

熊耳地体南侧中晚元古代地层碳氧同位素组成： CMF 模式的证据*

祁进平^{1 2} 张静^{1 3} 唐国军¹

QI JinPing^{1 2}, ZHANG Jing^{1 3} and TANG GuoJun¹

1. 北京大学造山带与地壳演化实验室, 北京 100871

2. 中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室, 广州 510640

3. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083

1. Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China

2. Key Laboratory for Metallogenic Dynamics, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 550002, China

3. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2005-04-15 收稿, 2005-08-2 改回

Qi JP, Zhang J and Tang GJ. 2005. Carbon and oxygen isotope composition of the Meso-Neoproterozoic strata south of the Xiong'er terrane: evidence of the CMF model. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5): 1365-1372

Abstract In terms of the CMF model (Tectonic Model for Collisional Orogeny, Metallogeny and Fluid Flow), former researchers inferred that the ore-forming fluids and metals of gold/silver deposits in the Xiong'er Terrane had been mainly sourced from intracontinental subduction-related metamorphic devolatilization of the Meso-Neoproterozoic strata (Guandaokou and Luanchuan Groups) south of the Xiong'er Terrane, and that the strata should be enriched in radiogenic Pb and Sr, and have high $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values. To examine this inference and the CMF model, we have studied the Meso-Neoproterozoic strata and report the C and O isotope results in this paper. Thirteen $\delta^{18}\text{O}$ analyses of bulk-rock samples range 9.1‰ ~ 16.7‰ and average 13.3‰; four $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$ values range -2.8‰ ~ 0.8‰ and average -0.9‰. Calculations show that the $\delta^{18}\text{O}_w$ values of the fluids, supposed to be sourced from metamorphic devolatilization of the strata at temperature span of 320 ~ 373°C (early-stage metallogenic temperature of most deposits in the Xiong'er Terrane), must be in the range of 2.6‰ ~ 14.6‰. The calculated $\delta^{18}\text{O}_w$ range, as inferred by former researchers, fully covers the available $\delta^{18}\text{O}_w$ values of the early-stage ore-fluids in the Xiong'er Terrane ($\delta^{18}\text{O}_w = 5.1‰ \sim 12.6‰$). The calculated $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ values for fluids originated from metamorphic devolatilization of the strata are between -0.7‰ ~ 4.0‰, consistent with the $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ values (-2.1‰ ~ 4.0‰, mostly > 0 in early stage) of ore-forming fluid-systems in the Xiong'er Terrane. Therefore, our study strongly supports previous inference mentioned above and the science and utility of the CMF model. The CMF model can be employed to guide future exploration and geological study in the Xiong'er Terrane and comparable tectonic settings.

Key words Xiong'er Terrane, Lode Au/Ag deposit, Isotope, Meso-Neoproterozoic strata, CMF model

摘要 前人运用 CMF 模式(碰撞造山成岩成矿与流体作用模式)推断熊耳地体金银矿床的成矿流体主要来自其南侧中晚元古代地层(官道口群和栾川群)的陆内俯冲变质脱水作用,并推测该套地层富放射成因铅和锶, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高。为检验该推论和 CMF 模式正确与否,作者对该套地层开展了研究,本文报道了碳氧同位素研究结果。13 件岩石样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 9.1‰ ~ 16.7‰, 平均 13.3‰; 4 件 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$ 值为 -2.8‰ ~ 0.8‰, 平均 -0.9‰。计算表明, 该套地层在 320 ~ 373°C (熊耳地体多数矿床早阶段成矿温度范围) 变质脱水所形成流体的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值为 2.6‰ ~ 14.6‰, 与推测结果一致, 覆盖了熊耳地体已有早阶段成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值 (5.1‰ ~ 12.6‰)。计算的中晚元古代地层变质流体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值介于 -0.7‰ ~ 4‰, 也与熊耳地体成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值 (-2.1‰ ~ 4‰, 成矿早阶段一般 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} > 0$) 一致。如此以来, 我们的研究结果证明了前人的推论和 CMF 模式的科学性 with 实用性。CMF 模式可以用于指导熊耳地体或类似构造环境的矿床勘查和地质研究。

