多集中于武夷山后加里东隆起区和云开大山—大瑶山后加里东隆起区。已证实属于这种成因方式的岩体有: 福建永春县桂洋中麻状花岗岩^[18]; 江西慈竹英云闪长岩^[14]; 江西武功

山混合花岗岩^[27]; 广西北流混合花岗岩^④; 广东罗定那蓬青石堇混合花岗岩^⑤; 海南岛占县花岗岩^[20]; 海南岛抱板混合花岗岩^[21]; 广西摩天岭片麻状花岗岩^⑥、^⑦等。据现有资料综合, 上述二类不同成因花岗岩在如下方面有明显差异。

一、两类花岗岩岩石学特征

同熔型花岗岩在空间分布上主要与西太平洋板块的消亡带或与大陆内部的深断裂带有直接或间接的联系, 广泛分布于我国东南沿海中生代火山断陷盆地内。岩浆侵入活动的时间以燕山早期和晚期为主, 年龄的最高频率处在170—130百万年与120—80百万年之间, 与东亚燕山期二次热幕的时间是一致的^[2]。岩浆的侵入作用常伴有同源的火山作用与次火山作用。经常三位一体构成复杂的火山—侵入杂岩。早阶段岩浆活动, 成分偏于中酸性, 晚阶段偏于酸性。一般具明显的结晶分异作用, 而同化、混染、交代作用不明显。组成杂岩的一系列成员都具有中等的

- ① 参加本项工作还有薛纪越、楚雪君、张根娣、曾加湖、周金城等同志, 全文由作者讨论, 刘昌实同志执笔。
- ② 江西省地质局(1977); 江西省铜矿地质特征、分布规律及找矿方向。
- ③ 北京铀矿地质研究所(1976)。
- ④ 林承毅, 钱杆东(1978); 广西北流地区花岗岩类岩石的分期、形成时代及其成因的初步探讨。
- ⑤ 方邱森等(1978); 广西北流石科混合花岗岩的研究。
- ⑥ 周金城(1981); 浙江桐庐火山侵入岩的特征和演化。
- ⑦ 杨树锋(1981)。

碱质, 显示出典型的钙碱性演化趋势。钙碱系数一般大于56^[19]。

同熔型花岗岩一般具有较高的成岩温度, 根据王鹤年等^[15]研究, 同熔型花岗岩的石英常含有结晶质熔体包裹体, 而且一部分次火山花岗岩还可含有玻璃质熔体包裹体。其均匀化温度在1020—1056℃左右, 显然是岩浆成因花岗岩。

改造型花岗岩通常分布在华南不同时代的造山带内。目前已发现的有雪峰期(摩天岭岩体^[24]); 加里东期(武功山、慈竹混合花岗岩^[27]); 海西—印支期(福建桂洋岩体^[18]); 燕山期(邓埠仙岩体^[27])等。改造型

花岗岩往往与围岩呈协调式接触, 常具围岩的长条形的残留体或阴影体。岩体边部有时发育边缘混合岩化, 或整个岩体由不同混合程度的混合岩带所组成。在同造山岩体内常发育片麻理构造及变斑状结构, 且往往由最大微斜长石组成巨大的变斑晶。在个别岩体的个别地段, 由于地温梯度高, 可发生局部重熔, 因而有局部的侵入特征的出现, 如海南占县花岗岩。

改造型花岗岩的石英中一般只含气、液包裹体。均匀化或爆裂温度多在300—400℃之间(表1), 显然是花岗岩化产物。

华南地区不同成因花岗岩成岩温度的测定

表 1

成因类型	岩体名称	岩相带及测定的矿物	包裹体的特征	均匀化温度	爆裂温度	资料来源
同熔型花岗岩	福建钟麟火山—侵入杂岩	石英二长闪长岩中斜长石	玻璃质熔体包裹体	1030℃		
		石英二长岩中石英	熔体包裹体	>1000℃		
		二长花岗岩中石英	熔体包裹体	1010~1020℃		
	桐庐火山—侵入杂岩	次火山二长花岗岩中石英	熔体包裹体	910℃		
		石英二长闪长岩中石英	熔体包裹体	870℃		
改造型花岗岩	慈竹英云闪长岩	石 英	气相包裹体	360~400℃		[15]
	北流混合花岗岩				350~370℃	[15]
	桂洋片麻状花岗岩	石 英	液相包裹体	290℃		
	海南抱板混合岩	石 英	气相包裹体	360℃		[21]
	邓埠仙前峰相花岗	石 英			350~430℃	[15]

二、两类花岗岩的岩石化学特征

由图1、2可见, 同熔型花岗岩一般富钙而贫铝, 具较高的 Na_2O/K_2O 比。多属正常类型, 即 $Na + K < Al < K + Na + 2Ca$ 。若用铝过饱和度 $Al' = Al - Na - K - 2Ca$ 作指标, 来定量表示岩石化学成分中铝过剩和不足的程, 则同熔型花岗岩 Al' 多为负值, 在统计的97个样品中 $Al' < 0$ 占77%。表明该

成因类型花岗岩暗色矿物中常有单斜辉石或普通角闪石出现。

改造型花岗岩与此相反, 富铝而贫钙, 具较低的 Na_2O/K_2O 比。多属铝过饱和类型, Al' 一般为正值, 在统计的114个样品中 $Al' > 0$ 占94%。表明该类型花岗岩中常可能出现堇青石、硅线石、红柱石、石榴子石等变质矿物。

