

文章编号: 1000-0550(2002)01-0041-06

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

孙省利^{1,2} 曾允孚¹

1(成都理工学院沉积地质研究所 成都 610059)

2(中国科学院兰州地质研究所 兰州 730000)

摘要 利用硅同位素、锶同位素和碳氧同位素,对西成矿化集中区与矿体紧密伴生的热水沉积岩的物质来源进行了探讨。硅质岩的硅同位素 $\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}} = -0.6\text{‰} \sim -0.1\text{‰}$, 硅主要来源于下伏沉积岩;热水沉积岩的锶同位素比值 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化于 0.709 38~0.728 12 之间,位于海洋锶和陆壳锶之间,为混合锶,其锶主要来源于下伏沉积地层柱;碳同位素组成略低于正常沉积碳酸盐岩,碳主要来源于下伏沉积地层柱在循环碳,同时又受其它来源碳的影响。同位素研究表明,热水沉积岩的组成物质主要来源于下伏沉积地层柱(地壳内部),形成方式主要是外生沉积作用,即热水沉积岩是内生作用与外生作用共同作用的结果,是内外生矛盾的统一体。

关键词 西成矿化集中区 热水沉积岩 同位素 物质来源

第一作者简介 孙省利 1963年出生 在职博士生 高级工程师 矿床沉积学 地球化学

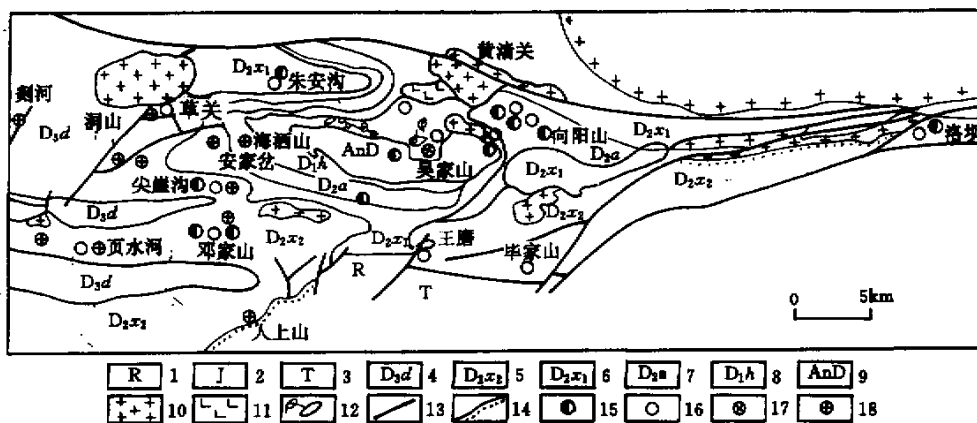
中图分类号 P588.2 **文献标识码** A

自二十世纪60年代,在红海海渊发现规模巨大的多金属沉积软泥(约1亿吨)和金属热卤水以来^[1],研究海底热水沉积成矿作用发展迅猛,现已成为当前沉积学、矿床学和地球化学研究领域的前缘课题之一。

1 矿化集中区及热水沉积岩简介

西成矿化集中区位于甘肃省西和县、成县和徽县

一带,是我国重要的铅锌基地。矿化集中区位于黄洛关深大断裂带与江洛—人士山断裂带的夹持部位(图1),呈东西向展布。矿化集中区内的铅锌(银)矿床主要赋存在中泥盆统碳酸盐岩及细碎屑岩之中,其次是赋存在下泥盆统大理岩中的铅锌(银)矿床。区内主要的矿床类型是海底热水沉积型(厂坝式矿床)和热水沉积—改造型矿床(毕家山式铅锌银矿床和小沟里式金



- 1. 第三系 2. 侏罗系 3. 三叠系 4. 上泥盆统洞山组 5. 中泥盆统西汉水组第二层 6. 中泥盆统西汉水组第一层;
- 7. 中泥盆统安家岔组 8. 下泥盆统海酒山组 9. 前泥盆系; 10. 花岗闪长岩; 11. 闪长岩; 12. 超基性岩; 13. 断层;
- 14. 不整合界线; 15. 大型铅锌银矿床; 16. 热水沉积岩分布区; 17. 铜矿; 18. 金矿

图1 西成矿化集中区矿产及热水沉积岩分布图

Fig. 1 Distribution of mineral resources and hydrothermal sedimentary rocks in Xicheng mineralized area

