

湘南粤北花岗岩类岩石成因的 痕量元素模拟*

袁忠信 倪云祥 吴澄宇 徐磊明

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京 100037)

主题词 花岗岩类 痕量元素 部分熔融 岩石成因 Sm-Nd同位素年龄

提 要 对湘南粤北的扶溪岩体、九峰岩体、南岭地区基底地层的四堡群, 以及板溪群、震旦-奥陶纪等岩石进行了主元素及痕量元素含量测定。同时对扶溪和九峰两岩体测定了Sm-Nd同位素含量, 初步判断该二岩体的源岩可能是元古代的具陆壳性质的岩石。利用非实比平衡部分熔融公式对上述岩体的岩石成因作了痕量元素定量模拟, 进一步确证了该二岩体的形成过程及源岩性质。

火成岩的痕量元素模拟在国外有许多讨论和报导^[1,2]。与玄武岩等铁镁质火成岩比较, 花岗岩类岩石的痕量元素模拟难度较大。花岗岩是地壳的主要组成岩石, 与其有关的内生金属矿产丰富, 一直为国内外学者所关注。在国外, 80年代以来有关这方面的研究有一系列文章发表^[3-11]。在国内, 主要见有刘昌实等同志对滇西临沧花岗岩成因的讨论^[12]。本文选择湘南粤北的扶溪岩体及九峰岩体作痕量元素及Sm-Nd同位素成分测定, 并讨论这些岩石的形成方式及源岩性质。

1 岩体地质

扶溪岩体位于广东省仁化县扶溪圩, 平面上近似等轴状, 面积约50 km²。其西南与震旦-奥陶纪地层呈清楚的侵入接触, 其东北面主要与燕山期花岗岩接触(图1)。扶溪岩体为花岗闪长岩, 具中细粒或中细粒斑状结构, 块状构造。岩体各部分的矿物成分变化不大, 造岩矿物有斜长石(35%—40%), 微纹长石(25%—30%), 石英(15%—20%), 黑云母(8%—12%), 普通角闪石(3%—5%)。据[14]副矿物有榍石(541克/吨), 锆石(206克/吨), 磷灰石(564克/吨), 褐帘石(91克/吨), 磁铁矿(2克/吨), 石榴石(2克/吨)。

九峰岩体分布于广东乐昌县、仁化县及湖南汝城县一带, 呈东西向展布的岩基状产出, 面积在1000 km²以上。其边缘相具中细粒斑状结构, 由含角闪石的二长花岗岩组成, 内部相具中粗粒似斑状结构, 主要由黑云母二长花岗岩组成, 岩体中副矿物含量大于1克/吨的有磁铁矿(431克/吨), 榍石(122克/吨), 磷灰石(88克/吨), 褐帘石(48克/吨), 锆石(105克/吨), 白钨矿(15克/吨), 黄铁矿(34克/吨)。

