

赣南—粤西中生代岩浆杂岩 与 W、Sn、Nb、Ta 的成矿

谢华光^① 李文达 毛建仁 朱云鹤

(南京地质矿产研究所, 210016)

内容提要 赣南—粤西地区的地壳自早元古代晚期开始形成,地壳成熟度较低。该区是我国华南重要的 W、Sn、Nb、Ta 等矿的重要产地,与中生代岩浆活动有关。成矿的岩浆杂岩具有高硅、富铝、富钾、高 F/Cl 和 Rb/Sr 值,稀土配分具“海鸥型”模式,以及高 L_{r} 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值和低 ϵNd 值的同位素特征,岩石成因属 S 型系列。矿石铅和长石铅同位素组成相似,反映成矿物质与成岩物质的源区相同,都由地壳物质衍生为主。矿床的形成与地壳演化历史,岩浆成因和岩浆源区物质组成等深部地质作用有关。

关键词 中生代 岩浆杂岩 成矿作用 赣南—粤西钨锡矿

从宏观上说,大的重要的地质事件总是与深部作用有联系。矿床形成是长期、复杂的地质作用的产物。矿床的地质特征必然与地壳地质作用过程有关,特别与深部岩浆活动、岩浆成因及源区的物质成分有着内在联系。我们通过“中国东南部中生代地质构造、岩浆活动和成矿”课题的研究,认为赣南—粤西属于一个“构造—岩浆—成矿”区。本文根据区内中生代主要成矿岩浆杂岩的地球化学特征、同位素特征来探讨矿床形成与深部作用的关系。

1 区域地质概况

许多学者认为我国东南大陆不存在统一的华夏古陆(张理刚,1993),主要由多个微陆块(浙闽粤滨海区、武夷区和赣南—粤西区等)随时间变化、碰撞拼贴而成^[1]。从构造—岩浆演化与成矿动力机制来说,以壳内碰撞挤压向伸展和后期裂解为特点^[2]。

本文讨论的范围是邵武—河源断裂以西和吴川—四会断裂以东的赣南—粤西区。区内出露地层主要为震旦—寒武系沉积变质岩。而在邵武—河源断裂带东侧武夷区却广泛分布上太古界—元古界古老变质地层,如陈蔡群、麻源群等。在武夷区,近年来陆续报导了一批古井坪组 $2682 \pm 148\text{Ma}$ (甘晓春等,1994)和麻源群 $1822-2590\text{Ma}$ 的同位素年龄(2590Ma,孙

^① 收稿日期:1996-09-10;改回日期:1996-10-16

第一作者简介:谢华光,34岁,硕士,助理研究员,矿床学,主要论文《四川岷村多金属矿床地球化学特征及成因》、《安徽新桥铜硫矿床成矿时代及成矿物质来源》等。

大中等, 1991; 1822—1851Ma, 水涛等, 1988; 1961Ma, 李根坤, 1989; 2116Ma, 袁忠信等, 1991)。其基底主要为早—中元古代的变质岩, 局部为晚太古代变质岩。赣南—粤西区中生代, 岩浆杂岩的 Nd 模式年龄为 1568—2063Ma。赣南安息花岗闪长岩和诸广山区澜河混合岩中锆石 U—Pb 法年龄分别为 1600、1382Ma(杨明桂等, 1988)。结合地质构造资料分析, 推测该区基底为早元古代晚期—晚元古代变质岩系, 与武夷区明显不同。

赣南—粤西区除了震旦—寒武系变质岩外, 上古生界及中—新生界的地层广泛分布。据于崇文等(1985)研究, 赣南 1084 件不同时代沉积岩的平均 W 丰度为 3.24×10^{-6} , Sn 为 3.70×10^{-6} , 分别是克拉克值的 2.95 倍和 2.18 倍。所以, 赣南是富集 W、Sn 等成矿元素地球化学场。尤其在震旦系、寒武系中 W、Sn 呈现较高峰值。据统计, 区内 70% 以上的 W、Sn 矿床产于震旦系和寒武系中。因此, 震旦系和寒武系是 W、Sn 矿床的重要矿源层。