据210个样品 Al' 频率统计(图1), 华南

地区两类不同成因花岗岩在化学成分上有极其明显的差异：同熔型 $Al' < 0$ ，改造型 $Al' > 0$ 。但在 $-10 < Al' < 20$ 范围内两者存在重叠。

查佩尔^[4]曾用 $(Al-Na-K) \sim Ca \sim (Mg+Fe^{2+})$ 图解鉴别澳大利亚的I型和S型两类花岗岩。在该图解上华南地区两类不同成因花岗岩的差别也甚为明显。同熔型花岗岩绝大多数分布于斜长石—黑云母；斜长石—黑云母—角闪石；斜长石—角闪石—单斜辉石的组合内。这与福建钟腾侵入杂岩中石英闪长岩、石英二长闪长岩、二长花岗岩；浙江桐庐侵入杂岩中石英二长闪长岩、石英二长岩、石英二长花岗岩斑岩；江西德兴铜厂等地花岗闪长玢岩等不同岩相带内普遍含有普通角闪石，有时含普通辉石极为吻合。

在 $(Al-Na-K) \sim Ca \sim (Mg+Fe^{2+})$ 图解上，华南地区改造型花岗岩投影点明显与同熔型分开，多分布在斜长石—黑云母—蓝闪石；斜长石—白云母—蓝闪石组合内。尤其是广东罗定那蓬混合花岗岩、广西摩天岭片麻状花岗岩含Ca特低，含铝特高，投影点多散落在斜长石—黑云母—蓝闪石组合内或斜长石—白云母（红柱石）—黑云母组合内。这与上述两个岩体的实际矿物成分非常一致，显示出改造型花岗岩的典型特点（图2）。

三、钾长石热状态

哥德史密斯等^[9]、赖特等^[8]提供了X光衍射方法测定钾长石的三斜度和有序度。马尔莫^{[9]、[10]}对钾长石有序度的地质意义给

予高度的重视和评价。认为钾长石的热状态主要由地质体形成时热历史所确定的。对桐庐火山—侵入杂岩中火山岩、次火山岩、侵入岩所作的钾长石有序度的光学测定表明，自火山岩、次火山岩至侵入岩，钾长石由单斜对称的低透长石逐渐变化为高正长石^①。充分说明了钾长石有序度在很大程度上是由火成岩体形成时热历史所支配。

对于华南地区改造型花岗岩，由于微斜长石(131)和 $(\bar{1}\bar{3}\bar{1})$ 的反射有明显的分裂，故用 $\Delta = 12.5 d_{131-1\bar{3}\bar{1}}$ 公式测定钾长石三斜度和有序度。对于同熔型花岗岩的高正长石则根据赖特^[8]和勒格仑^[12]所提供的参数 δ 和 δ' 测定钾长石的有序度和三斜度。即 $\delta = [9.063 + 2\theta_{(080)} - 2\theta_{(\bar{1}04)}] / 0.340$ 或 $\delta' = [9.063 + 2\theta_{(080)} - 2\theta_{(\bar{1}04)}] / 0.205$ 。对于完全无序的高透长石， $\delta' =$