* 本文于1991年11月收到, 1992年4月改回。国家自然科学基金资助项目, 项目编号4880148。

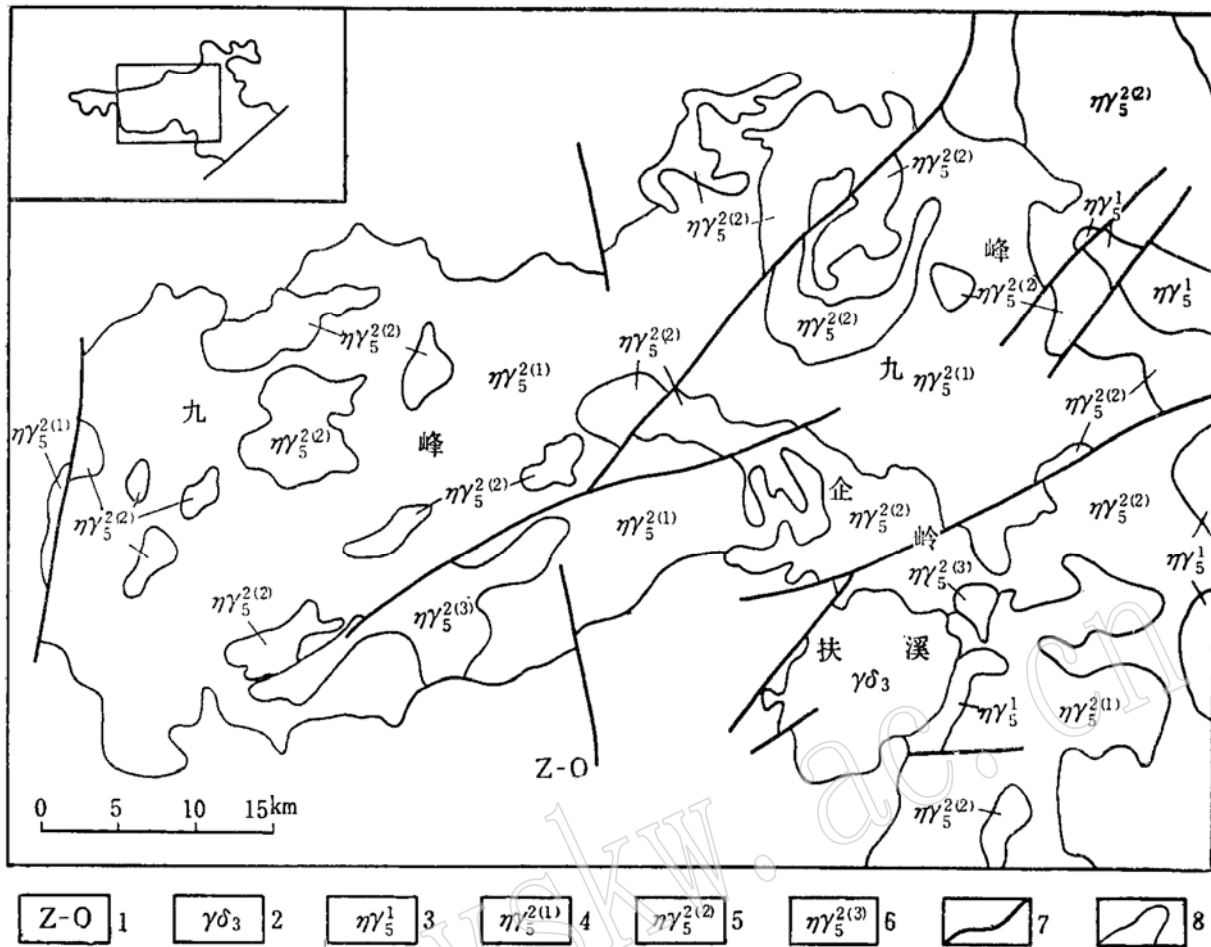


图1 扶溪岩体和九峰岩体地质略图

(根据湖南地矿局区调队, 1984, 诸广山复式岩体的成因、演化及其与成矿作用的关系)

Fig. 1 Schematic geological map of Fuxi granodiorite and Jiufeng adamellite

1—震旦—奥陶系; 2—加里东期花岗闪长岩; 3—印支期黑云母二长花岗岩; 4—燕山早期第一次黑云母二长花岗岩; 5—燕山早期第二次二云母二长花岗岩; 6—燕山早期第三次黑云母二长花岗岩; 7—断层; 8—岩体界线

扶溪和九峰山岩体的Sm-Nd同位素成分列于表1。根据表1作出扶溪岩体的Sm-Nd同位素全岩—矿物等时线年龄图(图2)及九峰岩体的Sm-Nd同位素全岩等时线年龄图(图3)。由所列资料可知, 扶溪岩体的 $t=463\text{ Ma}$, 九峰岩体的 $t=159\text{ Ma}$, 岩石分别形成于加里东期和燕山早期。根据岩石的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 t_{DM} 值判断, 扶溪岩体和九峰岩体的源岩应是元古宙或元古宙以后的具陆壳性质的岩石。

2 岩石的化学成分

扶溪岩体、九峰岩体边缘相及内部相岩石的主元素成分列于表2, 同时列入桂北四堡群及板溪群, 以及岩体附近的震旦—奥陶系岩石的主元素成分。这些地层均为陆源或火山沉积岩或沉积变质岩, 可能作为花岗岩源岩的不外就是这些岩石或具有类似成分的同时代岩石。将上述两个岩体的岩石标准矿物成分投放在Luth, W. C. 和Tuttle, O. F.等人的Q-Ab-

表 1 扶溪岩体和九峰岩体的Sm—Nd同位素成分

Table 1 Sm—Nd isotopic compositions of Fuxi granodiorite and Jiufeng adamellite

岩体名称	扶 溪 岩 体					
岩石或矿物名称	黑 云 母 花 岗 闪 长 岩			角 闪 石	斜 长 石	
样 品 号	F88-1	F88-4	F88-6	F ₃ -Hb	F ₃ -Pl	
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1046	0.1067	0.1120	0.1443	0.1008	
2σ	0.000105	0.000107	0.000113	0.000145	0.000101	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512005	0.512017	0.512036	0.512132	0.512005	
2σ	0.000031	0.000009	0.000021	0.000012	0.000024	
t_{DM} (Ma)	1596	1610	1666	2227	1543	
$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	-12.4	-12.2	-11.8	-9.9	-12.4	
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-6.9	-6.8	-6.8	-6.8	-6.7	
岩体名称	九 峰 岩 体					
岩石或矿物名称	黑 云 母 二 长 花 岗 岩				黑 云 母	
样 品 号	J88-3	J88-6	J88-8	J88-10	J88-14	J ₁ -BiO
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1188	0.1418	0.1134	0.1230	0.1158	0.1598
2σ	0.000119	0.000142	0.000114	0.000124	0.000116	0.000160
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512020	0.512046	0.512017	0.512034	0.512019	0.512084
2σ	0.000025	0.000011	0.000008	0.000012	0.000013	0.000011
t_{DM} (Ma)	1810	2330	1718	1870	1756	2994
$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	-12.1	-11.6	-12.2	-11.8	-12.1	-10.8
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-10.5	-10.4	-10.4	-10.3	-10.4	-10.1
备 注	采 用 $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2137$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.51315$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$					

样品由中国地质科学院地质所张宗清分析。

Or三元系相图上,这两个岩体岩石成分的投影点集中在最低点附近的低共熔区,意味着它们是由岩浆熔体形成,从而满足了微量元素定量模拟岩石成因的前提条件。

表 3 中两个岩体的Sm/Nd比值都在南岭地区硅铝质地层岩石的Sm/Nd值(0.16—0.22,平均0.19)范围内^[15],也在整个陆壳沉积岩及花岗岩类岩石Sm/Nd值(0.10—0.26)范围内^[16]。

3 讨论

由前述可知,扶溪岩体及九峰岩体是由岩浆熔体形成,其成岩物质来自陆壳,岩体源岩的时代有可能是元古宙。这些资料对两个岩体岩石的源岩性质及其位置作了较明确的限定。本区出露的最老地层为震旦—奥陶系,也是花岗岩类的围岩(图 1),由粉砂质板岩、板岩及