与 W、Sn、Nb、Ta 等矿床有成因联系的中生代岩浆杂岩以 S 型为主。目前已发现有西华山 W—Sn 矿、大吉山 W—Nb—Ta 矿、岩背 Sn(Cu) 矿、锡坪 Sn 矿、铜坑嶂 Sn 矿、海螺岭 Sn—Nb—Ta 矿、银岩 Sn 矿、相山 U 矿等矿床。表 1 为本区成矿岩浆杂岩年龄和矿床成因类型。从表 1 可知, W、W—Sn、Nb—Ta 等矿床的成矿年代在 155—167Ma, 主要与燕山早期岩浆作用有关, 而 Sn(Cu) 矿床成矿时代较晚, 同位素年龄在 81—130Ma, 与燕山晚期岩浆作用有关。矿床成因类型主要为斑岩型 Sn 或 Sn—W 矿和大脉型黑钨矿。有的矿床与酸性—中酸性斑岩有关, 岩性多属花岗闪长岩, 分布于隆起带与拗陷带之间。有的矿床与花岗岩有关, 岩石可呈斑状或不具斑状, 多数分布于隆起区。含矿岩体大多具有多期次侵入的特点。相山 U 矿属低温浅成热液成因, 矿石呈脉状和细网脉状, 围岩是碎斑熔岩。

表 1 成矿岩浆杂岩年龄及矿床成因类型

Table 1 Genetic type of ore deposits and age of ore-forming magmatic complexes

矿床	样品	测试方法	年龄(Ma)	矿床成因类型	备注
大余西华山	花岗岩	Rb—Sr	155.0±2	大脉型—斑岩型 W—Sn 矿	[3]
	花岗岩	Rb—Sr	157±13		
全南大吉山	似斑花岗闪长岩	Rb—Sr	167±1	斑岩型—大脉岩型 W—Nd—Ta 矿	[3]
	二云母花岗岩	Rb—Sr	161±3		
	白云母钠长花岗岩	Rb—Sr	159±5		
会昌岩背	流纹质火山岩	Rb—Sr	121.3±1.8	斑岩型 Sn 矿	[4]
	花岗斑岩	Rb—Sr	113.8±0.4		
寻邬铜坑嶂	花岗斑岩	Rb—Sr	124.95	斑岩型 Sn 矿	
石城海螺岭	黄玉黑云母花岗岩	Rb—Sr	127	斑岩型 Nb—Ta 矿	[5]
信宜银岩	花岗斑岩	Rb—Sr	86.90	斑岩型 Sn 矿	
信宜锡坪	石英斑岩	K—Ar	81	斑岩型 Sn 矿	[6]
乐安相山	碎斑熔岩	Rb—Sr	140.7	低温浅成细脉—网脉状 U 矿	[7]
	碎斑熔岩	K—Ar	132±2		

2 岩石地球化学特征

2.1 岩石化学特征 根据岩浆杂岩的岩石化学全分析结果(表 2), 与成矿有关的岩体具有下列岩石化学特征: 富 SiO_2 , SiO_2 含量基本上都 > 70%, 属酸性到超酸性, 黄英岩的 SiO_2 含

量达 80% 以上。过铝质,多数 $Al_2O_3 > 12\%$ 。相对富钾, $K_2O > Na_2O$ 。分异指数高,(如岩背碎斑熔岩 $DI=88$),说明岩浆经历了强烈的结晶分异作用。

2.2 微量元素特征 从表 3 的数据可知,本区岩浆杂岩微量元素组成具有下列特征: F 含量高, F/Cl 比值大, 相对贫 Cl。F 主要形成黄玉, 仅个别矿区形成萤石(如相山铀矿)。富 Rb 贫 Sr, Rb/Sr 比值超过 10, 与华南 S 型花岗岩的 Rb/Sr 值相似(11.7, 刘英俊等, 1984), 明显与华南 I 型花岗岩的 Rb/Sr 值不同(0.4, 刘英俊等, 1984)。另外, W、Sn、Nb、Ta、Cu、Pb、Zn 等成矿元素含量较高, 如银岩花岗斑岩的 W、Sn 含量分别是克拉克值的 30.91、61.18 倍。

表 2 成矿岩浆杂岩的岩石化学成分(%)

Table 2 Chemical compositions of ore-forming magmatic complexes(%)

矿区	岩性	样数	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
大余西华山	花岗岩	65	75.60	0.05	12.36	0.26
会昌岩背	花岗斑岩	4	75.94	0.02	12.36	0.63
	花岗岩	8	75.92	0.04	12.35	0.45
石城松岭	黄玉花岗斑岩	3	73.91	0.02	14.98	0.46
石城海螺岭	石英斑岩	4	75.01	0.03	13.26	0.50
寻邬铜坑峰	石英斑岩	6	76.74	0.14	12.52	0.66
信宜银岩	花岗岩	3	75.33	/	13.61	0.32
信宜银岩	黄英岩	1	83.06	/	11.60	0.36
信宜锡坪	花岗斑岩	1	76.14	0.06	12.50	0.01
信宜锡坪	花岗岩	2	74.81	0.02	13.59	0.03
乐安相山	流纹英安岩	22	68.34	0.40	14.52	2.78
乐安相山	碎斑熔岩	20	73.92	0.15	12.50	1.01

