

文章编号: 0258-7106 (2003) 02-0149-09

藏北美多锑矿床容矿硅质岩的地质地球化学特征及成因*

闫升好¹ 余金杰¹ 赵以辛² 徐志忠³ 王安建⁴ 栗登逵³

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 长春科技大学, 吉林 长春 130026; 3 西藏地矿局第六地质队, 西藏 拉萨 851400; 4 中国地质科学院, 北京 100037)

摘 要 文章通过野外地质调查和系统的岩石学、岩石化学、稀土及微量元素地球化学研究, 探讨了藏北美多锑矿床容矿硅质岩的成因和大地构造环境。研究结果表明, 美多锑矿容矿硅质岩以致密块状硅质岩为主; 主元素化学组成表明, 其形成时有大量陆源火山碎屑物质的介入; 稀土元素组成及配分模式与热水硅质岩不同, 显示其形成于大陆边缘环境; 硅质岩和凝灰岩均呈 Ba、Sr、P、Ti 明显亏损和 Nb 弱亏损的特点, 类似于成熟大陆弧花岗岩。

关键词 地球化学 硅质岩 锑矿 热水沉积 美多 藏北

中图分类号: P618.66; P611

文献标识码: A

藏北锑矿带位于小唐古拉山南麓, 西起双湖东至土门格拉, 东西延伸约 200 km, 南北宽约 40 km, 规模宏大。其发现是近几年藏北羌塘盆地固体矿产勘查工作的一个重大突破。由于该矿带中的绝大多数矿床产于硅质岩中, 而硅质岩具有较强抵抗后期改造的能力, 可以较好地保存其形成时的物质来源、构造环境及成岩成矿过程等方面的成因信息。因此, 笔者从研究硅质岩入手, 来探讨与硅质岩有关矿床的成因。目前, 国内外学者已提出了许多判别硅质岩成因和构造环境的地球化学方法和图解 (Bostrom et al., 1969; Martin et al., 1976; Sugisagi, 1982; 1984; Fleet, 1983; Yamamoto, 1983; 1987; Adachi et al., 1986; 韩发等, 1989; Murray et al., 1990; 1991; 杨建民等, 1999)。本文以藏北锑矿带中规模最大的美多矿床为例, 试图通过对容矿硅质岩系统的地球化学研究, 揭示其矿床成因和成岩成矿的构造环境。

1 矿床地质特征

美多锑矿带在大地构造上位于班公湖-怒江缝合带北侧的南羌塘凹陷, 区域性 NW 向吐错-查乌拉大断裂 (小唐古拉山南缘断裂, 图 1 中的 F₁) 沿矿

带中部穿过 (西藏自治区区域地质志, 1993)。矿带出露地层有上三叠统土门格拉群 (碳酸盐岩 + 含煤碎屑岩)、中上侏罗统雁石坪群碳酸盐岩 + 碎屑岩、白垩系、第三系紫红色粗碎屑岩和第四系 (图 1)。NW-SE 向宽缓的复式褶皱 (如美多背斜和纳扎江木东向斜) 及走向和横向断裂构成区域主干构造格架。断裂构造主要有 NW-NW、NE 和近 SN 向 3 组, 其中前两组是本区主要的控岩、控矿构造, SN 向断裂多为喜马拉雅期张性正断层。岩浆活动主要表现为沿小唐古拉断裂断续分布的酸性火山岩和次火山岩小岩株 (枝), 地表未见侵入岩体出露, 仅在美多矿区钻孔中见到花岗细晶岩和花岗斑岩呈小岩株或岩脉侵入到上二叠统土门格拉群灰岩地层中。根据野外观察和镜下鉴定, 火山岩主要为含角砾凝灰岩、火山角砾岩、流纹英安岩等。

目前已在藏北锑矿带发现锑矿床 (点) 20 余处, 除个别矿体产于长石石英砂岩或灰岩中外, 绝大多数矿体直接容矿于硅质岩内。锑矿化主要有 3 种形式: ①浸染状硅质岩矿石: 针状、放射状辉锑矿呈浸染状分布于硅质岩中, 辉锑矿粒径多为 0.2 ~ 0.7 mm; ②块状矿石: 辉锑矿-石英 (方解石) 呈脉状、囊