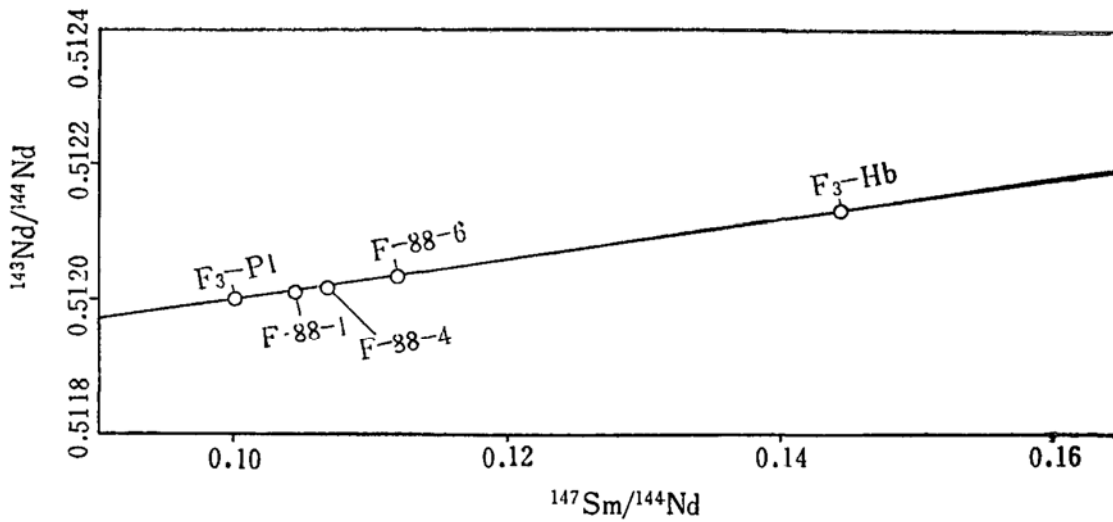


图 2 扶溪岩体Sm-Nd同位素等时线年龄
(图上样品号见表 1)

Fig. 2 Sm-Nd isotopic isochron diagram of Fuxi granodiorite

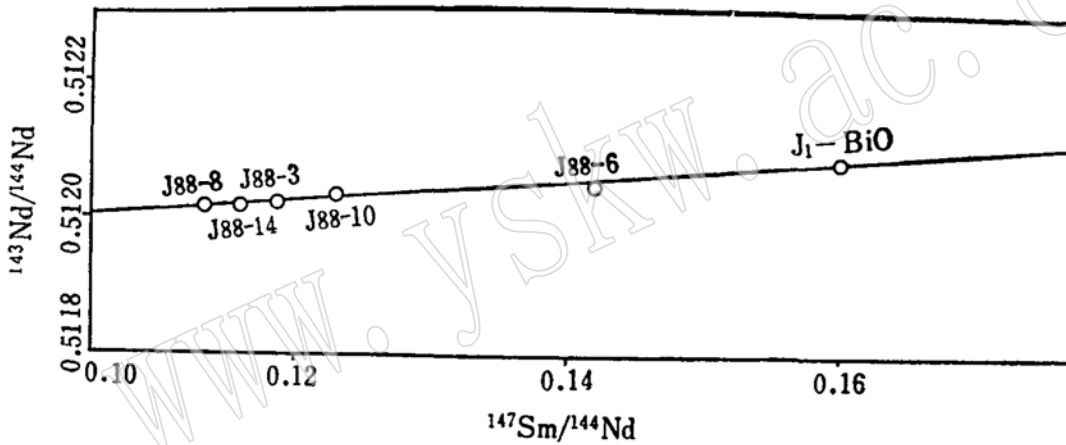


图 3 九峰岩体Sm-Nd同位素等时线年龄
(图上样品号见表 1)

Fig. 3 Sm-Nd isotopic isochron diagram of Jiufeng adamellite

变质砂岩组成, 已知厚度达 13000m, 区域外围分布有四堡群及板溪群。本文作者采样地区的四堡群为一套包括铁镁质及中酸性成分的火山岩、变质粉砂岩、泥质砂岩等组成的岩石。板溪群不整合覆盖在四堡群之上, 厚度大于 10,000m, 为一套由变质砂岩、板岩, 以及少量火山凝灰岩组成的岩石。这些老地层岩石, 或具有类似成分的同时代岩石, 可能隐伏在本区震旦—奥陶系之下。

岩浆花岗岩类的形成主要通过部分熔融作用、分离结晶作用、热重力扩散作用、岩浆的混合作用, 以及同化混染作用等几种方式。其中最重要的为部分熔融作用及分离结晶作用。诸种地质作用又常相伴出现, 如部分熔融作用与分离结晶作用, 部分熔融作用与同化混染作用等。本文暂以一种地质作用进行讨论。扶溪岩体和九峰岩体边缘相岩石, 从地质地球化学特征判断, 它们主要是由部分熔融作用导出的岩浆冷却结晶而成。下面即以上述地层岩石作