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	烧失	总量	备注
1.27	0.10	0.23	0.69	3.96	4.40	0.05	0.61	99.86	[3]
1.13	0.07	0.00	1.13	2.65	5.48	0.00	0.93	100.68	[8]
1.24	0.06	0.18	0.75	2.99	5.06	/	0.70		[8]
1.46	0.10	0.20	0.99	2.11	3.03	0.03	0.84		[8]
2.69	0.10	0.10	0.22	1.74	4.01	0.03	10.1		[8]
1.19	0.06	0.25	0.44	1.35	3.25	0.06	1.59		[8]
0.88	0.08	/	0.36	3.75	4.13	0.04	1.20	99.70	[9]
0.25	0.02	/	0.97	0.34	0.17	0.04	0.91	97.72	[9]
1.59	0.06	0.03	0.50	3.99	4.75	0.02	/		[6]
1.53	0.10	0.08	0.41	4.01	4.00	0.02			[6]
1.51	0.10	0.68	1.53	3.00	4.95	0.18			[10]
1.60	0.14	0.32	10.09	2.74	4.89	0.10			[10]

2.3 稀土元素特征 本区中生代岩浆杂岩稀土元素特征值列于表4, 配分曲线见图1。

表3 成矿岩浆杂岩微量元素特征值

Table 3 Characteristic values of trace element in ore-forming magmatic complexes

矿区	岩性	样数	F(%)	F/Cl	Rb/Sr
银岩	花岗斑岩	3	0.88	113	150
	黄英岩	1	0.39	233	92
锡坪	花岗斑岩	1	0.82	40.56	
	花岗岩	2		95	
岩背	熔结凝灰岩	4	0.14	37.84	8.91
	花岗斑岩	4	0.58	420.29	32.62
	花岗岩	8	0.90	652.17	41.05
松岭	花岗斑岩	3	1.97		
海螺岭	石英斑岩	4	1.54		109.5
铜坑峰	石英斑岩	6	1.08		21.30
帽子顶	花岗岩				54.4
西华山	花岗岩	110	0.14		16.55
相山	碎斑熔岩	7			2.65

注:据王德滋等(1993)、贺伯初等(1990)、俞受均等(1990)、吴永和(1987)、陈迪云等(1993)等资料整理。

表4 成矿岩浆杂岩稀土元素特征值

Table 4 REE characteristic values of ore-forming magmatic complexes

矿区	岩性	样品数	$\sum\text{REE}$	$\frac{\sum\text{LREE}}{\sum\text{HREE}}$	δCe	δEu
西华山	花岗岩	21	296.64	1.19	0.87	0.25
	变质岩	7	241.32	7.98	0.69	0.64
岩背	熔结凝灰岩	4	181.85	2.20	0.71	0.19
	花岗岩	7	390.56	1.45	0.60	0.05
	黄英岩	1	409.34	0.99	0.57	0.02
银岩	花岗斑岩	3	322.4	0.85	0.82	0.02
	黄英岩	1	331.9	1.00	0.87	0.02
锡坪	花岗斑岩	1	460.52	0.56	0.86	0.023
	黄英岩	1	152.76	0.96	0.96	0.03
相山	碎斑熔岩	2	199.08	2.78	0.95	0.27
	二云母石英片岩	1	140.33	2.97	0.91	0.72
澳大利亚 PAAS*	页岩				0.88	0.70
欧洲 ES*	页岩				0.80	0.74
江南古岛弧区前寒武系**	变质岩				0.80—0.81	0.69—0.76

* 据 Taylor 等(1985)

** 据凌洪飞(1990)

它们具有下列特征:稀土总量高,多数超过 200×10^{-6} ;具有弱的铈负异常, $\delta\text{Ce} = 0.57 - 0.96$ 。这种异常用岩浆分离结晶理论是无法解释的。Taylor 等(1985)把铈异常作为后太古代变质沉积岩的一个普通特征,如澳大利亚后太古代页岩($\delta\text{Ce} = 0.88$)和欧洲页岩($\delta\text{Ce} = 0.80$)。我国江南古岛弧区的前寒武系变质岩($\delta\text{Ce} = 0.80 - 0.81$,凌洪飞,1990)和西华山变质岩($\delta\text{Ce} = 0.69$)、相山二云母石英片岩($\delta\text{Ce} = 0.91$)同样存在铈的弱负异常。这种特征可能