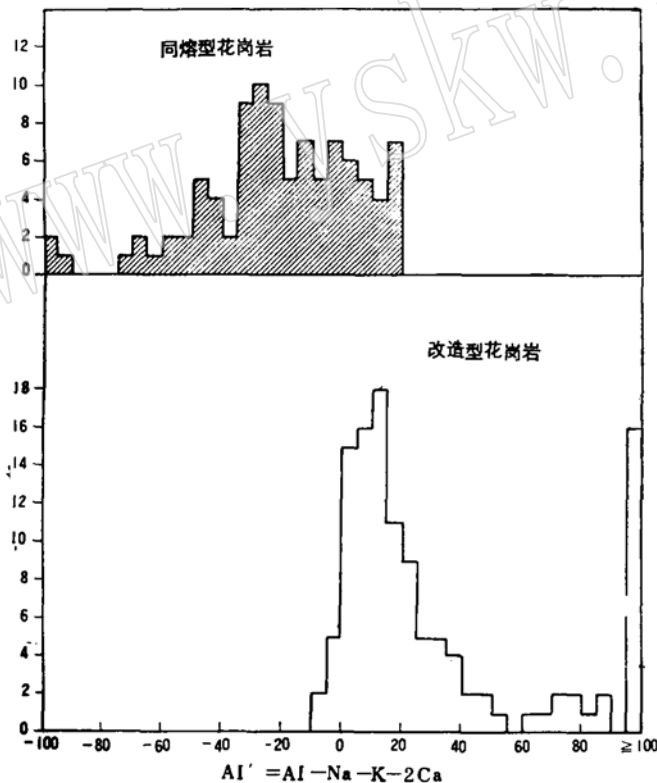


图1 华南地区同熔、改造型花岗岩 Al' ($Al-Na-K-2Ca$) 频率分布直方图
纵坐标代表样品个数

① 周金城 (1981) 浙江桐庐火山侵入杂岩的特征和演化

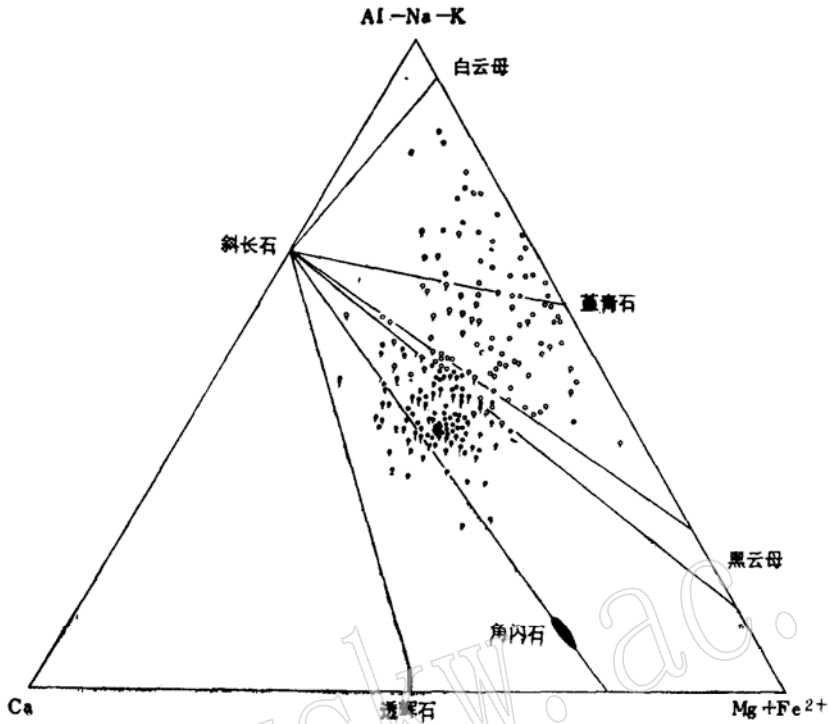


图 2 华南地区同熔型、改造型花岗岩 (Al—Na—K)—Ca—(Mg + Fe²⁺)三元图解
 实心圆为同熔型,空心圆为改造型投影点。

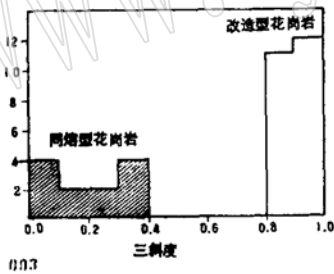


图 3 华南地区同熔型、改造型花岗岩钾长石三斜度频率分布直方图
 斜线条为同熔型,无线条为改造型。纵坐标代表样品数。

-1.0; 部分有序的高正长石, $\delta = \delta' = 0$; 完全有序的最大微斜长石, $\delta = 1.0$ 。用上述两种方法对华南不同类型花岗岩钾长石三斜度、有序度测定结果列于表2,按钾长石三斜度出现频率统计于图3。

由表2、图3可见,华南地区同熔型花岗岩一般为高正长石,三斜度(Δ) < 0.3 ,属

Al/Si 部分有序的结构状态。在镜下一般无格子双晶,纹长石也不发育。在非矿化岩体内交代作用一般不明显。在同熔型花岗岩内,随着单个岩体成因方式上存在着差异,在钾长石 Al/Si 有序化程度方面也呈现出有规律的变化。如桐庐次火山成因的石英二长花岗斑岩,由于冷却速度快,钾长石的有序程度降低,出现低透长石;然江西地区与斑岩型矿床有关的花岗闪长玢岩,由于侵位相对深些,并富含挥发性组分,冷却速度稍慢,因而出现有序程度较高的中微斜长石,具较高的三斜度。

华南改造型花岗岩多为最大微斜长石,三斜度(Δ) > 0.8 。在结构上 Al/Si 完全有序。在镜下格子构造非常发育,纹长石化极为明显,交代作用普遍发育。钾长石晶体与斜长石晶体接触处的蠕虫结构、缝合线结构以及钾长石晶体内的穿孔结构和各种形式的交

华南地区同熔型与改造型花岗岩钾长石结构参数及三斜度

表 2

华南地区同熔型花岗岩钾长石结构参数和三斜度							华南地区改造型花岗岩钾长石三斜度					
	光学方法		X光粉晶衍射方法				三斜度	d_{111}	$d_{1\bar{1}1}$	三斜度	资料来源	
	-2V	$2\theta_{000}$	$2\theta_{204}$	δ'	δ							
浙江桐庐 火山—侵入 杂岩侵入岩 部分		41.66	50.75	-0.13		0	广西北 流混合花 岗岩	3.0339	2.9554	0.98	(4)	
		41.66	50.79	-0.33		0		3.0339	2.9535	1.00	(4)	
		41.68	50.87	-0.62		0		3.0339	2.9573	0.96	(4)	
		41.65	50.77	-0.28		0		3.0379	2.9592	0.98	(4)	
福建钟麟 火山—侵入 杂岩侵入岩 部分		41.75	50.68		0.39	0.39	福建桂 洋片麻状 花岗岩	3.0288	2.9507	0.98		
		41.79	50.78		0.21	0.21			3.0339	2.9573	0.96	
		41.73	50.84	-0.23		0			3.0318	2.9611	0.88	
		41.75	50.70		0.33	0.33			3.0238	2.9535	0.88	
		41.80	50.75		0.33	0.33		3.0278	2.9631	0.81		
		41.75	50.75		0.18	0.18		3.0313	2.9548	0.96		
		41.73	50.72		0.21	0.21		3.0293	2.9548	0.93		
		41.76	50.70		0.36	0.36	海南占 县花岗岩	3.0164	2.9449	0.88	[20]	
	41.72	50.73		0.16	0.16			3.0288	2.9488	0.92	[20]	
								3.0238	2.9554	0.86	[20]	
								3.0379	2.9677	0.88	[20]	
江西省 有关的 岩体	城门山 岩体	50				0.2—0.3	海南抱 板混合岩	3.0308	2.9519	0.98	[21]	
	朱砂红 岩体	54				0.25			3.0303	2.9538	0.96	[21]
	铜厂	59—70				0.4—0.6	广东罗 定那蓬混 合花岗岩	3.0268	2.9525	0.93		
	富家坞	68				0.6			3.0269	2.9560	0.88	
									$2\theta_{000}$	$2\theta_{204}$		
									41.79	50.55	0.89	(6)
								41.79	50.58	0.80	(6)	
								41.78	50.54	0.89	(6)	
							41.77	50.56	0.80	(6)		