表 2 扶溪岩体及四堡群等岩石的主元素成分

Table 2 Major element compositions of Fuxi granodiorite and Sibao Group

岩体或地 层名称	扶溪岩体			九峰岩体 边缘相			九峰岩体 内部相			四堡群			板溪群			
岩石名称	黑云母花岗 闪长岩			含角闪石黑云母 二长花岗岩			黑云母二长 花岗岩			灰绿色变质火山 岩及粉砂岩			变质砂岩及板岩			
样品号	F88-1	Z105*	Z107*	J88-8	Z-143*	Z-132*	J88-14	Z154*	Z95*	S89-54	S89-47	S89-76	B89- 59	B89- 64	B89- 65	
化 学 成 分 (%)	SiO ₂	65.30	65.27	63.66	68.52	68.29	70.13	73.86	74.11	70.20	65.56	64.17	70.73	69.27	62.63	65.59
	TiO ₂	0.55	0.66	0.53	0.56	0.48	0.45	0.35	0.16	0.23	0.78	0.74	0.63	0.81	0.88	0.73
	Al ₂ O ₃	15.17	13.96	15.10	14.62	14.41	14.19	12.98	13.92	14.70	15.48	14.91	11.94	16.12	17.86	16.95
	Fe ₂ O ₃	1.03	0.92	1.64	0.48	0.35	0.82	0.00	0.30	0.02	1.22	1.13	0.70	1.12	1.06	2.00
	FeO	3.41	4.87	3.79	3.14	3.69	2.38	2.64	1.87	2.32	5.02	5.17	3.58	4.56	5.12	3.61
	MnO	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	0.07	0.05	0.10	0.10	0.11	0.07	0.09	0.10
	MgO	1.85	3.02	2.03	1.14	0.97	0.96	0.60	0.53	0.31	2.56	4.27	2.09	1.82	1.87	1.86
	CaO	3.91	2.94	3.97	2.77	2.53	2.51	2.03	1.07	0.82	0.71	1.27	0.96	0.05	0.03	0.42
	Na ₂ O	2.96	2.38	2.95	3.19	2.78	2.87	2.67	2.50	3.09	1.06	1.27	1.89	0.66	0.64	1.16
	K ₂ O	4.35	4.70	4.11	4.02	4.60	4.49	3.82	5.28	6.42	3.59	3.15	2.56	3.93	4.74	3.71
	P ₂ O ₅	0.19	0.21	0.15	0.18	0.15	0.14	0.11	0.04	0.21	0.07	0.10	0.10	0.08	0.06	0.05
	H ₂ O ⁺	0.97	0.62	1.18	1.26	0.54	0.67	0.72		0.40	3.61	3.30	4.16	2.01	3.67	3.75
	H ₂ O ⁻	0.08			0.06			0.18			0.11	0.14	0.00	0.11	0.13	0.15
	CO ₂	0.46	0.21	0.32	0.43	0.05	0.03	0.41		0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19
	SO ₃		0.06		0.37					0.01						
	总计	100.33	99.92	99.52	100.47	99.31	99.73	100.47	99.85	99.08	99.87	99.72	99.45	100.61	99.34	100.27
	标 准 矿 物 成 分 (%)	Q	19.33	20.19	17.84	25.34	25.29	26.20	37.86	35.09	24.27	37.27	32.50	42.70	44.84	34.89
Or		25.71	27.83	24.49	23.75	27.27	27.83	22.57	31.16	37.84	21.21	10.61	15.12	23.22	20.01	21.92
Ab		25.05	19.62	25.17	26.92	23.59	23.07	22.59	20.97	26.22	8.96	10.75	15.99	5.58	5.42	9.82
An		15.26	12.79	15.58	12.56	11.68	11.13	6.76	5.29	2.50	3.06	5.65	4.11			0.56
C			0.31		0.42	0.51	0.61	1.98	2.24	1.73	8.72	7.39	4.55	10.78	11.67	10.82
Hy		8.11	14.79	8.54	7.47	8.21	7.95	5.95	4.34	4.76	13.40	10.15	10.37	10.77	11.44	11.25
Di				2.75												
Mt		1.49	1.39	2.32	0.70	0.46	0.70		0.46		1.76	1.63	1.01	1.62	2.35	2.10
Il		1.04	1.21	1.06	1.06	0.91	0.91	0.66	0.30	0.46	1.48	1.40	1.19	1.53	1.67	1.39
Ap		0.45	0.67	0.34	0.43	0.34	0.34	0.26		0.67	0.16	0.24	0.24	0.19	0.14	0.12
DI		72.67	68.46	68.82	77.06	77.50	78.08	84.16	87.35	89.72						

备注

* 据湖南地矿局区调队, 1984, 诸广山复式岩体的成因、演化及其与成矿作用的关系。其余均由中国地质科学院岩矿测试技术研究所用 X 光荧光光谱及原子吸收法完成。

表 3 扶溪岩体及四堡群等岩石的痕量元素成分 (ppm)