关键词 熊耳地体; 脉状金/银矿床; 同位素; 中晚元古代地层; CMF 模式

中图法分类号 P597.2

* 本文得到自然科学基金项目(编号 40425006, 40352003 和 49972035)和科学院百人计划项目(ZX 创 303)的资助。

第一作者简介: 祁进平, 男, 1976 年生, 博士研究生, 矿床学专业, E-mail: pingjinqi@sina.com

1 引言

1978年以来,河南熊耳地体(即熊耳山地区)陆续发现金、银矿点50多处,大、中型矿床10多个,使熊耳地体成为矿床学家关注的金(银)矿田。熊耳地体主要由早前寒武纪变质基底太华超群(陈衍景和富士谷,1992;Chen and Zhao,1997)、中元古代盖层熊耳群安山岩建造(Zhao *et al.*,2004;陈衍景等,1992)、燕山期深成花岗岩类和斑岩-爆破角砾岩等构成(图1)。其中,燕山期花岗岩类分布在地体核心,包括五丈山岩体(锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 156.8 ± 1.2 Ma,李永峰,2004)、嵩坪岩体(锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 130.7 ± 1.4 Ma,李永峰,2004)和花山岩体(锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 132.0 ± 1.6 Ma,李永峰,2004),习称花山杂岩体;斑岩-爆破角砾岩主要分布在花山杂岩体的北侧,伴有雷门沟斑岩钼矿和祁雨沟爆破角砾岩型金矿。除祁雨沟金矿以外,熊耳地体的金银矿床均为断裂构造控制的脉状造山型,且分布在花山杂岩体的南侧,以康山金银矿床(王海华等,2001)、铁炉坪银多金属矿床(Sui *et al.*,2000;陈衍景等,2003;Chen *et al.*,

2004,2005)和上宫金矿床(范宏瑞等,1994,1998;陈衍景等,2004a,b;李晶等,2004)为典型代表。

为解释熊耳地体的脉状矿床、深成花岗岩类、浅成斑岩-爆破角砾岩的成带分布现象,陈衍景等(1990,2004a,b,c)提出了成矿省、矿田和矿体3个尺度的碰撞造山成岩成矿与流体作用模式(Tectonic model for Collisional orogeny, petrogeny, Metallogeny and Fluid flow,简称CMF模式);通过对熊耳地体南边界马超营断裂的考察,认为其是倾向北的陆内俯冲带,断裂南侧的陆壳板片向熊耳地体俯冲过程中发生变质脱水-熔融作用,导致熊耳地体自南而北依次发育脉状热液金矿带、花岗岩基带和斑岩-爆破角砾岩带。其后,很多学者(详见张国伟等,2001,及其引文)对马超营断裂带进行专门研究,均证实马超营断裂是倾向北的陆内俯冲带或指向南的厚皮推覆构造带。与此同时,康山、铁炉坪和上宫等矿床的成矿物质和流体也被证明来自马超营断裂以南的俯冲板片,成矿流体系统从早阶段变质流体向晚阶段大气降水热液演化(Chen,1998;Sui *et al.*,2000;王海华等,2001;Chen *et al.*,2004,2005;陈衍景等,2003,2004a,b)。而且,根据矿石铅同位素比值显著高于熊耳地体的太华超群、熊耳群和

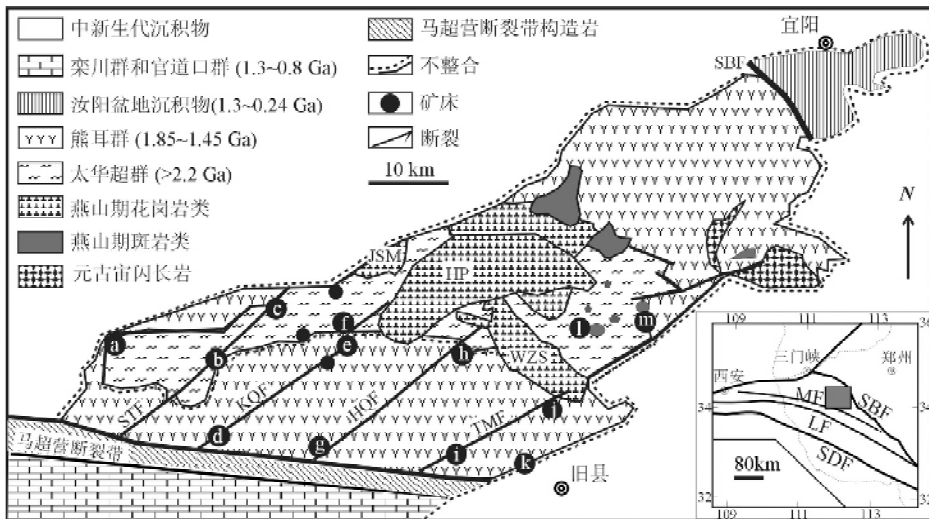


图1 熊耳地体地质和矿床分布图(陈衍景等,2003)