说明火山—侵入杂岩的源区主要为变质沉积岩。出现强的铕负异常, $\delta\text{Eu}=0.02-0.25$ 。虽然 Eu 负异常与岩浆结晶分异等作用有关,但它也是后太古代变质沉积的一个重要特征^{[4][8]},如澳大利亚页岩(0.70)、欧洲页岩(0.74)、西华山变质岩(0.64)和相山二云母石英片岩(0.72)。重稀土元素较富集, $\sum\text{LREE}/\sum\text{HREE}=0.56-1.19$, 配分曲线呈特征的“海鸥型”(图 1)。重稀土的富集同岩浆中富 F 有关,因为 F 与重稀土元素形成的络合物比其与轻稀土元素形成的络合物更稳定(Mining, 1991),因此岩浆中 F 的富集必然导致重稀土含量升高和 $\sum\text{LREE}/\sum\text{HREE}$ 值变小。

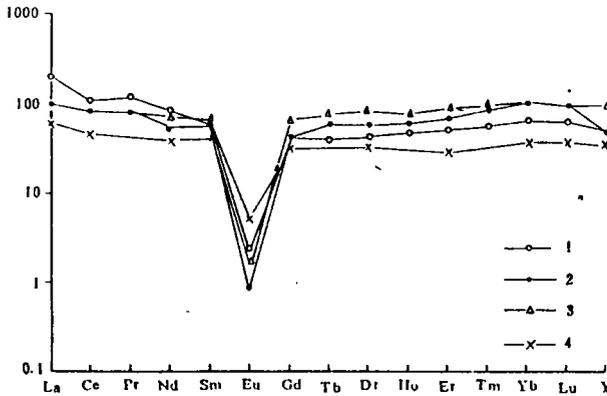


图 1 成矿岩浆杂岩稀土元素配分模式

Fig. 1 REE distribution patterns of ore-forming magmatic complexes

1. 岩背花岗岩; 2. 银岩花岗岩斑岩; 3. 锡坪花岗岩斑岩; 4. 西华山黑云母花岗岩

3 同位素特征

3.1 氧同位素特征 许多学者采用全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值作为同位素示踪迹来讨论花岗岩的物质来源问题。但是,岩石形成之后往往遭受风化、变质或经受热液作用,使全岩氧同位素封闭体系遭受破坏,特别是晚期或晚阶段的岩体。而这些小岩体与金属矿化关系密切,如信宜银岩、会昌岩背等岩体。因此,测定的全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值不一定反映岩石的原始氧同位素组成。考虑到石英较稳定,它受后期地质作用的影响较小,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值较好地反映岩石原始的氧同位素组成。我们根据前人作的岩石中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,采用 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}} = 1.0\text{‰}$ 进行调整(黄福生等, 1983),作为全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,同时也利用了一些全岩测试的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(表 5)。

本区与 W、Sn 等矿床有关的岩浆杂岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $+9.5\sim+12.98\text{‰}$ 之间,反映源区为富 $\delta^{18}\text{O}$ 的地壳物质。Taylor(1977)认为高 $\delta^{18}\text{O}$ ($>+10\text{‰}$) 的形成与地壳泥砂质岩层熔融有关。本区花岗岩类与江西会昌一带的寒武系变质砂岩氧同位素组成相似,后者 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $+9.5\text{‰}$ (张理刚, 1985),说明花岗岩成因与震旦—寒武系变质岩有一定关系。

3.2 锶同位素特征 根据全岩 Rb—Sr 等时线测定或单个样品分析结果计算,本区与 W、

Sn 等矿床有关的岩浆杂岩的锶同位素初始值在 0.7115—0.7308 之间(表 6),如会昌岩背花岗岩斑岩(0.7259),寻邬铜坑嶂石英斑岩(0.7287)、信宜银岩花岗岩斑岩(0.7284)和大余西华山花岗岩(0.7169—0.720)。与华南地区典型“S”型花岗岩的锶初始比值相似,如广西大容山岩体(0.7249)、云南临沧岩体(0.7240),反映花岗岩的源区为壳源。在($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i-t 图中(图 2),数据点多数落在平均地壳演化线(BC)附近,少数分布于平均地壳与上地壳的演化线之间,显示它们主要由壳原物质衍生。