•江西省地质局(1977):江西省铜矿地质特征分布规律及找矿方向。

据(1)方邨森等(1978):广西北流石料混合花岗岩的研究;
(2)杨树锋(1981)。

代纹长石结构普遍发育^{[18]、[20]},显示出交代作用形成钾长石的许多特点,并与同熔型花岗岩的钾长石在热状态方面有质的差别。

据现有钾长石稳定度实验及地质观察的综合分析,一般认为钾长石不同质多象的稳定范围大致是:最大微斜长石在 $375^{\circ}\text{C}\pm 50$ 下稳定;正长石在 $625\sim 750^{\circ}\text{C}$ 区域内稳定;低透长石在 $700\sim 800^{\circ}\text{C}$ 时稳定。莱维斯^[11]从几何结晶学证明,钾长石最初只能形成单斜对称的变体,三斜对称的微斜长石是因温度降低后由单斜对称逐渐转变的结果,否认有原生微斜长石存在。马尔莫^[10]则根据花岗

岩多阶段复式岩体研究发现:晚阶段形成的补充侵入往往以微斜长石为主;早阶段形成的岩体却经常是正长石。复式岩体形成后所处的地质环境相同,所以早阶段形成的正长石不产生三斜转变。因而,马尔莫认为:自然界有原生微斜长石存在。只要正长石晶核一旦出现,三斜格子的微斜长石就可以围绕正长石晶核缓慢生长。关键是温度和结晶(或再结晶)作用的时间。温度高,则形成单斜格子的正长石;反之,形成三斜格子的微斜长石。

针对华南地区两类花岗岩钾长石变体三斜度测定的结果,我们认为马尔莫的看法是

中肯的。前已述及,据同熔型花岗岩包裹体测温,证实其成岩温度在 870~1030℃ 之间,对应于上述温度,大致是低透长石和正长石的稳定区间。改造型花岗岩成岩温度一般不高于 400℃,对应于上述温度是微斜长石稳定范围。因此,就现有资料表明:不同成因类型花岗岩钾长石的三斜度与不同成因花岗岩的成岩温度是密切相关的。它可作为岩体形成热历史的一个重要标志。

四、两类花岗岩黑云母化学成分

在本文所研究的改造型花岗岩典型岩体中,由于黑云母普遍绿泥石化而缺少化学分析资料。为对比起见,表 3 所列改造型花岗岩的黑云母主要是引自文献^[16]中被说明为“非岩型”的黑云母化学分析结果。所收集到两种不同成因花岗岩的黑云母化学式列于表 3。根据计算的 $Mg/(Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+})$, $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ 值所作的二组份投影表示于图 4。以 Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg 百分含量比所作的翁斯—尤格斯特云母类矿物缓冲平衡图解如图 5 所示。根据上述图表不难看出,华南不同成因花岗岩在黑云母成分方面也显示出明显的差异。

在氧化系数 $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ 比值上,同熔型花岗岩具有较高的比值,其变化范围为 0.252—0.121。改造型花岗岩具较低的氧化系数,其变化范围为 0.0—0.097。这反映不同成因花岗岩是在不同氧逸度条件下形成的。

同熔型花岗岩具有较高的 $Mg/(Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+})$ 比值,其摆动范围为 0.384—0.626。改造型花岗岩该比值较低,其变化范围为 0.282—0.367。表明前者的黑云母形成于较高温下,后者黑云母则结晶于较低温度下。笔者根据黑云母中

$Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ 与 $Mg/(Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+})$ 所作的二元图解中,同熔型与改造型的投影点明显分开,且所划出的 AB 界线有可能作为根据黑云母化学成分来判别两类不同成因花岗岩的依据。

此外,在翁斯—尤格斯特三元图解中,同熔型花岗岩的黑云母均分布在 Ni—NiO 缓冲线上方,证明它们是在氧逸度相对高的条件下结晶,与石原舜三^[7]的磁铁矿系列花岗岩相当。在桐庐火山—侵入杂岩分布区域内,据航测资料曾发现若干磁异常点,经杭州第一地质大队地面检查,证明均非矿异常引起,而是由于熔结凝灰岩或次火山岩内以副矿物产出的磁铁矿条带导致的。这表明该类岩浆在地内期结晶时是处在氧逸度较高的状态下,因而一度有利于磁铁矿的早期晶出。

改造型花岗岩的黑云母投影点却相反,多分布在 Ni—NiO 缓冲线下方,与钛铁矿系列花岗岩相仿。表明这类岩体形成于氧逸度较低条件下,有可能由于在花岗岩化过程中曾吸收了某些含碳质的沉积岩或含碳质、石墨等变质岩块。碳的氧化使体系氧分压力降低。阻止了磁铁矿生成。钛铁矿取代磁铁矿而成为最主要的副矿物。

