

文章编号:0258-7106(2005)05-0490-11

南秦岭志留系铅锌矿床中硅质岩岩石学及地球化学*

刘淑文¹,薛春纪¹,曾荣¹,李强¹,朱经祥²,王涛¹,赵国斌¹

(1 长安大学成矿作用及其动力学国土资源部开放研究实验室,资源学院,陕西西安 710054;

2 陕西地质调查研究院,陕西西安 725007)

摘要 南秦岭泥盆系内产出的众多矿床中含有层纹条带状硅质岩-硅质板岩,对其成因的研究有助于查明矿床成因和确定区域找矿方向。研究表明,硅质岩化学成分纯净, SiO_2 含量多在90%以上。硅质岩中大部分微量元素含量低于地壳克拉克值,但富集Zn、Pb、As、Sb、Ag;硅质岩的Fe-Mn-(Cu+Ni+Co) $\times 10$ 图解表明硅质岩具热水沉积性质。硅质岩与矿石两者的稀土元素特点相似,具有 ΣREE 低(44.52×10^{-6})、轻重稀土分异较明显(LREE/HREE=6.51)、北美页岩标准化配分曲线呈平缓趋势、铈负异常不明显(δCe 值为0.97)和铕正异常明显(δEu 值为1.42)的特点;硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为-0.5‰~0.0‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为17.8‰~19.9‰,硅、氧同位素组成及形成温度(84~101℃)也暗示它为海底热水沉积成因。

关键词 岩石学;地球化学;硅质岩;热水沉积;志留系;南秦岭**中图分类号**:P618.42;P618.43**文献标识码**:A

南秦岭成矿带是中国重要的成矿带,上古生界泥盆系产有Pb、Zn、Au、Ag等多种大型、超大型金属矿床(祁思敬等,1993;王集磊等,1996)。最近在陕西旬阳一带志留系中发现的铅锌矿床,已构成大型铅锌矿集区,成为南秦岭泥盆系矿带发现之后的又一个令人瞩目的Pb、Zn成矿远景区(宋小文等,2003)。对志留系中Pb、Zn矿床的成因主要有热水沉积(薛春纪等,2004)、热水沉积-改造(宋小文等,2003;朱华平等,2004)以及热液喷溢充填交代^①等不同的认识。目前对该远景区的控矿因素和找矿勘查方向均存在争议。成矿带含矿层内作为直接容矿岩石的层纹条带状细晶-微晶硅质岩,是认识这种矿化特点及解决上述争议的主要突破口。本文试图通过对含矿层中层纹条带状硅质岩的岩石学和地球化学研究,探讨硅质岩成因,从而查明矿床成因。

1 南秦岭志留系 Pb-Zn 矿床及其中硅质岩的产状

南秦岭旬阳志留系铅锌矿集区处在扬子板块北

部被动大陆边缘镇(安)旬(阳)古生代盆地的南缘、秦岭-大别构造带的中部。区内主要出露地层是奥陶系到二叠系碎屑岩、泥岩、碳酸盐岩等水成沉积岩系和重晶石岩、碳硅质岩、钠长石岩、硫化物岩等热水沉积建造(薛春纪等,2004)。区内褶皱、断裂十分发育,主要构造线呈近东西向,岩浆岩不发育,变质作用较弱,变质程度为低级绿片岩相。

铅锌矿集区位于旬阳早古生代沉积盆地的南缘志留系分布区(图1)。区内出露地层从古到新依次为下志留统梅子垭组(S_1m)、中志留统双河镇组(S_2s)及上志留统水洞沟组(S_3sh),铅锌矿体主要赋存于中、下志留统一套浅变质的炭质细碎屑岩中。下志留统梅子垭组由一套灰色到深灰色粉砂质千枚岩、含炭绢云千枚岩夹灰绿色凝灰质变砂岩、细砂岩条带组成,局部见灰黑色薄-厚层硅质岩、含炭硅质板岩,属于半封闭局限海盆-次深海沉积,目前在这套地层内发现包括麻坪、甘溪、江坡、任家沟、韩氏沟、黄石板等许多铅锌矿床。中志留统双河镇组与下伏梅子垭组整合接触,主要由灰-深灰色绢云千枚岩、粉砂质绢云千枚岩、中-厚层生物碎屑灰岩以

* 本文受中国地质调查局重点科技项目(200313000063)和教育部优秀青年教师资助计划项目资助

第一作者简介 刘淑文,女,1964年生,博士生,讲师,主要从事矿床勘查方面的教学及研究工作。

收稿日期 2005-01-19;改回日期 2005-04-22。张绮玲编辑。

① 陕西省地质矿产局综合研究队,1992. 陕西省山柞镇旬地区贵金属及有色金属矿产中比例尺成矿预测报告。

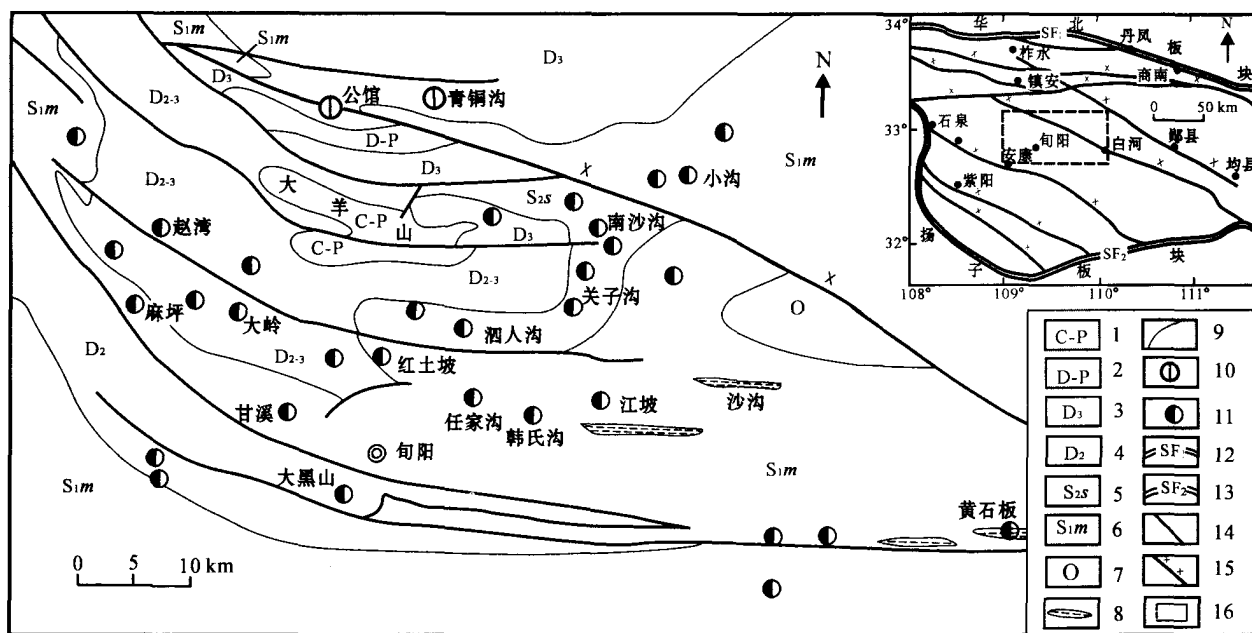


图 1 旬阳盆地地质与矿产简图(据宋小文等,2003;张国伟等,2001)

