

# 广西热水沉积矿床中硅质岩岩石学及岩石化学特征

李毅<sup>1,2</sup>, 苏夏征<sup>2</sup>, 陈大经<sup>2</sup>, 戴塔根<sup>1</sup>

(1. 中南大学, 长沙 410083; 2. 桂林矿产地质研究院, 广西 桂林 541004)

**摘要:** 研究区硅质岩主要呈层状、似层状及透镜状产出。岩石中矿物成分主要为玉髓及石英, 具细粒—显微晶质或显微隐晶质结构及球粒结构, 并具块状、条带状、纹层状构造。对硅质岩常量元素含量特征、 $Al/(Al+Fe+Mn)$  比值、 $Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn)$  关系图、 $Al-Fe-Mn$  三元图解特征及  $Fe-Mn-(Cu+Ni+Co) \times 10$  三角图解综合研究表明, 广西热水沉积矿床中的硅质岩主要为热水沉积作用产物。

**关键词:** 热水沉积矿床; 硅质岩; 岩石学; 岩石化学; 广西

**中图分类号:** P611 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-5663(2007)03-0445-07

广西的热水沉积型矿床包括锡、铅、锌、铋、汞、金、铜、钨、锰、铁、钒、磷、重晶石及黄铁矿等矿化类型。在广西不同矿化类型的热热水沉积矿床中均有硅质岩产出, 笔者及前人<sup>[1-5]</sup>对广西单个热水沉积矿床有关的硅质岩做过一些研究, 但未见全面总结的报道。全面总结与广西热水沉积矿床有关的硅质岩地质、地球化学特征, 将有助于深入研究广西热水沉积矿床的成矿作用。

## 1 硅质岩的产出地质背景

硅质岩包括燧石岩、碧玉岩及隐晶—微晶石英岩等, 是热水沉积岩中分布最广的一种岩石。可以在很宽的温度区间形成。

广西硅质岩建造极为发育, 其时间跨度很大, 从晚元古代至中生代均有产出。最早出现的层位是上元古界丹洲群合桐组, 依次是: 震旦系富禄组、陡山沱组、老堡组; 寒武系清溪组底部硅质岩与老堡组连续沉积; 奥陶系局部发育; 而以泥盆系上统榴江组最发育, 五指山组底部硅质岩呈微薄层与灰岩互层成条带状; 下石炭统岩关阶、大塘阶及中石炭统黄龙组底部呈燧石条带并大量出现; 下二叠统栖霞组上部也有一层厚 40m 左右的硅质岩; 下三叠统紫云组夹有硅质岩透镜体, 厚可达 25m, 硅质岩以夹泥页岩为特征; 中

三叠统百逢组、新苑组底部也有硅质岩, 厚度为 2~130m。

在产出环境上, 广西的硅质岩都与裂谷构造有关, 形成于裂陷槽环境, 并明显受同沉积断裂及其附近的半封闭—封闭的深水洼地控制。如在丹池盆地内, 硅质岩的分布与同沉积断裂密切相关, 并且主要产在非补偿型的深水沉积盆地中<sup>[3]</sup>; 在高龙金矿, 硅质岩沿高龙隆起周边的环状生长断裂分布, 并主要产于受生长断裂控制的局限洼地中<sup>[1]</sup>。

在沉积环境上, 区内的硅质岩常见于台沟相带或海槽(沟)相带中, 如南丹台沟、下雷台沟、藤县台沟, 除分别产有丹池锡多金属矿、下雷、湖润锰矿及木圭锰矿外, 相应伴生的硅质岩也很发育; 而三江板必重晶石矿及罗城怀群钒矿受海沟相带控制, 其硅质岩也较发育。由于台沟相带、海槽(沟)相带都主要受同生断裂控制, 从而进一步反映出硅质岩与同生断裂的密切关系。

在广西, 不同矿化类型的热热水沉积矿床中均有硅质岩产出, 如丹池成矿带的大厂、北香、五圩、益兰等锡多金属矿床(田), 桂西南下雷、湖润及东平锰矿, 桂东南木圭锰矿及鸡笼顶铜-银多金属矿, 桂中铅-锌黄铁矿-重晶石矿, 大丰钒矿及大明山钨矿, 桂西北高龙、浪全及隆或金矿, 桂东英阳关铁矿, 桂北怀群钒矿, 等等。

2 硅质岩的岩石学特征

区内硅质岩颜色一般为灰白、暗灰及灰黑色,少数为白色,或为赭红色。风化面呈黄白、紫灰、红褐色等颜色。岩石主要呈层状、似层状、透镜状产出,并且多产于矿体下盘,或与矿体呈互层状产出,或夹于矿体中。硅质岩的岩石组合按其所含夹层可分三类:硅质岩与火山岩组合,硅质岩与细碎屑岩组合,硅质岩与(含锰)碳酸盐岩组合<sup>[6~7]</sup>。

