

桂东金矿成矿地质特征及矿床成因^①

刘腾飞

(中南冶金地质研究所 宜昌 413003)

提 要 在详细论述桂东地区金矿床赋存的构造地质环境、控矿地层岩性及岩浆活动与金矿化关系等成矿地质特征基础上,通过矿石微量元素和稀土元素特征及硫、铅、氢氧等稳定同位素组成特征研究证实,成矿物质以深源岩浆为主、混有少量壳源物质;成矿流体为岩浆水,后期混有少量变质水和大气降水,矿床具多源、多成因及多期次成矿特征,矿床成因类型主要有岩浆热液、变质热液和复合叠加类型,而以后者为主。

关键词 金矿 成矿特征 矿床成因 桂东地区

桂东地区泛指广西东部广大地区,这里金矿床(点)较多,金矿化分布很普遍,历年来是广西重要的黄金产地,是多种金矿类型共存区域,主要为含金石英脉型和破碎蚀变岩型金矿,近年来还发现斑岩型和硅化砂岩型金矿。“八五”期间,我们在担任原国家黄金局的科研项目中对该区进行了野外地质调研,对该区金矿的成矿地质特征进行了初步分析和研究,并据矿床地球化学特征探讨了矿床成因,认为该区金矿床成因比较复杂,具多成因特点,但以复合叠加型金矿为主。

1 控矿构造作用

桂东地区处于华南板块南缘的云开隆起西北部,由于受太平洋板块活动影响,使印支—燕山期构造岩浆活动特别强烈,早期受南北向强烈挤压作用,形成一系列密集的东西向褶皱和断裂,构成本区主体构造骨架,后期以东西向应力为主,表现为以升降运动为主导而具断块构造特征。在南部由于受后期近东西向强烈挤压作用,形成北东向的韧性剪切带,区域变质及混合岩化强烈,形成北东向的构造-岩浆活动带。控矿构造作用主要表现在:

(1)矿体受北东向和近东西向脆韧性剪切带控制,剪切带内岩石退化变质作用明显,并具有一般脆-韧性剪切带所具有的宏观和微观特征。金矿化与构造发展演化关系密切,早期韧性剪切变形促使含金地质体中的金发生活化迁移,由高变形部位向低变形部位聚集而成矿。矿体产于剪切带中近东西或北东向压扭性断裂带内,因而矿体形态、产状和规模与韧性剪切带基本一致。

^① 收稿日期:1996-12-12 改回日期:1997-06-23

(2)矿床受北北东向与近东西向构造的复合部位控制。该区除发育近东西向主体构造外,还有次级北北东向和北北西向构造,在两组断裂构造复合部位就有金矿床分布或小岩体侵入,如古袍、六岑等金矿就位于此种构造有利部位。构造上的等距规律,导致矿化区大体以 20km 间距分布。

(3)具多期次活动的断裂控制金矿化强度,该区断裂都具多期次继承性活动特征。如控制桃花金矿的断裂破碎带,曾发生过多强烈活动,沿断裂带有花岗闪长岩侵入,并遭受多次强烈挤压作用已变质成绿泥石片岩;石英脉也强烈被破碎,其角砾磨圆、拉长的现象相当明显,在该处金矿化特别富集,往往形成富矿段。

(4)断裂的弧形转折部位控制富矿体。因断裂弧形转折部位是构造变动时应力最集中的地方,岩石破碎强、裂隙发育,蚀变也很强烈,有利于金的富集。如桃花金矿区矿化带长 5600m,富矿体仅产于老矿山、王妖山、科洞和鸡冲四个弧形转折部位,其中以老矿山地段弧形转折最强烈,矿体规模最大,矿石品位也最高。

2 地层及赋矿地层特征

区内金矿多赋存于寒武系水口群浅变质砂页岩内,据初步统计,产于水口群内的金矿数占该区总数的 86.7%。矿床、矿点(化)密集分布,成群成带产出(图 1),金矿化与硅质岩、碳泥质砂页岩关系密切。

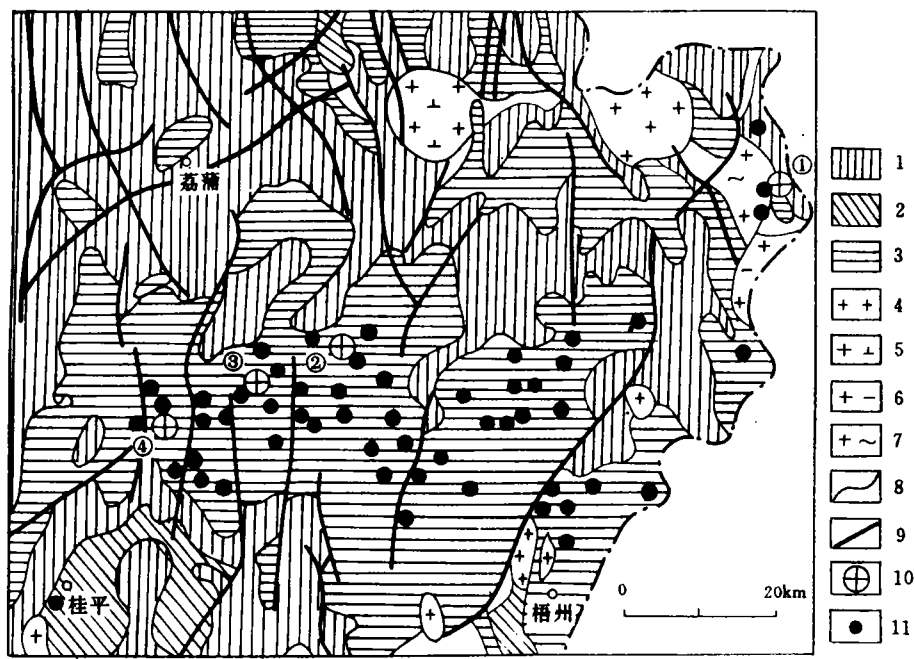
寒武系水口群总厚达 9000 余米,为一套巨厚的地槽型类复理石碎屑岩建造,据硅质岩条带及岩性变化特征可划分清溪和边溪两个亚群及五个岩性段,岩性总的特征是灰、灰绿色砂岩、页岩夹多层碳质页岩及含碳砂页岩等,区域变质作用较弱,局部形成浅变质的石英岩、千枚岩、板岩及变质砂岩等。