* 本文受国家重点基础研究规划 973 项目 (2001 CB409807) 和国土资源部定向基金资助

第一作者简介 闫升好, 男, 1966 年生, 副研究员, 主要从事矿床及区域成矿研究。

收稿日期 2002-11-26; 改回日期 2003-03-06。李 岩编辑。

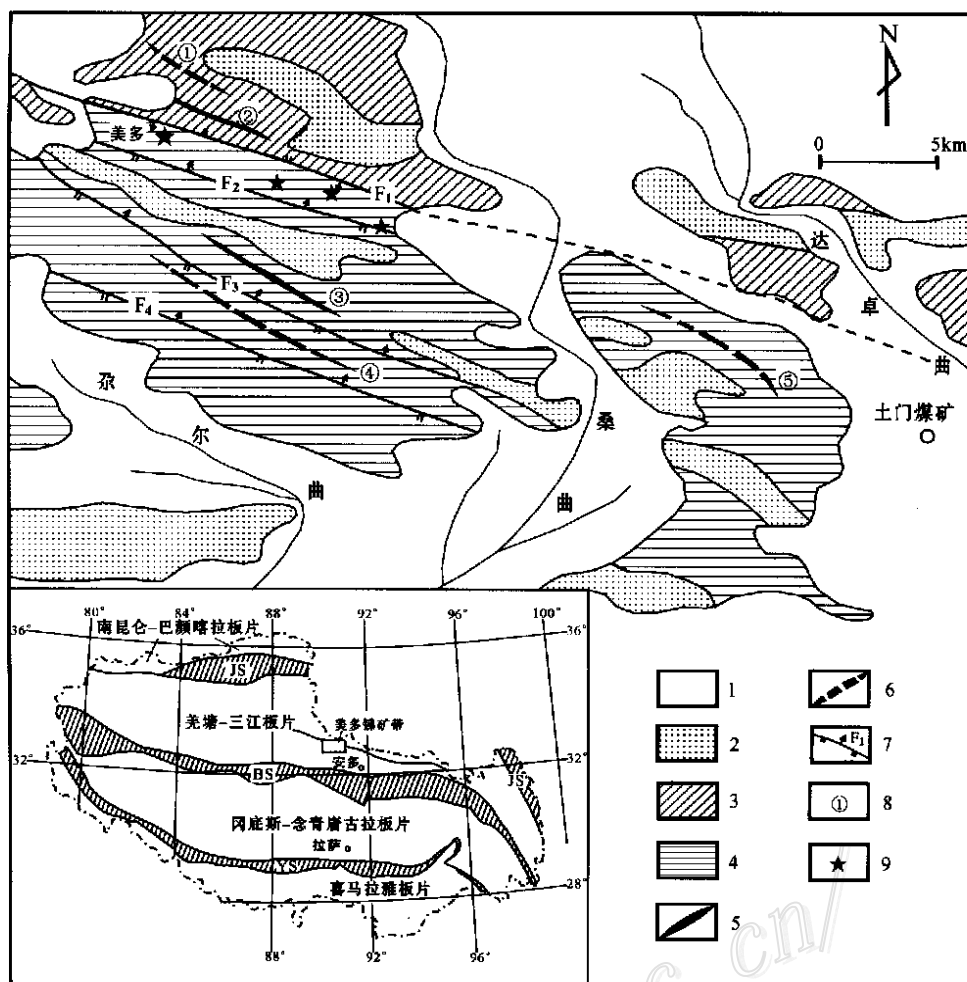


图1 藏北锑矿带区域地质图(据1:20万唐古拉山幅区调资料,1998修编)

1—第四系砂、土;2—白垩系-第三系紫红色砂砾岩;3—中侏罗统雁石坪群砂岩夹灰岩;4—上三叠统土门格拉灰岩、砂岩夹煤层;
5—背斜;6—向斜;7—断层及编号;8—褶皱编号:①碾日玛查,②碾日玛查南,③美多,④纳扎江木东,⑤土门格拉;9—锑矿床(点);
JS—金沙江缝合带;BS—班公错-怒江缝合带;YS—雅鲁藏布江缝合带

Fig.1 Regional geological map of the antimony ore belt in northern Tibet (Modified after the Regional Geology of Tanggula Range, 1998)

1—Quaternary sands and soil; 2—Cretaceous-Tertiary marl sandy conglomerate; 3—Mid-Jurassic Yanshiping Formation: sandstone intercalated with limestone; 4—Upper Triassic Tumengela Formation: limestone and sandstone intercalated with coalbed; 5—Anticline; 6—Syncline; 7—Faults and their serial number; 8—Serial number of folds: ① Zhanrimacha, ② Southern Zhanrimacha, ③ Meiduo, ④ Western Najiangzhamu, ⑤ Tumengela; 9—Sb ore deposits (spots); JS—Jinshajiang suture; BS—Bangongcou-Nujiang suture; YS—Yarlung Suture

状产于硅质岩带 NE 向断裂破碎带内,辉锑矿呈长柱状,晶体粗大,纵截面一般 $1 \times 5 \text{ cm}$,最长可达 40 cm 以上,辉锑矿含量(体积分数)50%~85%;③角砾状矿石:辉锑矿呈细粒针柱状或放射状-毛发状集合体不均匀分布于硅质岩角砾缝隙间。

2 硅质岩产状及岩石学特征

从区域上看,硅质岩呈不规则条带状产于上三

叠统土门格拉群灰岩和长石石英砂岩之间的层间破碎带中,受 NWW 向小唐古拉南缘断裂构造控制明显。硅质岩在锑矿带内各矿床中均有产出,其中以尕尔西姜、美多、尕尔巴阔尔等最为发育,硅质岩特征典型,产状比较清楚。

美多锑矿床发育两条近于平行展布的不规则条带状硅质岩带(图2),南部硅质岩带长 1 km 左右,宽 10~300 m 不等,北部硅质岩带延长大于 2 km,宽度 50~150 m。硅质岩带沿走向具明显的膨大、狭缩特

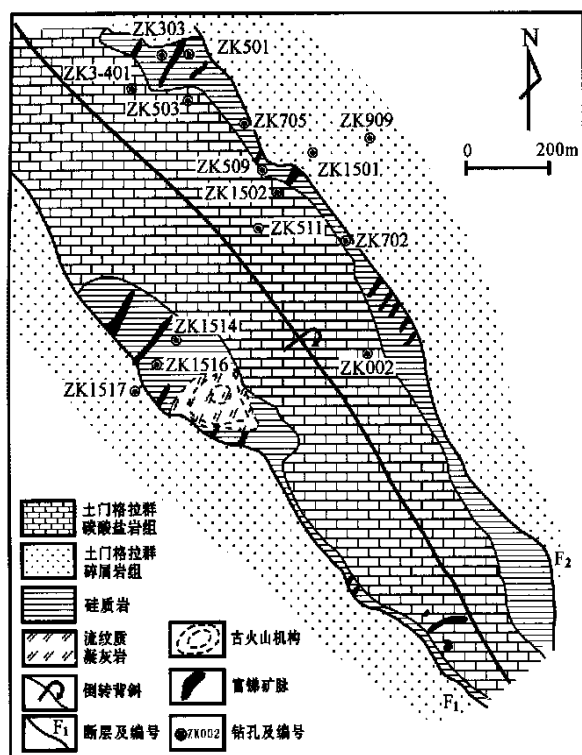


图2 美多锑矿床地质图

根据西藏地质局第六地质队资料(1998)简化

Fig. 2 Geological map of the Meiduo antimony deposit in Tibet (After No.6 Geological Party of Xizang)

点,其上、下盘围岩分别为土门格拉群长石石英砂岩和灰岩。

根据结构构造和空间产状,可将美多锑矿床硅质岩划分为块状硅质岩、角砾状硅质岩、多孔状硅质岩和层纹状硅质岩等4种类型。其中,块状硅质岩占绝大多数,其分布广泛,岩石呈深灰色-黑色,致密块状构造,矿物组成以微晶石英为主,含少量绢云母和碳质、泥质等,微晶石英颗粒均匀,粒径一般为 $10 \sim 30 \mu\text{m}$ 。角砾状硅质岩多产于NE向张性容矿断裂与NW向断裂交汇部位或古火山机构附近,角砾粒径一般 $1 \text{ mm} \sim 1 \text{ cm}$,大者 $5 \sim 8 \text{ cm}$,角砾成分复杂,包括硅质岩、流纹质角砾凝灰岩、石英砂岩和灰岩等,主要有两种产出形式:一种角砾成分复杂,有流纹质角砾凝灰岩、石英砂岩和灰岩等,胶结物主要为黑色硅质成分;另一种角砾岩角砾成分单一,主要为黑色硅质岩,胶结物为流纹质凝灰岩。多孔状硅质岩发育大量孔洞,而且孔洞中常充填有成矿期或成矿后的梳状石英、方解石和辉锑矿。层纹状硅质岩分布局限,仅见于南部硅质岩带的古火山机构附近,呈厚几厘米到十几厘米的薄层产于流纹质火山角砾岩中,