1—石炭系-二叠系:灰岩、泥质灰岩夹砂页岩;2—泥盆系-二叠系:灰岩、泥灰岩夹白云岩、砂岩和页岩;3—上泥盆统:砂质灰岩夹砂岩;4—中泥盆统:灰岩、泥灰岩夹砂岩、板岩及千枚岩;5—中志留统双河镇组:碳质千枚岩、粉砂质千枚岩夹灰岩、粉砂岩;6—下志留统梅子垭组:粉砂质千枚岩、炭质千枚岩夹凝灰质变砂岩、细砂岩及碳硅质岩;7—奥陶系:碳质千枚岩、千枚岩夹灰岩、泥质灰岩及白云岩;8—纳长石岩;9—地层界线;10—汞锑矿床;11—铅锌矿床;12—商丹缝合带;13—勉略构造带;14—局部断裂;15—区域主要断裂系;16—研究区

Fig.1 Geological sketch map of Xunyang basin, showing distribution of ore deposits (after Song et al., 2003; Zhang et al., 2001)

1—Carboniferous-Permian: limestone and argillaceous limestone intercalated with sandstone and shale;2—Devonian-Permian: limestone and argillaceous limestone intercalated with dolomite, sandstone and shale;3—Upper Devonian: sandy limestone;4—Middle Devonian: limestone and argillaceous limestone intercalated with slate and phyllite;5—Middle Silurian Shuanghezhen Formation: carbonaceous phyllite and silty phyllite intercalated with limestone and siltstone;6—Lower Silurian Meizhiya Formation: silty phyllite and carbonaceous phyllite intercalated with tuffaceous matasandstone, fine sandstone and carbonaceous silicalite;7—Ordovician: carbonaceous phyllite and phyllite intercalated with limestone, argillaceous limestone and dolomite;8—Albitite;9—Geological boundary;10—Hg-Sb deposit;11—Pb-Zn deposit;12—Shangnan-Danfeng suture zone;13—Mianxiang-Lueyang suture zone;14—Local fault;15—Regional fault;16—Study area

及少量石英细砂岩和泥质粉砂岩组成,是本区重要的洒人沟、关子沟、南沙沟等铅锌矿床的产出层位。铅锌矿体呈似层状、透镜状产出,与围岩地层整合产出,界限明显。矿体厚度通常几十厘米到几米,个别矿床(如黄石板)达十几米。含矿层中富含有机质和黄铁矿,细碎屑岩与层状铅锌硫化物、硅质岩以及铁碳酸盐岩组成典型的连续沉积剖面(图 2)。围岩蚀变不明显,有时在矿层底盘见到硅化、绿泥石化。

矿石自然类型主要是硫化物矿石,氧化物矿石很少。硫化物矿石以闪锌矿为主要经济矿物,方铅矿、闪锌矿混合矿石较少,独立的方铅矿矿石少见。矿石矿物成分简单,主要由闪锌矿构成,其次为方铅矿、黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿;脉石矿物主要是石英,其次是绢云母、方解石、菱铁矿、绿泥石,还见炭质。闪锌矿为深棕色-棕黑色。

矿石结构主要有他形粒状结构、自形晶粒状结构等。矿石构造以块状、层状、层纹状、似层纹状、浸染状构造为主,也见角砾状、脉状构造。层纹状构造主要由闪锌矿层纹(0.2~0.5 cm 厚)、条带状硅质岩(0.2 cm)、泥质板岩、千枚岩等构成(图 3、图 4)。矿石表现出同生沉积成矿特点。

2 硅质岩岩石学特征

硅质岩在研究区主要指以层状、层纹状、透镜体状产出的微晶-细晶硅质岩,是本区含矿层的重要组成部分(图 2)。硅质岩呈浅灰色-灰白色,层状、层纹状、扁豆状,单层厚度多为几毫米至十余厘米,常与泥质岩石、硫化物互层,构成硅质岩型层状铅锌矿石(图 3、图 4),与地层同步变形(图 4-1)。

柱状图	厚度/m	岩性描述
	0.43	灰绿色绢云母千枚岩夹铁碳酸盐岩、硅质岩
	0.06	铁碳酸盐岩夹闪锌矿、磁黄铁矿
	0.06	千枚岩夹闪锌矿层
	0.13	铁碳酸盐岩夹闪锌矿化层
	0.10	深灰色绢云母千枚岩
	0.05	铁碳酸盐岩夹闪锌矿化层
	0.05	绿泥石化千枚岩
	0.02	闪锌矿层纹条带
	0.11	灰色千枚岩夹硅质岩
	0.05	铁碳酸盐岩夹闪锌矿层
	0.20	千枚岩夹硅质岩层
	0.05	深灰色千枚岩
	0.05	含黄铁矿的绿泥绢云千枚岩、铁碳酸盐岩与闪锌矿互层
	1.22	灰色千枚岩,夹少量铁碳酸盐岩、硅质岩薄层
	0.01	铁碳酸盐岩
	0.03	中粗粒条带状闪锌矿层
	0.17	铁碳酸盐岩与硅质岩互层
	0.13	含黄铁矿绢云千枚岩
	0.14	灰白—深灰色绢云千枚岩

图2 江坡矿区实测含矿层柱状图

Fig.2 Columnar section of the measured ore-bearing bed in the Jiangpuo ore district

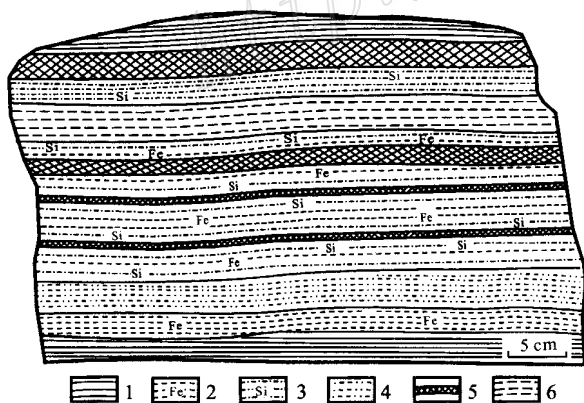


图3 层纹条带状矿石素描图
1—千枚岩;2—条带状铁碳酸盐岩;3—条带状硅质岩;
4—磁黄铁矿条带;5—闪锌矿条带;6—层状绿泥石岩

Fig.3 Sketch of laminated and banded zinc ore
1—Phyllite;2—Banded ferruginous carbonate;3—Banded siliceous rock;4—Banded pyrrhotite;5—Banded sphalerite;6—Laminated chlorite

硅质岩主要组成矿物为微晶-细晶石英,占80%以上,其次为少量铅锌硫化物、炭质、绢云母、钠长石、铁白云石、电气石等,关子沟矿区局部含矿层中钠长石及铁白云石含量增高,可达40%,构成铁白云石钠长石硅质岩。硅质岩中微晶-细晶石英呈半自形粒状结构(图4-4),粒度0.05~0.07mm,石英晶粒紧密镶嵌,界限清楚。局部重结晶的硅质岩呈细晶结构,石英表面干净,颗粒边界较平直,见共生边结构,与微晶石英之间为过渡关系,硫化物局部富集。石英及绢云母受后期应力影响略显一定的定向性。硅质岩中未见到任何生物结构。

含矿层、硅质岩层及含矿层的上、下围岩中常见到中粗晶石英构成的后生脉或团块,延伸有限,分布不规则,含矿或不含矿。此外,本区还有更晚期不规则的乳白色粗大石英脉穿切矿体,它们显然属于后生或造山期构造-热液活动的产物。

3 硅质岩的地球化学

3.1 硅质岩化学组成

本区硅质岩较纯净(表1),SiO₂含量(质量分数,下同)平均89.71%,纯净硅质岩可高达97.71%,其他化学成分含量均很低,与海底热泉成因硅质岩(Rona,1983;1988)类似,不同于银洞子似碧玉岩(相对低Si,高Al、Ba、Na;薛春纪等,1991)。此外,其Fe₂O₃<FeO亦有别于生物成因硅质岩(任明达,1987)和研究区正常水成沉积岩。个别样品由于陆源正常沉积物绢云母、方解石混入,SiO₂含量有所降低,而Al₂O₃、K₂O、TiO₂、MgO、CaO、FeO含量相对增高。