矿床名称:a.嵩坪沟(Ag-Pb);b.铁炉坪(Ag-Pb);c.小池沟(Au);d.康山(Au-Ag-Pb);e.上宫(Au);f.虎沟(Au);g.红庄(Au);h.青岗坪(Au);i.潭头(Au);j.瑶沟(Au);k.前河(Au);l.雷门沟(Mo-Au);m.祁雨沟(Au)。缩写:JSM.金山庙花岗岩;HP.嵩坪花岗岩体;WZS.五丈山花岗岩体。LF.栾川断裂;MF.马超营断裂;SBF.三宝断裂;SDF.商丹断裂;STF.三门-铁炉坪断裂;KQF.康山-七里坪断裂;HQF.红庄-青岗坪断裂;TMF.陶村-马园断裂。

Fig.1 Geological map showing locations of ore deposits in the Xiong'er Terrane(from Chen *et al.*,2003)

Name of deposits :a, Haopinggou (Ag-Pb);b, Tieluping (Ag-Pb);c, Xiaochigou (Au);d, Kangshan (Au-Ag-Pb);e, Shanggong (Au);f, Hugou (Au);g, Hongzhuang (Au);h, Qinggangping (Au);i, Tantou (Au);j, Yaogou (Au);k, Qianhe (Au);l, Leimengou (Mo-Au);m, Qiyugou (Au). Abbreviations :JSM, Jinshanmiao granite;HP, Haoping granite;WZS, Wuzhangshan granite. LF, Luanchuan fault;MF, Machaoying fault;SBF, San-Bao fault;SDF, Shang-Dan fault;STF, Sanmen-Tieluping fault;KQF, Kangshan-Qiliping fault;HQF, Hongzhuang-Qinggangping fault;TMF, Taochun-Mayuan fault

燕山期花岗岩成矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 较高等事实,陈衍景等(2003)、Chen *et al.* (2004, 2005) 排除了太华超群、熊耳群、燕山期花岗岩或其混合物或地幔作为成矿流体系统主要源区的可能性,认为早阶段成矿流体主要来源只能是马超营断裂以南的官道口群和栾川群,并推测该套地层的铅、锶、碳、氧等同位素比值较高。

那么,马超营断裂以南的中晚元古代官道口群和栾川群地层(以下简称“中晚元古代地层”)是否具有较高的铅、锶、碳、氧等同位素比值呢?其同位素组成能否满足熊耳地体金银成矿流体系统的要求?显然,对该问题的回答十分关键,决定着 CMF 模式及其对熊耳地体金银矿床成因解释的正确与否。鉴于上述,我们对中晚元古代地层进行了系统研究,本文首先报道碳、氧同位素研究结果,探讨其俯冲脱水所产生的流体的碳氧同位素组成,并与熊耳地体金银矿床成矿流体对比。

此外,其他学者在研究熊耳地体金银矿床时,对早阶段成矿流体的来源提出了不同认识,主要有(1)花岗岩浆热液(范宏瑞等,1993,1994,1998;黎世美等,1996)(2)地幔流体(李永峰,2004;任富根等,1996)(3)太华超群和熊耳群变质脱水(黎世美等,1996;任富根等,1996)。显然,本文的研究结果也有助于判别这些观点的科学性。