走向延伸只有几米。

3 岩石地球化学特征

已有资料显示,自然界中的硅质岩主要有生物或生物化学沉积成因、化学沉积成因和交代成因3大类(杨建民等,1999)。生物及生物化学作用形成的硅质岩如硅藻土、放射虫岩、蛋白土等,其成岩温度低,硅质主要来源于地表。化学沉积硅质岩比较复杂,可由火山喷发作用和热水沉积作用形成,如碧玉岩、燧石等,其成岩温度较高,成岩物质主要来自深部。交代成因硅质岩实际上就是通常所说的硅化岩,是富硅质热液交代围岩(一般是碳酸盐岩)形成的。由于不同成因的硅质岩在成岩物质来源、成岩环境及成岩物理化学条件等方面的显著差异,其岩石地球化学特征必然有所不同,从而为我们探讨硅质岩成因提供了一条有效的途径。

3.1 样品采集及测试方法

本研究样品采自美多锑矿床,8件硅质岩样品采自矿体的露天采坑,硅化岩样品采自硅化的碳酸盐岩地层,流纹质凝灰岩样品采自南矿带可能是古火山机构的次火山岩体。由湖北省地质实验研究所测试,主元素采用日本产理学3080X荧光分析仪,测试误差小于1%,微量和稀土元素采用法国产JY38S-ICP-AES分析仪,误差分别小于3%和5%。

3.2 主元素含量

本次研究分析了3个块状硅质岩、2个多孔状硅质岩、3个层纹状硅质岩、1个热液交代硅化岩和1个流纹质凝灰岩的岩石化学成分(表1),为便于对比,将已知生物成因、热水沉积成因和与火山作用有关的硅质岩的化学组成一并列入表中。从表1分析结果可以看出,美多锑矿床容矿硅质岩的主元素中除 SiO_2 含量占绝对优势外, Al_2O_3 、 K_2O 、 Na_2O 及 TiO_2 含量也相对较高,这与火山成因硅质岩的特点相似,而明显不同于以贫 Al_2O_3 、 K_2O 和 TiO_2 为典型特征的热液成因硅质岩,说明有陆源碎屑物质(火山碎屑、沉积碎屑、生物碎屑)的介入(Sugisagi,1984; Pollock,1987; Yamamoto,1987; 周永章等,1994)。美多锑矿床黑色致密块状硅质岩 Al_2O_3 、 K_2O 和 TiO_2 含量最高, $w(\text{B})$ 分别为 $4.38\% \sim 6.16\%$ 、 $1.16\% \sim 1.60\%$ 和 $0.25\% \sim 0.28\%$,大于半远洋环境生物成因Kamiaso(Yamamoto,1987)和Mino(Sugisagi,1982)燧石值而接近火山成因硅质岩,说

表 1 美多锑矿床容矿岩石(样号 1~10)及部分对比岩石的化学成分

Table 1 Chemical composition of volcanics and siliceous as well as silicified rocks in the Meiduo antimony deposit