岩石中矿物成分主要为玉髓及石英,另有少-微量绢云母、炭质、硫化物、铁质、泥质、电气石、长石、方解石及白云石等(表1)。玉髓呈显微晶质或显微隐晶质,集合体呈纤维状、束状、球粒状,常见球粒玉髓的十字消光,其粒度很细,多为0.005~0.02mm。石英主要为显微晶质,他形镶嵌状产出,粒度为0.005~0.08mm,一般0.01~0.05mm,少量细粒状者达0.1~1.2mm。局部也见石英集合体呈园形、椭圆形、眼球形等球粒状产于硅质条带中。玉髓球粒或石英球粒的粒度一般为0.02~0.3mm。炭质呈星散状或云雾状产出,或大致沿纹层分布,与硅质条纹组成纹层状构造,在球粒附近则见其绕球粒边分布。硫化物主要

为黄铁矿。

岩石具显微隐晶质—显微晶质结构,他形粒状镶嵌状结构、球粒结构等。主要为块状构造、条带状构造及纹层状构造。纹层状构造的岩石之条纹宽度为0.02~3mm,一般0.2~1mm。因产地不同,纹层中之条纹成分不尽相同,或由显微晶质石英条纹与玉髓条纹组成纹层(如下雷、古潭),或由粒度不同的石英条纹组成纹层(如茶屯、大明山),有的条纹含较多炭质(如北香、茶屯),有的条纹中含少量碳酸盐,等等。条带状硅质岩之条带宽度为2~20mm,一般2~8mm。条带多显示出黑白相间或灰色与灰黑色相间特征。产地不同条带的成分也不同,有的是硅质岩与硅质灰岩组成条带(如茶屯),有的是硅质岩与硫化物及少量富绢云母纹层组成条带(如铜坑—长坡),有的是含锰质、炭质较多的硅质岩与含锰、炭质较少的硅质岩组成条带(如下雷),有的是由微粒石英条带与微粒石英加玉髓条带组成(如古潭),或者是硅质与含炭质较多的条带组成(如北香),等等。

这些结构构造特征反映了硅质岩形成时物理化学条件及物质组分的差异以及明显的水热沉积特征。

表1 某些矿区的硅质岩特征简表

Table 1 Characteristics list of siliceous rocks in some ore areas

矿区	主要矿物及其粒度(mm)	少-微量矿物	结构与构造
长坡-铜坑锡多金属矿	石英0.005~0.1,一般0.01~0.02	炭质、黄铁矿;绢云母、绿泥石、方解石、电气石、长石	他形、微粒、镶嵌状结构,块状、条带状、纹层状、缝合线构造
北香锡多金属矿	玉髓0.004~0.02,石英0.005~0.01	炭质、绢云母、绿泥石	显微晶质结构、球粒结构,块状、纹层状、条带状构造
下雷锰矿	玉髓0.005~0.01,石英0.01~0.02	锰质、炭质、泥质、绢云母	显微隐晶质-显微晶质、球粒结构,块状、纹层状、条带状构造
茶屯锰矿	石英0.005~0.02	炭质、方解石、绢云母	他形、微粒、镶嵌状结构,块状、条带-纹层状构造
盘龙铅锌矿	石英0.01~0.05	白云石	他形镶嵌状结构,块状、角砾状构造
古潭重晶石矿	玉髓<0.01,石英:0.01~0.08,少量0.1	绢云母、炭质、铁质	显微隐晶质-显微晶质结构、球粒结构,纹层状、条带状构造
高龙金矿	石英0.02~0.6	绢云母、黄铁矿	细晶质-显微晶质、镶嵌状结构,块状、角砾状、玛瑙纹状及栉状构造
大明山钨矿	玉髓0.006~0.25,石英0.3~1.2	绢云母、白云母	细晶结构、花岗变晶结构,纹层状构造

3 硅质岩岩石化学特征

3.1 常量元素含量特征

岩石化学成分表明(表2、表3),块状硅质岩的 $SiO_2$ 含量较高, $w(SiO_2)$ 值一般为85%~90%以上,最高可达97.21%,其次为 $FeO$ 、 $MnO$ 含量较高,尤其 $MnO$ 的含量相对偏高, $w(MnO)$ 值一般为0.13%~0.35%,而 $TiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $MgO$ 及 $CaO$ 的含量较低。条带—条纹状硅质岩中,除了硅质条带、条纹外,还有其他成分的条纹、条带,如泥质、碳酸锰质、其他碳酸盐岩、硅质灰岩、铁质、炭质等等,因而,条带—条纹状硅质岩的化学成分较为复杂, $w(SiO_2)$ 值,一般都小于75%,低者仅45%左右,而 $TiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $CaO$ 、 $MgO$ 的含量则增高。

在常量元素中, $MgO$ 的含量是判别沉积物是否为热水沉积的重要指标。现代大洋中脊热水体系中, $MgO$ 是严重亏损的组分,东太平洋中脊350℃热水中的 $MgO$ 含量为零,因此,可以把热水体系中镁的增高作为海水对热水体系污染和混合的指标<sup>[8]</sup>。