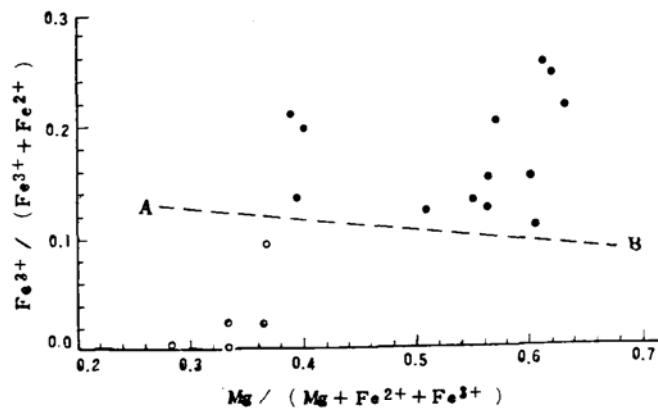


图 4 华南地区同熔、改造型花岗岩黑云母 $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) \sim Mg/(Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$ 图解
实心圆表示同熔型花岗岩的黑云母;空心圆表示改造型花岗岩黑云母投影点。

表 3 华南地区同熔型与改造型花岗岩黑云母化学成分

成因类型	同 熔 型										改 造 型							
	N009	N-019	N003	6035	6038	6061	6181	6200	富家坞	城门山	邦彦坑	村 前	卢溪岭	竹羊-1	GG-8	7-1034	许-1	NH-2II
SiO ₂	35.23	33.96	35.65	36.03	36.78	32.43	35.06	36.79	34.03	35.98	35.36	37.40	34.45	34.87	35.53	34.60	33.41	35.68
TiO ₂	4.98	4.96	4.92	4.03	4.57	2.43	2.52	1.95	4.32	4.00	3.00	3.49	3.24	3.81	3.71	4.07	2.99	3.62
Al ₂ O ₃	12.66	13.29	13.40	13.49	12.88	15.69	14.13	13.42	15.39	14.19	17.19	15.43	15.86	19.10	16.26	18.00	16.16	14.43
Fe ₂ O ₃	5.40	5.67	3.26	4.75	4.49	3.07	4.34	4.17	2.04	2.75	2.54	2.65	2.49	2.29	0.01	0.56	0.57	23.76
FeO	19.59	19.05	20.19	12.69	12.46	17.30	15.54	13.62	15.10	13.83	15.77	13.29	16.34	19.05	22.30	21.27	22.57	0.32
MnO	0.37	0.39	0.31	0.14	0.16	0.13	0.15	0.02	0.25	0.08	0.24	0.14	0.30	0.15	0.26	0.36	0.30	5.26
MgO	9.16	8.46	8.37	15.30	15.18	13.93	14.64	16.34	14.59	13.94	13.14	11.48	10.81	6.86	6.33	6.99	6.56	1.73
CaO	1.03	2.02	1.67	1.46	1.22	2.76	2.24	0.84						0.89	0.85	1.42	1.66	0.45
Na ₂ O	0.20	0.14	0.44	0.30	0.30	0.10	0.42	0.30						8.44	0.65	8.73	5.95	8.23
K ₂ O	7.77	6.22	7.38	8.02	8.30	4.46	4.64	8.86	4.00	8.90	2.46	8.25	3.75					
P ₂ O ₅	0.23	0.27	0.35	0.10	0.06	0.08	0.04	0.02										
资料来源	(2)	(2)	(2)	(2)	(2)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(16)	(16)	(16)	(16)	(16)

以22氧为单位计算的化学式中阳离子数																		
Si	5.396	5.292	5.463	5.362	5.454	5.061	5.337	5.485	5.302	5.472	5.439	5.718	5.609	5.311	5.557	5.293	5.434	5.678
Ti N	0.321	0.268	0.117	0.272	0.295	0.053	0.128	0.157	0.506	0.460	0.347	0.401	0.386	0.136	0.436	0.468	0.366	0.433
Ti E	0.252	0.313	0.449	0.179	0.214	0.232	0.160	0.062	2.698	2.528	2.561	2.282	2.391	2.689	2.443	2.707	2.566	2.322
Al E	2.283	2.440	2.420	2.366	2.251	2.886	2.535	2.358	0.127	0.030	0.555	0.497	0.497	0.740	0.554	0.538	0.532	0.384
Al E	0.622	0.664	0.376	0.532	0.501	0.360	0.497	0.468	0.239	0.316	0.294	0.303	0.297	0.262	0.001	0.064	0.070	0
Fe ³⁺	2.508	2.482	2.588	1.579	1.545	2.258	1.978	1.698	1.968	1.769	2.029	1.698	2.162	2.426	2.917	2.720	3.070	3.162
Fe	0.048	0.051	0.040	0.017	0.020	0.017	0.019	0.002	0.033	0.010	0.031	0.018	0.040	0.019	0.034	0.047	0.041	0.043
Mg	2.000	1.965	1.912	3.394	3.358	3.241	3.322	3.632	3.388	3.178	3.013	2.616	2.550	1.558	1.476	1.594	1.590	1.248
Ca	0.168	0.337	0.273	0.233	0.194	0.462	0.365	0.134						0.145	0.142	0.233	0.289	0.295
Na	0.059	0.041	0.131	0.086	0.086	0.030	0.124	0.087	0.796	1.736	0.482	1.602	0.757	1.640	0.197	1.696	1.235	0.140
K	1.516	1.226	1.442	1.522	1.570	0.888	0.901	1.685						6.2	0	1.5	1.5	0
Fe ³⁺	11.9	13.0	7.7	9.6	9.3	6.2	8.6	8.1	4.3	6.0	5.5	6.5	5.9	57.1	66.5	62.1	64.9	71.7
Fe	48.1	48.6	53.1	28.7	28.6	38.5	34.1	29.3	35.2	33.6	38.0	36.8	43.2	36.7	33.5	36.4	33.6	28.3
Mg	40.0	38.4	39.2	61.7	62.1	55.3	57.3	62.6	60.5	60.4	56.5	56.7	50.9	36.7	33.5	36.4	33.6	28.3