MgO是海底热水沉积物中贫乏的组分,热水体系中MgO含量的增高可作为海水对体系污染或混合的指标(Rona,1988)。研究区硅质岩中,MgO平均含量为0.75%,低于海底热泉成因硅质岩(0.95%)。

Bostrom(1983)等研究了现代热水沉积物和古代类似沉积物之后指出,热水来源的硅质岩明显富Si、Fe、Mn,贫Al、Ti、K、Na,同时还提出可用Fe/Ti、Al/(Al+Fe+Mn)、(Fe+Mn)/Ti比值来区别热水沉积物与正常海水沉积物,当上述比值分别大于20、小于0.35、大于25(+5)时,一般认为属于热水沉积物。因为现代热水沉积区的Fe和Mn高,两者常紧密相伴,Fe、Mn之间表现为明显的正相关关系,相反,正常沉积物的Fe和Mn是分离的。而Al和Ti

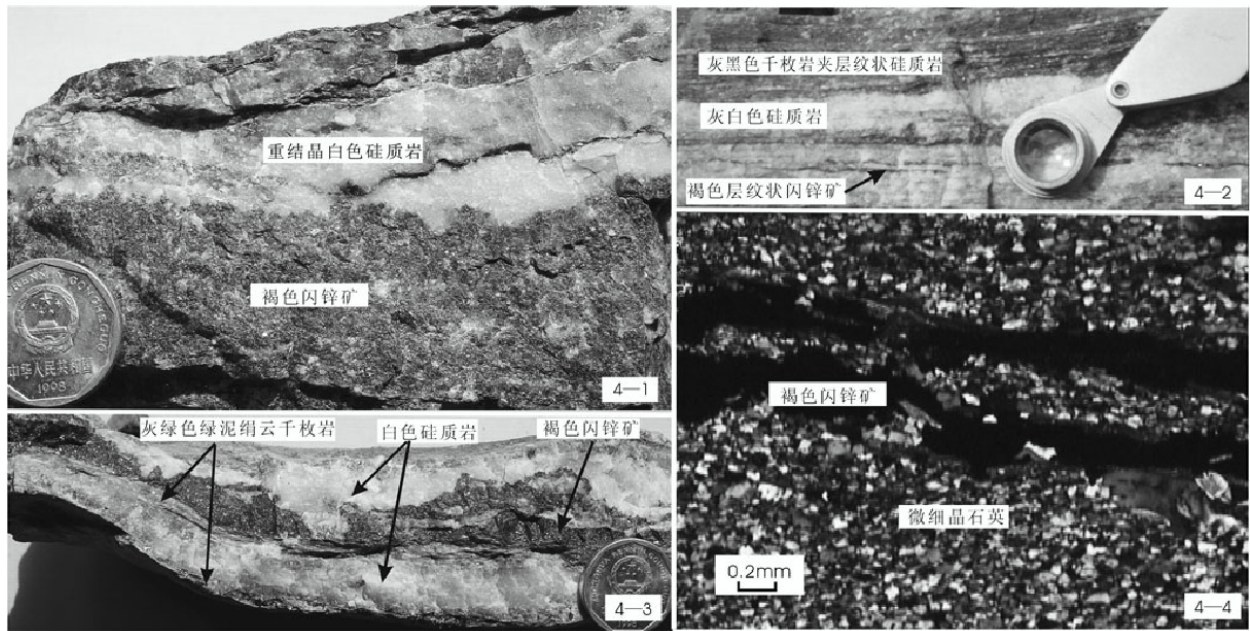


图 4 层状、层纹状硅质岩

4-1. 层状构造矿石中的层状硅质岩;4-2. 硅质岩-绢云千枚岩-夹硫化物岩层纹;4-3. 硅质岩与泥质板岩、硫化物岩呈互层状;4-4. 细晶硅质岩夹硫化物岩层纹(正交偏光显微镜)

Fig. 4 Laminated and stratified siliceous rocks

4-1. Laminated and stratified siliceous rocks in stratified ore; 4-2. Interlayered structure of siliceous rocks with sericite phyllite and sulfide ore; 4-3. Interlayered structure of siliceous rocks with argillite and sulfide ore; 4-4. Fine microcrystal siliceous rocks interlayered with sulfides, crossed polars (+)

表 1 硅质岩岩石化学成分 [w(B)/ %]

Table 1 Chemical composition of siliceous rocks [w(B)/ %]

样品编号	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	LOI*	Fe ₂ O ₃	FeO	S	Zn	Pb	总和
旬阳铅锌矿集区(关子沟、南沙沟矿区硅质岩)																
XND-32	0.30	0.05	0.62	97.71	0.01	< 0.01	0.22	0.01	0.02	0.21	0.07	0.47	0.10	0.22		100.01
XN-29	0.40	0.20	0.66	96.45	0.02	0.03	0.44	0.01	0.04	0.47	0.18	0.70	0.24	0.50		100.34
XG-81	0.06	0.12	1.73	91.81	0.10	0.54	0.24	0.07	0.01	1.25	0.08	0.74	1.41	2.35	0.31	100.82
XG-82	0.02	2.10	3.02	81.88	0.09	0.96	3.73	0.17	0.17	5.51	0.20	1.51	0.008			99.368
XG-53	0.65	1.29	3.94	80.69	0.11	0.91	3.65	0.16	0.40	5.02	0.44	2.01	< 0.005			99.27
平均值	0.29	0.75	1.99	89.71	0.07	0.61	1.66	0.08	0.13	2.49	0.19	1.09	1.41			99.96
生物成因硅质岩(任明达,1987)																
	0.18	0.02	0.71	95.96	0.03	0.05	0.3	0.03	0.02		0.43	0.08				
海底热泉硅质岩(Rona,1983;1988)																
	0.33	0.95	2.89	92.31	0.05	0.45	0.47	0.23	0.25	0.07	0.43	0.49				
银洞子似碧玉岩(薛春纪,1991)																
	3.81	0.76	17.13	52.48	0.2	2.59	2.19	0.44	0.17	3.37	1.7	3.21	8.77			
旬阳地区泥质粉砂岩**																
	1.18	2.67	11.27	67.96	0.08	2.71	2.94	0.57	0.1		3.73	1.36				
旬阳地区砂岩、砂砾岩**																
	0.26	1.43	2.18	80.57	0.48	0.53	4.49	0.2	0.37		2.97	1.19				

分析单位:国家地质实验测试中心。* 烧失量; ** 据陕西省地质矿产局测试中心(1995);空白处为未测者。

的相对集中则多与陆源物介入相关,其含量与细粒级陆源物含量呈正相关。因此上述比值是判断正常沉积作用的有用指标。也有学者利用上述元素比值对全球热水沉积硅质岩进行了检验,对该指标的稳定性进行了讨论(杨建民等,1999),发现有些典型热水沉积硅质岩不符合上述指标。主要是由于陆缘组分介入的多少可能对指标的稳定性有很大影响。研究区硅质岩的相应比值见表2。研究区硅质岩中的5个样品,不完全符合海底热液沉积判别值。主要原因是研究区位于大陆边缘环境,硅质岩中有陆缘碎屑物的混入,导致Al₂O₃、TiO₂等含量相对较高所致。硅质岩中Fe、Mn之间显著的正相关(相关系数达0.97)性,也表明了研究区硅质岩具有热水沉积的特点。