区内高龙矿区的块状硅质岩及古潭矿区块状或纹层中硅质岩的 $MgO$ 含量均很低,高龙金矿硅质岩的 $w(MgO)$ 为痕量,古潭矿区硅质岩的 $w(MgO)$ 均小于0.05%。其余的条带—条纹硅质岩中,或因条带中有碳酸盐成分,或因围岩为白云岩,而使其 $MgO$ 含量有所增加, $w(MgO)$ 值一般为0.25%~1.27%,仅极少数近于4%。可以看出,区内这些硅质岩的形成与热水体系的作用有关。

表2 广西硅质岩岩石化学成分及参数

Table 2 Petrochemical composition and its parameter of siliceous rocks in Guangxi																	$w_B/10^{-2}$			
序号	产地	样品号	岩石名称	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SrSO <sub>4</sub>	BaSO <sub>4</sub>	烧失量	$\Sigma$	$\frac{Al}{Al+Fe+Mn}$	资料来源
1	盘龙	P1	硅质岩	87.01	0.083	1.63	1.67	1.08	0.14	1.04	1.13	0.55	0.13	0.019	0.07	1.00	2.94	98.49	0.29	本文
2		P2	硅质岩	73.20	0.043	1.20	0.72	1.14	0.13	0.23	0.25	0.30	0.86	0.001	0.35	13.97	2.48	94.87	0.30	
3	古潭	深2	硅质岩	95.41	0.064	0.62	0.30	0.59	0.16	0.15	0.042	0.13	0.11	0.011	0.02	0.70	0.40	98.71	0.29	
4		深5	硅质岩	92.45	0.036	0.65	1.50	0.96	0.26	0.08	0.036	0.17	0.08	0.012	0.01	3.11	0.69	100.04	0.15	
5	Ba-	202	条纹状硅质岩	97.17	-	0.13	0.43	0.64	0.02	0.08	0.04	0.09	0.31	未测	0.02 <sup>1)</sup>	0.05 <sup>2)</sup>	0.95	99.93	0.08	涂光炽, 1987
6	下雷	D7	条带状硅质岩	88.27	0.35	3.94	0.27	1.24	0.39	0.22	1.14	1.96	0.51	0.010	0.01	0.27	1.38	99.96	0.59	本文
7		X1	纹层状硅质岩	44.41	0.33	6.03	0.80	1.73	10.59	12.07	3.07	3.66	0.07	0.037	0.033	0.65	15.59	99.07	0.24	
8		X3- 1	条带状硅质岩	72.08	0.19	2.71	2.03 <sup>3)</sup>		0.63	6.71	2.76	1.09	0.11	0.12	未测	未测	7.98	96.41	0.43	
9		X4	条纹状硅质岩	52.46	0.33	9.59	0.91	2.57	8.02	5.30	3.96	6.85	0.52	0.035	0.033	0.11	8.22	98.91	0.36	
10	茶屯	C2	条纹状硅质岩	74.95	0.033	1.28	0.31	0.99	0.10	9.95	1.27	0.75	0.04	0.015	0.01	0.20	9.42	99.32	0.39	
11		C4	条带- 条纹状硅质岩	73.71	0.039	1.18	0.17	0.83	0.26	11.62	0.72	0.60	0.07	0.020	0.04	0.22	9.85	99.33	0.39	
12	高龙	高61- 1	硅质岩	97.21	0.0087	0.63	0.43	0.96	0.14	痕量	痕量	0.070	0.071	0.015	未测	未测	0.57	100.11	0.22	
13		鸡10	硅质岩	96.70	0.0087	0.59	0.29	1.41	0.18	痕量	痕量	0.062	0.063	0.042	未测	未测	0.51	99.85	0.18	
14		鸡14	硅质岩	96.41	0.011	0.82	0.50	0.73	0.35	痕量	痕量	0.067	0.053	0.032	未测	未测	0.67	99.64	0.27	
15		鸡20	硅质岩	97.05	0.011	0.40	0.74	0.79	0.13	痕量	痕量	0.060	0.084	0.025	未测	未测	0.64	99.93	0.15	
16		鸡23	硅质岩	97.01	0.0086	0.69	0.39	1.16	0.30	痕量	痕量	0.056	0.083	0.009	未测	未测	0.59	100.30	0.21	
17	大厂	平均(5)	硅质岩	73.68	0.25	5.65	2.06	4.13	0.06	5.93	0.79	1.37	0.05	0.13			5.50	99.60	0.39	韩发等, 1989 <sup>[3]</sup>
18	木圭	平均(8)	碧玉、硅质岩	91.20	0.11	1.66	2.11	0.42	0.63	0.56	0.36	0.53	0.04	0.12			1.76	99.50	0.28	涂光炽等, 1988
19	德保	平均(5)	硅质岩	90.57	0.09	1.23	5.29		0.49	0.17	0.13	0.35	0.04	0.21					0.14	陈多福等, 1992 <sup>[5]</sup>