Table 3 Trace element compositions of Fuxi granodiorite and Sibao Group

岩体或地层名称	扶溪岩体		九峰岩体内部相		四堡群		板溪群		震旦系		寒武系		奥陶系				
	样品号	F88-1	F88-4	F88-6	J88-3	J88-8	J88-10	J88-14	S89-54	S89-47	S89-76	B89-59	B89-64	B89-65	Z69*	Z3*	Z1*
岩石名称	黑云母花岗岩		含角闪石黑云母二长花岗岩		黑云母二长花岗岩		灰绿色变质火山岩及粉砂岩		变质砂岩及板岩		粉砂质板岩及粉砂岩						
痕量元素含量 (ppm)	La	58.837	52.720	47.639	39.772	59.146	46.44	51.633	35.53	24.61	26.91	32.16	36.59	36.03	30.30	54.50	46.10
	Ce	97.066	91.212	85.937	76.204	109.629	89.78	76.006	66.32	56.76	50.16	70.89	77.82	71.91	61.50	100.00	92.80
	Nd	34.373	32.059	31.915	30.319	41.212	34.25	35.529	33.08	24.19	24.85	31.07	36.63	35.57	28.70	42.70	38.90
	Sm	5.942	5.657	5.670	5.953	7.723	3.63	6.803	6.06	4.84	4.71	6.04	7.30	6.92	5.46	8.69	8.12
	Eu	1.458	1.462	1.488	1.042	1.218	0.780	0.780	1.16	0.93	0.96	1.12	1.44	1.31	1.18	1.29	1.45
	Gd	5.180	4.717	4.926	4.956	5.861	6.36	5.616	5.59	5.16	4.75	6.62	7.66	7.38	4.89	6.03	6.30
	Dy	4.384	4.142	4.593	5.670	5.675	1.59	5.377	5.23	3.95	3.75	5.17	6.22	5.90	4.67	6.30	5.96
	Er	2.182	2.466	2.823	3.163	3.769	2.85	3.218	2.98	2.07	2.28	3.02	3.53	3.51	2.70	3.61	3.19
	Yb	2.255	2.255	2.482	3.304	3.689	2.85	3.093	2.47	1.74	2.14	2.94	3.36	3.36	2.74	3.75	3.11
	Lu	0.266	0.339	0.339	0.519	0.571	0.481	0.31	0.31	0.15	0.15	0.31	0.44	0.45	0.40	0.53	0.45
	Rb	149	167	179	318	265	348	322									
	Sr	312.4	292	320	134	165.2	101.3	90.32	24.70	25.46	101.96	12.99	14.40	48.75	112.5	87.9	66.2
	Ba	808.8	1239	754.3	395.4	390.5	236.5	191.3	378.3	337	511.4	204.8	195.4	796.9	764.6	964.6	519.9
	Sc	11.28	9.99	11.74	6.11	8.59	5.99	5.26	12.71	11.40	9.89	8.61	9.90	9.57	17.7	10.7	15.1
元素比值	K/Rb	121.2	95.8	93.3	44.7	62.9	44.5	49.2									
	Rb/Sr	0.5	0.6	0.6	2.4	1.6	3.5	3.6									
	La/Yb		23.4	19.2	12.0	16.0	16.3	16.7	14.4	14.1	12.6	10.9	10.9	10.7	11.1	14.5	14.8
	Sm/Nd	0.17	0.18	0.08	0.29	0.19	0.11	0.19	0.18	0.20	0.19	0.19	0.20	0.19	0.19	0.20	0.20

* 根据湖南省地矿局区调队, 1984, 诸广山复式岩体的成因、演化及其与成矿作用的关系。其余均由中国地质科学院岩矿测试技术研究所完成, R_b用原子吸收法, Sr、Ba、Sc用等离子光谱法。表中稀土含量取小数点后二位数值的是用等离子光谱法取得, 取小数点后三位数值的由同位素稀释谱法取得。两种方法对同一样品得出的值相近。

为假设源岩,借用非实比平衡部分熔融公式: $C^L/C^0 = 1/[D_0 + F(1-P)]$,模拟两个岩体的成因。上式中, C^L ——部分熔融作用派生出岩石中的痕量元素含量; C^0 ——源岩中的痕量元素含量; D_0 ——源岩的总体分配系数; P ——派生岩石的总体分配系数; F ——部分熔融程度。

本文用以讨论岩石成因的稀土元素的矿物/熔体分配系数取自〔17〕(表4)。模拟计算中采用的岩体或地层岩石的稀土含量是该岩体或地层岩石的平均值。计算岩石的总体分配系数需有该岩体或地层岩石的矿物含量,包括造岩矿物和副矿物。扶溪岩体和九峰岩体的造岩矿物和九峰岩体的副矿物含量是本次工作得到的实测矿物含量,扶溪岩体副矿物含量是取自文献资料。四堡群、板溪群等地层岩石的实际矿物含量(斜长石、钾长石、角闪石、黑云母、磁铁矿、磷灰石)是由表2的标准矿物成分换算成100%而得出,其它4个副矿物含量是参考一般中酸性岩石及相应成分沉积岩的矿物含量大致假定的。

表4 稀土元素的矿物/熔体分配系数(根据Henderson, P.)

Table 4 Mineral/melt distribution coefficients of rare earth elements

	Cc	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
斜长石	0.240	0.190	0.130	2.000	0.160	0.130	0.050	0.008
正长石	0.040	0.030	0.200	1.130	0.010	0.006	0.006	0.012
角闪石	1.200	3.200	5.400	3.600	5.200	9.000	8.000	6.200
黑云母	0.320	0.290	0.260	0.240	0.280	0.290	0.290	0.350
磁铁矿	0.600	0.900	0.900	0.600	0.800	0.800	0.800	0.400
磷灰石	31.000	50.000	54.000	27.000	22.000	42.000	31.000	21.000
榍石	53.300	88.300	102.000	101.000	102.000	80.600	58.700	37.400
褐帘石	635.000	460.000	205.000	80.000	130.000	50.000	20.000	8.900
锆石	4.200	3.600	4.300	3.400	25.000	48.000	140.000	280.000
石榴石	0.620	0.630	2.2000	0.700	7.700	29.000	43.000	43.000

经模拟计算,扶溪岩体和九峰岩体不可能由寒武系和奥陶系岩石受部分熔融作用而形成。从岩浆产生要求的深度看,寒武系和奥陶系作为源岩也不合适。震旦系在用稀土元素模拟计算时有可能被看作这两个岩体的源岩,但从地质构造特征分析,它和寒武—奥陶系有类似的问题存在。

