第69卷 第4期 地 质 学 报 Vol.69, No.4
1995年11月 ACTA GEOLOGICA SINICA Nov., 1995

华南含锡斑岩的同位素地球化学特征与物质来源

沈渭洲　王德滋　刘昌实
(南京大学地球科学系)

华南含锡斑岩可分富氟和贫氟两种亚型。它们具有高硅($SiO_2>71\%$)、过铝质(AlNKC>1.0)、富不相容元素(铷、锆、铀、钨、锡)、弱的铈($\delta Ce=0.68—0.82$)和强的铕($\delta Eu=0.01—0.38$)负异常;同时,还具有低的ε_{Nd}值(−6.3——8.4)、高的$^{207}Pb/^{204}Pb$值(15.588—15.790)、中等至高的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值(0.708 4—0.728 7)和较高的$\delta^{18}O$值(9.1‰—10.3‰)。这些特征清楚地表明,这两种亚型含锡斑岩都来源于地壳物质,其区别仅在于它们的源区物质在成分上存在某些差异。因此,华南只存在一种类型,即陆壳改造型含锡斑岩。

关键词　含锡斑岩　同位素　物质来源　华南

随着银岩和岩背等大型斑岩型锡矿床的发现,斑岩锡矿已成为我国一种重要的锡矿床类型。同时,我国的斑岩锡矿又以Sn−F型为主,与著名的玻利维亚Sn−B型斑岩锡矿有着明显区别,因而受到国内众多研究人员的重视[1—5]。但以往对斑岩锡矿的研究多偏重于成矿地质特征和矿床成因探讨,对含锡斑岩本身物质来源研究往往注意不够。本文将主要根据华南含锡斑岩的钕、锶、铅、氧多元同位素体系的综合研究,讨论这些斑岩的物质来源和形成机制。

1　地质背景

本文所指的含锡斑岩包括花岗斑岩、石英斑岩和黄英岩,后者由富氟花岗质残余岩浆结晶形成,以富含岩浆成因黄玉为特征。华南地区的含锡斑岩都是些浅成、超浅成的侵入体,常见隐爆角砾岩与其密切共生。它们既可以次火山岩形式与酸性火山岩相伴生,如洋滨、西岭和岩背的含锡斑岩,也可以花岗岩浆晚期分异相形式存在,如银岩、野鸡尾、塌山和铜坑嶂的含锡斑岩。如图1所示,无论是在华夏地块范围内,还是在华南加里东褶皱带内,含锡斑岩的空间分布都明显受主要的大断裂控制,并分布于大断裂附近一侧。

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号49070092)。
本文1994年1月收到,6月改回,季国容编辑。

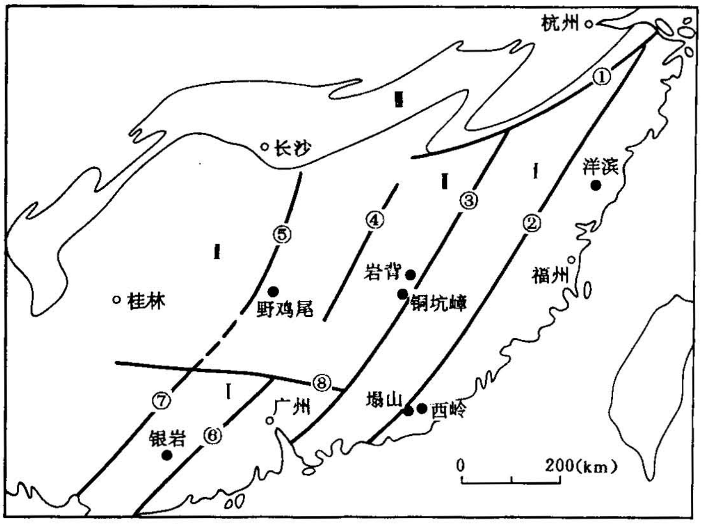

图1 华南含锡斑岩分布略图

Fig.1 Sketch map showing the distribution of tin-bearing porphyries in South China

Ⅰ. 华夏地块区; Ⅱ. 华南加里东褶皱带; Ⅲ. 江南古岛弧区; ①江绍断裂; ②政和—大埔断裂; ③邵武—河源断裂; ④鹰潭—赣州断裂; ⑤攸县—茶陵断裂; ⑥四会—吴川断裂; ⑦博白—岭溪断裂; ⑧梧州—南澳基底断裂

Ⅰ. Cathaysian massif area; Ⅱ. Caledonian fold belt in South China; Ⅲ. Jiangnan paleo-island arc area; ①Jiangshan-Shaoxing fault; ②Zhenghe-Dapn fault; ③Shaowu-Heyuan fault; ④Yingtan-Ganzhou fault; ⑤Youxian-Chaling fault; ⑥Sihui-Wuchuan fault; ⑦Bobai-Lingxi fault; ⑧Wuzhou-Nanao basement fault