注:1. 本文样品测试单位为有色金属桂林矿产地质测试中心。1)为 $w(SrO_2)$ 值。2)为 $w(BaO)$ 值。3)为 $w(TFe)$ 值。

表3 硅质岩岩石化学成分及参数

Table 3 Petrochemical composition and its parameter of siliceous rocks

 $w_B/10^{-2}$ 

序号	产地	样品名称	样品数	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{Al}{Al+Fe+Mn}$	成因	资料来源
1	盘龙	硅质岩	2	80.11	0.063	1.42	1.20	1.11	0.14	0.64	0.69	0.42	0.50	0.01	0.29	热水	本文
2	古潭	硅质岩	3	95.01	0.033	0.47	0.74	0.73	0.15	0.10	0.04	0.13	0.17	0.012	0.17	热水	
3	下雷	纹层-条带状硅质岩	4	64.30	0.30	5.57	1.00	1.85	4.91	6.08	2.73	3.39	0.30	0.050	0.33	热水	
4	茶屯	条带-条状硅质岩	2	74.33	0.036	1.23	0.24	0.91	0.18	10.78	1.00	0.68	0.06	0.018	0.39	热水	
5	高龙	硅质岩	5	96.88	0.025	0.63	0.47	1.01	0.22	痕量	痕量	0.063	0.071	0.025	0.21	热水	
6	大厂	硅质岩	5	73.68	0.25	5.65	2.06	4.13	0.06	5.93	0.79	1.37	0.05	0.13	0.39	热水	韩发等(1989) <sup>[3]</sup>
7	木圭	碧玉、硅质岩	8	91.20	0.11	1.66	2.11	0.42	0.63	0.56	0.36	0.53	0.04	0.12	0.28	热水	涂光炽等(1988)
8	德保	硅质岩	5	90.57	0.09	1.23	5.29		0.49	0.17	0.13	0.35	0.04	0.21	0.14	热水	陈多福等(1992) <sup>[5]</sup>
9	八方山	硅质岩	2	82.33	0.08	1.77	0.41	1.84	0.08	3.85	1.00	0.58	0.08		0.34	热水	吕仁生等(1992) <sup>[17]</sup>
10	铅硐山	硅质岩	3	62.45	0.07	1.09	8.85	6.81	0.26	5.48	1.23	0.24	0.07		0.05	热水	
11	邓家山	硅质岩	4	72.52	0.12	1.76	1.35	2.93	0.14	6.29	1.75	0.14	0.04		0.22	热水	
12	毕家山	硅质岩	7	84.56	0.26	3.46	2.44	1.69	0.06	0.58	1.24	0.54	0.11	0.044	0.37	热水	宋春晖等(1992) <sup>[18]</sup>
13	洛坝	硅质岩	4	80.18	0.10	1.96	1.71	6.99	0.23	1.92	1.59	0.46	0.04	0.029	0.13	热水	
14	拉尔玛	硅质岩	15	94.21	0.07	0.24	0.41	1.23	0.04	0.90	0.05	0.06	0.13	0.11	0.09	热水	刘家军等(1993) <sup>[19]</sup>
15	墨江	硅质岩	6	85.75	0.09	1.92	5.10	1.58	0.08	0.10	0.87	0.28	0.11	0.02	0.17	热水	应汉龙等(1999) <sup>[20]</sup>
16	朝鲜检德	硅质岩	10	93.71	0.02	0.54	0.16	0.99	0.04	2.10	1.16	0.18	0.17	0.03	0.24	热水	周长令等(1985)
17	中日本Kamiaso	放射虫燧石岩	83	95.30	0.10	1.99	0.41	0.51	0.04	0.38	0.54	0.51	0.12	0.06	0.60	生物	Sugisaki等(1982) <sup>[14]</sup>
18	DSDPLEg62	燧石岩	7	96.14	0.04	0.69	0.20	0.07	0.01	0.23	0.01	0.05	0.06	0.03	0.64	非热水	Hern等(1981)
19	Franciscan	燧石岩	88	92.63	0.09	1.41	2.67	0.26	0.8	0.11	0.33	0.42	0.16	0.03	0.22	热水	Yamamoto(1987) <sup>[11]</sup>
20	DSDPLEg32	燧石	17	94.08	0.05	0.52	2.37	0.15	0.43	0.35	0.33	0.28	0.51	0.15	0.12	热水	Adachi等(1986) <sup>[10]</sup>
21	DSDPLEg32	白陶玉	20	90.86	0.15	2.38	3.06	0.17	0.48	0.39	0.91	0.74	0.60	0.20	0.32	热水	
22	日本野田玉川	燧石岩	8	92.31	0.23	2.88	0.48	0.94	0.25	0.47	0.95	0.45	0.33	0.05	0.55	海底热泉	渡边武男等(1970)