矿床)热水沉积型矿床主要沿黄渚关断裂带分布,集中分布于黄渚关断裂与柏家寺—人土山北东向断裂带交汇部位的东侧,热水沉积改造型主要沿江洛—人土山断裂带分布。

热水沉积作用的概念是20世纪60年代末基于对现代海底热水活动系统和现代海底成矿作用直接观察研究提出的,是指热水流体(真溶液或悬浮液)喷出海底与海水混合,并在海底及其附近围岩裂隙中发生的化学沉积作用。随着对海底热水沉积成矿作用的进一步探测研究发现,在海底热水流体的喷口处有许多与陆源物质毫不相干的沉积岩,有人称之为喷气岩、喷流岩(Exhalite)^[2]、热液岩(Hydrothermal Rocks)^[3,4]和热水沉积岩^[5]。通过文献调研和在地质历史中这类岩石的产出特征对比,认为热水沉积岩除了直接从热水介质中(海水、湖水、热泉等,水温在70~350℃或更高)沉淀形成的沉积岩外,还应包括以下两种类型(1)在热水介质中元素的活性较强,必然在沉积的同时会发生热水交代海底沉积物的现象,这就形成了既有沉积特点又有交代特征的沉积岩(2)热水流体与正常海水混合形成的混积岩,如西成矿化集中区中的铁白云石斑点板岩和铁白云石千枚岩等。

西成矿化集中区热水沉积岩类型多,且与铅锌(银)矿化和金矿化有着密切的关系。与热水沉积型矿床紧密伴生的热水沉积岩有硅质岩、钾钠长石岩、重晶石岩、绿泥石岩、透闪石岩和热水沉积型白云石岩及灰岩,在热水沉积—改造型矿床中,主要的热水沉积岩是硅质岩、铁白云石千枚岩和重晶石岩,与热水沉积—改造型金矿紧密伴生的是铁白云石斑点千枚岩和钠长石岩。热水沉积岩与正常沉积岩或热水沉积型矿体整合产出,在矿区内延伸相对稳定,多呈似层状、层状或透镜状出现。

2 热水沉积岩的同位素组成特征

2.1 硅同位素

硅同位素地质也是在近十年才有了突破性进展^[6],它可以用来判断硅质岩的成因、恢复变质岩的原岩性质、确定脉石英硅质的来源及热水沉积岩硅质

的来源等。

基性火成岩的 $\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS}-28}$ 变化于 $-0.9\text{‰} \sim -0.3\text{‰}$,集中分布在 $-0.3\text{‰} \sim -0.7\text{‰}$ 之间,而花岗岩类的硅同位素则集中分布在 $-0.4\text{‰} \sim -0.4\text{‰}$ 之间,沉积岩的硅同位素组成分布在 $-1.1\text{‰} \sim -0.8\text{‰}$ 间,不同岩性的硅同位素组成的集中分布区又不一样;变质岩的硅同位素组成变化较大($-1.1\text{‰} \sim -0.4\text{‰}$),分布范围包含了火成岩区和沉积岩区,这主要取决于其原岩的地质性质^[6]。本区的硅质岩的硅同位素 $\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS}-28}$ 分布于 $-0.1 \sim -0.6\text{‰}$ 之间,均为负值(表1),最大值为 -0.1‰ ,最小值为 -0.6‰ 。其组成与陕西风太矿化集中区铅锌矿床中硅质岩的硅同位素组成素相似($\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS}-28} = -0.2\text{‰} \sim -0.5\text{‰}$),属海底热水沉积成因^[6]。

从图2可看出,本区硅质岩的硅同位素组成与各类沉积岩的硅同位素组成($\delta^{30}\text{Si} = -1.1\text{‰} \sim -0.2\text{‰}$)^[6]相近,而与各类火成岩硅同位素相去甚远。

现代硅同位素研究表明,热水沉积岩的硅同位素组成取决于海底热水流体对流循环系统的岩性,例如,在太平洋西部关岛附近的马里亚纳海槽,黑烟囱中热水沉积硅质物的 $\delta^{30}\text{Si}$ 变化于 $-3.1\text{‰} \sim -0.4\text{‰}$,其下伏玄武岩的 $\delta^{30}\text{Si} = -0.4\text{‰} \sim -1.0\text{‰}$ ^[6],二者 $\delta^{30}\text{Si}$ 组成相似,这也证实硅质来源于玄武岩。研究证明,热水流体与岩石发生水—岩反应溶出 SiO_2 的过程,一般不会产生硅同位素分馏。但是在 SiO_2 从热水流体中沉淀的过程中,沉淀 SiO_2 与残留在热水流体之中的 SiO_2 之间将产生硅同位素分馏。这种动力分馏的大小,往往与 SiO_2 沉淀速度、份额及沉淀时的温度有关。