华南地区的含锡斑岩可分两种亚型:(1)富氟亚型,主要分布于华南加里东褶皱带内,如岩背、野鸡尾、铜坑嶂、银岩和洋滨等地的含锡斑岩,它们以富含岩浆成因黄玉为特征。其中,黄玉可呈斑晶、微斑晶、填隙矿物、基质和被其它造岩矿物包裹等形式出现。(2)贫氟亚型,主要分布于华夏地块区范围内,如塌山和西岭等地的含锡斑岩,它们以出现原生石榴子石和红柱石等富铝矿物为特征,一般不含黄玉。

如表1所示,这两类含锡斑岩的地球化学特征虽总体上都相似于华南陆壳改造型花岗岩[6-7],但它们之间在某些方面仍显示出一定的差异:与贫氟亚型含锡斑岩相比,富氟亚型具有高的 F/Cl 值,较高的稀土总量和 Rb/Sr 值,较低的 δEu, Th/U 和 LREE/HREE 值,反映它们的源区物质在成分上存在一定的差异。

2 含锡斑岩形成时代

表2列出了华南含锡斑岩的全岩 Rb-Sr 同位素分析结果以及采用最小二乘方法计算的年龄、初始值和相关系数。这些年龄是可信的,可以解释为含锡斑岩体的结晶年龄。

据胡祥昭(1989)研究,银岩含锡斑岩全岩-矿物 Rb-Sr 等时线年龄为 86.9±6.0Ma[8]。由于银岩花岗斑岩蚀变较强,在同样的情况下,矿物相对于全岩体系更难于在蚀变过程中保持 Rb-Sr 同位素体系的封闭。何况钾长石的^{87}Rb/^{86}Sr 值高达 868.57,它对等时线年龄计算具有决定性影响。因此,钾长石即使因轻微蚀变而仅使其^{87}Rb/^{86}Sr

表 1　华南含锡斑岩的元素地球化学特征简表

Table 1　Summary of elemental geochemical characteristics of the tin-bearing porphyries in South China

类　型	富　氟　亚　型					贫 氟 亚 型	
岩　体	银岩(3)	野鸡尾(3)	岩背(4)	铜坑嶂(2)	洋滨(2)	塌山(2)	西岭(2)
SiO_2	75.56	77.80	75.92	75.50	72.23	76.37	71.13
A / NKC	1.205	1.002	1.001	1.296	2.059	1.234	1.155
$\sum$REE	322	580	382	210	298	210	232
LREE / HREE	0.85	0.81	1.44	1.12	0.80	1.85	3.65
δ_{Eu}	0.02	0.03	0.04	0.07	0.01	0.12	0.38
δ_{Ce}	0.82	0.68	0.70	0.78	0.82	0.80	0.78
Rb / Sr	150.0	38.0	33.0	145.0	40.0	3.2	1.1
F / Cl	113	430	181		176		
Zr / Hf	24	17	21	17	14	12	22
Th / U	1.1	0.9		4.2	1.3	3.1	3.4

注:括号内数字代表分析的样品数。

值发生微小变化,也会对等时线年龄产生明显影响。这表明全岩-矿物等时线年龄不能真实反映银岩花岗斑岩的形成时代。为此,本文补充测定了两个全岩样品,并和原先的两个全岩样品(银 6 和银 8)构成很好的等时线,计算得等时线年龄为 75.6±1.7Ma。该年龄值与粘土化花岗斑岩中锆石 U-Pb 年龄 78.1Ma[1)]十分相似。因此,全岩等时线年龄 75.6Ma 可代表银岩花岗斑岩的结晶时间。

塌山含锡斑岩的年龄是根据其中单颗粒结晶锆石的 U-Pb 同位素分析数据得出的。如表 3 所示,锆石的$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(138—122Ma)比$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄(326—172Ma)更接近于真实年龄。这是因为:(1)年轻锆石中放射成因^{207}Pb 丰度值约比放射成因^{206}Pb 丰度低 20 倍,使^{207}Pb 的测定精度较差,导致计算的$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄易偏离真实年龄;(2)野外关系表明,塌山花岗斑岩晚于河田花岗岩体,而后者的锆石 U-Pb 年龄为 147—143Ma[2)]。由表 3 可知,含锡斑岩中锆石$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄变化较大(达 16Ma),已超出实验误差允许范围。这种变化很可能归因于锆石形成后其中所含的放射成因铅发生不同程度的丢失。因此,丢失程度最小的两个样品(表 3 序号 3,4)的平均$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(138Ma)可代表含锡斑岩的结晶年龄,它十分接近于河田岩体中锆石的年龄(147—143Ma)。

---

1) 广东省地质矿产局704地质队. 1986.