根据我们沿地层剖面系统采样分析结果(表 1),表明金的丰度值变化范围为 2.94×10^{-9} ~ 6.0×10^{-9} ,平均为 4.31×10^{-9} ,稍高于地壳丰度值,其中水口群顶底部岩层金的丰度值相对较高;而 Ag、As、Sb 等指示元素的丰度值分别为地壳丰度值的 9、10、7 倍,并与 Au 呈显著的正相关关系,因而,Ag、As、Sb 等元素可作为该区化探找金的重要指示元素。

在水口群各类岩石中,不论是区域地层或矿区围岩,都以含碳质高的砂页岩、硅质岩或粘土岩金的丰度值相对比其它岩类高(表 2),表明有机碳对金有强烈的吸附作用,含碳质岩层有利于金达到初始富集形成矿源层。事实上,在古袍、龙水、超德和隆盛等金矿中大多富矿体都产在含碳质较高的围岩内或在含碳质岩层内,反映碳质与金矿化有密切关系。

从表 2 还可看出,矿区内各类岩石金的平均含量比区域地层内相应岩石要高得多,特别是岩石经热液蚀变活动和构造破碎作用后,Au 及其它元素含量显著提高,一般提高 90~100 倍以上,表明该区金的活化迁移能力很强,能在后期各种地质改造作用中富集成矿。

地层岩性不同对金矿化类型和规模也有一定的影响,如砂岩性脆、裂隙发育、渗透性好、易受断裂破碎而形成规模相对较大的破碎蚀变岩型金矿,如龙水、桃花金矿;而页岩岩性相反,只能形成规模相对较小的石英脉型金矿。



1. 泥盆系 2. 奥陶系 3. 寒武系 4. 燕山期花岗岩 5. 海西期花岗岩 6. 加里东期花岗岩 7. 加里东期花岗闪长岩 8. 地质界线 9. 断层 10. 中型金矿床 11. 小型金矿床矿点或矿化点
①——龙水金矿 ②桃花金矿 ③古袍金矿 ④六岑金矿

图 1 桂东金矿地质简图

Fig. 1 Geological sketch of East Guangxi

水口群各类岩石的微量元素平均值见表 3,其浓度克拉克值(N)大于 1 的元素主要有 Bi、Te、As、Pb、Zn、Mo 等,表明这些元素在地层内较为富集。均方差和变异系数是反映某一元素丰度值的绝对和相对离散程度,从表 1 和表 3 可看出 Au、Ag 及其它微量元素的均方差和变异系数都相对较大,表明对金矿化有利。

根据对该区金的赋存状态研究,金的载体以黄铁矿等金属硫化物为主,金多以自然金等独立矿物赋存于硫化矿物之晶隙、裂隙及包裹体内,多为易释放金,在后期强烈的构造变动和岩浆热液活动等地质改造作用中金易被活化、迁移而富集成矿,金在地层内的丰度值并不很高,但仍可将水口群视为初始矿源层,为该区金的成矿作用提供了一定的物质来源。

3 岩浆活动与金矿化关系

区内花岗岩浆活动强烈,以东南部最发育,主要为加里东期到燕山期的酸性和中酸性的花岗岩、花岗闪长岩等。各类岩体与金矿化有密切的时、空和成因关系。

3.1 岩体中金及其它微量元素含量高

本区与金矿化有关的主要岩体金及微量元素含量见表 4,由表可知,岩体中 Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Mo、Bi 等元素含量高,多数超过同类岩体的丰度值,对金矿化有利。通过分析,Au 与 Ag、As、Sb 呈显著的正相关关系,表明这些元素可作为判别岩体含金性的指示元素。