从本区热水沉积岩硅同位素的组成及其硅同位素的分馏机制中,可看出本区热水沉积岩中的硅质主要来自下伏沉积地层,而且沉积速率低,这与硅质岩中发育纹层状构造一致。

硅质岩与热水沉积期矿化紧密伴生,硅质的来源往往与矿质来源一致,那么用与矿化关系密切的硅质岩的硅同位素就可以推测成矿物质来源。该区矿床铅同位素研究表明,成矿物质主要来源于泥盆系下伏基底沉积地层柱^[7],与硅同位素研究结果相同。

表1 热水沉积岩的硅同位素

Table 1 The composition of silicon isotope in hydrothermal sedimentary rocks

样品编号	Bj-1	Bj-6	Cb-Si	Cbs-6	Dsi-1	Ht-2	Xgl-4
样品名称	硅质岩	硅质岩	硅质岩	绿泥石岩	硅质岩	硅质岩	钠长石岩
地质特征	层状	纹层状	纹层状	团块状硅质岩	团块状	层状	纹层状
分析矿物	石英	石英	石英	石英	石英	石英	钠长石
$\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS}-28}/\text{‰}$	-0.1	-0.6	-0.2	-0.3	-0.3	-0.1	-0.3

地质矿产部矿床地质研究所分析,质谱计型号:MAT251EM,分析精度: $\pm 0.2\text{‰}$

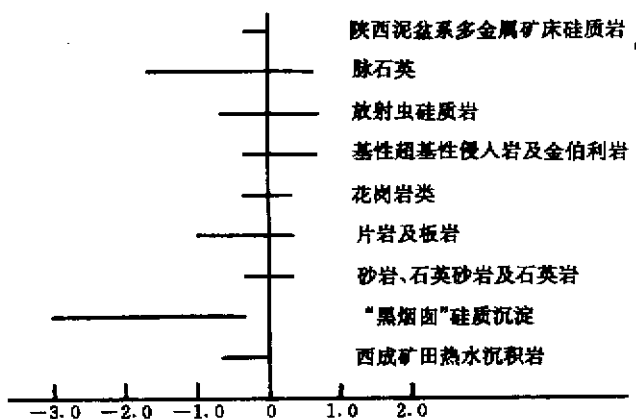


图2 西成矿田热水沉积岩硅同位素分布图及对比
(资料主要来自丁悌平等^[6])

Fig.2 The sketch of silicon isotope of hydrothermal sedimentary rocks in Xicheng mineralized area

2.2 锶同位素

海水中锶的同位素演化记录了地壳活动历史,而且同一地质时代的海洋锶同位素组成是相当均一的。研究海洋锶的载体—沉积岩中的锶同位素组成及其变化,可以了解地壳活动历史和海底热事件发生史。以往人们一般认为,海洋锶同位素组成受三个不同来源锶控制:一是年轻火山岩的锶,其初始值 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为

0.7040 ± 0.002 ;二是大陆壳古老硅铝质岩石化学风化所提供的锶,其平均初始锶比值约为 0.7200 ± 0.005 ;三是海相碳酸盐岩化学风化提供的锶,其初始值 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708 \pm 0.001$ ^[8],其实,除了上述三种影响因素之外,对海洋锶同位素组成影响较大的因素应该是海底热水喷溢活动。

西成矿化集中区硅质岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化于 $0.70985 \sim 0.72812$ 之间(表2),平均值为 0.716556 ;热水沉积灰岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分布在 $0.70994 \sim 0.71811$ 内,与正常海相沉积灰岩(或大理岩)相比(表3)($0.70911 \sim 0.71033$), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值明显高于后者,与龙门山中泥盆统正常沉积灰岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值($0.70788 \sim 0.70823$)相比^[9],热水沉积岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值要高出许多,绿泥石岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较高,分布在 $0.71112 \sim 0.71242$ 之间,离散度相对较小。