表 5 成矿岩浆杂岩氧同位素组成(‰)

Table 5 Oxygen isotope compositions of ore-forming magmatic complexes

矿区	岩性	石英校正的岩石 $\delta^{18}\text{O}$	全岩 $\delta^{18}\text{O}$	资料来源
西华山	黑云母花岗岩		9.7—12.5	[3]
大吉山	黑云母花岗岩	11.5		[3]
岩背	钾长花岗岩		10.88—12.32	[5]
铜坑嶂	石英斑岩	11.18		[5]
铜坑嶂	花岗岩斑岩	10.46		[5]
帽子顶	花岗岩	10.44		[5]
三标	花岗岩	12.70		[5]
银岩	花岗岩斑岩	9.1—9.9		[9]
锡坪	花岗岩		12.98	
相山	碎斑熔岩		10.4—11.8	[10]

表 6 成矿岩浆杂岩锶同位素组成

Table 6 Sr-isotope compositions of ore-forming magmatic complexes

矿区	岩性	年代 (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ _i	资料来源
西华山	花岗岩	157	0.720	[3]
	花岗岩	155	0.7169	[3]
岩背	次流纹斑岩	121.3	0.7115	[8]
	英安流纹岩	121.3	0.7133	[8]
	黄玉石英岩		0.7144	[8]
	花岗岩斑岩	103.9	0.7259	[8]
	钾长花岗岩	113.8	0.7176	[5]
海螺岭	花岗岩	127.66	0.7129	[5]
铜坑嶂	石英斑岩	124.95	0.7287	[5]
帽子顶	花岗岩	125.14	0.7308	[5]
银岩	花岗岩	92.3	0.7153	[9]
	花岗岩斑岩	86.9	0.7135	[9]
	花岗岩斑岩	86.9	0.7284	[9]
相山	碎斑熔岩	136	0.712	[10]

3.3 铅同位素特征 本区矿石铅同位素组成为(表 7) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.279 - 18.736$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.574 - 15.786$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.528 - 39.193$, 与区内中生代成矿花岗岩(个别为火山岩)中长石铅的铅同素组成相似(表 7), 后者 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.064 - 18.793$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.525 - 15.808$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.365 - 39.211$. R. E. Zartmon

(1984)提出了铅的构造模式,给出了不同源区铅同位素组成随时间的演化趋势和范围,在图3中本区的矿石铅与长石铅大致为同源的,主要来自地壳源区。本区与武夷区对比,武夷区矿石和长石的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 较小,平均值分别为181.55、18.278,本区矿石和长石都较富含放射成因铅,这与其基底岩石时代相对较年轻,且变质程度较浅所决定。相山铀矿的矿石铅同位素组成呈现岩浆期与岩浆期后热液期两种特征,前者 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.259$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.634$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.691$,与碎斑熔岩完全一致。说明火山岩浆本身就是矿源。但低温浅成的裂隙充填矿脉,相应的三组铅同位素组成值为26.849、16.091、38.705,说明U—Pb的异常是天水热液从含铀的碎斑熔岩淋滤出来的。

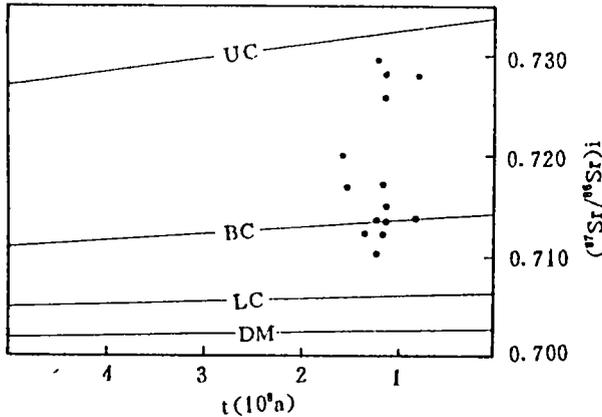
成矿岩浆杂岩 I_r-t 图Fig. 2 I_r-t diagram of ore-forming magmatic complexes

表 7 成矿岩浆杂岩岩石及长石铅同位素组成

Table 7 Pb-isotope compositions of rock and feldspar in ore-forming magmatic complexes