表 1 水口群 Au、Ag 等元素丰度及特征值统计表

Table 1 Au、Ag abundance of shuikou Group

群	亚群	岩性段	数值特征	分析结果(Au 为 10 ⁻⁹ ,C 为 %,其它为 10 ⁻⁶)					
				Au	Ag	As	Sb	Hg	有机碳(C)
水口群	边溪亚群	上段	n	13	13	8	8	8	8
			$\bar{X}$	6.07	0.58	9.13	6.49	0.17	0.14
			S	4.85	0.35	5.62	9.22	0.08	0.15
			N	1.73	7.27	4.15	10.47	2.16	0.50
			Cv(%)	80	60.7	62	142	49	113
		中段	n	19	19	19	19	19	19
			$\bar{X}$	5.01	0.37	47.3	2.54	0.11	0.45
			S	7.33	0.30	105.4	256	0.07	0.27
			N	1.43	4.63	21.51	4.10	1.38	1.61
			Cv(%)	146	81	223	101	64	60
		下段	n	22	22	22	22	22	22
			$\bar{X}$	2.94	0.66	18.04	2.73	0.11	0.30
			S	3.20	0.45	14.82	2.26	0.05	0.18
			N	0.84	8.25	8.20	4.40	1.38	1.07
			Cv(%)	109	68	82	83	43	66
	清溪亚群	上段	n	21	21	21	21	21	21
			$\bar{X}$	3.66	0.73	13.93	7.31	0.13	0.26
			S	3.88	0.76	13.22	6.66	0.06	0.32
			N	1.05	9.13	6.33	11.79	1.63	0.93
			Cv(%)	106	104	95	91	46	123
		下段	n	11	11	11	11	11	11
			$\bar{X}$	5.01	1.55	14.06	3.09	0.09	0.21
总平均值			$\bar{\Sigma X}$	4.31	0.72	22.41	4.29	0.12	0.297
地壳丰度值(黎彤 1965)				3.5	0.08	2.2	0.62	0.08	0.28

注:n——样品数,X——算术平均值,S——均方差,N——浓度克拉克值,Cv(%)——变异系数

3.2 金矿化空间展布与岩体密切相关

本区金矿和岩体在空间上相互依存,有不可分割性,表现在:矿体赋存于岩体内之断裂破碎蚀变带内,如张公岭金银矿、古里脑金矿;矿体产于岩体接触带上,如龙水、六岑等金矿;矿体产于岩体附近围岩地层内,两者在深部相通,如古袍金矿。

表 2 水口群各类岩石 Au 等元素丰度值统计表
Table 2 Mineralization element abundance of rock units in Shuikou Group

岩类	取样 部位	样数	分析结果(Au 为 10^{-9} ,C 为 %,其它为 10^{-6})					
			Au	Ag	As	Sb	Hg	有机碳(C)
砂岩	区域	39	2.96	0.71	26.86	4.23	0.11	0.24
	矿区	50	15.38	0.89	38.15	1.61	0.13	0.45
硅质岩	区域	9	5.33	0.97	18.78	5.84	0.13	0.17
	矿区	9	22.83	0.76	144.26	1.11	0.06	0.40
页岩	区域	7	5.44	0.77	15.33	5.77	0.17	0.16
	矿区	11	10.25	0.91	28.44	1.38	0.10	0.42
碳质 砂页岩	区域	9	8.52	0.30	17.87	2.31	0.04	0.38
	矿区	6	20.53	1.87	46.30	1.67	0.10	1.33
粘土岩	区域	10	1.78	0.61	14.60	1.32	0.09	0.41
	矿区	7	22.0	1.16	73.56	2.68	0.08	0.36
板岩	区域	9	5.14	0.67	16.30	2.88	0.08	0.24
地壳丰度值(黎彤 1965)			3.5	0.08	2.2	0.62	0.08	0.28

表 3 水口群的微量元素含量统计表
Table 3 Minor element analysis of Shuikou Group

数值 特征	分 析 结 果(10^{-6})											
	Cu	Pb	Zn	As	Cr	Mo	Bi	Co	Ni	Se	Te	V
n	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	15
$\bar{X}$	36.56	53.31	155.86	20.48	49.8	1.98	1.33	14.44	33.81	0.08	0.09	125.4
S	15.21	58.31	81.76	10.94	81.5	3.01	3.13	7.41	15.33	0.06	0.09	105.9
N	0.58	4.44	1.71	9.2	0.45	1.52	309.1	0.58	0.38	1.07	163.3	0.90
Cv(%)	0.42	1.09	0.52	1.05	1.64	1.52	2.35	0.51	0.45	0.75	1.00	0.88
地壳丰度	63	12	91	2.2	110	1.30	0.0043	25	89	0.075	0.00055	140

注:n、 $\bar{X}$ 、S、N、Cv 的数值特征意义同表 1,地壳丰度值据黎彤(1965)。

3.3 成岩成矿的同一性

本区岩体的同位素年龄为 $106\times10^6\sim465\times10^6$, 侵入时代为加里东期至燕山期, 而成矿时代也是加里东期和燕山期, 以加里东期为主, 成矿的铅同位素年龄值与成岩年龄基本一致, 如古里脑岩体锆石的 U-Pb 年龄为 465×10^6 , 矿石中黄铁矿的模式年龄为 405.57×10^6 , 表明成矿年龄稍晚于成岩年龄。