成分	美多矿床岩石										对比岩石					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	$w_B/\%$															
SiO ₂	91.53	89.01	88.61	91.97	96.76	93.48	92.42	94.40	96.59	77.90	95.30	95.19	92.63	92.80	未测	71.10
TiO ₂	0.25	0.25	0.28	0.06	0.03	0.08	0.15	0.07	0.01	0.59	0.10	0.10	0.09	0.10	0.36	0.45
Al ₂ O ₃	4.38	5.96	6.16	1.24	0.97	2.25	3.36	2.17	0.47	13.88	1.99	1.97	1.41	1.44	5.63	12.10
Fe ₂ O ₃	0.02	0.49	0.37	0.26	0.01	0.26	0.08	0.32	0.73	0.23	0.41	0.63	2.67	2.68		0.50
FeO	0.34	0.38	0.42	0.70	0.58	0.50	0.70	0.62	1.08	0.18	0.51	0.50	0.26	0.16		4.90
MnO	0.02	0.02	0.03	0.06	0.06	0.06	0.08	0.05	0.06	0.01	0.04	0.03	0.80	0.46	0.23	0.13
MgO	0.48	0.31	0.30	0.15	0.12	0.27	0.43	0.15	0.12	0.60	0.54	0.53	0.33	0.61	1.28	1.84
CaO	0.07	0.19	0.15	2.59	0.08	0.86	0.07	0.08	0.15	0.07	0.38	0.38	0.11	0.37	0.62	0.25
Na ₂ O	0.16	0.18	0.16	0.11	0.07	0.11	0.16	0.12	0.07	0.27	0.12	0.09	0.11	0.55	1.01	2.97
K ₂ O	1.16	1.53	1.60	0.24	0.20	0.52	0.84	0.46	0.04	3.71	0.51	0.51	0.16	0.51	1.09	1.69
P ₂ O ₅	0.02	0.06	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.06	0.06	0.03	0.17	未测	0.07
CO ₂	0.09	0.06	0.06	1.78	0.06	0.09	0.09	0.06	0.06	0.09						
H ₂ O ⁺	1.36	1.43	1.63	0.70	0.93	1.38	1.47	1.36	0.52	2.26						
总量	99.88	99.87	99.83	99.89	99.90	99.89	99.88	99.89	99.91	99.81						
Al/(Al+Fe+Mn) ^①	0.95	0.90	0.92	0.63	0.69	0.79	0.84	0.76	0.29							
	$w_B/10^{-6}$															
La	10.09	13.61	13.48	2.81	0.8	3.57	7.43	13.45	3.8	28.70						
Ce	12.38	2.09	16	4.33	0.91	8.83	14.37	21.62	5.01	57.71						
Pr	26.29	3.17	3.02	0.71	0.23	0.89	1.67	2.81	0.35	6.75						
Nd	7.5	11.9	11.68	2.45	0.93	3.34	6.41	10.5	0.61	21.37						
Sm	0.98	2.08	2.08	0.62	0.28	0.74	1.2	2.35	0.19	3.44						
Eu	0.09	0.38	0.4	0.11	0.05	0.14	0.25	0.47	0.03	0.42						
Gd	0.38	1.49	1.62	0.66	0.26	0.69	1.03	2.79	0.17	3.59						
Th	0.07	0.24	0.27	0.11	0.04	0.12	0.17	0.42	0.03	0.71						
Dy	0.47	1.29	1.39	0.59	0.15	0.61	0.89	2.29	0.17	4.77						
Ho	0.13	0.28	0.29	0.12	0.03	0.12	0.18	0.46	0.04	1.0						
Er	0.47	0.82	0.86	0.33	0.08	0.36	0.52	1.25	0.13	3.2						
Tm	0.09	0.15	0.15	0.05	0.01	0.06	0.09	0.19	0.02	0.44						
Yb	0.61	0.84	0.91	0.28	0.06	0.38	0.56	1.13	0.17	2.96						
Lu	0.1	0.14	0.12	0.05	0.01	0.05	0.07	0.21	0.03	0.48						
Y	3.2	7.22	7.57	3.15	0.79	3.62	4.55	13.09	1.03	30.34						
LREE	33.13	57.43	46.66	11.03	3.20	17.51	31.33	51.20	9.99	118.39						
HREE	2.32	5.25	5.61	2.19	0.64	2.39	3.51	8.74	0.76	17.15						
ΣREE	35.45	62.68	52.27	13.32	3.84	19.90	34.84	59.94	10.75	135.54						
LREE/HREE ^①	14.28	10.94	8.32	5.04	5.00	7.33	8.92	5.86	13.14	6.90						
δEu	0.45	0.66	0.66	0.52	0.56	0.59	0.68	0.56	0.51	0.36						
δCe	0.64	0.96	0.60	0.73	0.51	1.19	0.98	0.84	1.04	0.99						
Ce/Ce* ^①	0.66	0.98	0.62	0.75	0.51	1.21	1.00	0.86	1.05							
La _N /Yb _N ^①	1.42	1.39	1.28	0.87	1.18	0.81	1.14	1.03	1.94							
Rb	56.2	77.3	75.6	11.4	13.8	31.5	46.3	24.9	3.2	148.6						
Sr	9.4	17.7	26.7	12.4	11.1	19.5	14.4	14.2	9	38						
Ba	194	246	884	98	302	201	137	79	243	445						
Th	22.8	25.6	23.7	21.9	22.3	24.4	23.2	24.3	33.3	37.3						
Zr	59.6	64.7	62.1	31.2	25.1	32.9	43.8	57.3	29.8	249.6						
Hf	1.7	1.9	1.6	0.6	2.0	0.7	0.8	2.2	0.7	8.0						
Nb	5.3	6.8	6.0	1.0	0.3	3.0	5.0	3.7	4.4	22.3						
Ta	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.5	0.6	0.3	0.2	1.7						

样品 1~3 为块状硅质岩;4~5 为多孔状硅质岩;6~8 为层纹状硅质岩;9 为热液硅化岩;10 为凝灰岩;11—Kamiaso 放射虫燧石(Yamamoto, 1987);12—Mino 生物成因燧石(Sugisaki R, 1982);13—Franciscan 热水沉积燧石(Yamamoto, 1987);14—DSDP Leg32 热水沉积燧石(Adachi M et al., 1986);15—火山成因硅质岩(Pollock, 1987);16—加拿大 Cobett VHMS 矿床硅质岩(转引自韩发等, 1989)。Al/(Al+Fe+Mn)比值根据 Bostrom 等(1969);采用 Boynton(1984)球粒陨石标准计算 δEu 和 δCe;Ce/Ce* = Ce_N/(La_N×Pr_N)⁻²;采用 Murray(1990)北美页岩标准值计算 La_N、Ce_N、Pr_N、Yb_N。①单位为 1。

明有火山物质大量介入。黑色层纹状硅质岩 $w(K_2O)$ (0.46% ~ 0.84%) 和 $w(TiO_2)$ (0.07% ~ 0.15%) 稍低,与 Kamiaso 燧石值相当,但 $w(Al_2O_3)$ (2.17% ~ 3.36%) 较高,反映火山物质的介入相对较弱,推测可能形成于火山活动末期。孔洞状硅质岩 Al_2O_3 , K_2O 和 TiO_2 含量偏低,接近热水成因燧石 (Yamamoto, 1987; Adachi et al., 1986),可能与成矿期热液蚀变作用有关,因为孔洞中充填有成矿期(后)石英、方解石和辉锑矿。与硅质岩相比,热液交代灰岩形成的硅化岩中 SiO_2 , Fe_2O_3 和 FeO 含量较高, Al_2O_3 , K_2O , Na_2O 和 TiO_2 含量最低。

从 8 件硅质岩样品(表 1 中的 1 ~ 8 号样品)的主元素和微量元素含量相关分析结果(表 2 和图 3)可以看出,硅质岩主元素成分中 SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 之间关系密切,氧化物含量具较好的相关性,其中, SiO_2 与 Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 之间呈负相关,相关系数为 -0.86 ~ -0.88, Al_2O_3 与 K_2O , Na_2O , TiO_2 之间呈正相关,相关系数 0.89 ~ 1.0,其他元素氧化物含量之间相关性较差。前人研究(韩发等, 1989)表明,生物成因硅质岩和与火山作用有关的硅质岩两者在 TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , MgO 含量上存在显著差别,生物成因硅质岩中含量普遍较低,而在与火山作用有关的硅质岩中则普遍较高。此外,两者在 TiO_2 - Al_2O_3 和 $(K_2O + Na_2O)$ - Al_2O_3 图上明显

分为两个区,而且生物成因硅质岩区投影点零散分布, TiO_2 和 Al_2O_3 , $K_2O + Na_2O$ 和 Al_2O_3 之间无相关关系,而火山成因硅质岩区 TiO_2 和 Al_2O_3 , $K_2O + Na_2O$ 和 Al_2O_3 之间表现出较好的正相关关系。本文所研究的美多锑矿床含矿硅质岩具有较高的 Al_2O_3 , K_2O , Na_2O 含量,而且 TiO_2 和 Al_2O_3 , $K_2O + Na_2O$ 和 Al_2O_3 之间相关系数分别高达 0.97 和 1.00,表明其形成与火山作用有关。