注: 1. 本文样品测试单位同表2。 周长令, 姜齐节, 孙钧, 等. 检德铅锌矿地质考察综合报告[R]. 北京: 中国有色金属工业总公司矿产地质部, 1985。 渡边武男, 由井俊三, 加藤昭, 宁孝勤译. 野田玉川矿山的变质层状锰矿[M]//见立见辰雄主编. 火山活动与成矿作用, 1970, 东京出版, 桂林冶金地质研究所编译, 1974: 75-81。

### 3.2 元素比值及其图解

#### 3.2.1 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 特征

研究表明, 海洋沉积物中Fe、Mn的富集主要与热水的参与有关, 而Al、Ti的富集则与陆源物质的介入有关<sup>[9~11]</sup>, Bostrom等(1969, 1973)<sup>[12,9]</sup>提出, 用海相沉积物中 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 比值作为判断热水组分参与沉积作用的指标, 这一比值随着沉积物中热水沉积物含量的增加而减少。硅质岩的 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 比值由纯热水沉积物的0.01到近海生物成因的0.60<sup>[10~11]</sup>。现代深海远洋粘土的这一比值为0.54, 陆棚远滨粘土的这一比值为0.613, 页岩中相应的平均比值为0.62<sup>[13]</sup>, 中日本Kamiaso地体近海放射虫燧

石岩的这一比值为0.6<sup>[14~15]</sup>; 而热水沉积物的这一比值很低, 如东太平洋隆起热水沉积物的这一比值低于0.01<sup>[12]</sup>, 加拉帕戈斯裂谷硅质喷口附近SiO<sub>2</sub>堆积物中的这一比值近于零值<sup>[16]</sup>。

本区硅质岩的 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 比值见表2、表3。由表2可见, 广西5个矿区的16件样品中有4个矿区(盘龙、古潭、下雷、高龙)11件样品的 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 比值小于0.35, 表明为典型的热热水沉积物, 另有4件样品(属茶屯、下雷锰矿)的这一比值为0.36~0.43, 虽然比值稍高, 但仍较接近0.35, 同时这4件岩石样品均属条带状或纹层状硅质岩, 岩石中除硅质条带外, 还有泥质灰岩或钙质泥岩条带(条纹), 致使其

Al 含量增加, 并导致  $Al/(Al+Fe+Mn)$  比值增大。显然, 纯硅质条带是典型热水沉积物, 而条带状硅质岩也是热水沉积作用产物, 只不过在热水沉积作用间隙期有一定陆源物质沉积而形成了泥质灰岩或钙质泥岩条带。其中唯一一件其比值(0.59)近于0.6的样品属雷锰矿区第8分层, 即矿体顶板的硅质岩, 该岩层是热水沉积成矿作用晚期的产物, 有较多陆源碎屑物质介入应是一正常现象, 从而使其比值较高。另从本次工作的五个矿区及收集到的广西大厂、木圭矿区和德保地区共八处硅质岩样品  $Al/(Al+Fe+Mn)$  的平均值(表3)看, 有6处(盘龙、古潭、下雷、高龙、木圭、德保)产地的这一比值小于0.35, 如前述, 其反映出的特征应该主要为热水沉积作用产物。另两处(茶屯、大厂)产地的这一比值为0.39, 也接近0.35, 反映出的特征应该主要也为热水沉积作用产物, 如大厂硅质岩的比值为0.39, 其原因可能与部分硅质岩属条带状硅质岩有关, 即除了硅质条带外, 还有部分为泥质或长石、绢云母组成的条带存在<sup>[3]</sup>, 这种条带反映了陆源物质的介入, 从而使Al增高, 导致其比值增大。

将广西这些地区硅质岩的  $Al/(Al+Fe+Mn)$  比值与国内外有关硅质岩对比(表3), 可以看出, 与国内秦岭地区的八方山、铅硐山、邓家山、毕家山、洛坝等铅-锌矿床及拉尔玛金铀矿床以及云南墨江金矿的热水沉积硅质岩的  $Al/(Al+Fe+Mn)$  比值相似<sup>[17-20]</sup>; 与国外如朝鲜检德铅-锌矿床热水沉积硅质岩的这一比值也很相近; 并与美国Franciscan地体的热水沉积燧石岩及深海钻探计划第32航次热水燧石岩及白陶土等硅质岩的  $Al/(Al+Fe+Mn)$  比值相似; 而明显与中日本Kamiaso放射虫燧石岩及深海钻探计划第62航次非热水燧石岩的这一比值不同。这同样表明, 本区这些硅质岩主要应为热水沉积作用产物。但部分矿区确有陆源物质混入而常形成具钙质泥岩条带的条带状硅质岩, 这种特征与日本野田玉川锰矿区的燧石岩很相似, 野田玉川矿区的燧石岩被认为是海底热泉成因, 其燧石岩的  $Al/(Al+Fe+Mn)$  比值为0.55, 其原因可能也在于有较多薄层状燧石, 而矿区的薄层状燧石比块状燧石富含  $TiO_2$ 、 $Al_2O_3$ , 前已述及, 海相沉积物中Ti、Al的富集与陆源物质介入有关, 因此, 矿区薄层状燧石中可能有部分薄层是以陆源物质为主者, 使得岩石中Al质增加, 从而导致  $Al/(Al+Fe+Mn)$  比值增大。广西下雷及茶屯也为锰矿区, 其矿体、矿石成分及硅质岩特征都与之相似, 而其  $Al/(Al+Fe+Mn)$  比值也较高(表2), 与之比较, 也说明本区硅质岩主要为热水沉积成因。