2 样品地质和分析

据胡受奚等(1988)、陈衍景和富士谷(1992),官道口群和栾川群分别相当于蓟县系(1400~1000Ma)和青白口系

(1000~800Ma),官道口群角度不整合在熊耳群之上,与栾川群呈平行不整合接触,而栾川群被震旦系和寒武系平行不整合覆盖。该套地层主要分布在栾川断裂与马超营断裂之间,属弧前盆地沉积建造(胡受奚等,1988),在熊耳地体基本缺失。官道口群自下而上分为高山河、龙家园、巡检司、杜关、冯家湾等5个岩性组。高山河组主要岩性为砂岩、砾岩、页岩,偶夹叠层石白云岩;其余4个组主要岩性为叠层石白云岩、厚层白云岩和含燧石条带的白云岩,局部夹砂岩、碳质页岩,偶见薄层砾岩。栾川群虽然自下而上划分为白术沟、三川、南泥湖、煤窑沟等4个岩性组,但各组之间的岩性并无明显不同,主体为含碳质的砂岩、页岩、灰岩、白云岩、硅质岩等。总体而言,中晚元古代地层(官道口群+栾川群)的原岩建造为含碳质的碳酸盐-碎屑岩-硅质岩建造,即碳硅泥岩系或 CSC (carbonaceous carbonate-shale-sandstone-chert) 建造(陈衍景等,2003;Chen *et al.*, 2004, 2005),经历了绿片岩相的变质作用。在熊耳地体南侧主要发育官道口群冯家湾组和栾川群。

在 CSC 建造中,白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 通常最高(Melezhik *et al.*, 1999),为了准确厘定华熊地块南缘中晚元古代地层的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的下限,我们重点采集了熊耳地体南侧该套地层的非碳酸盐样品,具体样品地质和矿物组合见表1,主量元素含量见表2。

样品主元素含量在北京大学造山带与地壳演化实验室测试;同位素分析在中国地质科学院同位素开放实验室完成,分析方法见丁悌平(1988)介绍,所用仪器和精度参见陈衍景等(2003)。

表1 栾川群和官道口群样品的矿物组成

Table 1 Mineral association of the samples from the Guandaokou and Luanchuan Groups

样号	岩石名称	矿物成分(据薄片观察估计)	取样层位
Y02	云母石英片岩	石英 65% ,云母 35%	栾川群煤窑沟组
Y03	矿化云母片岩	石英约 50% ,云母 40% ,金属矿物 10%	栾川群煤窑沟组
L8	云母片岩	云母 75% ,石英 20% ,其它 5% ,发育黄铁矿脉和方解石脉	栾川群南泥湖组
L30	云母片岩	白云母 35% ,黑云母 30% ,石英 33% ,石墨 2%	栾川群南泥湖组
L31	石墨云母片岩	石英 55% ,白云母 25% ,黑云母 15% ,石墨 5%	栾川群南泥湖组
L32	石墨云母片岩	石英 35% ,白云母 35% ,黑云母 25% ,石墨 5%	栾川群南泥湖组
L37	云英片岩	石英 50% ,白云母 38% ,黑云母 10% ,其它 2%	栾川群南泥湖组
L40	石墨黑云石英片岩	石英 80% ,黑云母 10% ,石墨 8% ,其它 2%	栾川群南泥湖组
L41	钙质石英片岩	石英 75% ,方解石 15% ,云母 8% ,其它 2%	栾川群南泥湖组
L42	黑云石英片岩	石英 75% ,黑云母 20% ,磷灰石 2% ,其它 3%	栾川群南泥湖组
B27	钙质二云片岩	石英 45% ,白云母 25% ,黑云母 10% ,方解石 10% ,绿帘石 8% ,其它 2%	官道口群冯家湾组
B28	云母片岩	石英 53% ,白云母 45% ,其它 2%	官道口群冯家湾组
B29	云母石英片岩	石英 68% ,白云母 30% ,其它 2%	官道口群冯家湾组

表2 栾川群和官道口群样品的岩石化学成分(%)

Table 2 Petrochemical compositions of samples from the Guandaokou and Luanchuan Groups (%)