3.3 $Al/(Al + Fe + Mn)$ (质量分数) 比值

热水沉积作用及热水沉积矿床是近几年矿床学研究的热点之一,其中热水沉积硅质岩是分布最广、研究程度相对较高的热水沉积物,它广泛见于现代的大洋洋底、弧后盆地和裂隙海槽等拉张构造环境及古代的 VHMS 和 SEDEX 矿床中。大量研究成果表明,热水沉积硅质岩具有一整套特殊的岩石学、地球化学特征,如准同生期的交代充填作用、条带-纹层构造和鲕粒结构、礁硅岩套、特征的岩石化学和元素比值以及微量稀土元素组成等。Sugisagi(1982)、Yamamoto(1983)、Bostrom(1969)等提出的 Fe/Ti (质量分数比值,下同), $(Fe + Mn)/Ti$, $Al/(Al + Fe + Mn)$ 比值,是目前使用最为广泛的判别热水沉积硅质岩的地球化学标志。例如,东太平洋热水沉积燧石 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 比值为 0.01 (Bostrom et al., 1969),而世界页岩平均值为 0.62, Mino 地体中生物

表 2 美多锑矿硅质岩主元素、微量元素和稀土元素相关系数矩阵

Table 2 Correlation matrix of major, trace and rare earth elements in siliceous rocks of the Meiduo antimony deposit

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	TiO_2	P_2O_5	REE	Ce/Ce*	La_N/Yb_N	Rb	Sr	Ba	Th	Zr	Hf	Nb	Ta	Y
SiO_2	1																					
Al_2O_3	-0.88	1																				
Fe_2O_3	-0.12	-0.15	1																			
MgO	-0.51	0.62	-0.53	1																		
CaO	-0.03	-0.45	0.45	-0.39	1																	
Na_2O	-0.86	0.89	-0.04	0.77	-0.31	1																
K_2O	-0.87	1.00	-0.19	0.64	-0.45	0.89	1															
MnO	-0.61	-0.72	0.35	-0.29	0.27	-0.53	-0.72	1														
TiO_2	-0.87	0.97	-0.31	0.72	-0.40	0.89	0.98	-0.75	1													
P_2O_5	-0.71	0.73	0.35	-0.02	0.17	0.49	0.70	-0.47	0.58	1												
REE	-0.61	0.74	0.25	0.29	-0.47	0.75	0.71	-0.56	0.64	0.58	1											
Ce/Ce*	-0.10	0.03	0.39	0.21	0.08	0.24	0.01	0.27	-0.08	0.01	0.20	1										
La_N/Yb_N	-0.45	0.72	-0.55	0.54	-0.65	0.61	0.74	-0.70	0.77	0.37	0.47	-0.43	1									
Rb	-0.85	0.99	-0.19	0.66	-0.49	0.89	0.99	-0.68	0.96	0.70	0.71	0.08	0.73	1								
Sr	-0.58	0.58	0.34	0.03	-0.12	0.34	0.56	-0.20	0.44	0.78	0.43	0.22	-0.01	0.56	1							
Ba	-0.50	0.59	-0.11	0.08	-0.27	0.24	0.60	-0.39	0.56	0.68	0.22	-0.40	0.37	0.56	0.77	1						
Th	-0.40	0.56	0.27	0.15	-0.42	0.50	0.53	-0.39	0.38	0.58	0.75	0.61	0.18	0.58	0.51	0.08	1					
Zr	-0.71	0.85	-0.06	0.49	-0.49	0.84	0.84	-0.75	0.83	0.51	0.93	0.00	0.68	0.83	0.34	0.33	0.59	1				
Hf	0.09	0.25	-0.24	-0.17	-0.66	0.04	0.25	-0.55	0.21	0.24	0.48	-0.47	0.61	0.23	-0.08	0.19	0.30	0.50	1			
Nb	-0.80	0.93	-0.09	0.72	-0.52	0.95	0.93	-0.59	0.90	0.55	0.84	0.26	0.64	0.94	0.46	0.34	0.66	0.90	0.22	1		
Ta	0.11	-0.07	0.21	0.35	-0.15	0.16	-0.08	0.60	-0.14	-0.16	0.02	0.81	-0.35	0.01	0.11	-0.33	0.31	-0.16	-0.51	0.18	1	
Y	-0.25	0.32	0.51	-0.12	-0.28	0.35	0.28	-0.25	0.19	0.35	0.85	0.20	0.05	0.27	0.36	0.07	0.60	0.67	0.45	0.46	0.02	1