2) 中国地质科学院南京地质矿产研究所. 1989.

表2 华南含锡斑岩 Rb–Sr 同位素分析结果

Table 2 Rb–Sr isotopic data of the tin–bearing porphyries in South China

岩体	样号	岩性	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	资料来源	计算结果
岩背	YB2–1	花岗岩	829.4	10.41	238.45	1.097 59	本文	
	YB3–2a	花岗岩	800.6	12.79	186.89	1.016 74		$t=114.1\pm0.6$Ma
	ZK5–15	花岗斑岩	804.9	39.91	58.70	0.805 84		$I_{Sr}=0.711\,9\pm7$
	YB11–10	花岗斑岩	950.1	15.34	183.84	1.009 57		$r=1.000$
	ZK58–5	花岗斑岩	522.0	37.51	40.40	0.778 09		
洋滨	Ty6	花岗斑岩	1 009.2	33.34	88.42	0.842 86	本文	$t=101.7\pm2.1$Ma
	Ty1–2	黄英岩	50.2	14.13	10.27	0.729 21		$I_{Sr}=0.714\,2\pm20$
	Ty3–1	花岗斑岩	825.6	34.10	70.53	0.814 01		$r=0.999\,6$
	ZK1021	花岗斑岩	707.1	31.33	67.72	0.810 09		
铜坑嶂	T–16	花岗斑岩	982.2	2.63	1 327.36	3.080 10	本文	
	T–16–1	花岗斑岩	959.4	4.24	739.02	2.049 14		$t=125.1\pm2.0$Ma
	Tc–15	花岗斑岩	696.5	4.45	492.94	1.639 10		$I_{Sr}=0.728\,7\pm110$
	T–07	花岗斑岩	390.3	5.04	359.59	1.361 08		$r=0.999\,6$
	T–44	花岗斑岩	824.7	10.11	245.67	1.143 01		
银岩	银–3	花岗斑岩	1 347.7	13.72	284.05	1.037 27	胡祥昭，1989	$t=75.6\pm1.7$Ma
	银–6	花岗斑岩	1 449.1	30.62	136.92	0.870 69		
	银–7	花岗斑岩	1 661.1	24.52	196.00	1.025 60		$I_{Sr}=0.728\,4\pm25$
	银–8	花岗斑岩	1 870.4	19.98	270.88	1.017 55		
	银–4	钾长石	1 634.0	5.44	868.57	1.793 61		$r=0.999\,8$
	Y002–1	花岗斑岩	1 241.0	9.00	416.65	1.162 93	本文	
	Y402–14	黄英岩	97.7	9.40	31.16	0.764 73		
野鸡尾	DTD_1–2	石英斑岩	891.7	20.40	128.08	1.040 92	湖南省地质科研所，1986	
	DTD_1–3	石英斑岩	988.9	17.14	166.91	1.131 26		$t=178.6\pm7.1$Ma
	DTD_1–6	石英斑岩	1 044.5	48.84	61.88	0.853 24		$I_{Sr}=0.709\,9\pm51$
	DTD_1–13	石英斑岩	763.1	46.44	47.54	0.838 64		$r=0.996\,8$
	DTD_1–14	石英斑岩	806.8	71.74	32.54	0.793 35		
西岭	西 10–5	碎斑熔岩	239.4	193.70	3.58	0.715 98	刘姤群，1983*	$t=146.0\pm2.0$Ma
	西 18–3	碎斑熔岩	230.5	145.80	4.57	0.717 69		
	西–18	碎斑熔岩	221.6	184.70	3.47	0.715 83		$I_{Sr}=0.708\,4\pm1$
	西 18–1	碎斑熔岩	203.4	195.70	3.01	0.714 81		
	西 10–3	碎斑熔岩	163.9	232.40	2.04	0.712 40		$r=0.999\,6$
	西–18	磷灰石	77.4	335.60	0.70	0.709 33		

* 数据引自全国同位素地质年龄数据汇编第四册，本文采用最小二乘方法作了重新计算。

表 3　塌山含锡斑岩单颗粒锆石 U–Pb 年龄测定

Table 3　Single–grain zircon U–Pb isotopic dating of the Tashan tin–bearing porphyry in South China