Name	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI
Y02	67.284	17.103	2.592	1.25	0.120	1.055	4.65	1.26	0.020	0.964	0.144	3.560
Y03	65.217	18.255	2.358	1.28	0.021	1.054	5.44	1.26	0.012	1.194	0.127	3.783
L8	58.687	17.608	5.420	1.98	0.983	1.451	5.44	0.63	0.404	0.904	0.242	6.252
L30	67.877	12.551	1.267	4.24	0.519	2.085	4.18	2.27	0.063	1.067	0.200	3.685
L31	68.052	13.115	1.146	4.10	0.484	2.024	3.98	2.27	0.024	0.911	0.190	3.709
L32	60.551	17.472	1.752	3.48	0.480	1.894	4.85	3.03	0.035	1.665	0.243	4.550
L37	61.323	14.678	5.101	2.40	0.492	2.786	5.98	1.77	0.068	1.048	0.257	4.099
L40	74.151	7.374	4.619	2.18	0.071	1.000	4.85	0.88	0.026	0.488	0.187	4.174
L41	71.190	7.020	3.602	3.41	2.325	0.950	3.32	1.89	0.048	0.664	0.202	5.382
L42	68.263	10.423	3.337	3.24	0.428	2.118	4.25	3.79	0.076	0.787	0.198	3.093
B27	53.068	9.294	2.854	0.88	14.419	1.206	2.36	1.89	0.128	0.603	0.161	13.139
B28	66.839	15.951	1.812	1.40	1.817	1.182	4.91	1.14	0.027	0.891	0.185	3.847
B29	73.898	12.880	0.767	1.30	0.412	0.854	3.72	2.40	0.015	0.946	0.154	2.656

熊耳群和燕山期花岗岩类(表4),证实了陈衍景等(2003)关于该套地层具有较高 $\delta^{18}\text{O}$ 的推测。考虑到白云岩应有更高的 $\delta^{18}\text{O}$,中晚元古代地层的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 应高于13.3‰。因此,从氧同位素组成分析,华熊地块南缘中晚元古代地层符合熊耳地体金银成矿流体系统的源区条件。

3 氧同位素组成及其对 CMF 模式的约束

13件中晚元古代地层样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化于9.1‰~16.7‰,平均13.3‰(表3),明显高于熊耳地体的太华超群、

表3 中晚元古代地层及其不同变质温度平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ (‰_{SMOW})Table 3 The $\delta^{18}\text{O}$ values of bulk rocks from the Meso-Neoproterozoic strata and possibly equilibrated fluids originated from metamorphic devolatilization at different temperatures (‰_{SMOW})

样号	样品	$\delta^{18}\text{O}^{(1)}$			$\delta^{18}\text{O}_w^{(2)}$			$\delta^{18}\text{O}_w^{(3)}$		
		320℃	350℃	373℃	320℃	350℃	373℃	320℃	350℃	373℃
Y02	云母石英片岩	15.7	11.7	12.4	12.8	11.2	11.9	12.4		
Y03	矿化云母片岩	16.7	13.7	14.2	14.6	12.4	13.1	13.5		
L8	云母片岩	11.8	12.2	12.4	12.6	8.1	8.7	9.1		
L30	云母片岩	15.1	10.7	11.3	13.2	11.0	11.6	12.1		
L31	石墨云母片岩	14.1	8.3	9.1	10.6	9.9	10.6	11.0		
L32	石墨云母片岩	13.2	8.5	9.2	11.1	9.5	10.2	10.6		
L37	云英片岩	9.1	2.6	3.5	5.6	5.6	6.2	6.6		
L40	石墨黑云石英片岩	10.4	3.0	4.0	5.6	5.8	6.5	6.9		
L41	钙质石英片岩	12.3	6.0	7.0	7.5	8.0	8.7	9.1		
L42	黑云石英片岩	10.6	5.6	6.0	6.5	6.7	7.4	7.8		
B27	钙质二云片岩	14.9	9.0	9.7	11.4	12.7	13.2	13.6		
B28	云母片岩	14.6	7.3	8.2	10.6	10.3	11.0	11.4		
B29	云母石英片岩	14.2	6.9	7.8	9.6	9.5	10.2	10.6		
	平均(n=13)	13.3	8.1	8.8	10.1	9.3	9.9	10.4		

注释(1)实测的全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 。(2)根据平衡方程 $1000\ln\alpha_{\text{白云母-水}} = 3.20 \times 10^6/T^2 - 2.00$ ($T < 350^\circ\text{C}$), $1000\ln\alpha_{\text{白云母-水}} = 2.38 \times 10^6/T^2 - 3.89$ ($T > 350^\circ\text{C}$), $1000\ln\alpha_{\text{黑云母-水}} = 0.03 \times 10^6/T^2 - 2.59$, $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.57 \times 10^6/T^2 - 2.73$, $1000\ln\alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6/T^2 - 2.89$ (均引自张理刚,1985),以及表1中主要矿物含量,加权计算的不同温度条件下变质平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。(3)根据增量模型法计算了全岩-水的分馏方程(Zheng, 1991, 1993; 赵子福和郑永飞, 1999),代入实测全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值,计算出不同温度条件下变质平衡水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值。设定温度(320℃、350℃、373℃)分别对应于康山、上官和铁炉坪矿床早阶段成矿温度峰值。