表 4 岩体金及其微量元素含量分析结果表

Table 4 Minor element analysis (including Au) of granitic rock bodies

岩体名称	岩类	分析结果(Au 为 10^{-9} , 其它为 10^{-6})														
		Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Mo	Bi	Co	Ni	Se	Te	Cr	V
大宁	花岗岩闪长岩	7.8	0.68	40.0	30.0	40.0	17.4	1.48	1.72	0.75	9.92	9.3	0.087	0.13	16.7	92.2
古里脑	花岗岩斑岩	38.0	0.89	78.2	32.3	78.1	274.5	142.6	10.4	1.47	6.1	7.46	0.61	0.15	54.0	36.7
六岑	岩脉	10.0	1.1	55.2	84.0	38.0	8.5	1.9	8.2	3.4	5.3	5.8	0.13	0.05	47.7	18.2
大黎	花岗岩闪长斑岩	6.0	3.8	112.3	21.7	162.7	101.0	3.4	4.7	0.8	0.86	3.52	0.18	0.07	12.5	87.1
古龙	石英闪长岩	14.0	2.9	112.3	24.1	54.2	78.0	0.60	1.5	0.5	14.85	6.16	0.12	0.112	25.0	121.0
社山	花岗岩闪长岩	2.0	2.1	140	21.7	67.8	45.0	0.52	1.1	0.4	14.1	7.9	0.08	0.08	12.5	145.2
新地	花岗岩	49.0	16.4	112.5	15.5	54.7	103.0	0.35	0.6	0.6	3.91	4.4	0.08	0.08	12.5	14.0
夏郢	花岗岩闪长岩	2.5	1.7	112.3	34.1	108.5	39.8	1.65	2.2	0.75	10.9	6.2	0.06	0.04	12.5	72.6
样数(n)		16	16	9	9	9	15	15	14	15	15	15	15	15	15	15
平均值(X)		9.22	2.08	96.4	180.6	90.3	26.9	1.52	2.74	0.84	9.20	7.97	0.09	0.09	27.6	57.9
均方差(S)		10.9	3.83	48.4	301.4	56.8	35.3	0.90	3.14	0.72	3.87	3.48	0.04	0.16	38.1	37.8
变异系数(Cv%)		1.18	1.84	0.44	1.67	0.63	1.31	0.59	1.15	0.86	0.42	0.44	0.39	0.69	1.38	0.65
闪长岩丰度值(维氏 1962)		3.5	0.07	35	15	72	2.4	1.2	0.9	0.01	10	55	0.05	0.08	50.0	100

3.4 矿化与同熔型(I 型)岩体关系密切

桂东地区有两类成因花岗岩即同熔型(I 型)和重熔型(S 型)花岗岩, 而金矿化主要与同熔型花岗岩关系更密切, 其矿石稀土元素参数和配分与同熔型岩体基本一致。

4 矿石微量元素与稀土元素特征

4.1 微量元素

由矿石微量元素的分析结果(表 5)可知:①矿石中 Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb 等元素含量较高;②在不同矿石类型中, 微量元素含量有一定差别, 石英-硫化物型矿石以 Au、Cu、Pb、As、Co、Zn、Sb 高为等征, 这些元素都是该区化探找金的重要指示元素;多金属硫化物型和蚀变岩型以 Ag、Mo 等元素含量高为特征;③各类金矿石中主要成矿元素 Au、Ag、Cu、Pb、Zn 等在空间上有一定的变化规律, 即在水平方向上, 它们常具有共消长关系;而在垂直方向上, Au、Pb、Zn 等元素有从地表向深部逐渐增高的趋势, 表明这些元素与深源有关。

4.2 稀土元素

桂东金矿床矿石和岩体的稀土元素组成(表 6)说明:①矿石 ΣREE 总量低,而 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 比值大,属 ΣREE 富集型; $\delta\text{Eu}0.68\sim0.94$,为 Eu 弱负异常富集型配分模式,配分曲线呈锯齿跳跃状(图 2),反映矿液演化多阶段成矿特征;②金矿石与岩体稀土特征参数相似,表明二者具有成因联系;③从图 2 可看出,金矿石与地层围岩的稀土配分曲线彼此拉开,形态不一致,反映成矿物质主要来自深源岩浆岩体。

表 5 桂东金矿各类矿石的微量元素组成表
Table 5 Minor element analysis of Au ores in East Guangxi

矿石类型	数值特征	分 析 结 果 (10^{-6})												
		Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Mo	Co	Ni	As	Sb	Bi	Se	Te
石英-硫化物型	样数	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
	平均值	72.85	179.4	1960.0	1150.0	4490.0	12.2	23.5	28.2	1.44	61.8	7.95	8.19	0.81
	均方差	85.83	694.1	0.67	0.29	1.16	9.93	33.8	25.1	5.68	140.5	11.54	29.1	2.44
	变异系数	1.18	3.87	3.39	2.55	2.57	0.81	1.44	0.89	3.94	2.27	1.45	3.56	3.01
多金属硫化型	样数	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
	平均值	40.64	3.0	50.3	388.8	273.3	89.2	7.85	18.1	222.3	16.9	12.5	1.41	0.34
	均方差	55.84	3.73	72.0	1201	839.5	126.0	3099.0	11.5	157.7	56.2	14.2	212	0.48
	变异系数	1.37	1.24	1.43	3.09	3.07	1.41	0.39	0.64	0.71	3.32	1.14	1.50	1.40
蚀变岩型	样数	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
	平均值	26.64	1445.5	64.4	508.6	1375.0	88.2	8.97	20.5	2988	11.6	2.64	4.83	0.18
	均方差	35.58	3369.3	138.8	756.6	3030.0	149.3	10.80	21.3	3974.0	1380.0	2.90	9.56	0.35
	变异系数	1.34	2.18	0.84	1.49	1.65	1.69	1.20	1.04	1.33	1.19	1.09	1.97	1.41