热水沉积岩与矿石和蚀变岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(表3),它们之间组成相似,在图3中分布范围一致,说明它们锶的来源基本一致。与岩脉和正常沉积灰岩(大理岩)相比,差异较大。无论是热水沉积形成的重晶石岩,还是后期改造作用形成的重晶石脉,锶同位素比值变化不大,而且都大于海洋锶同位素组成(现代海洋 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7090$)。

从图3中可看出,本区热水沉积岩、矿石及蚀变岩的分布范围落入海洋锶和大陆壳锶之间的某个位置

表2 热水沉积岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值表

Table 2 The ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in hydrothermal sedimentary rocks

样号	采样地点	岩石	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(1\sigma)$	样号	采样地点	岩石	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(1\sigma)$	备注	
BJ-6	毕家山	硅质岩	0.72812 ± 0.00004	Dsi-2	邓家山	硅质岩	0.71550 ± 0.00003	本文	
Cbc	厂坝	含矿灰岩	0.71250 ± 0.00003	C1-1	厂坝	含矿灰岩	0.71811 ± 0.00004		
Cb2-1	厂坝	含矿灰岩	0.71046 ± 0.00005	C1-2	厂坝	含矿灰岩	0.71109 ± 0.00006		
Cb2-2	厂坝	含矿灰岩	0.70994 ± 0.00004	Cbs-1	厂坝	绿泥石岩	0.71125 ± 0.00005		
Cbs-3	厂坝	绿泥石岩	0.71112 ± 0.00005	Cbs-8	厂坝	绿泥石岩	0.71157 ± 0.00005		
Cbsi	厂坝	硅质岩	0.71921 ± 0.00003	Cb8	厂坝	绿泥石岩	0.71242 ± 0.00002		
D305	邓家山	硅质岩	0.71666	D296	邓家山	硅质岩	0.71265		曾章仁等
M515	邓家山	硅质岩	0.70985	M833	邓家山	重晶石	0.70938		

本文结果由宜昌地质矿产研究所分析

表3 矿床矿石或岩石 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值表

Table 3 The ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in ores or hosted rocks

样号	采样地点	岩石	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(1\sigma)$	样号	采样地点	岩石	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(1\sigma)$	备注
Dsi-1	邓家山	石英脉	0.71141 ± 0.00003	D-1	邓家山	方解石脉	0.70975 ± 0.00003	本文
DYM	邓家山	闪长岩脉	0.70864 ± 0.00003	BJ-7	毕家	硅化灰岩	0.71055 ± 0.00001	
Ljg-2	李家沟	绿泥石化	0.72286 ± 0.00002	Ljg-4	李家沟	绿泥石化岩	0.73239 ± 0.00007	
G8	小沟里	含金石英脉	0.71652 ± 0.00005	Shg-1	石鼓子	细晶大理岩	0.70932 ± 0.00003	
Shg-2	石鼓子	粗晶大理岩	0.70911 ± 0.00002	Shg-3	石鼓子	条带大理岩	0.70931 ± 0.00007	
DM17	邓家山	泥晶灰岩	0.70926	D326	邓家山	方解石	0.71071	
DH105	邓家山	生物碎屑灰岩	0.71033	M815	邓家山	重晶石脉	0.70978	

本文结果由宜昌地质矿产研究所分析

中,它们都大于海洋铷,又基本小于大陆地壳铷同位素 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的平均值(0.719 0)。这说明它们形成于海洋铷与大陆壳铷混合的海洋环境中,要使二者均匀的在某个环境混合,其所发生混合的载体是海底热水流体或后期的成矿热水流体活动。由于热水流体在地壳深部或较浅的部位,发生大规模的对流循环,其势必要与基底岩石发生水岩反应,使流体通道内不同岩石中的铷进入热水流体,而且,该热水流体中的铷同位素组成取决于热水流体通道内不同岩性的比例。当热水流体喷出海底并与海水混合,导致海水铷同位素发生巨大的变化,而这种变化往往又被同期沉积物记录下来。流体中和热水沉积岩、矿石及蚀变岩中的铷同位素组成,暗示者成矿热水流体是一种混合流体。

现代大洋底热水沉积物(重晶石、石膏)铷同位素 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 主要分布在0.706 65左右^[10](图3),是以初