那么,中晚元古代地层究竟能否提供符合熊耳地体金银成矿流体同位素地球化学特征的变质流体呢?我们以上宫、康山和铁炉坪3个典型矿床为例,进一步讨论。

康山、上宫矿床的早阶段成矿温度范围分别是300~380℃(王海华等,2001)和320~380℃(陈衍景等,2004a),峰值分别是320℃和350℃;铁炉坪银矿早阶段成矿温度为373℃(Sui *et al.*, 2000)。本文采用两种方法计算了地层在不同温度下的变质平衡水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值。方法之一:根据不同矿物-水的氧同位素平衡分馏方程(详见表3注释),样品矿物含量(表1),加权计算 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值(表3)。方法之二是采用增量模型法计算,步骤(参见赵子福和郑永飞,1999)为:(1)在样品岩石化学成分中,剔除烧失量和 P_2O_5 ,折算其它氧化物归一化后的百分含量;(2)根据氧化物 I^{-18}O 和相应的公式,计算全岩 $\text{I}^{-18}\text{O}_{\text{岩石}}$;(3)根据公式(Zheng, 1991, 1993)计算0~1200℃范围内岩石-水分馏方程;(4)将实测全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值代入岩石-水分馏方程,求出不同温度条件下变

质平衡水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值(表3)。从表3可见,两种方法的计算结果基本一致,只是第一种方法计算的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值变化范围略大于第二种方法。为稳妥起见,我们使用第一种方法的结果讨论中晚元古代地层提供成矿流体的可能性。

在320℃条件下(康山金矿早阶段成矿温度峰值),所派生的变质平衡水 $\delta^{18}\text{O}_w$ 在2.6‰~13.7‰之间,平均值8.1‰~9.3‰,与康山金矿早阶段成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ (5.8‰~9.7‰,平均8.3‰,表4)一致;在350℃条件下(上宫金矿早阶段温度峰值),变质平衡水 $\delta^{18}\text{O}_w$ 在3.5‰~14.2‰之间,平均值8.8‰~9.9‰,与上宫金矿早阶段流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 较为吻合,后者变化于5.1‰~12.6‰,平均8.2‰(表4);在373℃时(铁炉坪银矿早阶段温度),变质水 $\delta^{18}\text{O}_w$ 在5.6‰~14.6‰之间,平均10.1‰~10.4‰,也与铁炉坪银矿早阶段流体 $\delta^{18}\text{O}$ (7.9‰~9.8‰,平均9.0‰)接近。总之,计算结果支持“中晚元古代地层俯冲变质脱水提供熊耳地体成矿系统之早阶段流体”的推断,即CMF模式。

表4 熊耳地体主要地质体和典型矿床成矿流体的氢氧同位素组成(‰ $_{\text{SMOW}}$)

Table 4 The δD and $\delta^{18}\text{O}$ values of the geologic bodies and typical deposits in the Xiong'er Terrane (‰)

地质体	样数	测试对象	$\delta^{18}\text{O}$ 范围/均值	δD 范围/均值	$\delta^{18}\text{O}_w$ 范围/均值	T(℃)	文献
康山	3	早阶段石英	12.0~15.9/14.5	-84~-73/-77	5.8~9.7/8.3	320	王海华等,2001
上宫	18	早阶段石英	10.4~17.9/13.5	-88~-66/-78	5.1~12.6/8.2	350	陈衍景等,2004b
上宫	1	铁白云石	11.7	-76	5.9	307	陈衍景等,2004b
铁炉坪	4	早阶段石英	13.7~15.6/14.8	-96~-84/-90	7.9~9.8/9.0	373	陈衍景等,2003
熊耳群	3	新鲜安山岩	6.7~8.0/7.4	-83			陈衍景等,2004b
熊耳群	3	蚀变安山岩	8.5~8.9/8.7	-94~-85/-90			陈衍景等,2004b
熊耳群	1	强蚀变安山岩	11.2	-87			黎世美等,1996
熊耳群	1	蚀变岩型矿石	12.7				黎世美等,1996
太华超群	1	混合岩石石英	9.9	-25	6.8	450	范宏瑞等,1994
太华超群	1	伟晶岩石石英	9.9	-28	5.8	400	范宏瑞等,1994
花岗岩	2	花岗岩石英	7.9~9.8/8.9	-69~-65/-67	6.9~8.8/7.9	600	范宏瑞等,1994