表 6 桂东金矿金矿石及岩体的稀土含量统计表
Table 6 REE analysis of Au ore and granitic rocks in East Guangxi

序号	矿石或岩体类型	ΣREE (10^{-6})	$\frac{\Sigma\text{LREE}}{\Sigma\text{HREE}}$	δEu	δCe	$(\frac{\text{La}}{\text{Yb}})_\text{N}$	$(\frac{\text{La}}{\text{Sm}})_\text{N}$	$(\frac{\text{Ga}}{\text{Yb}})_\text{N}$	$(\frac{\text{Ga}}{\text{Sm}})_\text{N}$
1	石英-硫化物型	22.99	4.03	0.94	0.89	10.21	2.12	11.52	0.98
2	多金属硫化物	55.02	3.95	0.68	1.10	6.32	1.82	3.94	1.67
3	蚀变岩型	25.03	3.98	0.84	0.84	13.48	1.86	10.02	1.17
4	花岗闪长岩	10.60	2.32	0.65	0.68	3.37	1.63	5.12	0.63
5	花岗闪长斑岩	19.44	5.12	0.89	0.74	8.99	1.58	7.51	1.50
6	斑状花岗岩	54.56	10.60	0.43	0.81	20.23	1.86	8.12	1.89
7	花岗斑岩	84.35	6.95	0.83	0.90	21.91	1.93	9.13	2.02

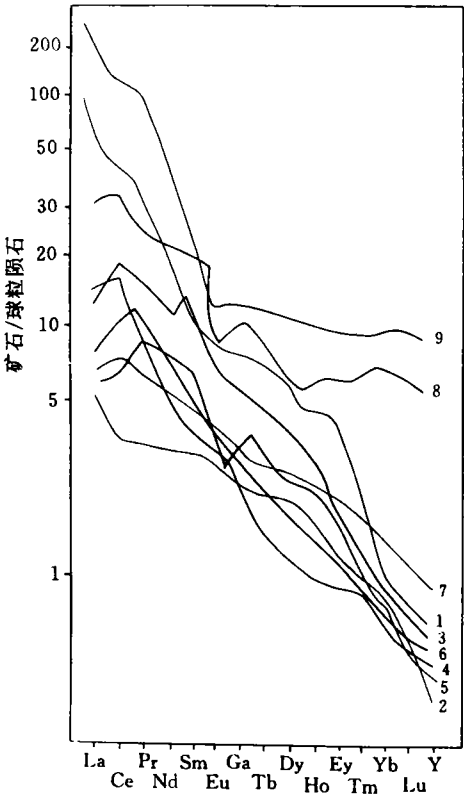


图 2 桂东金矿稀土元素配分曲线

Fig. 2 REE Pattern of Au ores in East Guangxi
(图中序号 1~7 同表 6, 8~9 号分别为水口群砂岩和页岩的配分曲线)