始铷为主的混合铷,这是由其基底岩石为洋壳基性火山岩所决定的。本区基底为陆壳沉积物,所以热水流体铷同位素组成基本代表了基底岩石的铷同位素组成。据此特点推断,利用热水沉积岩的铷同位素组成,可以推测其下伏基底岩石的性质或构造层性质,是洋壳还是陆壳。

2.3 碳、氧同位素组成

海底热水流体的碳、氧同位素组成与海水碳、氧同位素组成有着显著的差异。由于海底热水沉积碳酸盐岩中含由不同程度地来自火山成因($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -3.1\text{‰} \sim -15\text{‰}$)、深部地幔来源($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -4\text{‰} \sim -10\text{‰}$)、海底热泉($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -3\text{‰} \sim -30\text{‰}$)和有机质热解形成的有机碳及热成甲烷($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} < -30\text{‰}$)的碳,其碳同位素组成显示明显的负值,那么,海底热水流体喷出水—岩界面与正常海水发生混合,必然使混合后的海水的同位素发生变化,这种变化在同期海底沉积物(主要是碳酸盐岩)中是否有记录?答案是肯定的。无论是在现代洋底热水沉积区,还是古代热水沉积区形成的灰岩,其灰岩的碳、氧同位素组成与正常沉积区形成的灰岩相比,灰岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值差异较大^[10,11,12]。

对矿化集中区不同类型的灰岩(包括热水沉积岩)的碳、氧同位素分析(表4)及前人30多件碳、氧同位素资料的总结对比研究^[13],发现热水沉积作用形成白云岩、大理岩和结晶灰岩的碳、氧同位素变化较大。热水沉积型碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化于 $4.3\text{‰} \sim -2.7\text{‰}$ 之间,平均值为 1.18‰ (16件); $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 集中变化于 $-2.0\text{‰} \sim -10.0\text{‰}$,平均值为 -7.65‰ 。与泥盆纪灰岩相对比,该热水沉积岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 基本位于其变化范围内,且众值区也相似,只是略有偏低。与本区正常灰岩相比,热水沉积灰岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值明显偏低。热水沉积灰

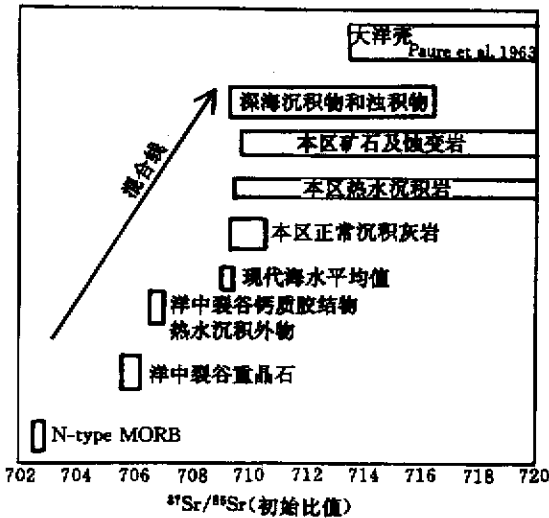


图3 铷同位素初始比值变化趋势图

Fig.3 Sketch of variable tendency for primary strontium isotope

表4 矿化集中区碳酸盐岩碳氧同位素组成

Table 4 The composition of carbon and oxygen isotope in carbonate rocks

样号	岩石特征	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ /‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ /‰	样号	岩石特征	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ /‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ /‰	备注	
Cbd1	含纹层状透闪石的白云岩	3.2	-3.3	Wls1	条带状矿石中的大理岩条带	2.8	-8.7	本文	
Cbd2	含纹层状透闪石的白云岩	3.2	-3.4	Wls2	条带状矿石中的大理岩条带	1.5	-9.1		
Cbd3	含纹层状透闪石的白云岩	-2.7	-20.2	C1	盆地相中的灰岩	3.0	-9.0		
Cbd4	纹层状白云岩	4.1	-3.8	C2	盆地相中的灰岩	2.3	-10.2		
Cbd5	块状白云岩	4.3	-3.9	C3	盆地相中的灰岩	-1.4	-12.3		
Cbc	厂坝1#矿体容矿灰岩	-1.1	-9.2	C4	盆地相中的灰岩	-2.9	-12.2		
Shg-1	白云岩	3.8	-2.0	C5	盆地相中的灰岩	-0.6	-9.8		
Shg-3	条带状大理岩	3.2	-3.7	Cg	生物碎屑灰岩	-0.1	-8.5		
C1-1	厂坝1#矿体容矿灰岩	1.9	-8.8	Ywg	硬碗沟角砾状结晶灰岩	-1.6	-12.0		
Xlg-1	香炉沟白云石岩	-1.4	-6.7	Xlg-5	香炉沟白云石岩	-2.9	-10.7		曾章人等
C1-2	厂坝1#矿体容矿灰岩	-0.3	-10.0	C1-3	厂坝1#矿体容矿灰岩	0.9	-9.0		