3.2 硅质岩微量元素地球化学

硅质岩样品的中子活化分析测得微量元素成分列于表3中。Rona(1983;1988)、Yamamoto等(1987)指出,As、Sb、Bi、Ga、U等元素含量较高是热水沉积的重要特点。Marchig(1982)也指出,Sb和As富集是热水沉积物区别于正常沉积物的重要标志,并可用来区别热水沉积物、远洋沉积物和成岩含

金属层。研究区硅质岩的微量元素含量变化较大,22种微量元素含量平均值与地壳克拉克值以及沉积页岩粘土岩平均值相比较,Zn、Pb、As、Hg显著富集,其余大部分微量元素含量相对较低。

综合比较某些微量元素和常量元素含量特征也可以判别热水与非热水沉积物。根据Bostrom(1983)提出的热液沉积物与水成沉积物的元素组成,在Fe-Mn-(Cu+Ni+Co)×10三角图上(图5),热水与非热水沉积物有明显的集中区。热水沉积物富Fe、Mn而贫Cu、Ni、Co。原因可能是热水沉积物堆积速率高,没有充分时间与海水作用而富集Cu、

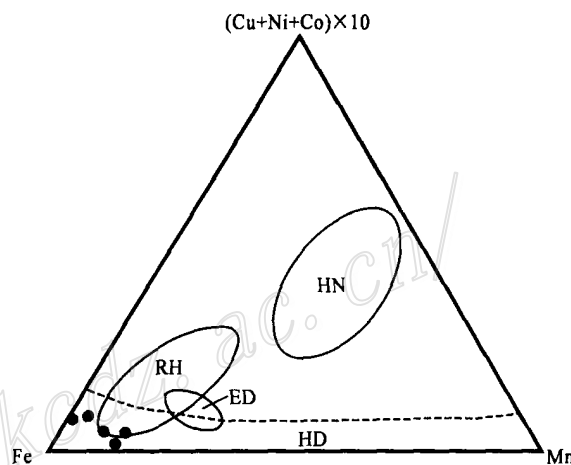


图5 硅质岩的Fe-Mn-(Cu+Ni+Co)×10图解
(底图据Bostrom,1983)

●—旬阳盆地硅质岩;HN—水成沉积物区;HD—热液沉积物区;
RH—红海热液沉积物区;ED—东太平洋中脊热液沉积物区

Fig.5 Fe-Mn-(Cu+Ni+Co)×10 diagram
(after Bostrom,1983)

●—Siliceous rocks in Xunyang basin;HN—Hydrogenous sediment area;HD—Hydrothermal sediment area;HR—Hydrothermal sediment area of the Red Sea;ED—Hydrothermal sediment area of the east Pacific Ocean

表2 Al、Ti、Fe、Mn含量比值表
Table 2 Ratios of Al, Ti, Fe and Mn

样品编号	Fe/Ti	Al/(Al+Fe+Mn)	(Fe+Mn)/Ti
海底热液沉积判别值*	>20	<0.35	>20(+5)
XN-29	95.79	0.51	100.30
XND-32	59.23	0.61	61.48
XG-53	16.71	0.66	19.53
XG-81	12.89	0.75	13.05
XG-82	11.05	0.70	12.17

* 据Bostrom,1983。各元素之比为质量分数之比。

表3 硅质岩微量元素含量(μg/10⁻⁶)

Table 3 Trace element contents of siliceous rocks (μg/10⁻⁶)

	Ba	Cu	V	Zn	Zr	Cr	Co	Ni	Rb	Mo	W	Pb	U	As	Sb	Bi	Hg	Se	B	Ag	Au
XND32	5.38	27.2	1.26	2200	15.8	6.65	3.15	3.94	0.72	0.17	0.18	7.64	<0.05	11.9	0.51	0.02	0.57	0.01	<1.0	<0.02	0.006
XN-29	9.31	16.7	2.10	5000	6.88	7.88	17.7	19.9	2.27	0.47	0.25	41.8	1.22	67.4	1.26	0.44	1.31	0.04	1.0	0.05	0.009
XG-81	57.3	26.4	10.4	23500	53.4	10.3	17.2	6.60	23.7	0.29	0.42	3100	0.30	15.3	1.97	0.34	8.42	0.22	11	1.24	0.005
XG-82	104	19.1	20.9	276	97.1	21.4	14.0	23.6	43.1	0.18	0.59	42.6	0.66	34.9	0.65	0.04	0.07	0.02	31	0.031	0.004
XG-53	102	15.7	21.9	55.8	61.8	17	23.2	28.8	41.4	0.16	0.54	39.7	0.53	66.6	0.53	0.1	0.03	0.02	18	0.046	0.0075
平均值	55.60	21.02	11.31	6206	47.00	12.65	15.05	16.57	22.24	0.25	0.40	646.3	0.68	39.22	0.98	0.19	2.08	0.06	15.25	0.342	0.006
地壳克拉克值 ^a	425	55	135	70	165	100	25	75	90	1.5	1.5	12.5	2.7	1.8	0.2	0.17	0.0008	0.05	10	0.07	0.004
页岩+粘土岩 ^b	800	57	130	80	200	100	20	95	200	2	2	20	3.2	6.6	2	0.01	0.4	0.6	100	0.1	0.001

分析单位:国家地质实验测试中心。a.据Taylor,1964;b.据Виноградозъв,1962。

Ni、Co 等元素。本区硅质岩样品的分析数据在 Fe-Mn-(Ni + Co + Cu) × 10 三角图中,全部投点均位于热液沉积物区(图 5)。

3.3 稀土元素地球化学

据 Shimizu 等(1977)和 Murray(1990)的研究工作表明,海水的稀土元素以极低的丰度和铈呈负异常为特征。一般热水沉积物从海水中吸取 REE 是没有明显的选择性的,所以,热水沉积物和海水应有着平行或相似的稀土配分模式。Fleet(1983)在系统研究了世界热水成因和非热水成因金属沉积物之后指出:热水成因金属沉积物 REE 总量低,铈呈负异常,HREE 有富集趋势,而水成金属沉积物 REE 总量高,HREE 不富集,铈呈正异常。两类沉积物随着它们混合比例的不同,稀土配分曲线呈连续性变化,在北美页岩标准化配分模式图上,随着热水沉积比例的减少,铈由负异常逐渐转向正异常,稀土配分曲线由左倾逐渐变化为水平。Fryer(1977)据对太古代含铁硅质岩建造的研究认为铈正异常可作为热水活动事件的标志。

本次研究获得的南沙沟及关子沟硅质岩样品 REE 统计分析结果列于表 4 中。研究区硅质岩样品具有 $\Sigma\text{REE}(44.52 \times 10^{-6})$ 低,配分曲线平缓(图 6)、重稀土相对富集(LREE/HREE 为 6.51)、铈负异常不明显(δCe 值为 0.97)、铈正异常明显(δEu 值为 1.42)等特点,符合上述热水沉积硅质岩的特征。而且研究区正常沉积围岩地层样品具有 ΣREE 高(198.94×10^{-6})、配分曲线略显右倾(图 6)、轻稀土相对富集(LREE/HREE 为 8.95)、无铈及铈异常(δEu 值为 1.07, δCe 值为 0.97)。显然,硅质岩以 ΣREE 低、重稀土相对富集、配分曲线平缓、铈正异常明显的特点有别于研究区水成沉积岩;推测可能是由于喷气热水沉积较迅速,局部较强的高温还原环境下,还原热水中 Eu^{2+} 可以在海水中稳定存在,使 Eu^{2+} 含量较正常海水中增高,因此,出现铈正异常现象。