### 3.2.2 Fe/Ti— $Al/(Al+Fe+Mn)$ 关系图解

Fe/Ti 比值和  $Al/(Al+Fe+Mn)$  比值是根据现代海底含金属热水沉积物的地球化学特征而建立起来的判别沉积物是否为热水沉积的指标。Bostrom (1983)<sup>[22]</sup>指出, 当海相沉积物的Fe/Ti 大于  $20 Al/(Al+Fe+Mn)$  小于0.35时为典型的热水沉积物, 并于1973年拟定了用于判别深海沉积物中热水型含金属沉积物的Fe/Ti— $Al/(Al+Fe+Mn)$  图解, 以后, Bostrom (1983)<sup>[22]</sup>, Spry (1990)<sup>[23]</sup>进一步拟定了判别热水源与陆源物质混合比例的Fe/Ti— $Al/(Al+Fe+Mn)$  图解(图1)。

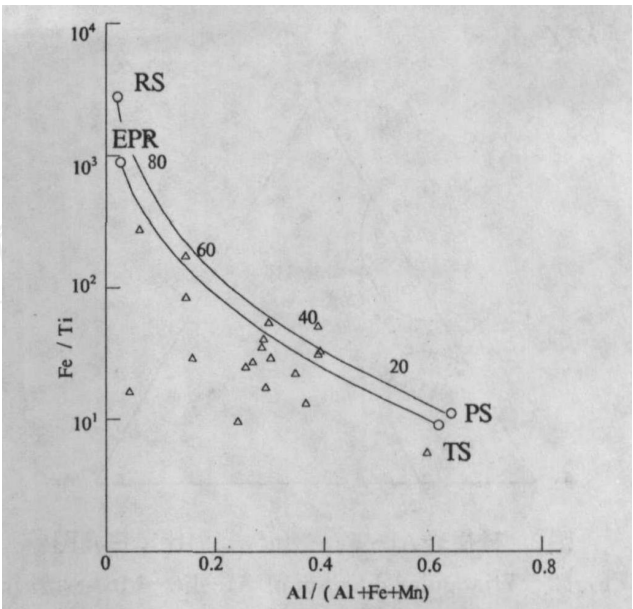


图1 硅质岩Fe/Ti和 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 图解

Fig. 1 Diagram of Fe/Ti value and

$Al/(Al+Fe+Mn)$  value in siliceous rocks

注: 原图据Spry (1990)。图中曲线代表东太平洋隆起(ERR)和红河(RS)热水沉积物与陆源碎屑(TS)和深海粘土(PS)沉积物的混合曲线, 其中数据代表热水沉积物所占比例(%)。

在Fe/Ti— $Al/(Al+Fe+Mn)$ 关系图上(图1)广西各矿区的样品主要集中在曲线中部地区, 热水源比例多在40%左右, 其中有三分之二的样品的热水源比例为50%左右, 有三分之一的样品的热水源比例占60%以上, 这与前述特征一致。表明矿区硅质岩主要为热水作用产物, 但有陆源物质的参与, 这也说明, 矿区的沉积成矿作用确与热水作用有关。

### 3.2.3 Al—Fe—Mn 图解

根据海洋沉积物中Fe、Mn、Al、Ti来源的不同, Bostrom 等(1969)<sup>[12]</sup>还拟定了Al—Fe—Mn三角成因判别图解(图2), 用于区分热水沉积物和正常沉积

物。以后A dachi 等(1986)<sup>[10]</sup>和Yamamoto (1987)<sup>[11]</sup>也成功地应用这一图解于硅质岩的成因判别。

本区五个矿区 16 件硅质岩样品在Al—Fe—Mn三元图解上的投影点中, 仅下雷矿区顶板硅质岩样品落入非热水区; 另有 5 件样品落入热水沉积与非热水沉积过渡区, 是热水沉积与陆源水成沉积共同作用的产物; 另外 10 件样品均落于热水沉积区。其余大厂、木圭及德保地区的投影点表明, 仅大厂是落入热水沉积与非热水沉积过渡区, 木圭及德保地区均落入热水沉积区。这些与前述认识是一致的, 反映出本区硅质岩主要为热水沉积作用产物, 但部分矿区有陆源物质的介入。