序号	矿物特征	U ($\times 10^{-6}$)	Pb ($\times 10^{-6}$)	样品中普通铅含量 ($\times 10^{-6}$)	同位素原子比值					表面年龄		
					$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
1	茶绿色、柱状、半透明	6 425	150	0.140	364	0.073 72	0.020 30(80)	0.144 6(43)	0.051 65(144)	129.6	137.2	270.1
2	褐色、柱状、透明	5 974	120	0.033	1 140	0.099 52	0.019 09(9)	0.139 3(51)	0.052 94(181)	121.9	132.4	326.1
3	无色、柱状	1 770	121	0.870	47	0.060 46	0.021 56(16)	0.133 7(16)	0.044 95(539)	137.5	127.4	/
4	淡褐色、柱状	8 480	190	0.240	994	0.072 82	0.021 73(8)	0.148 3(11)	0.049 50(29)	138.6	140.4	171.6

注：由中国地质科学院天津地质矿产研究所同位素实验室测定；括号内数字为 2σ 绝对误差。

表 4　华南含锡斑岩的 Sm–Nd 同位素组成

Table 4　Sm–Nd isotopic compositions of the tin–bearing porphyries in South China

岩体	样号	岩性	年龄 (Ma)	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε_{Nd}	T_{DM} (Ma)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$\delta^{18}O$ (‰)
银岩	Y002–1	花岗斑岩	75.6	6.059	21.55	0.170 0	0.512 200 ± 15	−8.3	1 664	0.728 4	9.6
	Y402–14	黄英岩		5.124	16.36	0.189 5	0.512 272 ± 16	−7.1	1 568		
野鸡尾	Y–031	石英斑岩	178.6	23.930	65.21	0.220 0	0.512 236 ± 16	−8.4	1 889	0.709 9	9.8
	Y–17	黄英岩		7.938	35.99	0.133 4	0.512 324 ± 24	−4.7	1 568		
洋滨	Ty6	花岗斑岩	102.0	10.780	30.24	0.216 0	0.512 222 ± 35	−8.4	1 727	0.714 2	
	Ty3–1	花岗斑岩		12.000	31.23	0.232 0	0.512 252 ± 16	−8.0	1 697		
	Ty1	黄英岩		14.440	50.04	0.185 0	0.512 239 ± 23	−7.6	1 665		
岩背	ZK58–5	花岗斑岩	114.0	15.570	58.64	0.161 0	0.512 404 ± 48	−4.0	1 397	0.711 9	9.1
铜坑嶂	T–16	花岗斑岩	125.0	3.633	16.69	0.131 7	0.512 281 ± 10	−5.9	1 615	0.728 7	10.3
塌山	TS–25	花岗斑岩	138.0	9.972	35.46	0.170 1	0.512 230 ± 9	−7.4	1 730	0.713 1	
西岭	SL–14	碎斑熔岩	146.0	7.097	34.46	0.124 6	0.512 247 ± 13	−6.3	1 545	0.708 4	9.1

注：洋滨和岩背的Sm–Nd数据由南京大学现代分析中心测定，其余样品的Sm–Nd数据由中国科学院地质研究所测定；除西岭和铜坑嶂含锡斑岩的T_{DM}年龄是按参考文献[9]给出的参数计算外，其余样品的 T_{DM} 年龄采用参考文献[10]和[11]提出的两阶段模式计算；塌山斑岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值是根据单个样品按锆石年龄计算的，其余为等时线测定结果。

3 含锡斑岩的同位素特征

3.1 钕同位素

华南含锡斑岩的 Sm−Nd 同位素组成列于表 4，样品的初始钕同位素组成以 ε_{Nd} 值表示。由表 4 所列的数据可知，(1)除西岭和铜坑嶂含锡斑岩外，其余含锡斑岩都具有较高的 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 值，尤其是氟明显富集的银岩、洋滨、野鸡尾和岩背的含锡斑岩中，$^{147}Sm/^{144}Nd$ 值的升高更为明显，表明在富氟的岩浆体系中，Sm−Nd 发生了明显分馏。这种分馏很可能归因于氟与重稀土元素形成的络合物较之与轻稀土元素形成的络合物更为稳定。(2)同一斑岩体中花岗斑岩或石英斑岩的 ε_{Nd} 值稍低于黄英岩的值，如银岩花岗斑岩为−8.3，黄英岩为−7.1；洋滨花岗斑岩为−8.4——8.2，黄英岩为−7.6；野鸡尾石英斑岩为−8.4，黄英岩为−4.7。对于产生这种差异的原因，目前还不太清楚。

华南含锡斑岩的 ε_{Nd} 值除岩背花岗斑岩(−4.0)较高，反映可能受到相对年轻地壳物质混染[12]外，其余都介于−8.4——5.9 之间，相似于华南陆壳改造型花岗岩的值[13]。在 $\varepsilon_{Nd}-t$ 图上，含锡斑岩数据点都群集于华南元古代地壳演化线 A 附近(图 2)，反映它们是由成熟度较低的地壳物质衍生的。