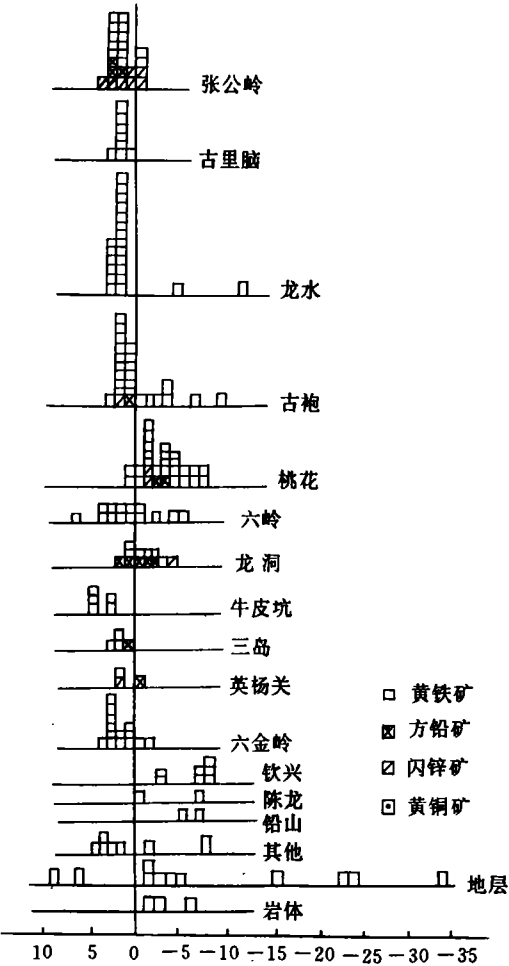


图 3 桂东金矿硫同位素组成对比图

Fig. 3 S-isotope patterns of Au ores in East Guangxi

5 硫同位素组成特征

通过测定矿石、岩体和围岩地层内的硫同位素组成(表 7)及其特征图解(图 3)可看出:①产于岩体内部的张公岭蚀变岩型金银矿和古里脑斑岩型金矿,其矿石硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为不大的正值($+1.38\text{‰} \sim +1.52\text{‰}$),变化范围窄,极差小($1.29\text{‰} \sim 4.00\text{‰}$),标准差也低($0.51 \sim 1.14$),其值正向偏离陨硫值,以均匀化程度高为特征,塔式分布效应显著并接近正态分布图形,表明其硫同位素组成相当稳定,矿石硫与岩体硫的同位素组成一致,两者硫源相同并有成因联系,硫源单一,成矿的物化条件变化不大,硫应来自地壳深部同(重)熔花岗岩浆,具深源硫特征;②产于接触带及其附近的矿床,如龙水、古袍及桃花等金矿,矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大,大多负向偏离陨硫值,均匀化程度较低,极差和标准差也较大,塔式效应不十分明显,各矿床中除个别样品外,均以绝对值小,离散度低, $\delta^{34}\text{S}$ 平均值也较小为特征,表明矿石硫同位素

组成具两重性,但矿石硫与岩体硫基本一致,硫源为深源岩浆,围岩地层也提供了部分来源;③赋存在岩体外围广大地层内的含金石英脉矿床,如钦兴、陈龙等金矿,其硫同位素组成以富集轻硫为特征,大多为负值,且 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围、极差和标准差都较大,显示壳源硫同位素组成特征,硫应主要来自于围岩地层。

从上述可知,矿石硫是多来源的,但主要来自深源岩浆热液,次为围岩-沉积变质岩系。

表 7 桂东金矿的硫同位素组成

Table 7 S-isotope composition of Au ores in East Guangxi

矿床(点)名称	岩矿石名称	样数	$\delta^{34}\text{S}$ 平均值 (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ 变化范围 (‰)	极差 (R)	标准差 (δ)	测定矿物名称
张公岭	矿石	24	+1.52	-0.6~+3.4	4.0	1.14	PY ¹⁴ 、CP ¹ 、SP ⁶ 、qn ³
古里脑	矿石	8	+1.38	+0.38~+2.17	1.79	0.51	PY ⁸
龙水	矿石	22	+0.75	-11.9~+2.7	14.6	3.05	PY ²²
古袍	矿石	24	+0.25	-9.0~+2.6	11.6	3.49	PY ²² 、SP ¹ 、qn ¹
桃花	矿石	24	-3.05	-7.38~+0.4	7.78	2.35	PY ²⁰ 、SP ² 、qn ²
六岑	矿石	10	+0.68	-5.1~+6.69	11.79	4.18	PY ¹⁰
龙洞	矿石	9	-1.39	-4.4~+0.6	5.0	1.74	PY ³ 、qn ⁵ 、SP ¹
牛皮坑	矿石	5	+3.24	+2.0~+4.2	2.20	1.02	PY ⁵
三洞	矿石	4	+1.5	-0.1~+2.4	2.30	0.93	PY ³ 、qn ¹
英扬关	矿石	3	+0.73	-0.7~+1.6	2.30	1.25	PY ¹ 、SP ¹ 、qn ¹
六金岭	矿石	13	-0.01	-1.4~+3.4	4.80	1.23	PY ¹³
钦兴	矿石	7	-3.90	-8.2~-2.1	6.10	2.49	PY ⁷
陈龙	矿石	2	-4.2	-0.72~-7.69	5.97	2.93	PY ²
铅山	矿石	2	-6.6	-5.86~-7.69	1.83	1.29	PY ¹ 、qn ¹
其他	矿石	9	-1.38	-7.69~+4.95	12.64	2.97	PY ⁵ 、qn ⁴
地层	砂岩	11	-8.8	+9.8~-33.2	43.0	11.98	PY ¹¹
岩体	花岗岩	3	-1.10	+1.8~-5.8	7.60	2.09	PY ³

6 氢、氧同位素组成特征

据该区金矿成矿溶液的氢氧同位素组成(表 8)和图解(图 4),从图表反映该区金矿的氢氧同位素组成有如下特征:①成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 +2.79~+10.59‰,主要集中在 +5‰~

+10‰之间,平均值为+6.67‰,大多在正常岩浆水范围内;石英包裹体水的 δD 值为-27.7‰~-98.7‰,大多集中在-50‰~-80‰之间,平均值为-59.2‰,主要也在正常岩浆水范围内,反映成矿条件和矿液来源比较稳定;②在 δD - $\delta^{18}O_{H_2O}$ 相关图上(图4),各矿床中石英的氢氧同位素投点比较集中,大多落在变质水-岩浆水范围内或其边界附近,仅少数投点落在变质水-岩浆水与大气降水之间。表明该区