由于受陆源组分混入的影响,研究区硅质岩 REE 特征存在差异:南沙沟 XN-29 和 XND32 样品较纯($\text{SiO}_2 > 96\%$),陆源混入物较少,因而具有低的 ΣREE 值($< 5.19 \times 10^{-6}$),其 LREE/HREE 比值相应也较低(5.36 ~ 5.83),铈正异常明显(δEu 为 1.46 ~ 1.57),具弱的铈负异常(δCe 为 0.79 ~ 0.88);而关子沟 4 个样品(XG-53、XG-59、XG-81 和 XG-82),由于陆源混入物较高,其 ΣREE 值(48.47×10^{-6} ~

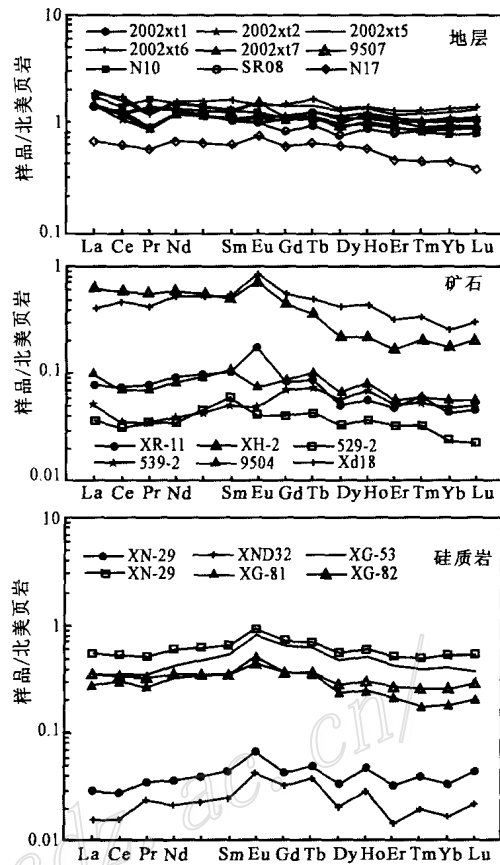


图 6 旬阳盆地 Pb-Zn 矿集区硅质岩、矿石及地层 REE 配分模式图

Fig.6 North American Shale normalized REE patterns of siliceous rocks, strata and Pb-Zn ores in the Xunyang Pb-Zn ore concentration area

91.46×10^{-6}) 和 LREE/HREE 比值(5.24 ~ 8.16)均相对较高,铈具弱正异常(δEu 为 1.21 ~ 1.46),无铈异常(δCe 为 1.01 ~ 1.11)。

研究区矿石具有 ΣREE 低、LREE/HREE 比值(4.71 ~ 15.42)、 δEu 值(0.75 ~ 1.93)变化较大,以及 δCe (0.82 ~ 1.13)无明显异常的特点。依据 δEu 值可将矿石分为具有明显铈正异常(如 XR-11、XH-2 以及 xdl8)和弱负异常(539-1、539-2 和 9504)两种类型。前一种与硅质岩相似,后一种则与地层接近,可能与不同期次的成矿热液性质有关。

3.4 硅质岩的硅、氧同位素地球化学

(1) 硅质岩的硅同位素

业已证实,不同成因硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 存在一定差别。据 Clayton 等(1975)、Douthitt(1982)、丁悌平等(1994)的研究,不同来源的石英有不同的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值。热水来源石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ 较小,为 -1.5‰ ~ 0.8‰;生

表4 旬阳盆地硅质岩、矿石及地层稀土元素组成 ($u_B/10^{-6}$)Table 4 REE composition of siliceous rocks and strata in Xunyang basin ($u_B/10^{-6}$)

样品号	样品性质	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
XN-29	硅质岩	0.93	1.90	0.28	0.98	0.26	0.08	0.22	0.04	0.20	0.05	0.11	0.02	0.10	0.02
XND32	硅质岩	0.50	1.05	0.19	0.58	0.15	0.05	0.17	0.03	0.12	0.03	0.05	0.01	0.05	0.01
XG-53	硅质岩	11.1	24.0	2.81	11.4	3.22	0.99	3.36	0.50	2.78	0.55	1.44	0.20	1.21	0.17
XG-59	硅质岩	17.5	36.5	4.18	16.1	3.86	1.15	3.77	0.57	3.32	0.63	1.80	0.25	1.62	0.24
XG-81	硅质岩	8.77	20.5	2.18	9.03	2.08	0.62	1.91	0.28	1.38	0.26	0.73	0.09	0.55	0.09
XG-82	硅质岩	11.3	23.0	2.56	9.62	2.10	0.52	1.95	0.29	1.64	0.32	0.92	0.13	0.77	0.13
XR-11	块状矿石	2.400	4.930	0.620	2.500	0.610	0.210	0.420	0.070	0.290	0.060	0.160	0.030	0.130	0.020
XH-2	条带矿石	19.000	38.500	4.380	15.800	2.930	0.830	2.240	0.280	1.250	0.230	0.560	0.100	0.530	0.090
xd18 ^a	块状矿石	12.60	30.250	3.220	14.090	3.000	0.980	2.810	0.380	2.370	0.450	1.100	0.170	0.760	0.13
539-1 ^b	条带状铅矿石(郑)	1.180	2.040	0.270	0.940	0.350	0.048	0.210	0.034	0.190	0.039	0.110	0.016	0.071	0.010
539-2 ^b	方铅闪锌矿	1.630	2.330	0.270	1.020	0.300	0.057	0.370	0.057	0.330	0.074	0.170	0.026	0.140	0.022
9504 ^b	铅锌矿石	3.100	4.600	0.550	2.170	0.630	0.085	0.440	0.081	0.390	0.086	0.190	0.030	0.170	0.025
2002xt1 [●]	绢云片岩	43.6	82.8	7.04	32.1	6.34	1.14	5.5	0.97	6.12	1.12	3.37	0.5	2.98	0.45
2002xt2 [●]	蛭石化绢云片岩	44.1	69.7	6.6	31.5	6.27	1.32	5.81	0.97	6.41	1.25	3.67	0.51	3.18	0.48
2002xt5 [●]	粉砂质千枚岩	62	105	9.14	40.9	7.6	1.77	7.31	1.12	7.33	1.4	3.94	0.59	3.62	0.57
2002xt6 [●]	石英粉砂岩	58.1	114	9.3	42.0	9.43	1.7	7.55	1.29	7.69	1.44	4.27	0.64	3.96	0.61
2002xt7 [●]	铁白云石千枚岩	45	77.4	6.6	31.6	6.2	1.27	5.37	0.84	5.25	0.99	2.95	0.42	2.63	0.4
9507 ^b	千枚岩	44.90	79.60	10.80	35.40	7.19	1.79	5.69	0.88	5.58	1.21	3.42	0.44	2.73	0.40
NI 0 ^b	千枚岩	54.20	91.50	12.90	40.00	7.55	1.43	5.68	0.87	5.04	1.04	3.03	0.40	2.23	0.34
SR08 ^b	含碳千枚岩	43.50	78.20	10.40	34.30	6.05	1.14	4.18	0.73	4.25	0.89	2.62	0.41	2.52	0.38
NI 7 ^b	粉砂岩	20.40	39.80	4.36	18.00	3.54	0.86	3.05	0.49	3.44	0.58	1.50	0.21	1.26	0.16
样品号	样品性质	Y	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	δEu*	δCe**							
XN-29	硅质岩	1.00	5.19	4.43	0.76	5.83	1.57	0.88							
XND32	硅质岩	0.60	2.99	2.52	0.47	5.36	1.46	0.79							
XG-53	硅质岩	15.3	63.73	53.52	10.21	5.24	1.41	1.02							
XG-59	硅质岩	18.8	91.49	79.29	12.20	6.50	1.41	1.01							
XG-81	硅质岩	7.68	48.47	43.18	5.29	8.16	1.46	1.11							
XG-82	硅质岩	9.49	55.25	49.10	6.15	7.98	1.21	1.01							
	平均值		44.52	38.67	5.85	6.51	1.42	0.97							
XR-11	块状矿石	1.400	12.45	11.27	1.18	9.55	1.93	0.96							
XH-2	条带矿石	5.460	86.72	81.44	5.28	15.42	1.52	1.00							
xd18 ^a	块状矿石		72.31	64.14	8.17	7.85	1.58	1.13							
539-1 ^b	条带状铅矿石(郑)	0.590	5.51	4.83	0.68	7.10	0.82	0.86							
539-2 ^b	方铅闪锌矿	2.050	6.80	5.61	1.19	4.71	0.79	0.82							
9504 ^b	铅锌矿石	2.500	12.55	11.14	.41	7.90	0.75	0.82							
	平均值		32.72	29.74	2.99	8.76	1.23	0.93							
2002xt1 [●]	绢云片岩	25.2	194.03	173.02	21.01	8.23	0.91	1.09							
2002xt2 [●]	蛭石化绢云片岩	27.7	181.77	159.49	22.28	7.16	1.03	0.94							
2002xt5 [●]	粉砂质千枚岩	30.5	252.29	226.41	25.88	8.75	1.11	1.01							
2002xt6 [●]	石英粉砂岩	32.50	261.98	234.53	27.45	8.54	0.94	1.13							
2002xt7 [●]	铁白云石千枚岩	21.9	186.92	168.07	18.85	8.91	1.03	1.03							
9507 ^b	千枚岩	26	200.03	179.68	20.35	8.83	1.31	0.86							
NI 0 ^b	千枚岩	22.1	226.21	207.58	18.63	11.14	1.02	0.82							
SR08 ^b	含碳千枚岩	24.7	189.57	173.59	15.98	10.86	1.06	0.87							
NI 7 ^b	粉砂岩	12.6	97.65	86.96	10.69	8.13	1.23	1.00							
	平均值		198.94	178.81	20.12	8.95	1.07	0.97							