从表4还可看出(1)熊耳群新鲜岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 均较低,它们在300~400℃范围所能派生的平衡变质水的 $\delta^{18}\text{O}$ 势必较低,因为表3中的计算结果和相关氧同位素平衡分馏方程决定了水的 $\delta^{18}\text{O}$ 低于岩石;而且,在矿物 $\delta^{18}\text{O}$ 给定时, $\delta^{18}\text{O}_w$ 随平衡温度的增高而增高;因此,在上述成矿温度范围内熊耳群所能派生的平衡变质水的 $\delta^{18}\text{O}$ 不可能超过8‰,也就不可能成为熊耳地体金银矿床早阶段成矿流体的主要来源。另外,蚀变安山岩 $\delta^{18}\text{O}$ 高于新鲜岩石的现象表明,熊耳群岩石在水岩作用过程中汲取了流体中的 ^{18}O 。(2)太华超群中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 也不高,在400~450℃范围的平衡岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 也未超过6.8‰,在320~373℃范围应该更低,因此远低于上宫、康山和铁炉坪等矿床早阶段流体的 $\delta^{18}\text{O}$ (均大于8‰),难以成为早阶段成矿流体的主要来源。此外,太华超群石英包裹体水的 δD 值较高,与成矿流体系统的 δD 大相

径庭,同样不支持其为成矿流体主要来源的可能。(3)燕山期花岗岩石英的 $\delta^{18}\text{O} < 10\text{‰}$,无论如何都无法满足部分样品早阶段成矿流体 $\delta^{18}\text{O} > 10\text{‰}$ 的要求,即使在600℃的高温条件下,计算的平衡水平均值 $\delta^{18}\text{O}$ 也仅达到7.9‰(300~400℃时,此值更低),仍然低于早阶段金银成矿流体系统的 $\delta^{18}\text{O}$;同时,成矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围远远超出岩浆水 $\delta^{18}\text{O}$ 范围,而 δD 也普遍低于熊耳地体岩浆水 δD 。因此,由中生代花岗岩浆派生的岩浆水同样难以成为熊耳地体早阶段成矿流体系统的主要来源。

总之,熊耳地体的3类主要地质体及其混合物均不可能是成矿系统早阶段流体的主要源区,只有中晚元古代地层陆内俯冲变质脱水才可提供熊耳地体金银成矿系统的早阶段流体(陈衍景等,2003,2004a,b;Chen *et al.*, 2004, 2005)。

4 碳同位素组成及其对 CMF 模式的约束

4 件中晚元古代地层样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$ 在 $-2.8\text{‰} \sim 0.8\text{‰}$ 之间(表 5), 平均 -0.9‰ 。考虑到前人认为该套地层陆内俯冲到熊耳地体之下, 通过变质脱水、脱 CO_2 提供了熊耳地体成矿系统的早阶段流体, 我们粗算了相应温度条件下平衡流体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值(表 5)。结果显示, 可能派生的流体中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 总体为正值, 高于原岩中方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 。更重要的是, 这些结果与实测的或根据热液方解石而换算的上宫、康山、铁炉坪等矿床早阶段流体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 十分一致(表 6), 证明早阶段成矿流体确属中晚元古代地层变质脱水-脱气-脱硅-脱碱-脱中低温成矿元素而形成, CMF 模式对熊耳地体金银成矿系统的成因解释较为合理。

表 5 中晚元古代地层及计算的平衡流体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰_{PDB})

Table 5 The $\delta^{13}\text{C}$ values of the Meso-Neoproterozoic strata and their equilibrated metamorphic fluids (‰_{PDB})

样品地质及测试对象	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$
		(320°C)	(350°C)	(373°C)
栾川群煤窑沟组合黄铁矿大理岩	0.1	2.4	2.2	2.7
栾川群南泥湖组钙质石英片岩	0.8	3.1	2.9	3.4
官道口群冯家湾组角砾化大理岩	-1.8	0.5	0.3	0.8
官道口群冯家湾组钙质二云片岩	-2.8	-0.5	-0.7	-0.2
平均 (n=4)	-0.9	1.4	1.2	1.7