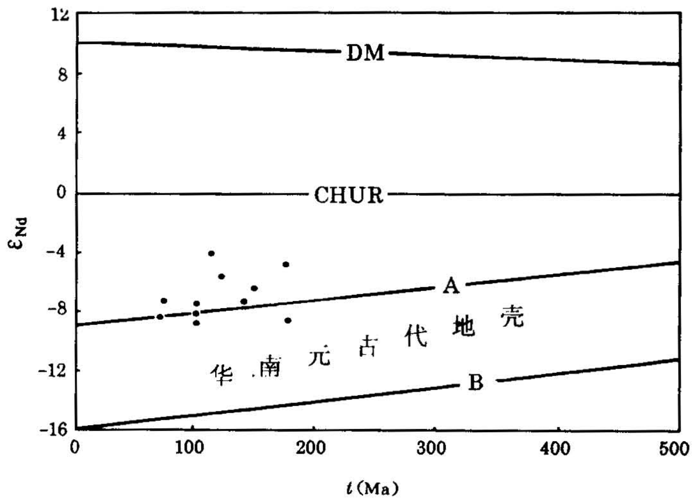

图 2 华南含锡斑岩的 $\varepsilon_{Nd}-t$ 图

Fig.2 $\varepsilon_{Nd}-t$ diagram of the tin−bearing porphyries in South China

A 成熟度较低的元古代地壳；B 成熟度较高的元古代地壳；DM 亏损地幔；CHUR 球粒陨石均一储库

A Proterozoic crust with lower maturity; B Proterozoic crust with higher maturity; DM depleted mantle; CHUR chondrite uniform reservoir

花岗岩类的钕模式年龄通常代表其物源区的平均年龄。但由于华南含锡斑岩的 Sm/Nd 值多数大于地壳岩石正常值(0.16—0.24)[14]，因而对这部分含锡斑岩只有采用 Depaolo 等[10]和李曙光[11]提出的两阶段模式进行计算才能更合理地反映它们源区的平均年龄。如表 4 所示，华南含锡斑岩的 T_{DM} 年龄为 1 397—1 889Ma(平均为 1 633Ma)，反

映它们来源于平均中元古代地壳。

3.2 锶同位素

表 4 所列的 (^{87}Sr / ^{86}Sr)$_i$ 值除塌山含锡斑岩是根据单个样品测定值计算外,其余都是全岩 Rb–Sr 等时线测定获得的。其中,除西岭碎斑熔岩的 (^{87}Sr / ^{86}Sr)$_i$ 值 (0.7084) 稍低外,其余含锡斑岩的 (^{87}Sr / ^{86}Sr)$_i$ 值都大于 0.710,相似于华南陆壳改造型花岗岩[13],同样反映它们来源于地壳物质。

3.3 铅同位素

华南含锡斑岩的铅同位素组成列于表 5。其中除洋滨的数据是根据全岩测定值经放

表 5　华南含锡斑岩的铅同位素组成

Table 5　Lead isotopic compositions of the tin–bearing porphyries in South China

岩　体	样 号	岩　性	^{206}Pb / ^{204}Pb	^{207}Pb / ^{204}Pb	^{208}Pb / ^{204}Pb	资料来源
银　岩		花岗斑岩	18.887	15.678	39.065	陈文魁等, 1987[1)]
			18.698	15.620	39.020	俞受鋆等, 1988[15]
野鸡尾	DWT–6	石英斑岩	18.740	15.790	39.170	湘南地质队, 1986[2)]
洋　滨	Ty6	花岗斑岩	18.504	15.666	38.764	本文
	Ty3–1	花岗斑岩	18.210	15.588	38.407	
	Ty1	黄 英 岩	18.169	15.618	38.445	
岩　背	ZK–91	花岗斑岩	18.592	15.714	38.933	本文
塌　山	T7–8	花岗斑岩	18.398	15.624	38.508	
西　岭	SL–14	碎斑熔岩	18.629	15.694	38.806	

注:本文的数据由北京铀矿地质研究院测定。

射成因铅校正外,其余数据都是根据钾长石测定的。它们的铅同位素组成为: ^{206}Pb / ^{204}Pb 18.169—18.887, ^{207}Pb / ^{204}Pb 15.588—15.790, ^{208}Pb / ^{204}Pb 38.407—39.065,相似于华南陆壳改造型花岗岩[16]。在铅构造模式图上,数据点都投影于造山带演化线以上的区域内,基本上都位于江南古岛弧区变质沉积岩的铅同位素组成[3)]分布范围内(图 3)。这些特征表明,华南含锡斑岩中的铅也来自地壳源区　。

3.4 氧同位素

由于含锡斑岩通常都经受较强的热液蚀变,其全岩氧同位素组成因易受流体–岩石交换作用影响而往往不能反映其母岩浆的原始特征,因而表 4 所列的 $\delta^{18}O$ 值是根据抗交换能力强的石英的测定值,按 $\delta^{18}O_{石英}-\delta^{18}O_{全岩}=1.0‰$ 换算的。这些结果表明,

1) 陈文魁等. 广东信宜银岩斑岩锡矿床地质特征及找矿标志研究报告. 1987.