对于扶溪岩体,区内可作为其源岩的只有四堡群岩石和板溪群岩石。图4是四堡群岩石经50%平衡部分熔融作用形成扶溪岩体岩石的理论值(或计算值)与扶溪岩体实测值曲线。由图4看出,除Eu外,其它的稀土元素的理论值和实测值拟合得很好。在稀土元素中Eu活动性大, Eu出现异常情况较容易理解。

图5是板溪群岩石经80%部分熔融作用形成扶溪岩体的理论值曲线与扶溪岩体实测值曲线对比图。除80%熔融的理论曲线与实测值曲线吻合较好外,其它低于80%熔融得出的计算值与实测值之间差异很大。一种源岩遭到这样高程度的部分熔融(80%)的情况在自然界较难见到。

扶溪岩体可能是由四堡群岩石部分熔融而成的认识由后面Sc的模拟计算也得到验证,而Sc的模拟用于板溪群和扶溪岩体,没有得到二者具成因关系的认识。此外,扶溪岩体可能由

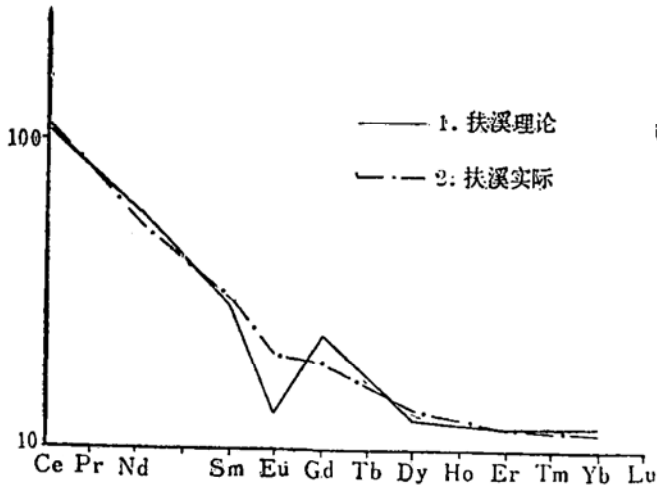


图4 四堡群岩石50%部分熔融形成岩石的理论值与扶溪岩体实测值对比

Fig. 4 Comparison between theoretical values of a rock derived from 50% partial melting of Sibao Group and measured values of Fuxi granodiorite

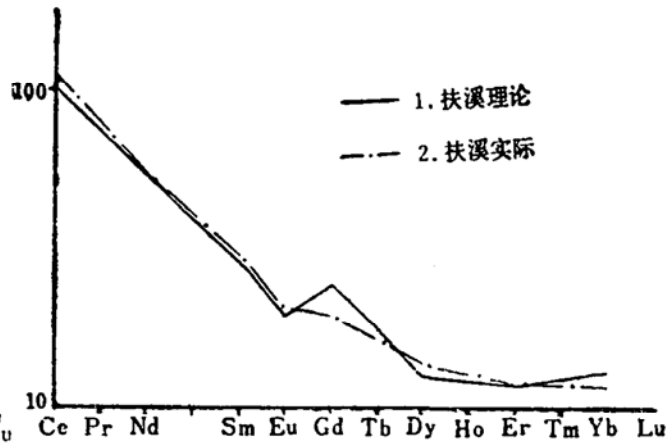


图5 板溪群岩石80%部分熔融形成岩石的理论值及其与扶溪岩体实测值对比

Fig. 5 Comparison between theoretical values of a rock derived from 80% partial melting of Banxi Group and measured values of Fuxi granodiorite

四堡群而不是板溪群熔融而成的认识，与岩体具有较高 $\epsilon_{Nd}(t)$ (-6.8) 和较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ (0.7058) 所得出的认识吻合。四堡群发育大量镁铁质火山岩，相对于板溪群岩石可能具有较高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ 。

对于九峰岩体，从地质构造上看，板溪群可能是其源岩。此外，九峰岩体在区内与加里东期岩体共同产出，二者出露面积互为消长，因此，也不排除一部分九峰岩体由加里东岩体经混合岩化并进一步达到深熔而形成的可能性。图6是板溪群岩石经55%部分熔融作用形成九峰岩体岩石的理论值曲线，以及九峰岩体边缘相和内部相岩石的实测值曲线。图6轻稀土部分拟合得较好，尤其是边缘相岩石的实测值与理论值重合性较好。岩体的边缘岩石是岩浆侵位时最先结晶的一部分，具有早期岩浆成分特征，以其稀土含量与理论值作比较，较内部相合适。九峰岩体出露面积大，内部相岩石岩性变化大，稀土含量变化也较大。图7表示扶溪岩体经60%部分熔融作用形成九峰岩体岩石的理论值曲线，九峰岩体边缘相和内部相岩石的实测值曲线。图6与图7显示大致相同的特征。板溪群岩石和扶溪岩体岩石的主元素成分和稀土元素成分特征相近（见表2和表3），这可能是上述两个图型相似的原因。由于几种岩石赋存在一个地段空间内，当地下深处板溪群岩石熔融并上侵使其上升途中的加里东期岩石或类似成分的岩石被熔融或发生同化混染的可能性也存在。