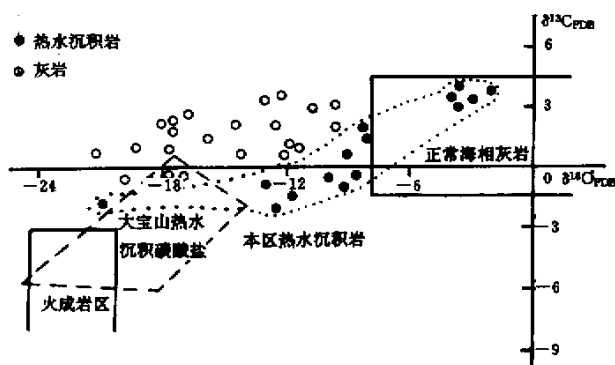


图4 热水沉积岩碳、氧同位素组成关系

Fig. 4 The relationship between carbon and oxygen isotope in hydrothermal sedimentary rocks

岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 变化大,明显负偏(图4),远离原点,也就是说热水沉积岩中较正常海相灰岩贫 $\delta^{18}\text{O}$,这可能是由于热水流体喷出后,隐晶质硅的大量沉淀,导致海底热水沉积区水体中 ^{18}O 亏损所致^[10]。

本区热水沉积岩的碳氧同位素组成与区内正常海相灰岩相比, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值略有偏低,但是 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值明显偏大。热水沉积碳酸盐的碳同位素主要来源于下伏地层碳酸盐岩的在循环碳,同时又受到其它来源碳的影响。根据碳酸钙—水氧同位素分馏方程^[14],计算出热水沉积碳酸盐曾经受过 $35\sim 160^\circ\text{C}$ 的古温度场,比同期正常海相灰岩形成温度 ($18.87\sim 28.12^\circ\text{C}$) 要高的多^[15]。与广东大宝山水热沉积型碳酸盐岩的形成温度 ($140\sim 202^\circ\text{C}$)^[10] 相比又偏低,说明本区热水沉积型碳酸盐岩在沉积时,海水掺和比例较大,水体温度相对较低。

3 主要认识

无论是地质历史中还是现在,在海洋底部存在有大量的热水活动,热水活动不仅在海底形成金属硫化物矿床,还形成了与之紧密伴生的热水沉积岩。热水沉积岩已经成为寻找热水沉积型或热水沉积—改造型矿床的重要找矿标志。研究热水沉积岩的物质来源,也能为研究成矿物质来源提供左证。本区热水沉积岩的硅、锶及碳氧同位素研究表明,其成矿物质主要来源于下伏沉积地层柱,与铅同位素的研究结果一致。

热水沉积岩的物质组成主要来源于地壳内部,而非陆源或海源,说明热水沉积岩是内生和外生作用的统一体。根据热水沉积岩硅、锶同位素可判断热水流体所经过途岩的性质—判断基底岩石的类型是沉积岩还是变质岩及火成岩,进一步可判断盆地沉积时盆地是在陆壳还是在洋壳环境中演化的。

现在越来越多的学者用海相碳酸盐岩的碳、锶同位素变化来研究海平面的升降,而且在这方面已取得了重要的成果^[9,16,17]。他们多考虑海底火山作用和陆源物质对海洋锶同位素组成的影响,而对海底大规模热水活动很少谈及。由于海底热水的喷溢作用,带来大量的热水锶与海洋锶混合,又被沉积物记录下来。热水锶与海洋锶混合速度快、均匀,分布面广,而海底火山活动除了火山气液对海洋锶影响速度快之外,主要是通过海水与火山岩发生水岩反应来影响海洋锶同位素组成,这种方式影响范围有限。自古以来海底热水活动强烈,大洋水可在50百万年内被海底热水彻底更换一次(蒲生俊敬,1996),从而使其原有的碳、氧、锶同位素组成特征彻底发生改观。因此建议在研究海平面变化时,注意海底热水活动对沉积物碳、锶同位素组成的影响。