注:本次样品由国家地质实验测试中心用等离子质谱测试;a.据朱华平,2004;b.据郑三忠,1996;** $\delta Ce = Ce_N / (La_N Pr_N)^{1/2}$, * $\delta Eu = Eu_N / (Sm_N Gd_N)^{1/2}$, 标准化值 N 采用北美页岩标准值(Haskin et al., 1968)。

物成因硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 变化在 $-1.1\text{‰} \sim 1.7\text{‰}$ 之间；从低温地下水中自生沉淀的石英 $\delta^{30}\text{Si}$ 值的变化范围为 $1.1\text{‰} \sim 1.4\text{‰}$ ；成岩过程中的次生加大石英，其 $\delta^{30}\text{Si}$ 介于 $-0.2\text{‰} \sim 0.3\text{‰}$ 之间；火山喷发-化学沉积硅质岩 $\delta^{30}\text{Si}$ 变化范围为 $-0.4\text{‰} \sim -0.5\text{‰}$ ；交代成因硅化岩 $\delta^{30}\text{Si}$ 变化在 $2.4\text{‰} \sim 3.4\text{‰}$ 狭窄范围内。本区硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值(表 5, 图 7) 变化范围为 $-0.5\text{‰} \sim 0\text{‰}$ ，平均为 -0.3‰ ，可见本区硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值分布在热液来源和生物成因硅质岩石英范围内，接近火山喷发-化学沉积硅质岩，而与交代成因硅质岩相差甚远。可以肯定的是秦岭地区硅质岩中至今尚未发现硅藻等生物结构，可以排除生物成因的可能，它们应由热水来源 SiO_2 经化学沉积作用形成。

此外，研究区硅质岩硅同位素组成与南秦岭泥盆系凤太矿田典型的热水成因硅质岩 ($\delta^{30}\text{Si} = -0.1\text{‰} \sim -0.5\text{‰}$) (薛春纪, 1997) 以及西城矿田的硅质岩的硅同位素组成 ($\delta^{30}\text{Si} = -0.1\text{‰} \sim -0.6\text{‰}$) 一致(孙省利等, 2002)，小于南秦岭寒武系热水沉积硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值 ($0.4\text{‰} \sim 1.3\text{‰}$, 郑明华等, 1994)。拉尔玛寒武系硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值偏大，可能是随着后期成矿作用的进行，部分硅质岩重结晶作用，导致轻硅 ($\delta^{28}\text{Si}$) 不断地从围岩转入溶液，并在析出的石英中富集所至。

采自矿区的含矿粗晶石英脉或团块的硅同位素组成变化范围在 $-0.4\text{‰} \sim -0.1\text{‰}$ 之间，与硅质岩

的硅同位素组成一致，硅质岩与石英脉同位素组成的这一特点与凤太盆地泥盆系的情况(薛春纪, 1997) 相同。说明了含矿石英脉中的 SiO_2 与硅质岩中的 SiO_2 有共同的来源，粗晶含矿石英脉可能为细晶硅质岩稍晚阶段同源产物，只是沉淀方式的不同，硅质岩以热水沉积为主，而石英脉以充填交代为主。或者石英脉是由硅质岩活化而来。结合本区动热变质微弱，含矿石英脉或团块规模小，局限于层纹条带状矿体内或附近，以及硅质岩与石英脉之间微弱的同位素分馏等特点，说明这种活化作用也应发生在准同生成岩期。

(2) 硅质岩氧同位素

据 Clayton(1975)、Savin(1970) 等人的研究认为，不同成因的石英，其 $\delta^{18}\text{O}$ 值不同，火成岩的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围 $8.3\text{‰} \sim 11.2\text{‰}$ ，平均为 9‰ ；变质石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $11.2\text{‰} \sim 16.4\text{‰}$ ，平均为 $13\text{‰} \sim 14\text{‰}$ ，热泉华石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围 $12.2\text{‰} \sim 23.6\text{‰}$ ；成岩石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围 $13\text{‰} \sim 36\text{‰}$ ；现代海滩石英砂的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围 $10.3\text{‰} \sim 12.5\text{‰}$ ，平均为 12‰ ；成岩过程中由于石英的重结晶作用变成镶嵌状石英， $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $19.3\text{‰} \sim 21.8\text{‰}$ ，平均为 20.45‰ 。本区含矿层硅质岩石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(表 5 为 $17.8\text{‰} \sim 19.9\text{‰}$) 与火成石英、变质石英、现代海滩石英砂有明显的差别，分布在热泉华石英、成岩石英以及重结晶镶嵌状石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围内。本区含矿层硅质岩石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与南秦岭东部凤