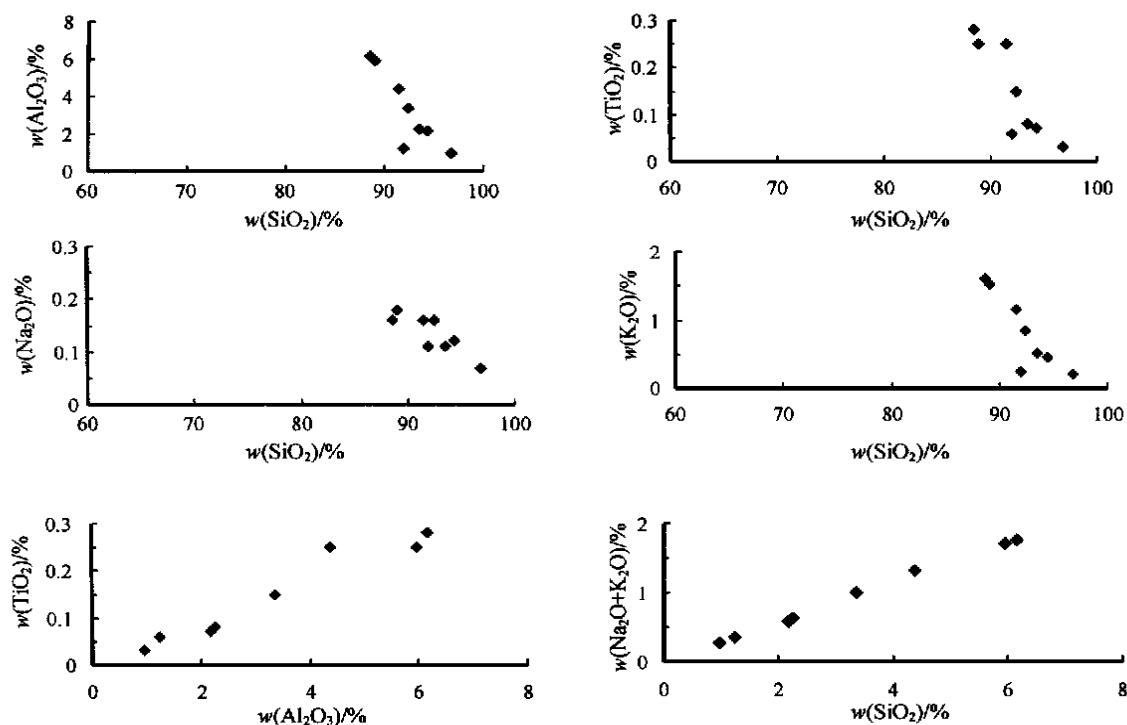


图3 美多锑矿床容矿硅质岩主元素含量协变图

Fig. 3 Covariant diagram for major element content of the siliceous rocks in the Meiduo antimony deposit

成因燧石 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 值为 0.60 (Yamamoto, 1987)。热水作用对沉积物影响愈强, 沉积物中 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 比值愈低 (Adachi et al., 1986; Yamamoto, 1987)。值得注意的是, 上述判别标准是建立在现代大洋硅镁地壳之上的热水沉积物研究基础上的, 大陆硅铝地壳之上的裂隙海槽中的热水沉积物往往表现出不同的地球化学特征 (翟裕生, 1997; 王江海, 1998)。

美多锑矿热液交代硅化岩 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 值为 0.29。黑色致密块状硅质岩 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 高达 0.90 ~ 0.95, 反映出陆源或火山物质的强烈介入。层纹状硅质岩 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 介于 0.76 ~ 0.84, 孔洞状硅质岩 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 值为 0.63 ~ 0.69, 均高于世界页岩平均值, 同样反映了陆源或火山物质的参与。 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 比值变化可能与成矿期或成矿后热液活动有关, 热液交代作用可导致硅质岩中 Al 被迁移, 使得 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 值有所下降。在区分热水和非热水成因沉积物的 Al-Fe-Mn 三角图解上 (图 4), 只有 1 件热液交代硅化岩样品 (表 1 中 9 号样) 落在热水沉积区内, 说明本区硅质岩的非热水沉积成因。

3.4 稀土元素地球化学特征

美多矿区 8 件硅质岩、1 件硅化岩、1 件流纹质凝灰岩样品的稀土元素组成见表 1。从中可以看出: 流纹质凝灰岩、硅质岩及硅化岩的稀土总量 (质量分数, 简称为 ΣREE) 差别明显, 流纹质凝灰岩 ΣREE 最高, 为 135.54×10^{-6} , 硅化岩稀土总量最低, 为 10.75×10^{-6} 。硅质岩稀土总量较低、变化较大, ΣREE 变化于 $3.84 \times 10^{-6} \sim 62.68 \times 10^{-6}$ 之间, 块状硅质岩 ΣREE 较高 ($35.45 \times 10^{-6} \sim 62.68 \times 10^{-6}$), 多孔状硅质岩 ($3.84 \times 10^{-6} \sim 13.22 \times 10^{-6}$) 较低, 层纹状硅质岩 ($29.90 \times 10^{-6} \sim 59.94 \times 10^{-6}$) 介于两者之间。

图 5 显示, 各类岩石稀土元素配分模式基本相同, 均表现为轻稀土略微富集、重稀土一侧曲线平坦, 具明显负铈异常 ($\delta Eu = 0.36 \sim 0.68$) 的特点。除两件多孔状硅质岩外, 负铈异常 ($\delta Ce = 0.51 \sim 1.19$) 基本不明显。

Fleet (1983) 曾系统研究过热水沉积物和非热水沉积物之间稀土元素特征上的差异, 认为前者稀土总量低, Ce 为负异常, HREE 有富集趋势; 后者稀土总量高, Ce 为正异常, HREE 不富集。本区硅质岩负

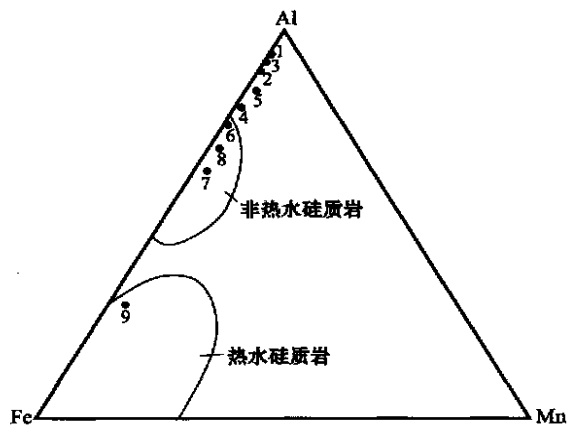


图 4 美多锑矿床容矿硅质岩 Al-Fe-Mn 三角图

图中样品号同表 1, 底图据 Adachi et al. (1986)

Fig. 4 Al-Fe-Mn triangular diagram of siliceous rocks in the Meiduo deposit (after Adachi et al., 1986)

Sample numbers as for Table 1

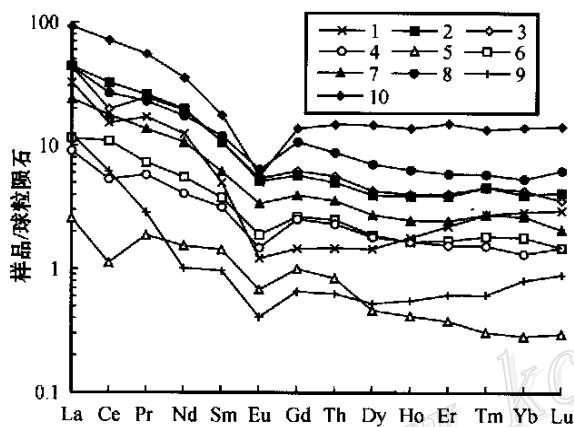


图 5 美多锑矿岩石稀土元素配分模式

样号同表 1

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of siliceous rocks in the Meiduo antimony deposit