本文是在导师曾允孚教授指导下完成的,在此谨表衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 Bischoff J L. Red sea geothermal brine deposits: their mineralogy, chemistry and genesis [A]. In: Degens E T, Ross D A eds. Hot brine and recent heavy metal deposits in the Red sea [C]. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1969. 368~401
- 2 Ridge J D. Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the seafloor [J]. Min Deposit, 1973, (82): 332~348
- 3 韩发, 哈钦森 R W. 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, 1989, (2): 25~37
- 4 薛春纪. 沉积岩中海底热液沉积矿床岩石学 [J]. 矿物岩石地球化学通讯, 1990 (4): 228~229
- 5 陈先沛, 陈多福. 广西上泥盆统乳房状燧石的热液沉积地球化学特征 [J]. 地球化学, 1989 (1): 1~7
- 6 丁梯平等. 硅同位素地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1994
- 7 孙省利, 王国安, 袁明坤. 西成铅锌矿田铅、硫同位素特征及成矿物质来源的研究 [J]. 甘肃地质学报, 1992, (2): 51~65
- 8 尹观. 同位素水文地球化学 [M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1988
- 9 郑荣才, 刘文均. 龙门山泥盆纪层序的碳、锶同位素效应. 见: 曾允孚等编著. 中国古大陆和大陆边缘沉积学 [C]. 成都: 四川科学技术出版社, 1996. 475~483
- 10 Al-Aasm I S, Blaise B. Interaction between hemipelagic sediment and a hydrothermal system: Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge, subarctic northeast pacific [J]. Marine Geology, 1991, 98: 25~38
- 11 杨振强. 大宝山块状硫化物矿床成因—泥盆纪海底热事件 [J]. 华南地质与矿产, 1997 (1): 7~17
- 12 蒙义峰, 崔彬, 杨军臣, 张连昌. 滇东南芦柴冲大型银多金属矿床的海底喷流成矿作用沉积旋回划分 [J]. 地质与勘探, 1998, 34 (3): 16~20
- 13 王集磊, 何伯焯, 李健中, 何典仁. 中国秦岭型铅锌矿 [J]. 北京: 地质出版社, 1996
- 14 Craig H. Isotopic composition and origin of the Red sea and Salton sea geothermal brines [J]. Science, 1966, 154: 1~1544

- 15 武安斌, 宋春晖, 孙省利. 甘肃省西成矿田中泥盆统沉积相古地理与控矿作用[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 1992
- 16 田景春, 曾允孚. 中国南方二叠纪古海洋锶同位素演化[J]. 沉积学报, 1995, 13(4): 125~130
- 17 Spooner E. The strontium isotope composition of sea water and seawater-oceanic crust interaction[J]. Earth Planet. Sci. Lett. 1996, 13: 167~174

Isotopic Tracer of Material Origin for Hydrothermal Sedimentary Rocks and Significance in Xicheng Mineralization Area

SUN Xing-li^{1, 2} ZENG Yun-fu¹

(¹ Chengdu Institute of Technology, Chengdu 610059) (² Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract By means of silicon, strontium and carbon isotope, the material origin of hydrothermal sedimentary rocks associated closely with stratiform ore body is discussed in the paper. The value of silicon isotope $\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS}-28}$ for silica rocks ranges from -0.6% to -0.1% , and it is consistent with the value of sedimentary rocks. The result of silicon isotope indicates that silicon of silica rocks comes mainly from sedimentary pile under Devonian. The value of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for hydrothermal sedimentary rocks, such as silica rocks, chloritite, baritite and carbonate, changes from 0.70938 to 0.72812 and lie between ocean strontium and crust strontium. The composition of strontium of hydrothermal sedimentary rocks belongs to mixed strontium and origins from recycled strontium of underlying sedimentary pile. $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ of hydrothermal sedimentary carbonate ranges respectively from -2.7% to 4.3% , -10.0% to -2.0% , and the value of $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ is close to natural carbonate, but $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ of hydrothermal sedimentary carbonate is depleted.

The result of silicon and strontium indicates that the composition of hydrothermal sedimentary rocks comes mainly from sedimentary pile underlying Devonian, but its forming manner is exogenous, as well as we can say that the hydrothermal sedimentary rock is entia of endogenetic and exogenetic.

Key words Xicheng mineralization area, hydrothermal sedimentary rocks, isotope, material source