2) 湘南地质队. 野鸡尾锡多金属矿床地质特征及成矿规律. 1986.

3) 张理刚. 东亚岩石圈块体地质. 1994.

华南含锡斑岩具有较高的 $\delta^{18}O$ 值(9.1‰—10.3‰),反映它们来源于相对富 ^{18}O 的地壳物质。

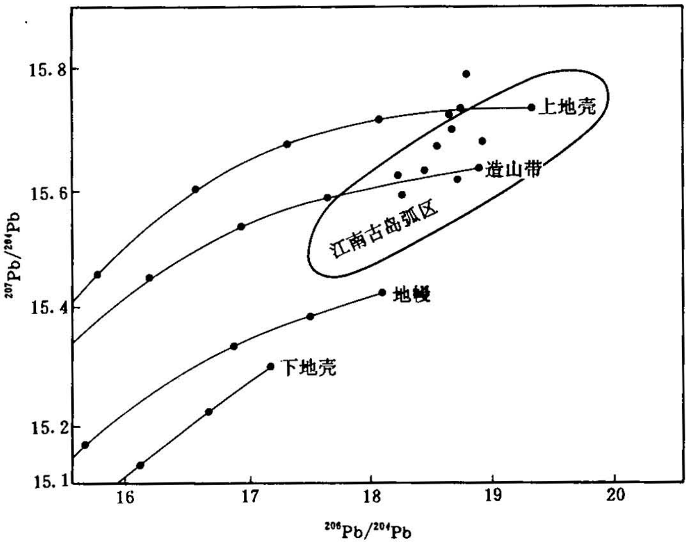

图 3 华南含锡斑岩的铅同位素组成

Fig.3 Diagram showing lead isotopic compositions of the tin-bearing porphyries in South China

4 含锡斑岩物质来源讨论

图 4 表示华南江南古岛弧区和华夏地块区基底变质岩的 Nd-Sr 同位素组成。江南古岛弧区包括上溪群、双桥山群、板溪群、四堡群和双溪坞群[17—19]1),华夏地块区包括陈蔡群和麻源群[20]1)。它们的 Nd-Sr 同位素组成分布范围是根据其现今测定值计算到含锡斑岩的形成年龄区间(75—180Ma)。由图 4 可知,江南古岛弧区(ε_{Nd}=-4.9—-13.5,($^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.713 90—0.779 15)和华夏地块区(ε_{Nd}=-11.3—-22.6,($^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.716 58—0.776 97)变质沉积岩的 ε_{Nd} 值区别明显,但($^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值十分相似。这种差异是由两个母、子体元素对的地球化学特性决定的。钐和钕同属于稀土元素,地球化学性质相似,且具有强的抗扰动能力,因而在沉积和变质的过程中,Sm-Nd 同位素体系通常不会发生扰动。但铷和锶的地球化学性质差异明显,抗扰动能力差,而且铷比锶具有更大的活动性,因而在沉积和变质的过程中常可能发生明显的分馏。这表明,基底变质沉积岩的 Sm-Nd 体系比 Rb-Sr 体系更能反映其源区的特征。根据 Sm-Nd 资料推测,江南古岛弧区变质沉积岩可代表成熟度较低和形成较晚的元古代地壳,华夏地块区变质沉积岩可代表成熟度较高和形成较早的元古代地壳[21]。

虽然这些基底变质沉积岩并不完全代表形成华南含锡斑岩的物源区,但通过同位素组成的对比可以为判断它们的物源区提供重要的依据。由图 4 可知:(1)含锡斑岩的 Nd-Sr 同位素组成与华夏地块区麻源群和江南古岛弧区双溪坞群的变质火成岩的组成

1) 凌洪飞. 南京大学地球科学系博士研究生论文. 1990.