本文作者对扶溪岩体和九峰岩体岩石采样作了Rb、Sr、Ba、Sc的含量测定（表3）。用Rb、Sr和Ba元素模拟这些岩体的形成过程的结果不能利用。Sc的地球化学性质与钪族元素接近，采用相同的非实比平衡部分熔融公式，用Sc的含量模拟计算由四堡群岩石部分熔融形成扶溪岩体的成岩过程，得出了与上述用稀土元素含量模拟大致相同的结果（图8）。计算时没有采用Sc的矿物/熔体分配系数，而用如下扶溪岩体造岩矿物Sc的矿物/全岩比值：斜长石0.051、钾长石0.036、角闪石2.837、黑云母0.862、石英0.012、白云母0.500。由图8可看出，由四堡群岩石经47%的部分熔融作用形成的熔体中Sc的含量与扶溪岩体的接近。

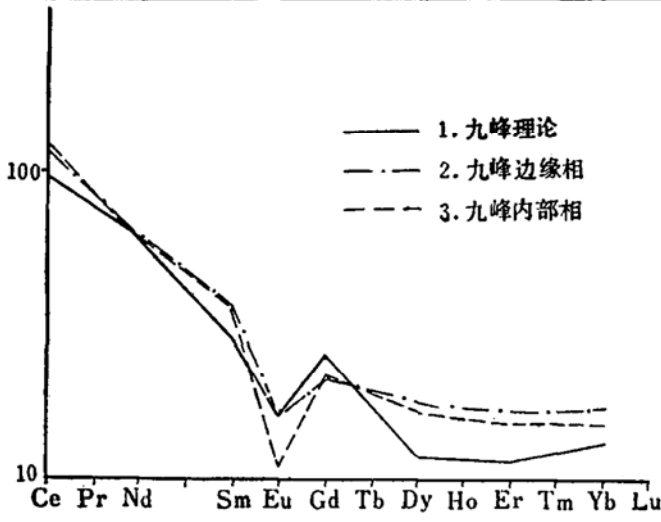


图 6 板溪群岩石55%部分熔融形成岩石的理论值及其与九峰岩体实测值对比
 Fig. 6 Comparison between theoretical values of a rock derived from 55% partial melting of Banxi Group and measured values of Jiufeng adamellite

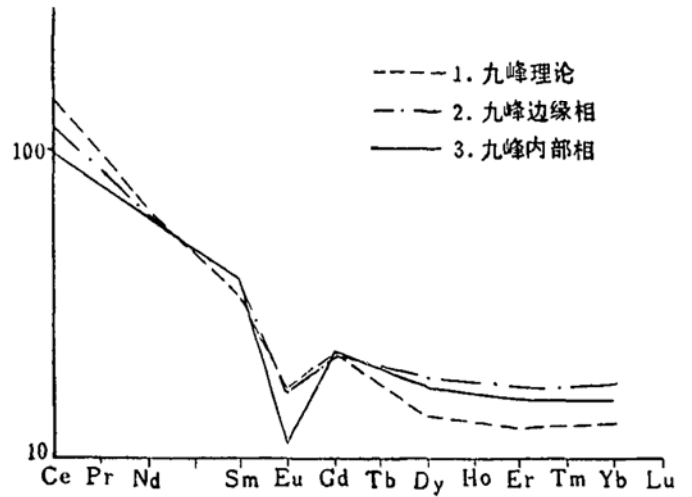


图 7 扶溪花岗闪长岩60%部分熔融形成岩石的理论值及其与九峰岩体实测值对比
 Fig. 7 Comparison between theoretical values of a rock derived from 60% partial melting of Fuxi granodiorite and measured values of Jiufeng adamellite