(1) 江西省地质局(1977)江西省铜矿地质特征、分布规律及找矿方向。

(2) 周金城(1981)浙江桐庐火山侵入杂岩和演化。

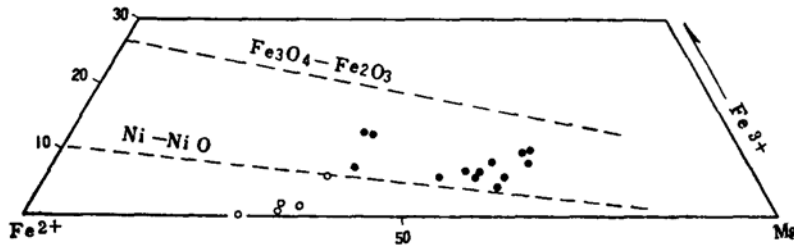


图 5 华南地区同熔型、改造型花岗岩黑云母的 $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg$ 图解
 实心圆表示同熔型、空心圆表示改造型的黑云母投影点

黑云母作为成矿元素的载体，它的微量元素含量一般可反映岩体的成矿专属性。江西德兴铜钼矿斑岩体、福建钟腾铜钼矿化斑岩体的黑云母中Cu、Pb、Zn含量列于表4。表明属于同熔成因的这类铜钼矿化花岗岩类的黑云母内Cu、Pb、Zn具有较高的含量，一般比不含矿花岗岩黑云母中上述元素含量高出一个数量级。因而，黑云母内成矿元素的含量可作为同熔型花岗岩含矿性的一个特征标志。

五、两类花岗岩铷同位素特征

近二十年来，铷同位素初始比值（下称I值）已被广泛用作指示火成岩成岩物质来源的重要参数。福尔等^[26]曾利用 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比与年龄值作变异图解，在图解中标出了玄武岩源区和大陆壳铷同位素增长线，从而将北美花岗岩类按其来源深度不同，划分为上地幔、地壳和混合的三种不同成因类型。

对福建金门岛、马祖岛、长乐岛的燕山期花岗片麻岩^[22]，浙江磨石山组、劳村组、黄尖组、寿昌组中一酸性火山岩^[22]，浙江桐庐花岗质火山—侵入杂岩[●]，广西摩天岭雪峰期片麻状花岗岩[●]，泰国S型花岗岩^[12, 27]测定的 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比及等时年龄列于表5。上述数值在增长线图解中的投影如图6所示。

●●同第1页脚注。

表5表明，同熔型花岗岩及与其同源的火山岩具较低的 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比，一般为0.705，变化范围为0.705—0.712。其中，闽东沿海花岗岩及同源火山岩 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比较低（0.705—0.706），而浙

江中部的火山岩则较高（0.708—0.712）。这可能由于随着远离海岸线，地壳厚度略有增厚，混染成因的 Sr^{87} 略有增高所引起。

在铷增长线图解中，同熔型花岗岩投影点多数接近于玄武岩源区增长线的上限，而在大陆壳增长线的下方。表明此类花岗岩及其同源火山岩来源较深。岩浆发源于下部地壳，接近于上地幔，因而受上地幔派生物质的影响是存在的，但又是局部的。同熔型岩浆在上升过程中如果速度较缓慢，当经过地壳

同熔型斑岩铜钼矿岩体黑云母中成矿元素含量(ppm) 表 4

地点	编号	岩性特征	Cu	Zn	Pb	资料来源
福建钟腾火山—侵入杂岩	6145	钾化石英闪长玢岩	37	380	14	
	6035	石英闪长玢岩	21	430	7	
	6061	石英闪长玢岩	75	250	6	
	6081	钾化石英闪长玢岩	770	450	16	
	6041	石英闪长玢岩	17	270	9	
	6032	石英闪长玢岩	42	470	9	
	6043	石英闪长玢岩	28	820	9	
	6049	石英二长岩	21	830	8	
	6038	石英二长岩	16	340	7	
	6039	石英二长岩	15	350	7	
	6054	石英二长斑岩	27	470	9	
6056	石英二长岩	37	310	12		
江西西斑岩铜钼体	铜厂	花岗闪长斑岩	300	<50	30	(1)
	村前	花岗闪长斑岩—斜长花岗岩	200	320	670	(1)
	珠砂红	花岗闪长斑岩	300	<100	30	(1)
	武山	花岗闪长斑岩	30	100	<10	(1)

(1) 详见表3。

华南(包括东南亚地区)不同成因类型花岗岩(火山岩) 锶同位素初始比与等时年龄 表 5

成因类型	编号	地点与岩性	年 龄 (百万年)	(Sr^{87}/Sr^{86}) ₀	资料来源	
同 熔 型	C-159	福建长乐花岗岩	119.9±7.8	0.70546±0.00009	Bor-Ming Jahn, 1976, [2]	
	M-23	马祖岛黑云母石英闪长岩	97.2±1.4	0.70693±0.0001		
	M-8	马祖岛流纹英安岩	100	0.70802		
	全岩	金门、马祖一带花岗质片麻岩	165±13	0.70546±0.00025		
	全岩	金门一带花岗质片麻岩	164±13.8	0.7054±0.003		
	桐1-10	浙江桐庐石英二长花岗斑岩(十个小样)	169.6	0.70608		周金城, 1980, (2)
	改 造 型 (或S型)	磨1-7	浙江磨石山组火山岩	140±14	0.7089±0.0021	施实, 1979, [22]
		劳8-12	浙江劳村, 黄尖, 寿昌组火山岩	132±9	0.7121±0.0027	
1-12		浙江磨石山、劳村、黄尖寿昌组火山岩	134±6	0.7105±0.0014		
Bg22等		广西摩天岭片麻状花岗岩	730	0.735	北京三所, (1)	
改 造 型 (或S型)	T ₁	泰国考登, 花岗岩	93±4	0.7338	R. D. BECKINS A.I.F., 1979, [12, B]	
	T ₂	泰国普吉, 花岗岩	105±5	0.7293		
	T ₃	泰国沙蒙, 花岗岩	204±15	0.7328		
	T ₄	泰国胡布卡邦, 花岗岩	210±4	0.7237		
	T ₅	泰国坤丹, 花岗岩	212±12	0.7244		
	T ₆	泰国罗勇, 花岗岩	220±13	0.7265		
	T ₇	泰国班洪, 花岗岩	242±9	0.7253		
	T ₈	泰国里县, 花岗岩	244±28	0.7220		