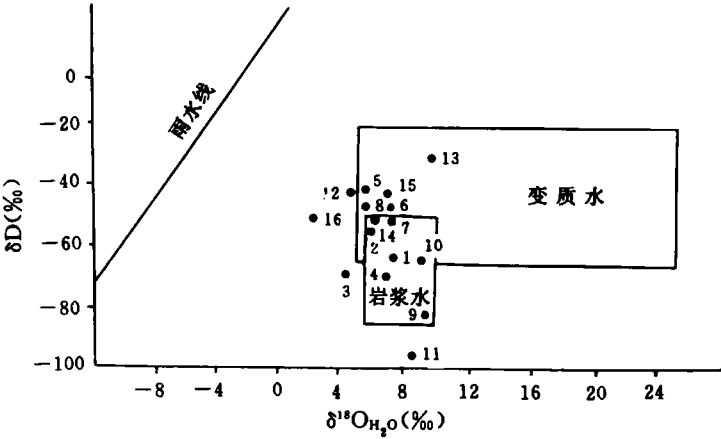


图4 桂东金矿成矿溶液的氢氧同位素图解
Fig.4 H, O isotopic composition plot of Au ore fluid

表8 桂东金矿成矿溶液的氢氧同位素组成
Table 8 H, O isotope composition of Au ore fluid

序号	样号	矿床(点)名称	采样位置及地质简况	测试矿物	包体均一温度(℃)	δ ¹⁸ O _{SMOW} ‰		δD _{SMOW} (‰)
						石英	水	
1	F6-18	张公岭	2号脉625中段	石英	240	16.9	7.45	-66
2	F5-4	龙水	190中段1号脉	石英	320	11.9	5.69	-57
3	F8-6	三岛	民采矿石	石英	240	14.0	4.56	-69
4	F9-16	初洞	三叉顶民采矿石	石英	240	15.7	6.16	-72
5	A1-11	古里脑	180坑矿石	石英	310	12.7	6.16	-44.3
6	A1-33	古里脑	145坑矿石	石英	310	14.11	7.59	-47.9
7	A1-164	古里脑	130坑矿石	石英	310	13.71	7.17	-50.0
8	A1-25	古里脑	115坑矿石	石英	310	12.73	6.19	-45.3
9	B1-12	桃花	三尖峰二号脉	石英	320	15.96	9.75	-83.9
10	B1-16	桃花	道拉民采矿石	石英	320	15.17	8.96	-68.3
11	B1-17	桃花	六荣顶石英脉	石英	320	15.19	8.98	-98.7
12	A6-13	地层	砂岩中石英	石英	240	13.96	4.52	-42.7
13		古袍	乳白色石英(I)	石英	360	15.18	10.14	-33.9
14		古袍	烟灰色石英(II)	石英	340	12.18	6.59	-56.1
15		古袍	花斑色石英(III)	石英	340	12.57	6.98	-43.9
16		古袍	瓷白色石英(IV)	石英	250	11.57	2.79	-51.7

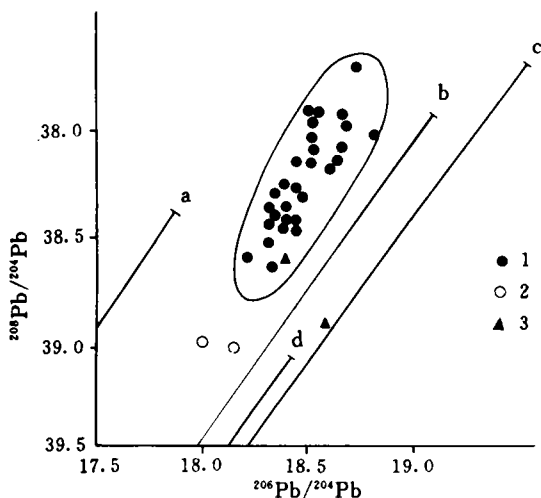
注:1~12由宜昌地矿所测试(1990);13~16由桂林矿产院采样并测试。

含矿流体是以岩浆水为主,混有少量变质水和大气降水的混合热液,早期有变质水参与,随成

矿作用的演化至后期大气降水逐渐增多,使成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低,而向雨水线漂移;③表 8 中 13~16 号样是古袍金矿不同成矿阶段形成的石英氢氧同位素测试结果,随成矿阶段从早到晚,石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值均表现出逐渐降低趋势,即早期形成的石英其氢氧同位素多显变质水性质;而主要成矿阶段形成的石英具混合水特征;晚期形成的石英其氢氧同位素投点向雨水线漂移,表明成矿晚期有大量降水参与淋滤交代作用,由氢氧同位素揭示出来的成矿流体性质和演化过程及变化规律,与控矿断裂多期次活动及与之相关的多期次热液活动互为印证,说明该区金矿成矿作用的多期多阶段性。

7 铅同位素

桂东金矿铅同位素组成(表 9)特征为:①各金矿床矿石铅的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 18.171~18.767,平均为 18.45; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.549~15.851,平均为 15.73; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 38.782~39.26,平均 38.73。总的来看,铅同位素组成相对稳定,极差小,变化范围窄,具现代正常铅特征,在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 坐标图上大致沿 $\mu = 9.58$ 原始增长曲线演化,反映本区不同地质体处在同一构造-岩浆活动环境下,均一化程度相对较高;②按单阶段 H-H 法计算的矿石模式年龄为 $67 \times 10^{-6} \sim 427 \times 10^{-6}$,主要集中在 $150 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$,即成矿时代主要为加里东—燕山期。区内与金矿化关系密切的岩体大都大于矿石铅的模式年龄,各金矿的矿石铅虽来自同一