表 5 硅质岩的硅氧同位素组成

Table 5 Silicon and oxygen isotope compositions of siliceous rocks

产地及样品号	样品位置及硅质岩产状	测试对象	$\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$
南秦岭旬阳盆地志留系				
XGD-13	关子沟矿区层状 Pb-Zn 矿体底板硅质岩	石英	-0.3	18.1
XG-53	关子沟矿区层状 Pb-Zn 矿体围岩中硅质岩	石英	0.0	17.8
XG-81	关子沟矿区层状 Pb-Zn 矿石中的硅质岩	石英	-0.5	18.7
XG-82	关子沟矿区层状 Pb-Zn 矿体顶板硅质岩	石英	-0.3	18.6
XN-29	南沙沟矿区条带状 Pb-Zn 矿石中的硅质岩	石英	-0.4	19.9
XND-32	南沙沟矿区条带状 Pb-Zn 矿石中的硅质岩	石英	-0.3	18.5
XGD-09	关子沟 Pb-Zn 矿区含矿团块状石英	石英	-0.1	19.3
XGD-10	关子沟 Pb-Zn 矿区含矿脉石英	石英	-0.4	18.8
西秦岭寒武系(郑明华等, 1994)	喷流沉积硅质岩	石英	0.4~1.3	17.6~23.24
南秦岭西成矿田(孙省利, 2002)	泥盆系硅质岩	石英	-0.1~-0.6	
南秦岭凤太矿田(薛春纪, 1993)	泥盆系热水沉积硅质岩	石英	-0.1~-0.5	18.6~20.9
南秦岭凤太矿田(薛春纪, 1993)	泥盆系沉积期后活化石英脉	石英		20.6~22.6
南秦岭柞水山阳盆地(祁思敬等, 1993)	山阳小河口燕山期矽卡岩型铜矿床中脉石英	石英		14.52
美国德克萨斯州泥盆系(Harrover et al., 1982)	生物沉积硅质岩	石英		28.6~32

本文数据由中国地质科学院矿产资源研究所用 MAT251 EM 质谱计分析；分析精密度 $\pm 0.2\text{‰}$ 。

太盆地泥盆系热水沉积硅质岩 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 18.6\% \sim 20.9\%$, 薛春纪, 1997) 以及南秦岭西部寒武系热水沉积硅质岩 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 17.6\% \sim 23.24\%$, 郑明华等, 1994) 一致, 而与南秦岭中生代造山期岩浆活动形成的脉石英 (如山阳小河口矽卡岩型铜矿床中脉石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 14.52\%$, 祁思敬等, 1993) 明显不同, 与美国德克萨斯州泥盆纪生物沉积硅质岩 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 28.6\% \sim 32.0\%$, Harrover et al., 1982) 也差异显著。氧同位素组成反映研究区硅质岩具有热水沉积特征。

硅质岩与产在其中的含矿石英脉之 $\delta^{18}\text{O}$ 差异不明显, 也说明了脉体可能是与硅质岩为同源, 稍晚硅化或者是硅质岩后期活化的产物。

根据 Knauth 等 (1976) 提出的硅质岩氧同位素地质温度计方程式:

$$1000\ln a = (3.09 \times 10^6 / T^2) - 3.29, \text{即: } \delta^{18}\text{O}(\text{燧石}) - \delta^{18}\text{O}(\text{海水}) = (3.09 \times 10^6 / T^2) - 3.29$$

志留系海水 $\delta^{18}\text{O}$ 用 -1% 来估算, 计算出本区硅质岩的形成温度为 $84 \sim 101\text{ }^\circ\text{C}$, 反映了异常高温的情况, 代表了海底热水环境中热液化学沉积形成硅质岩的温度。

4 结 论

通过对扬子板块北缘被动大陆边缘旬阳盆地志留系铅锌矿区层纹条带硅质岩岩石学和地球化学特征的研究, 得出如下认识。

硅质岩呈扁豆状、层纹条带状与泥质岩石、硫化物岩互层, 微晶-细晶粒状结构, 沉积特征明显; 硅质岩成分纯净, SiO_2 含量多在 90% 以上, Fe、Mn 相对富集, Al、Ti、Mg 相对贫乏。硅质岩的微量元素含量变化大, 大部分微量元素含量偏低, 但 Zn、Pb、As、Sb、Ag 富集, 在 Fe-Mn-(Cu+Ni+Co) $\times 10$ 三角成因图上, 也表明为典型热水沉积硅质岩; 硅质岩与矿石两者的稀土元素特点相似, 具有总量低、无 δCe 异常、 δEu 正异常明显、配分曲线平缓的热水沉积硅质岩的特点; 不同于研究区具有稀土总量高、无 δEu 正异常的围岩; 硅质岩的硅、氧同位素组成与南秦岭泥盆系凤太矿田以及西成矿田典型热水成因硅质岩的硅、氧同位素组成一致, 硅、氧同位素组成及较高的形成温度 ($84 \sim 101\text{ }^\circ\text{C}$), 也指示它为海底热水沉积成因。

根据硅质岩的岩石学、岩石化学及地球化学特

征, 结合早古生代海盆的伸展构造背景 (张国伟, 2001; 胡建民等, 2002) 和区域晚古生代热水沉积硅质岩多有发育的事实 (薛春纪等, 2000), 推测这种含矿层中的层纹条带状微晶-细晶硅质岩是在异常的地热背景下热水沉积作用形成的。这一认识进一步支持了本区铅锌成矿为热水沉积成因的观点, 对在本区进行进一步的控矿因素及找矿标志的研究, 以及明确找矿勘查方向都有重要的指导意义。

References

- Bostrom K. 1983. Genesis of ferromanganese deposits- diagnostic criteria for recent and old deposits [A]. In: Rona P A, ed. Hydrothermal processes at seafloors spreading centers [C]. New York: Plenum Press. 473 ~ 483.
- Clayton R N and Steiner A. 1975. Oxygen isotope studies of the geothermal system at Wairakei, New Zealand [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 39(5): 1179 ~ 1186.
- Ding T P, Jiang S Y, Wan D F, et al. 1994. The silicon isotope compositions geochemistry [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 17 ~ 88 (in Chinese).
- Douthitt C B. 1982. The geochemistry of the stable isotopes of silicon [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46(8): 1449 ~ 1458.
- Fleet A J. 1983. Hydrothermal and hydrogeneous ferromanganese deposits [A]. In: Rona P A, ed. Hydrothermal processes at seafloor spreading centers [C]. New York: Plenum Press. 537 ~ 570.
- Fryer B J. 1977. Rear earth elements, iron formations for changing Precambrian oxidation states [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 41: 361 ~ 367.
- Harrover R D and Noman D I. 1982. Stable oxygen isotope and crystallite size analysis of De Long Mountain, Alaska, siliciliths: An exploration tool for submarine exhalative deposits [J]. Econ. Geol., 77(2): 1761 ~ 1766.
- Haskin L A, Haskin M A, Frey F A, et al. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth elements [A]. In: Ahrens L H, ed. Origin and distribution of elements [C]. Oxford: Pergamon. 889 ~ 910.
- Hu J M, Meng Q R, Bai W M, et al. 2002. Midlate Paleozoic extension of the Wudang block in the south Qinling tectonic belt, China [J]. Geological Bulletin of China, 21(8-9): 471 ~ 477 (in Chinese with English abstract).
- Knauth P L and Epstein S. 1976. Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded siliciliths [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 40(9): 1095 ~ 1108.
- Marchig V. 1982. Some geochemical indication for dewatering between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments [J]. Marine Geology, 50(3): 241 ~ 256.
- Murray R W. 1990. Rare earth element as indication of different marine depositional environments in chert and shale [J]. Geology, 18: 268 ~ 271.