区别明显，说明变质火成岩不可能是这些含锡斑岩的物源区。(2)在基底变质沉积岩中，含锡斑岩的 Nd–Sr 同位素组成与江南古岛弧区的十分相似，与华夏地块区的区别明显，这说明含锡斑岩很可能来源于与江南古岛弧区变质沉积岩具有相似 Nd–Sr 同位素组成的物源区的部分熔融。个别含锡斑岩具有较低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值，反映其物源区形成过程中，铷和锶之间发生过较大程度的分馏。有利于上述推测的依据还包括：(1)在图 2 中，含锡斑岩数据点群集于由江南古岛弧区变质沉积岩得出的演化线 A 附近；(2)在图 3 中，数据点基本上都位于江南古岛弧区变质沉积岩铅分布范围内；(3)含锡斑岩均具有弱的铈负异常($\delta Ce = 0.68$—0.82，表 1)，相似于江南古岛弧区变质沉积岩($\delta Ce = 0.71$—0.86)1)和澳大利亚后太古代页岩($\delta Ce = 0.88$)[22]，说明含锡斑岩的物源区应为变质沉积岩；(4)含锡斑岩的 $\delta^{18}O$ 值中等偏高(9.1‰—10.3‰)，稍低于华南典型陆壳改造型花岗岩的值(>10‰)，反映其源区物质组成中可能含有较多的火成碎屑组分，成熟度较低。

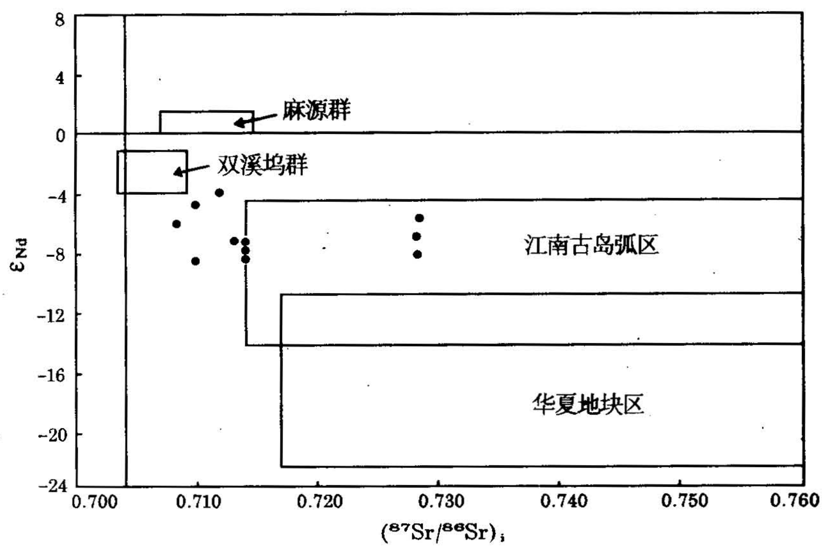

图 4　华南含锡斑岩的 Nd–Sr 同位素组成

Fig.4　Nd–Sr isotopic compositions of the tirrbearing porphyries in South China

属贫氟亚型的塌山与西岭的含锡斑岩曾被认为属于同熔型[23,24]，但这些含锡斑岩以高硅($SiO_2 > 71\%$)、过铝质(AlNKC > 1.150)、铕亏损明显($\delta Eu = 0.12$—0.38)、较低的 ε_{Nd} 值(−6.3——7.4)、较高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值(>0.708)和 $\delta^{18}O$ 值(>9.0‰)、高的 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 值(>15.620)以及出现原生富铝矿物(石榴子石和红柱石)为特征，表明它们和富氟亚型含锡斑岩一样，都来源于地壳物质，区别仅在于它们的源区物质在成分上存在某些差异(主要表现为源区物质的氟、氯、铷、锶、钍、铀、铕等元素含量的差异)。因此，华南地区只存在一种类型，即陆壳改造型(或 S 型)含锡斑岩，至今未发现同熔型(或 I 型)含锡斑岩。

综上所述，华南含锡斑岩的钕、锶、铅、氧同位素特征表明，它们是由地壳物质衍生的，在成分上类似于现今江南古岛弧区的基底变质沉积岩。但由于它们彼此间在同位素组成

1) 凌洪飞. 南京大学地球科学系博士研究生论文. 1990.

上还显示出某些不同，反映其源区物质成分虽总体上相似，在具体细节上因所处构造环境不同而存在一定的区别。

参 考 文 献

1 关勋凡，周永清，肖敬华，梁树钊，李金茂。银岩斑岩锡矿——中国锡矿床的一种新类型. 地质学报，1985，59(2)：155—161.

2 朱正书，朱金初，徐克勤. 银岩斑岩锡矿地质、地球化学和成因. 地球化学，1988，(4)：326—335.

3 朱正书，徐克勤，朱金初. 野鸡尾斑岩锡矿床的地质特征及找矿意义. 地质找矿论丛，1990，5(2)：1—11.

4 张国林. 重熔斑岩型锡多金属矿床地质特征及成矿模式. 矿产与地质，1991，5(4)：249—261.

5 朱正书. 江西会昌锡坑迳矿田中花岗岩与火山岩的演化关系及锡矿化. 地质与勘探，1991，(8)：9—12.