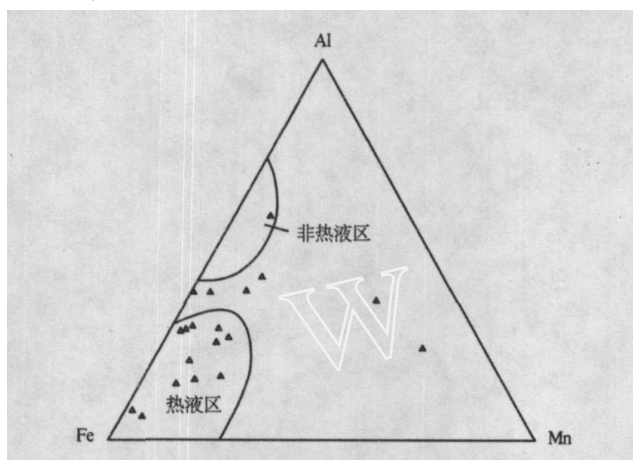


图2 硅质岩Al-Fe-Mn(wt%)比率三角图

Fig 2 Triangular diagram of Al-Fe-Mn (wt%) ratio in siliceous rocks  
(原图据A dachi 等, 1986)

### 3.2.4 Fe-Mn-(Cu+N i+Co)×10图解

热水沉积物元素地球化学的另一特征是富Fe、Mn, 贫Cu、Co、Ni, 其原因是热水沉积物堆积速率高, 没有充分与海水作用而富集Cu、Co、Ni等元素, Rona (1978)<sup>[21]</sup>及Bostrom (1983)<sup>[22]</sup>研究提出, 热水沉积物与水成沉积物的元素组成在Fe—Mn—(Cu+Co+N i)×10三角图上有各自的集中区, 热水沉积物主要分布于Fe—Mn底线附近。因此, 利用这一图解可以较好地区分热水沉积物与非热水沉积物。

本区高龙、盘龙、古潭、下雷及茶屯、木圭、德保等矿区的硅质岩样品的投影点均位于三角图解中热水沉积区内的Fe-Mn底线附近(图3), 且多位于三角图解的富铁端元, 仅下雷锰矿的硅质岩偏向富锰端元, 这可能与下雷锰矿区的硅质岩也相对富锰有关。作为丹池盆地锡多金属矿床围岩之一的上泥盆统榴江组硅质岩以及广西德保中、下泥盆统中的硅质岩,

它们在Fe-Mn-(Cu+Co+N i)×10三角图上的投影点也均位于热水沉积区, 并近于富铁端元, 均表明其热水沉积成因<sup>[4~5]</sup>。可以认为, 广西这些地区的硅质岩均为热水沉积物。

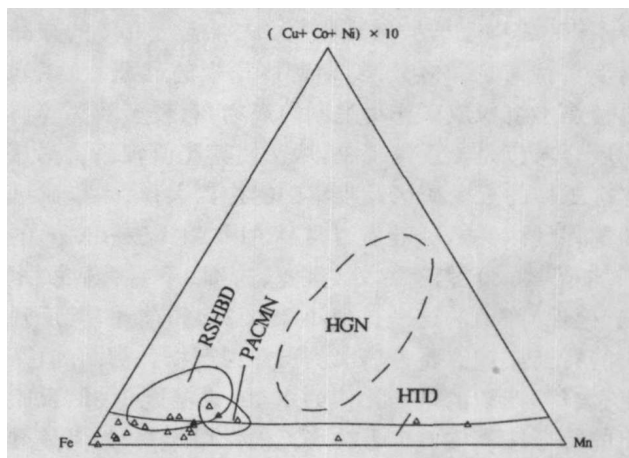


图3 硅质岩Fe-Mn-(N i+Co+Cu)×10三角图

(据图据Bostrom k, 1983)

Fig 3 Triangular diagram of Fe-Mn-(N i+Co+Cu) in siliceous rocks

HTD- 热水区 HGN- 水成区 RSHBO- 红海热卤水沉积区 PACNV- 太平洋锰结核区

## 4 结论

广西热水沉积矿床硅质岩岩石学及岩石化学研究表明, 其硅质岩具热水沉积成因特征, 主要为热水沉积作用的产物, 但有少量陆源物质的介入。硅质岩呈层状、似层状产出, 具细粒—显微晶质或显微隐晶结构及球粒结构; 并具明显的纹层状构造及条带状构造; 其岩石的Al/(Al+Fe+Mn)比值为0.08~0.59, 绝大多数小于0.35, 表明主要为热水沉积作用产物; Al—Fe—Mn三元图解及Fe-Mn-(Cu+N i+Co)×10三角图中, 硅质岩样品大多落入热水沉积物区。这一研究结果为广西热水沉积矿床成因的确认从硅质岩岩石学及岩石化学特征方面提供了更多的证据。

## 参考文献:

- [1] 陈大经, 黄有德, 谢世业. 广西高龙金矿热水沉积成矿作用研究[J]. 矿产与地质, 2003, 17(5): 583-588
- [2] 陈大经, 李毅, 谢世业, 等. 广西古潭热水沉积重晶石矿床中硅质岩的地质—地球化学特征[J]. 矿产与地质, 2005, 19(5): 461-464
- [3] 韩发, 赵汝松, 沈建忠, 等. 大厂锡多金属矿床地质及成因[M]. 北京: 地质出版社, 1997.