Sample numbers as for Table 1

铈异常不明显,重稀土曲线平坦,与热水硅质岩稀土配分模式不同。

Martin 等(1976)和 Murray 等(1991)研究结果表明,深海燧石具有负 Ce 异常,而形成于大陆架上的燧石没有明显的负 Ce 异常,认为海水中 Ce 的迁移和分馏主要发生在开阔的大洋和洋中脊附近,特别是洋脊附近 Ce 迁移最为强烈,而靠近大陆的大陆架或海湾口 Ce 基本未发生迁移。例如,加利福尼亚 Franciscan 杂岩中大陆边缘硅质岩的 Ce/Ce^* 为 0.67 ~ 1.35, 平均值为 1.09; 深海平原硅质岩的 Ce/Ce^*

为 0.59 ~ 0.76, 平均值为 0.60; 洋脊及两翼硅质岩的 Ce/Ce^* 为 0.22 ~ 0.38, 平均值为 0.30。因此,硅质岩 Ce/Ce^* 值可用来判断其形成时的构造环境。美多硅质岩 Ce/Ce^* 值介于 0.51 ~ 1.19 之间, 平均值为 0.81, 反映其可能形成于大陆边缘环境。

相关分析结果显示(表 2), ΣREE , La_N/Yb_N 与 Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 相关系数较高, 表明铝硅酸盐矿物(显微镜下观察主要为绢云母和凝灰岩岩屑)含量是影响硅质岩稀土元素总量变化的主要因素。 La_N/Yb_N 值变化于 0.81 ~ 1.42, 平均值 1.14, 也接近大陆边缘硅质岩的 La_N/Yb_N 值。

3.5 微量元素地球化学特征

美多锑矿区流纹质凝灰岩、硅质岩和硅化岩的大离子亲石元素和高场强元素分析结果见表 1。从微量元素与主元素之间的相关关系(表 2)可以看出,微量元素 Rb, Zr, Nb 与 SiO_2 呈负相关, 与 Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 呈正相关, Rb, Zr, Nb 之间相关系数较高(0.83 ~ 0.94), 其他微量元素之间相关性较差。从原始地幔标准化的微量元素比值蛛网图(图 6)可以看出,凝灰岩、块状硅质岩和层纹状硅质岩均具明显的 Ba, Sr, P, Ti 亏损, Nb 基本没有亏损, 这与造山花岗岩(成熟大陆弧花岗岩)微量元素蛛网图的特征相似, 而不同于火山弧的流纹岩(李昌年,

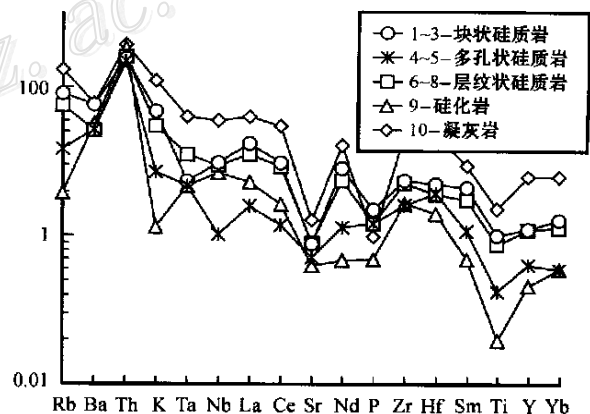


图 6 美多锑矿火山岩和硅质岩微量元素蛛网图

1—凝灰岩; 2—硅化岩; 3—纹层状硅质岩; 4—块状硅质岩; 5—多孔状硅质岩。图中投影点为表 1 中各类岩石的平均值。

Fig. 6 Thompson spidergram of the volcanics and siliceous rocks from the Meiduo antimony deposit

1—Tuffs; 2—Silicified rocks; 3—Laminated siliceous rocks; 4—Massive siliceous rocks; 5—Cellular siliceous rocks.

Curves are plotted according to the average value of each type of rock in Table 1

1992),说明美多锑矿凝灰岩是在成熟大陆边缘造山环境下形成的,硅质岩与火山岩具有相同的构造背景和密切的成因关系。硅化岩表现为 K, Ti 亏损,其微量元素比值蛛网图明显不同于凝灰岩和硅质岩,说明两者成因上的差别,这与硅化岩系热液交代灰岩而成的地质事实符合。多孔状硅质岩除具 Sr, Ti 亏损外,还具 Nb 亏损,这可能与成岩期后热液叠加改造作用有关,因为其孔洞中常充填有成矿期或成矿后的梳状石英、方解石和辉锑矿等。

4 结 论

(1) 藏北美多锑矿带容矿硅质岩呈不规则条带状产于上三叠统土门格拉群灰岩和长石石英砂岩之间的层间破碎带中,受小唐古拉南缘断裂控制明显。根据结构构造和空间产状等可划分出块状硅质岩、角砾状硅质岩、多孔状硅质岩和层纹状硅质岩等 4 种类型,以致密块状硅质岩为主。

(2) 硅质岩主成分中除 SiO_2 外, Al_2O_3 , K_2O , Na_2O 和 TiO_2 含量也较高,并且 Al_2O_3 与 K_2O , Na_2O , TiO_2 之间具较好的正相关关系,相关系数 $0.89 \sim 1.0$,表明硅质岩的形成与火山作用有关。硅质岩 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 均高于世界页岩平均值,反映有陆源火山物质参与。在 Al-Fe-Mn 三角图解上,8 件硅质岩样品均投影在富 Al 的非热水沉积区。

(3) 硅质岩稀土总量变化于 $3.84 \times 10^{-6} \sim 62.68 \times 10^{-6}$ 。配分模式均表现为轻稀土略微富集、重稀土曲线平坦、负铈异常明显、负铈异常不明显的特点,与热水硅质岩配分模式不同。硅质岩 Ce/Ce^* 值介于 $0.51 \sim 1.19$ (平均 0.81), La_N/Yb_N 值变化于 $0.81 \sim 1.42$ (平均 1.14),与大陆边缘硅质岩的特征类似。

(4) 在微量元素蛛网图上,硅质岩与流纹质凝灰岩均表现出明显的 Ba, Sr, P, Ti 亏损和 Nb 基本没有亏损的特点,与成熟大陆岩浆弧环境中的造山花岗岩特征相似,说明两者形成于相同的构造背景中。