地点	岩性	样品	样品数	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	备注
大余西华山	花岗岩	长石	(1)	18.712	15.686	38.786	[11]
会昌岩背	次流纹斑岩	全岩	(1)	18.552	15.808	39.045	[12]
会昌岩背	英安流纹岩	全岩	(1)	18.489	15.799	38.950	[12]
会昌木坡	二长花岗岩	长石	(1)	18.093	15.622	38.481	[11]
信宜银岩	花岗斑岩	长石	(2)	18.793	15.649	39.043	[6]
信宜锡坪	花岗斑岩	长石	(2)	18.699	15.601	38.980	[6]
乐安相山	碎斑熔岩	钾长石	(1)	18.40	15.70	38.76	[10]
会昌沙先	二长花岗岩	长石	(1)	18.810	15.640	38.567	[11]
会昌水溢	二长花岗岩	长石	(1)	18.605	15.525	38.789	[11]
会昌老安背	二长花岗岩	长石	(1)	18.623	15.766	39.211	[11]
宁都罗布里	二长花岗岩	长石	(3)	18.064	15.569	38.365	[11]
宁都打古寨	二长花岗岩	长石	(2)	18.193	15.635	38.460	[11]
阳春锡山	花岗岩	长石	(2)	18.708	15.704	38.915	[11]

表8 矿石铅同位素组成

Table 8 Pb-isotope compositions of ore

地点	岩性	样品	样品数	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	备注
西华山	矿石	方铅矿	(2)	18.730	15.788	39.193	[13]
西华山	矿石	闪锌矿	(2)	18.667	15.668	38.797	[13]
银岩	矿石	黄铁矿	(3)	18.346	15.574	38.869	[6]
锡坪	矿石	黄铁矿	(2)	18.603	15.524	38.871	[6]
漂塘	矿石	方铅矿	(1)	18.758	15.797	39.184	[6]
荡坪	矿石	黄铁矿	(3)	18.666	15.683	38.852	[6]
荡坪	矿石	闪锌矿	(2)	18.728	15.786	39.141	[6]
碱肚山	矿石	方铅矿	(1)	18.279	15.600	38.528	[6]
相山	矿石	黄铁矿	(1)	18.259	15.634	38.691	[10]
相山	矿石	方铅矿	(1)	26.849	16.091	38.705	[10]

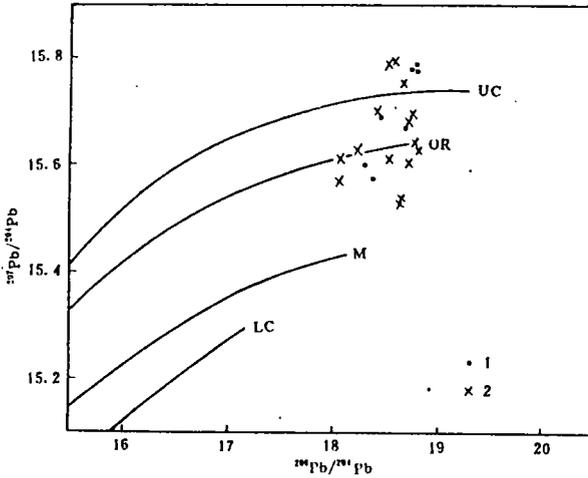


图3 岩石和矿石铅同位素组成

Fig. 3 Pb-isotope compositions of rocks and ores

1. 矿石铅; 2. 长石(岩石)铅

3.4 钐、钕同位素特征 本区中生代成矿岩浆杂岩岩石的Sm、Nd同位素组成列于表9。由表中可知,岩石的Sm/Nd值较高,为0.218—0.313,明显高于地壳岩石正常值(0.16—0.24, Hawdesworth和Van Calsteren, 1984)和花岗岩的平均值(0.195, Goldsten等, 1984),反映在岩浆演化过程中,Sm—Nd体系发生明显分馏。这种分馏作用主要与岩浆中富含F有关,银岩花岗岩和黄英岩的F含量高达 8800×10^{-6} — 39200×10^{-6} ,Sm/Nd比达0.281—0.313。因为F与重稀土元素形成的络合物比与轻稀土元素形成的络合物更稳定,所以,随着晚期岩浆中F的逐渐富集,必然使重稀土元素含量升高,同时Sm/Nd值变大。

该区中生代成矿岩浆杂岩的 ϵNd 值的变化范围较小,为-5.93~-9.5,与华南“S”型花岗岩的值相似(-0.4~-14.7,刘昌实等,1984)。在 $\epsilon\text{Nd}-t$ 图上,它们的数据点都靠近华南元古代地壳演化线A分布(图4)。研究表明,数据点靠近演化线B分布,反映它们的源区物质以陆源沉积组分为主;数据点靠近演化线A分布,反映该区地壳成熟度较低,岩浆源区物质中火山沉积组分较多,但并不表明其形成直接与地幔岩浆活动有关,说明源岩由上地