- [4] 周永章 丹池盆地热水成因硅岩的沉积地球化学特征[J]. 沉积学报, 1990, 8(3): 75-82
- [5] 陈多福, 陈先沛 广西德保泥盆系硅岩的沉积特征和成因探讨[J]. 地球化学, 1992, (2): 190-197.
- [6] 陶文 广西硅质岩建造与成矿作用[J]. 广西地质, 2002, 15(2): 35-38
- [7] 吴诒, 周怀玲, 蒋廷操, 等 广西泥盆纪沉积相古地理及矿产[M]. 南宁: 广西人民出版社, 1987.
- [8] Edmond J M and Damm K V. 大洋底的温泉[J]. 科学, 1983, (8): 37-50
- [9] Bostrom K, Kraemer T and Gartner S Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific Pelagic sediments[J]. Chem. Geol, 1973, 11(2): 123-148
- [10] Adachi M, Yamamoto K and Sugisaki R. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific: Their geological significance as indication of ridge activity [J]. Sedimen. Geol, 1986, 47: 125-148
- [11] Yamamoto K. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes Sedimen[J]. Geol, 1987, 52: 65-108
- [12] Bostrom K and Peterson M N A. Origin of aluminum poor ferromanganoan sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise[J]. Mar. Geol, 1969, 7: 427-447.
- [13] Turekian K K and Wedepohl K H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust[J]. Geol Soc Amer. Bull, 1961, 72: 175-192
- [14] Sugisaki R, Yamamoto K and Adachi M. Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic[J]. Nature, 1982, 298: 644-647.
- [15] Yamamoto K. Geochemical study of Triassic bedded cherts from Kamiaso, Gifu Prefecture[J]. Geol Soc Jap., 1983, 89: 143-162
- [16] Herzig P M, Becker K P, Stoffers P, et al Hydrothermal silica chimney field in the Galapagos Spreading center at 81°W [J]. Earth Planet Sci Lett, 1988, 89: 261-272
- [17] 吕仁生, 隗合明 秦岭热水沉积铅锌矿床中硅质岩特征及成因[J]. 岩石矿物学杂志, 1992, 11(1): 14-20
- [18] 宋春晖, 武安斌, 周少平. 西成矿田海底热水喷溢沉积成因硅质岩及其与矿化关系[J]. 沉积学报, 1992, 10(4): 60-66
- [19] 刘家军, 郑明华. 热水沉积硅岩的地球化学[J]. 四川地质学报, 1993, 13(2): 110-118
- [20] 应汉龙, 蔡新平, 刘秉光. 云南墨江金矿床含金硅质岩的地球化学特征和成因[J]. 地球化学, 1999, 28(4): 307-316
- [21] Rona P A. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust [J]. Econ. Geol, 1978, 73(2): 135-160
- [22] Bostrom K. Genesis of ferromanganese deposits - diagnostic criteria for recent and old deposits in Rona P A, et al. Hydrothermal processes at seafloor spreading centers [M]. New York: Plenum Press, 1983, 473-489.
- [23] Spry P G. Geochemistry and origin of cotecquies (spessartine quartz rocks) associated with metamorphosed massive sulfide deposits. In: Spry P G, Bryndzia L T, et al. Regional metamorphism of ore deposits and genetic implications [M]. Holland: VSP. 1990

## Petrological and petrochemical characteristics of siliceous rocks in hydrothermal sedimentary deposit of Guangxi Province

LI Yi<sup>1,2</sup>, SU Xia-zheng<sup>2</sup>, CHEN Da-jing<sup>2</sup>, DA I Ta-gen<sup>1</sup>

(1. Central South University, Hunan, Changsha 410083, China;

2. Guilin Research Institute of Geology for Mineral Resources, Guilin, Guangxi 541004, China)

**Abstract:** The siliceous rocks of the studying region, which occurred mainly in bed, like-bed forms and lens, have their main compositive mineral being calcedony and quartz which present in fine to microscopic crystalline texture or microscopic cryptocrystalline texture as well as spherulitic texture and have owned massive, banding and lamellar structure. It has concluded that the siliceous rocks in hydrothermal sedimentary deposit of Guangxi Province mainly result from the hydrothermal depositing effect after a comprehensive study of the content characteristics of major element in siliceous rocks,  $Al/(Al+Fe+Mn)$  value, the relationship diagram of  $Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn)$ , the features of three component diagram of  $Al-Fe-Mn$  as well as trigangular diagram of  $Fe-Mn-(Cu+Ni+Co) \times 10$

**Key Words:** hydrothermal sedimentary deposit, siliceous rocks, petrology, petrochemistry, Guangxi