注: 此表资料据(1)北京铀矿地质研究所(1976); (2)周金城(1981); 浙江桐庐火山侵入杂岩的特征和演化。

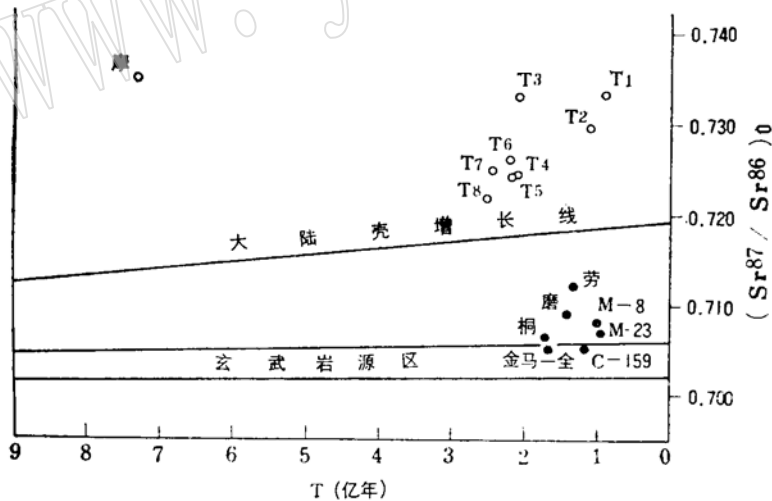


图 6 华南地区同熔、改造型花岗岩(Sr^{87}/Sr^{86})₀-t图解

大陆壳增长线、玄武岩源区上下界按G.福尔(1972)。

实心圆代表同熔型, 空心圆代表改造型。

层时, 同化混染作用会增强, 因而在这类花岗岩质岩石中有时会发现较高的 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比。

与此相反, 华南及泰国地区改造型花岗

岩具有较高的 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比值, 达 0.722—0.735。在锶增长线图解中, 投影点均落在大陆壳增长线上方。表明其成岩物质来源较浅, 主要是地壳的中、上部。成岩过程基本上是地槽沉积物就地或半原地花岗岩化或地壳物质局部熔融的结果。

六、小结与讨论

1. 华南地区存在两种不同成因、来源于不同成岩物质的花岗岩类: 同熔型花岗岩与改造型花岗

岩。同熔型花岗岩主要分布于华南东部沿海。以燕山期为主, 与火山岩、次火山岩共生。在化学成分上除酸性成员外, 往往有

中一酸性成员伴生。富钙而贫铝，具较高的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比。一般属正常系列。长英质矿物常常含有微小玻璃质或结晶质的熔体包裹体，均匀化温度在 $870-1020^\circ\text{C}$ 之间。成岩温度较高，钾长石的 Al/Si 有序程度低，一般为高正长石，三斜度小于 0.3。在次火山相花岗岩中可发现少数有序程度更低的低透长石。黑云母相对富镁，具较高的 $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 比和氧化系数 $[\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})]$ 。黑云母化学组成是在氧逸度较高状态下达到平衡的。 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 初始比值相对地低，变化于 $0.705-0.712$ 之间。处在玄武岩源区上界线附近。上述特点表明：同熔型岩浆来源较深，主要来自地壳下部，或有时也有部分上地幔和上地幔衍生而来的古老洋壳物质的加入。因而在特点上与查佩尔的 I 型花岗岩或石原舜三的磁铁矿系列花岗岩极为相似。

改造型花岗岩多数只发育酸性成员，分布于华南大陆内部，与造山运动和断裂活动有密切的空间联系。和各主要造山幕相对应的改造型花岗岩在华南均有代表。在化学成分上贫钙而富铝，具较低的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比，一般属铝过饱和类型。在矽铝质矿物中往往能遇见典型的变质矿物蓝闪石、红柱石和石榴子石。石英包裹体以气液体为主，均匀化温度在 $290-400^\circ\text{C}$ 之间。成岩温度较低，钾长石 Al/Si 有序程度高，为最大微斜长石，三斜度大于 0.8，具格子双晶，交代作用普遍发育。黑云母相对贫镁和较低的氧化系数，表明在氧逸度较低状态下结晶或重结晶。 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 初始比值较高，变化于 $0.712-0.735$ 之间，处在大陆壳增长线上方。表明：改造型花岗岩成岩物质来源于地壳中、上部。可以是古老的结晶基底或地槽沉积物在原地或半原地花岗岩化作用形成的，也可以是地壳层局部熔融形成的。