壳沉积物和先存幔源火山岩组成^[18]。由早元古代晚期—中元古代的基底和震旦—寒武系变质岩组成的地壳物质多期重熔或部分熔融,形成了本区与 W、Sn、Nb、Ta 等矿有关的 S 型岩浆杂岩。

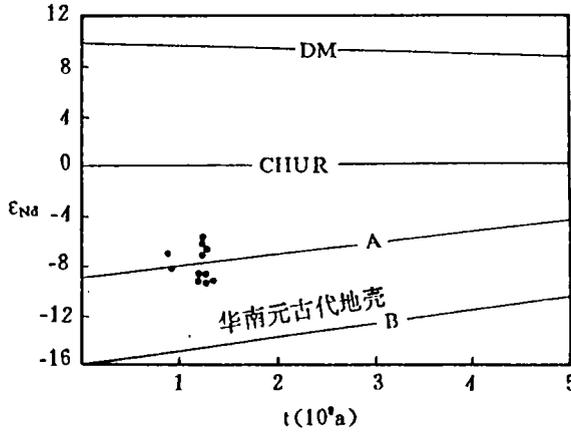


图 4 成矿岩浆杂岩 $\epsilon_{Nd}-t$ 图

Fig. 4 $\epsilon_{Nd}-t$ diagram of ore-forming magmatic complexes

表 9 成矿岩浆杂岩 Sm、Nd 同位素组成

Table 9 Sm and Nd-isotope compositions of ore-forming magmatic complexes

矿区	岩性	Sm (10^{-6})	Nd 10^{-8}	Sm/ Nd	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	$^{143}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	T (Ma)	ϵ_{Nd}	T_{DM} (Ma)	备注
信宜银岩	花岗斑岩	6.059	21.55	0.281	0.1700	0.512200	86.9	-8.3	1664	[9]
信宜银岩	黄英岩	5.124	16.36	0.313	0.1895	0.512272	86.9	-7.1	1568	[9]
会昌岩背	次流纹斑岩						123	-8.9	1824	[8]
会昌岩背	熔结凝灰岩						123	-9.3	2063	[8]
会昌岩背	熔结凝灰岩						123	-8.9	2043	[8]
会昌岩背	英安流纹岩						123	-9.1	1764	[8]
石城松岭	石英斑岩						127	-7.1	1675	[8]
寻邬铜坑峰	花岗斑岩	3.633	16.678	0.218	0.1317	0.512281	125	-5.93		[5]
寻邬帽子顶	花岗岩	9.699	32.579	0.298	0.1801	0.512297	125	-6.39		[5]
寻邬海螺岭	花岗岩	11.020	40.322	0.273	0.1651	0.512248	123	-7.11		[5]
乐安相山	碎斑熔岩						126	-9.5	1676	[8]
乐安相山	流纹英安岩						132	-9.3	1734	[8]

4 矿床形成的深部作用

岩石地球化学特征和同位素特征是深部岩浆形成及其上升侵位过程中一系列地质作用的综合体现。本区中生代成矿岩浆杂岩具有高硅、富铝、富钾(与 W、Ta 矿有关的岩石相对富 Na),高 F/Cl 和 Rb/Sr 值, $\sum \text{REE}$ 高,弱 Ce 和强 Eu 负异常,“海鸥型”稀土配分模式等岩石地球化学特征,以及高 L_r 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值、低 ϵ_{Nd} 值等同位素特征,说明岩浆岩成因属于陆内碰撞挤压环境中形成的 S 型系列,主要由基底岩石重熔或部分熔融而成。岩石的 L_r 介于 0.7115

—0.7308, 虽然与闽西建瓯群和桂东板溪群变质岩相近(0.7203、0.7185, 高维敬等, 1990), 但明显低于赣南震旦系浅变质岩(0.7465, 高维敬等, 1990), 说明在成矿岩浆杂岩岩浆形成过程中, 成岩物质不可能全部来源于这些变质岩, 而可能有少量低 L_r 比值和低 Rb/Sr 比值的物质参与, 这些物质势必来自下地壳或上地幔。以 Faure(1986)提出的亏损地幔作为端员以及板溪群和建瓯群同位素测定值作为上地壳端员, 利用二元混合模型计算表明, 本区晚侏罗世花岗岩源区上地壳组分占 73.6—89.6%, 平均为 80.4%, 白垩纪花岗岩源区上地壳组分占 74.3—80.9%, 平均为 77.3%, 表明有成熟度低的下地壳先存幔源火山岩卷入熔融作用或有幔源少量流体或岩浆加入。