- Qi S J, Li Y, Wei H M, et al. 1993. Lead-zinc metallogenic belt of Devonian system in Qinling mountains[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Ren M D. 1987. Recent sedimentary environment outline[M]. Beijing: Science Press(in Chinese).
- Rona P A. 1983. Hydrothermal processes at seafloors spreading centers [M]. New York: Plenum Press. 539 ~ 555.
- Rona P A. 1988. Hydrothermal mineralization of oceanic ridges[J]. Canadian Mineralogy, 26(3): 447 ~ 465.
- Savin S M and Epstein S. 1970. The oxygen isotopic compositions of coarse grained sedimentary rock sand minerals[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 34(3): 323 ~ 329.
- Shimizu H and Masuda A. 1977. Cerium in cherts as indicator of marine environment of its formation[J]. Nature, 266(24): 346 ~ 348.
- Song X W, Hou M T, Zhu J X, et al. 2003. The genesis and the lead-zinc mineralized zone in the Silurian system in Xunyang area of Shaanxi Province[J]. Geology of Shaanxi, 21(1): 1 ~ 9(in Chinese with English abstract).
- Sun S L and Zeng Y F. 2002. Isotopic tracer of material origin for hydrothermal sedimentary rocks and significance in Xicheng mineralization area[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 20(1): 41 ~ 46(in Chinese with English abstract).
- Taylor S R. 1964. Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 28: 1273 ~ 1285.
- Wang J L, He B X, Li J Z, et al. 1996. Qinling-type lead-zinc deposits in China[M]. Beijing: Geol. Pub. House(in Chinese).
- Xue C J. 1991. Sea floor hydrothermal sedimentary characteristics of a similar jasper rock of Yindongzi[J]. J. Mineral. Petrol., 11(2): 10 ~ 15(in Chinese with English abstract).
- Xue C J. 1997. Hydrothermal sediment of Devonian period in Qinling, China[M]. Xi'an: Xi'an Cartographic Pub. House. 85 ~ 122(in Chinese).
- Xue C J, Qi S J, Zheng M H, et al. 2000. Hydrothermal sediment research and associated scientific problems[J]. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 19(3): 155 ~ 163(in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Liu S W, Wang T, et al. 2004. Metallogenic environment of Pb-Zn ore deposit in the lower Paleozoic era in South Qinling [A]. In: Liu J M, ed. The theory and practice of mineral deposit [C]. Beijing: Science Press. 58 ~ 67(in Chinese).
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and deposition environment of silicified and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes[J]. Sedimentary Geology, 52: 65 ~ 108.
- Yang J D, Wang D H, Mao J W, et al. 1999. The petrochemical method for silicite and its application to the "Jingtianshan type" iron deposits[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 18(2): 108 ~ 119(in Chinese with English abstract).
- Zhang G W, Zhang B R, Yuan X C, et al. 2001. Qinling orogenic belt and continental dynamics[M]. Beijing: Science Press. 501 ~ 580(in Chinese).
- Zheng M H, Zhou Y F, Liu J M, et al. 1994. Stratabound gold deposits of exhalation type and turbidity type[M]. Chengdu: Sichuan. Pub. House. Sci. & Tech., 91 ~ 255(in Chinese).
- Zheng S Z. 1996. Research on geology and geochemistry of lead-zinc deposit in Xunyang basin, Shaanxi Province[paper for master degree] [D]. Tutor: Li Y. Xi'an: Xi'an Geology Institute. 32p (in Chinese).
- Zhu H P and Zhang D Q. 2004. Research on geology and geochemistry of Silurian clastic rock bearing lead-zinc deposit in southern Qinling [J]. Contributions to Geology and Mineral Researches Research, 19(2): 76 ~ 82(in Chinese with English abstract).
- Виноградовъ А. П. 1962. Средне содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры[J]. Геоминия, № 7.

附中文参考文献

- 丁梯平, 蒋少涌, 万德芳, 等. 1994. 硅同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 17 ~ 88.
- 胡建民, 孟庆任, 白武明, 等. 2002. 南秦岭构造带中-晚古生代伸展构造作用[J]. 地质通报, 21(8-9): 471 ~ 477.
- 祁思敬, 李英, 隗合明, 等. 1993. 秦岭热水沉积型铅(铜)矿床 [M]. 北京: 地质出版社.
- 任明达. 1987. 现代沉积环境概论[M]. 北京: 科学出版社.
- 宋小文, 侯满堂, 朱经祥, 等. 2003. 陕西旬阳地区志留系铅锌矿床集区特征及其成因初探[J]. 陕西地质, 21(1): 1 ~ 9.
- 孙省利, 曾允孚. 2002. 西成矿化集中区热水沉积岩物质来源的同位素示踪及其意义[J]. 沉积学报, 20(1), 41 ~ 46.
- 王集磊, 何伯耀, 李建中, 等. 1996. 中国秦岭型铅锌矿床[M]. 北京: 地质出版社.
- 薛春纪. 1991. 银洞子似碧玉岩的海底热液沉积特征[J]. 矿物岩石, 11(2): 10 ~ 15.
- 薛春纪. 1997. 秦岭泥盆纪热水沉积[M]. 西安: 西安地图出版社. 85 ~ 122.
- 薛春纪, 祁思敬, 郑明华, 等. 2000. 热水沉积研究及相关科学问题 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 19(3): 155 ~ 163.
- 薛春纪, 刘淑文, 王涛, 等. 2004. 南秦岭下古生界铅锌矿床成矿环境[A]. 见: 刘建明主编. 矿床学理论与实践[C]. 北京: 科学出版社. 58 ~ 67.
- 杨建民, 王登红, 毛景文, 等. 1999. 硅质岩石化学研究方法及其在"镜铁山式铁矿"床研究中的应用[J]. 岩石矿物学杂志, 18(2): 108 ~ 119.
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社. 501 ~ 580.
- 郑明华, 周渝峰, 刘建明, 等. 1994. 喷流型和浊流型层控金矿床 [M]. 成都: 四川科学技术出版社. 91 ~ 255.
- 朱华平, 张德全. 2004. 陕西南秦岭志留系中铅锌矿床地质地球化学特征研究[J]. 地质找矿论丛, 19(2): 76 ~ 82.
- 郑三忠. 1996. 陕西旬阳古盆地铅锌矿床地质及地球化学特征[硕士学位论文] [D]. 导师: 李英. 西安: 西安地质学院. 32 页.

Petrology and geochemistry of siliceous rocks in Silurian lead-zinc deposits of southern Qinling region

LIU Shu-wen¹, XUE Chun-ji¹, ZENG Rong¹, LI Qiang¹, ZHU Jing-xiang², WANG Tao¹ and ZHAO Guo-bin¹
(1 Open Laboratory of Mineralization and its Dynamics, MLR, Institute of Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2 Geological Survey of Shaanxi Province, Xi'an 725007, Shaanxi, China)

Abstract

The southern Qinling region is one of the important continental ore-forming belts in China. The survey and study of the Devonian base metal sulfide deposits in this region have made remarkable progress, as evidenced by the discovery of quite a few important Zn-Pb mineralization zones in Silurian strata of Xunyang basin within southern Qinling region. Laminated and banded siliceous rocks are widely distributed in the ore-bearing rocks, with their thickness ranging from mm to 10 cm. These siliceous rocks are chemically very pure, and their SiO₂ contents exceed 89%. The contents of trace elements vary considerably, and most of them are lower than their Clarke values in the earth's crust. Nevertheless, the siliceous rocks are remarkably enriched in such trace elements as Zn, Pb, As, Sb and Ag. In the Fe-Mn-(Cu+Ni+Co) × 10 triangle diagrams, all samples in the study area fall in the hydrothermal-sedimentary field. The siliceous rocks are characterized by low total REE contents (the average content being 44.52×10^{-6}), and the average LREE/HREE value is 6.51. The North American shale normalized REE patterns of siliceous rocks are flat with no negative Ce anomaly and obvious positive Eu anomaly. $\delta^{30}\text{Si}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the siliceous rocks range from 0.0‰ to -0.5‰ and from 17.8‰ to 19.9‰ respectively, and the formation temperatures (84~101 °C) of these rocks are higher than those of normal sedimentary rocks. All these characteristics show that the siliceous rocks are mainly products of hydrothermal sedimentation.

Key words: petrology, geochemistry, siliceous rocks, hydrothermal sedimentation, Silurian, southern Qinling region