6 徐克勤，孙鼐，王德滋，胡受奚，刘英俊，季寿元. 华南花岗岩成因与成矿. 见徐克勤，涂光炽主编"花岗岩地质和成矿关系". 南京：江苏科学技术出版社，1984. 1—20 页.

7 刘荣俊，张景荣，孙承辕，马东升，乔恩先，陈骏. 华南花岗岩类中微量元素的地球化学特征. 见徐克勤，涂光炽主编"花岗岩地质和成矿关系". 南京：江苏科学技术出版社，1984. 511—525 页.

8 胡祥昭. 银岩含锡花岗斑岩的岩石学特征及成因探讨. 地球化学，1989，(3)：251—259.

9 Miller R G, O'Nions R K. Source of Precambrian chemical and clastic sediments. Nature, 1985, 314: 325—330.

10 Depaolo D J, Linn A M, Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the South-Western United States. J. Geophys. Res. 1991. 96: 2071—2088.

11 李曙光. 花岗岩Nd同位素模式年龄研究. 见肖庆辉等著"当代地质科学前沿". 武汉：中国地质大学出版社，1993. 307—313 页.

12 王德滋，沈渭洲，刘昌实，熊小林. 江西岩背火山侵入杂岩的地球化学特征和成因. 中国科学(B辑)，1994，24(5)：531—538.

13 刘昌实，朱金初，沈渭洲，徐士进. 华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源. 地质学报，1990，64(1)：43—52.

14 Hawkesworth C J, Van Calsteren P W C Radiogenic isotopes —— some geological application: In "Rare Element Geochemistry" edited by Henderson. P. Elsevier Science Publishers B. V. 1984. 376—418.

15 俞受鋆，陈炳辉，粤西银岩-锡坪地区燕山晚期花岗岩类成岩特征、演化规律及其与锡钼钨成矿关系研究. 矿产与地质，1988，2(1)：48—56.

16 饶冰，沈渭洲. 华南两类不同成因花岗岩的铅同位素组成特征. 岩石学报，1988，4(4)：29—35.

17 沈渭洲. 华南产铀花岗岩的同位素地球化学特征. 见张祖还等著"华南产铀花岗岩及有关铀矿床研究"，北京：原子能出版社，1991. 123—137 页.

18 李献华，桂训唐. 万洋山-诸广山加里东期花岗岩的物质来源. 中国科学(B辑)，1991，(5)：533—540.

19 邢凤鸣，徐祥. 皖南中生代花岗岩类Nd，Sr，Pb同位素特点. 安徽地质，1993，3(1)：35—41.

20 袁宗信，吴良士，张宗清，叶笑江. 闽北麻源群Sm-Nd、Rb-Sr同位素年龄研究. 岩石矿物学杂志，1991，10(2)：127—131.

21 沈渭洲，朱金初，刘昌实，徐士进，凌洪飞. 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，1993，9(2)：115—124.

22 Taylor S T. The Continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publcation. 1985. 1—95.

23 阮道源. 粤湘两省锡矿斑岩成岩成矿某些问题. 桂林冶金地质学院学报，1992，12(3)：242—250.

24 陈惜华，胡祥昭，丛献东. 西岭锡矿床岩体含矿性与成因类型的研究. 地球化学，1986，(1)：50—57.

ISOTOPE GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND MATERIAL SOURCES OF TIN-BEARING PORPHYRIES IN SOUTH CHINA

Shen Weizhou, Wang Dezi and Liu Changshi

(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Jiangsu)

Abstract

Tin-bearing porphyries in South China can be divided into the F-rich and F-poor subtypes. They are high-silica ($SiO_2 > 71\%$), peraluminous ($A/NKC > 1.0$) and rich in incompatible elements (Rb, Zr, U, W and Sn) and have weak Ce ($\delta Ce = 0.68$—0.82) and strong Eu ($\delta Eu = 0.01$—0.38) negative anomalies. Meantime, they also possess nather low ε_{Nd} (-6.3— -8.4), qinte high $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.588— 15.790), medium to high $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$(0.708 4—0.728 7) and higher $\delta^{18}O$ (9.1‰—10.3‰). These characteristics clearly suggest that the two subtypes of tin-bearing porphyries were all derived from the crustal materials. Their distinction lies only in that there exist some differences in the composition of source materials. Therefore, there is only one type of tin-bearing porphyry in South China, that is, continental crust transformation type.

Key words: tin-bearing porphyry; isotope, material source, South China

作 者 简 介

沈渭洲,生于1939年7月,上海人,1965年于南京大学地质系放射性矿产地质专业研究生毕业。多年来从事同位素地球化学的研究与教学。现任南京大学地球科学系教授。通讯处:南京汉口路南京大学地球科学系,邮政编码:210093。