中生代岩浆活动对成矿起重要作用, 本区除了沉积矿床和变质矿床外, 岩浆作用不仅可为矿床形成提供热源, 而且提供 W、Sn、Nb、Ta 等成矿金属元素。前已提及, 本区前震旦系、震旦系及寒武系中 W、Sn 等元素含量较高, 它们是地壳平均丰度的数倍, 说明已初步富集 W、Sn 等成矿元素。上述地壳物质经变质、混合岩化、重熔或部分熔融作用改造, 形成与 W、Sn、Nb、Ta 等矿化有关的 S 型岩浆杂岩。因此, 岩浆源和矿质来源往往是一致的。本区矿床中矿石铅与岩浆杂岩中长石铅的同位素组成相似, 证明成矿物质与成岩物质的同源性。少数矿床(如相山 U 矿)的矿石铅同位素偏离长石区, 是由于上地壳物质同化混染, 包括地表水参与成矿作用, 影响了 U—Th—Pb 演化体系。

总之, 本区钨、锡等矿床的形成是该区中生代陆内碰撞挤压、S 型岩浆活动和基底矿源层矿质活化等深部地质作用的综合结果, 成矿作用较岩浆作用主期略有滞后。

主要参考文献

- [1]张理刚等, 华夏古大陆存在吗? 铅同位素研究, 地质学报, 1993, No. 2。
- [2]毛建仁等, 中国东南大陆中、新生代岩浆作用与壳幔演化动力学, 火山地质与矿产, 1994, No. 2。
- [3]吴永乐等, 西华山钨矿地质, 地质出版社, 1988。
- [4]王德滋等, 江西岩背斑岩锡矿区火山侵入杂岩, 南大学学报(自然科学版), 1993, No. 4。
- [5]贺伯初等, 武夷山西坡含锡花岗岩时代及物质来源探讨, 南大学学报(地球科学), 1990, No. 1。
- [6]俞受均等, 粤西南锡矿床成矿规律, 中山大学出版社, 1990。
- [7]陈迪云等, 相山钨矿田同位素地质学特征, 矿床地质, 1993, No. 4。
- [8]王德滋等, 华南 S 型火山杂岩与成矿, 南大学学报(地球科学), 1994, No. 2。
- [9]沈渭洲等, 广东银岩含锡斑岩的地球化学及同位素地质研究, 南大学学报(地球学报), 1994, No. 2。
- [10]陈迪云等, 相山碎斑熔岩钨、铋、氧、铅同位素地球化学研究, 南大学学报(地球科学), 1994, No. 4。
- [11]张理刚等, 中国东部中生代花岗岩长石铅同位素及铅同位素省划分, 科学通报, 1993, No. 3。
- [12]刘昌实等, 江西岩背斑岩锡矿地质, 南大学学报(地球科学), 1993, No. 4。
- [13]张理刚, 长石铅和矿石铅同位素组成及其地质意义, 矿床地质, 1988, No. 2。

THE MESOZOIC MAGMATIC COMPLEXES AND MINERALIZATION OF W, Sn, Nb AND Ta IN SOUTH JIANGXI—WEST GUANGDONG

Xie Huaguang, Li Wenda, Mao Jianren and Zhu Yunhe
(IGMR, Nanjing, 20016)

Abstract

The crust in South Jiangxi-West Guangdong began to form in the late Lower Proterozoic Subera, and the crust mature degree is lower. There exists many important ore deposits of W, Sn, Nb and Ta. There ore deposits are mainly related to the Mesozoic magmatic activities. The ore-forming magmatic complexes are characterized by abundance of Si, Al and K, high ratios of F/Cl and Rb/Sr, high values of I_{sr} and $\delta^{18}O$, lower value of ϵ_{Nd} and the chondrite-normalized REE patterns in the type of "gull". The magmatic rocks genetically belong to the "S" type. The lead compositions of ores are similar to those of feldspar, reflecting the origin of ore-forming material is the same as that of rock-forming material, and both principally derived from the crust. The formation of ore deposits in this area is genetically related to the crust evolution, the magmatic genesis and the material component of magmatic source area.

Key Words Mesozoic era magmatic complexes mineralization of W, Sn, Nb and Ta, South Jiangxi-West Guangdong