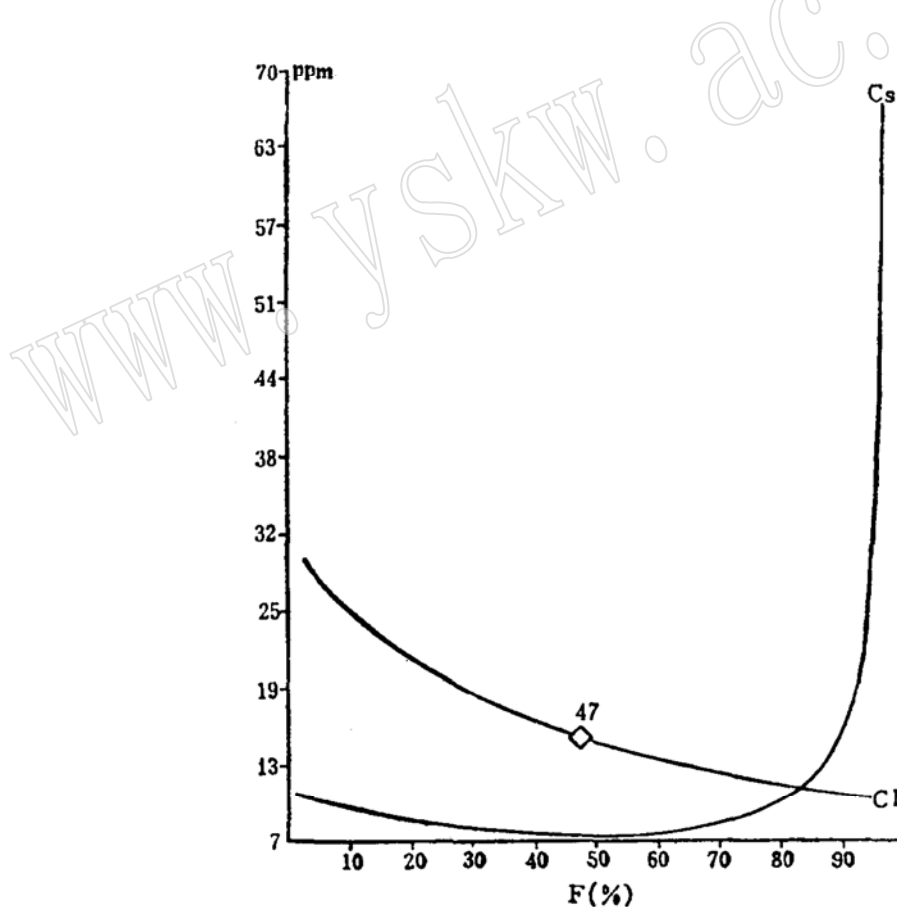


图 8 四堡群岩石部分熔融生成的熔体 (Cl) 及残留体 (Cs) 的 Sc 含量变化图
 Fig. 8 Sc content variation of a melt (Cl) and a residue (Cs) derived from partial melting of Sibao Group in varying degree

花岗岩类岩石成因的痕量元素模拟研究难度很大。本文在较充分的地质、岩石、矿物以及同位素地球化学研究的基础上,利用痕量元素定量模拟方法探讨了两个岩体的源岩及岩体的形成方式,这不但有助于了解岩石成因,对研究区域成矿作用也有意义。这是一件具探索性的有意义的工作,希望看到更多的讨论文章。

野外工作期间,湖南省地矿局区域地质调查大队郑基俭同志给予很大支持和帮助,作者深表感谢。

参 考 文 献

- 1 Arth J G. Behavior of trace element during magmatic processes—A summary of theoretical models and their applications. U. S. Geological Survey Journal of Research, 1976, 4: 41—47.
- 2 Frey F A. Trace element geochemistry: Application to the igneous petrogenesis of terrestrial rocks. Reviews of Geophysics and Space Physics, 1979, 17: 803.
- 3 Gromet L P. Rare earth element distribution among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implication. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, 47: 925—936.
- 4 Hanson G N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 1980, 8: 371—406.
- 5 Higgins N C. The genesis of Blue Tier batholith, Northeastern Tasmania. *Lithos*, 1985, 18: 129—146.
- 6 Jefferies N L. The distribution of the rare earth elements within the Caromencellis pluton, Cornwall. *Mineralogical Magazine*, 1985, 49: 495—504.
- 7 Mittlefehldt D W and Miller C F. Geochemistry of the Sweetwater wash pluton, California: Implications for “anomalous” trace element behavior during differentiation of felsic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, 47: 109—124.
- 8 Nabelek P I. Trace element modelling of the petrogenesis of granophyres and aplites in the Notch Peak granitic stock, Utah. *American Mineralogist*, 1986, 71: 460—471.
- 9 Peterson J S. Rare earth element fractionation and petrogenetic modelling in charnockitic rocks, Southwest Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1980, 73: 161—172.
- 10 Richard J W, Hanson G N and Papike J J. Trace element constraints on pegmatite genesis: Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1989, 101: 290—300.
- 11 Yuan Zhongxin, Bai Ge and Li Shuangbao. The rare element geochemistry of Lingshan tungsten-tin-bearing granites and their applications to petrogenesis of the granites. *Geosea V Proceedings 1*, Geological Society of Malaysia, 1986, 19: 249—259.
- 12 刘昌实、朱金初.滇西临沧岩基源区物质定量模拟. *岩石矿物学杂志*, 1989, 8(1): 1—12.
- 13 邓访陵. 诸广山花岗岩复式岩基南部的同位素年代学. *地球化学*, 1987, (2): 141—152.
- 14 地矿部南岭项目花岗岩专题组. 南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用. 北京: 地质出版社, 1989. 47—157.
- 15 袁忠信、张宗清. 南岭地区花岗岩类岩石Sm-Nd同位素特征及岩石成因探讨. *地质论评*, 1992, 38(1): 10.
- 16 Hawkesworth C J and Van Calsteren P W C. Radiogenic isotopes some geological applications, In: Henderson P, ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science Publishers B V, 1984, 375—416.
- 17 Henderson P. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: Henderson P, ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science Publishers B V, 1984. 1—32.

Trace Element Modelling for Petrogenesis of Granitoids in Southern Hunan and Northern Guangdong

Yuan Zhongxin Ni Yunxiang Wu Chengyu Xu Leiming

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Key words: granitoids; trace element; partial melting; Sm-Nd isochron age; petrogenesis

Abstract

Major element and trace element contents have been determined for Fuxi granodiorite body and Jiufeng adamellite body in southern Hunan and northern Guangdong, and also for such basement strata in Nanling region as Sibao Group, Banxi Group and Sinian-Ordovician rocks. In addition, Sm-Nd isotopic data have been obtained for Fuxi and Jiufeng rock bodies, with isochron ages being 463 Ma and 159 Ma, $\epsilon_{Nd}(t)$ -6.8 and -10.4 and t_{DM} 1728 Ma and 1896 Ma respectively. It is preliminarily concluded that source rocks of these two rock bodies might have been Proterozoic continental crustal rocks in nature. Trace element quantitative modelling for petrogenesis of these rock bodies was carried out with the aid of the formula for batch partial melting, i. e. $C^1/C^0 = 1/[D_0 + F(1-P)]$. The data obtained, combined with the geological and geochemical characteristics, have led the authors to believe that the Fuxi granodiorite, being a product of the crystallization of a melt, was formed by 50% partial melting of Sibao Group or similar Lower-Middle Proterozoic rocks, whereas the Jiufeng adamellite by 55% partial melting of Banxi Group or similar rocks in the region.