A—上地幔铅演化曲线;b—造山带铅演化曲线;c—上地壳铅演化曲线;d—下地壳铅演化曲线;1—矿石铅;2—岩体中的岩石铅;3—地层中黄铁矿微量铅

图 5 桂东金矿铅同位素组成对比图

Fig. 5 Pb-isotope composition plot for Au ores

源区,但成矿时代有先后,反映成矿活动经历了加里东期以后地质作用长期演化过程,具多期次成矿作用特征;③在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 对 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 铅同位素组成坐标图(图 5)上,可看出矿石铅投点大多落在造山带与上地幔平均演化曲线之间也表明金矿中铅主要属深源的年青正常铅,即该区金矿的成矿物质主要为深源产物,经一系列构造~岩浆活动演化而成矿,局部混有同(重)熔壳源物质。

8 矿床成因及成矿机理探讨

上述金矿床成矿地质特征及硫、铅、氢氧等稳定同位素组成特征表明,成矿物质具多源性,

以深源为主;成矿作用具多期多阶段性,矿床有三种成因类型:变质热液、岩浆热液和复合迭加型金矿,以后者为主,往往形成规模较大,矿石较富的工业矿体。

成矿机理推测为:含矿围岩水口群浅变质砂页岩金的丰度值相对较高,在区域变质作用过程中使金活化迁移,产生初始富集。后期岩浆-构造热液活动不仅是强大的热源,使金的活化迁移能力增强,同时还从地壳深处带来部分成矿物质和淋滤围岩易溶组分形成含矿热液,当它沿围岩断裂裂隙上升,由于温度急剧下降,PH 值升高,氧逸度降低,使金属络合物不稳定而迅速分解,金被还原沉淀而富集成矿,在不同构造部位形成不同成因类型的金矿。整个成矿过程“源-运-储”是很复杂的,主要工业矿床是岩浆热液多次迭加改造早期含矿热液之结果,最后形成复合迭加型金矿。

表 9 桂东金矿石的微量铅同位素组成
Table 9 Micro-lead isotope composition of Au ores

类别	矿床 (点)	样数	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb		²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb		模式年龄 (Ma)	源区特征值	
			变化范围	平均	变化范围	平均	变化范围	平均		μ	Th/U
矿 石	古袍	4	18.17~18.65	18.39	15.68~15.74	15.70	38.75~38.64	38.68	149~427	9.67	3.88
	桃花	4	18.29~18.64	18.40	15.72~15.77	15.75	38.38~39.06	38.62	210~408	9.75	3.87
	六岑	6	18.29~18.48	18.37	15.68~15.82	15.75	38.48~39.00	38.67	343~398	9.75	3.92
	古里脑	3	18.50~18.77	18.64	15.71~15.73	15.72	38.86~38.91	38.88	67~248	9.67	3.95
	龙洞	4	18.28~18.57	18.41	15.55~15.77	15.67	38.28~39.02	38.67	195~302	9.59	3.84
	龙水	2	18.43~18.47	18.45	15.62~15.72	15.67	38.66~38.80	38.73			
	张公岭	2	18.34~18.36	18.35	15.64~15.66	15.65	38.62~38.68	38.65			
	其它	4	18.53~18.70	18.60	15.70~15.86	15.76	38.77~39.26	38.97	160~296	9.64	3.89
地层铅		2	18.26~18.56	18.42	15.46~15.60	15.53	38.13~38.27	38.20		9.57	3.75
岩石铅		2	18.01~18.11	18.06	15.51~15.52	15.52	37.97~38.00	37.99		9.33	3.71

注:矿石铅为黄铁矿的微量铅;岩石铅为岩体中长石和黄铁矿微量铅;地层铅为水口群砂岩的黄铁矿微量铅。

该区在龙水、古袍及桃花金矿区深部及外围大黎、牛皮坑和冷富等地段还有很大的找矿远景,应加强该区金矿的勘查工作。

参考文献

1 王义文. 中国金矿床稳定同位素地球化学特征. 桂林冶金地质学院学报,1990,10(3)
2 骆靖中,麦范金. 广西古袍金矿床的成因矿物学研究. 桂林冶金地质学院学报,1988,2(2)
3 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 陕西科学技术出版社,1985
4 刘腾飞. 桂东地区水口群岩石的地球化学特征及与金矿化关系. 广西地质,1992,(1)

GEOLOGICAL FEATURES AND GENESIS OF Au ORE DEPOSITS IN EAST GUANGXI

Liu Tengfei

(Central South Geological Institute MMI Yichang)

Abstract

Tectonic and geological background, ore-controlling strata and magmatism related to Au deposits in East Guangxi are detailed in this paper. Evidences of minor element, REE, S, Pb, H, O isotope analysis reveal that ore fluid is dominated by magmatic water and incorporated with some metamorphic water and meteoric water. The Au deposits are characterized by multi-sources and multi-periodical metallogeny. Au ore deposits are classified into magmatic hydro thermal fluid type and metamorphic fluid and superimposition types.

Key words: Au ore metallogenic character ore genesis east Guangxi