(5) 前述硅质岩产状、结构构造以及岩石地球化学特征等表明,藏北美多锑矿带容矿硅质岩的成因与成熟大陆边缘造山过程中的火山作用有关,而不是海底热水沉积硅质岩。

References

- Adachi M, Yamamoto K and Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chart and associated siliceous rocks from the northern Pacific: their geological significance as indication of ocean ridge activity[J]. *Sedimentary Geology*, 47: 125 ~ 148.
- Bostrom K and Peterson M N A. 1969. The origin of aluminum-poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise[J]. *Marine Geology*, 7: 427 ~ 447.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Tibet. 1993. Regional geology of Tibet [M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese with English abstract).
- Fleet A J. 1983. Hydrothermal and hydrogenous ferro-manganese deposit: Do they form on continent? The rare earth element evidence[A]. In: Rona P A, et al., ed. *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers* [C]. New York: Plenum Press. 535 ~ 556.
- Han F and Hutchinson R W. 1989. Evidence for exhalative origin for rocks and ores of the Dachang tin polymetallic field: the ore-bearing formation and hydrothermal exhalative sedimentary rocks [J]. *Mineral Deposits*, 8(2): 25 ~ 40 (in Chinese with English abstract).
- Li C N. 1992. Trace element petrology of igneous [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press (in Chinese).
- Martin J M and Mason B. 1976. Rare earth element supply to the ocean [J]. *Geophys. Res.*, 81: 3124 ~ 3199.
- Murray R W, Buchholtz T, Brink M R, et al. 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale [J]. *Geol.*, 18: 268 ~ 271.
- Murray R W, Buchholtz T, Brink M R, et al. 1991. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 1875 ~ 1895.
- Pollock S G. 1987. Chert formation in an Ordovician volcanic arc [J]. *J. Sedimentary Petrology* [J]. 57: 75 ~ 87.
- Sugisaki R. 1982. Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic [J]. *Nature*, 298: 644 ~ 647.
- Sugisaki R. 1984. Relation between chemical composition and sedimentation rate of Pacific ocean-floor sediments deposited since the middle Cretaceous: Basic evidence for chemical constraints on depositional environments of ancient sediments [J]. *J. Geol.*, 92: 235 ~ 259.
- Wang J H, Yan W, Chang X Y, et al. 1998. Continental hydrothermal sedimentation: a case study of the Yunnan area, China [M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese with English abstract).
- Yamamoto K. 1983. Geochemical study of Triassic bedded cherts from Kamiaso, Gifu Prefecture [J]. *J. Geol. Soc. Jpn.*, 89: 117 ~ 128.
- Yamamoto K, Sugisaki R and Arai F. 1986. Chemical aspects of alteration of acidic tuffs and their application to siliceous deposits [J]. *Chem. Geol.*, 55: 61 ~ 76.
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shintanto terranes [J]. *Sedimentary Geology*, 52: 65 ~ 108.
- Yang J M, Wang D H, Mao J W, et al. 1999. The petrochemical research method for silicalite and its application to the "Jingtieshan

- Type" iron deposits[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 18(2): 108 ~ 120(in Chinese with English abstract) .
- Zhou Y Z, Tu G Z, Edward H C, et al . 1994 . Hydrothermal origin of Top Sinian chert formation at Gushui, western Guangdong, China: petrologic and geochemical evidence[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 12(3): 1 ~ 11(in Chinese with English abstract) .
- Zhai Y S, Zhang H, Song H L, et al . 1997 . Macroscopic structure and superlarge ore deposits[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese with English abstract) .
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 王江海, 颜文, 常向阳, 等. 1998. 陆相热水沉积作用——以云南地区为例[M]. 北京: 地质出版社.
- 西藏自治区地质矿产局. 1993. 西藏自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.
- 杨建民, 王登红, 毛景文, 等. 1999. 硅质岩岩石化学研究方法及其在“镜铁山式铁矿床中的应用”[J]. *岩石矿物学杂志*, 18(2): 108 ~ 120.
- 翟裕生, 张湖, 宋鸿林, 等. 1997. 大型构造与超大型矿床[M]. 北京: 地质出版社.
- 周永章, 涂光炽, Edward H C, 等. 1994. 粤西古水剖面震旦系顶部层状硅岩的热水成因属性: 岩石学和地球化学证据[J]. *沉积学报*, 12(3): 1 ~ 11.
- 韩发, Hutchinson R W. 1989. 大厂锡多金属矿床热液喷气沉积的证据——含矿建造及热液沉积岩[J]. *矿床地质*, 8(2): 25 ~ 40.

附中文参考文献

Geological and Geochemical Characteristics of Ore-Hosted Siliceous Rocks in Meiduo Antimony Deposit, Tibet

Yan Shenghao¹, Yu Jinjie¹, Zhao Yixin², Xu Zhizhong³, Wang Anjian⁴ and Su Dengkui³

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130026, Jilin, China; 3 No.6 Geological Party of Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources, Lhasa 851400, Tibet, China; 4 Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

Based on detailed field geological survey and comprehensive petrological, petrochemical and geochemical studies, the authors have discussed in this paper the origin and tectonic environment of the ore-hosted siliceous rocks in the Meiduo antimony deposit, northern Tibet. Several conclusions might be drawn from the study: siliceous rocks can be divided into four types: massive, laminated, porous and brecciated; high contents of SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O and TiO_2 , together with high correlation coefficients between Al_2O_3 and K_2O , Na_2O , TiO_2 , show that there existed prominent entry of volcanic and / or terrigenous constituents during the formation of the siliceous rocks; the $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ ratios, which are higher than the average value of the shales in the world, fall into the non-hydrothermal sedimentation area in the Al-Fe-Mn triangular diagram; the rare earth element distribution patterns characterized by slight enrichment of LREE, flat HREE curves, δEu 0.36 ~ 0.68 and δCe 0.51 ~ 1.19 are different from those of hydrothermal siliceous rocks; the Ce/Ce^* (0.81 on average) and La_N/Yb_N (1.14 on average) values suggest that the siliceous rocks might have been formed in the continental margin environment; the Thompson spidergrams of the siliceous rocks and tuffs which show prominent depletion of Ba, Sr, P, Ti and slight depletion of Nb are similar to those of granites developed in the mature continental margin. These geological and geochemical features of siliceous rocks strongly suggest that, instead of being hydrothermal chert like those widely existent in the ocean floor, they were formed in a mature continental margin environment and genetically related to the volcanism during the orogenic activity.

Key Words: geochemistry, siliceous rock, antimony deposit, hydrothermal sedimentation, Meiduo, Tibet