2. 石原舜三^[7]对北东、西太平洋沿岸花

岗岩特征后指出：西太平洋沿岸的东亚地区缺少磁铁矿花岗岩带，主要属钛铁矿花岗岩带。主要属钛铁矿花岗岩带。这一看法有可能带有一定片面性。就华南地区花岗岩上述特征来看，我们认为，政和一大甫断裂以东的广大东部地区，主要是同熔型花岗岩带，亦即 I 型花岗岩带（或磁铁矿花岗岩带）。在这个岩带内寻找斑岩型钢、钼矿床是有一定意义的。

3. 本文所述述的改造型花岗岩体主要是交代成因的花岗岩。无疑，广义的改造型花岗岩还应包括岩浆的和交代的两种形式。它们在时间上、空间上往往紧密地联系在一起，这两种不同成岩方式的改造型花岗岩如何加以鉴别，有待今后进一步研究和探讨。

参 考 文 献

- [1] Akira Sasaki & Shunso Ishihara (1979), *Contrib. mineral, Petrol.*, 68, 107-115
- [2] Bor-Ming Jahn (1976), *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, 763-776
- [3] Faure, G and Hurley, P. M., (1976), *Jour. petrol.*, 4, 31-50
- [4] Hine, R., Williams, I. S., Chapeell, B. W., & White, A. J. R., (1978), *Jour. Geol. Soc. Australia.*, 25.
- [5] Hurley, P. M., (1965), *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, 165-174
- [6] Marmo, V., (1958), *Am. Jour. Sci.*, 256, 306-364
- [7] Shunso Ishihara (1977), *Mining. Geol.*, 27.
- [8] Wright, T. L., (1968), *Am. Min.*, 53, №1-2
- [9] Goldsmith, J. R., Laves, F., (1954), *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 5, 1
- [10] Marmo, V., (1971), *Granite petrology and the Granite Problem.*
- [11] Laves, F., (1950) *Jour. Geol.*, 58.
- [12] Ragland, P. C., (1970), *Lithos.*, 3, №2.
- [12, B] Bakinsale, R. D. (1979), *Granite Magma in the Tin Belt of South-East Asia*, in

(Origin of Granite Batholiths).

〔13〕 南京大学地质系(1980),南京大学学报,地质专刊。

〔14〕 王德滋等(1978);南京大学学报(自然科学版),第一期。

〔15〕 王鹤年等(1980);中国科学,第一期。

〔16〕 贵阳地球化学研究所(1979);华南花岗岩类的地球化学,科学出版社。

〔17〕 张安棣(1980);地质论评,26卷,3期。

〔18〕 刘昌实等(1976);南京大学学报(自然科学版),第一期。

〔19〕 陈克荣等(1980);南京大学学报(自然科学版),第一期。

〔20〕 彭亚鸣等(1979);南京大学学报,地质专

刊。

〔21〕 王赐银等(1979);南京大学学报,地质学专刊。

〔22〕 施实(1979);地球化学,第1期。

〔23〕 施实(1976);地球化学,第4期。

〔24〕 伍实(1979);地球化学,第3期。

〔25〕 周作侠(1980);科学通报,第9期。

〔26〕 福尔,G.和J.L.鲍威尔著,中国科学院贵阳地化所同位素地质研究室译,锶同位素地质学,科学出版社。

〔27〕 南京大学地质系(1966);华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系的研究,中华人民共和国科学技术委员会出版。

Two Genetic Series of Granitic Rocks in Southeastern China

Xu Keqin, Sun Nai, Wang Dezi, Liu Changshi, Chen Kerong

Abstract

The granitic rocks especially of the Yanshanian age in southeastern China have been divided mainly into genetic types by prof. Xu keqin: namely the syntexis type and the transformation type. Some of different characteristics between two will be presented in this paper as follows:

The granites of the syntexis type are distributed in the active marginal belts of continental plate and in the deep fault zones and depressions inside it, and are usually associated with comagmatic volcanic rocks of the Jurassic-Cretaceous period. Much crystalline and glassy melt inclusions are present in the salic minerals. The formation temperature of such inclusions may be up to 870—1020°C.

Petrochemically, the granitic rocks of this type are richer in calcium, and with higher $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio, and belong to normal series. In the $(\text{Al}-\text{Na}-\text{K})-\text{Ca}-(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ternary diagram, their points of projection generally fall in the area of plagioclase-hornblende association the K-feldspar of such granitic rocks is mostly orthoclase with very small triclinicity ($\Delta < 0.3$), and the biotites usually have higher $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ and $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ ratio which varies between 0.384—0.626 and 0.252—0.121 respectively.

The initial ratio ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) of such rocks is generally between 0.7050—0.712, it is believed that they have been derived from the lower crust, and ef-

affected by the matter derived from upper mantle.

The granites of the transformation type are distributed in the inland of continent and are formed in the Yanshannian as well as periods. There are abundant gas-liquid inclusions in quartz of these granites, their formation temperature may be estimated between 290—400°C. This series of granitic rocks are poor in calcium with lower $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio, and oversaturated for aluminium. In (Al-Na-K)-Ca-(Mg+Fe²⁺) diagram, the points of projection are situated in the area of plagioclase-biotite-cordierite association.

The K-feldspars of such granitic rocks are mostly of maximum microcline ($\Delta > 0.8$), while the biotites are generally lower in $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ and $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ ratio, varying between 0.282—0.367 and 0.0—0.097 respectively. These granitic rocks have especially higher initial ratio ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) (0.712—0.738). Based upon the above-mentioned criteria, it is concluded that granites of this type would be formed in the upper and middle parts of the crust by transformation processes, such as metasomatism, reomorphism, and partial melting of chiefly geosynclinal accumulations or other crustal materials.