注: $1000\ln\alpha_{\text{CO}_2-\text{CaCO}_3}$ 数据转自张理刚(1985)

表 6 熊耳地体典型矿床中方解石和石英包裹体 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ (‰_{PDB})

Table 6 The $\delta^{13}\text{C}$ values of calcite and CO_2 in fluid inclusions in quartz separates from representative deposits in the Xiong'er Terrane (‰_{PDB})

矿床	阶段	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$	文献
		范围/均值	范围/均值	
康山	早	-0.5(1)		王海华等 2001
	中	-0.7(1)		王海华等 2001
	晚	-2.1(1)		王海华等 2001
上宫	早	3.6*	1.5(1)	陈衍景等 2004b
	中	-1.2~0.5/ -0.2(3)	0.0(1)	陈衍景等 2004b
	晚		-2.2~-1.6/ -1.9(3)	陈衍景等 2004b
铁炉坪	早	0.3~4/ 2.0(4)		Chen et al., 2005
	中	0.1(1)		Chen et al., 2005
铁炉坪	晚	-2.0~-0.3/ -1.3(4)	-1.7~-0.6/ -1.0(5)	Chen et al., 2005

括号内数据为样品数, 注*者为计算值

从表 6 还可看出 3 个典型矿床的成矿流体 CO_2 及其水岩作用产物碳酸盐矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 从早到晚逐渐降低, 指示变质流体比例逐渐减小, 大气降水及其夹带的大气 CO_2 混入比例增高, 与前人(Sui et al., 2000; 王海华等, 2001; 陈衍景等, 2003, 2004b; Chen et al., 2004, 2005)的研究结论一致。

此外 3 个典型矿床成矿系统的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$ 均较高, 至少高于如下碳储库的 $\delta^{13}\text{C}$ (1) 有机质, 平均 $\delta^{13}\text{C} = -27\text{‰}$ (Schidlowski, 1998; 陈衍景等, 2000); (2) 大气 CO_2 , $\delta^{13}\text{C}$ 约为 -8‰ (Faure, 1986) 或 $-7\text{‰} \sim -11\text{‰}$ (Hoefs, 1997); (3) 淡水 CO_2 , $\delta^{13}\text{C} = -9\text{‰} \sim -20\text{‰}$ (Hoefs, 1997); (4) 火成岩/岩浆系统 $\delta^{13}\text{C} = -3\text{‰} \sim -30\text{‰}$ (Hoefs, 1997); (5) 地壳, $\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$ (Faure, 1986); (6) 地幔, $\delta^{13}\text{C} = -5\text{‰} \sim -7\text{‰}$ (Hoefs, 1997)。因此, 早阶段成矿流体 CO_2 不可能由这些储库之一或它们不同比例的混合物所能提供, 只能来自中晚元古代地层陆内俯冲到熊耳地体之下的变质脱水脱气作用(图 2)。

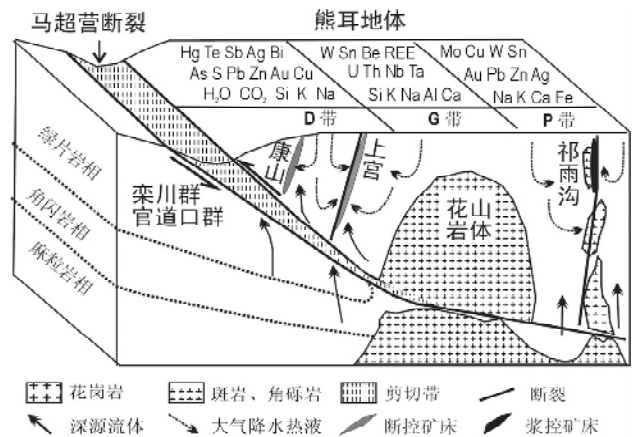


图 2 熊耳地体金银矿床成矿模式图(据 Chen et al., 2000)

D-热液矿床带; G-深成花岗岩基带; P-浅成斑岩与斑岩矿床带

Fig. 2 Metallogenic model for Au/Ag deposits in the Xiong'er Terrane, showing the relation to the intracontinental subduction of the Meso-Neoproterozoic strata (From Chen et al., 2000)

D. hydrothermal lode deposit zone; G. granite batholith zone; P. porphyry-breccia pipe zone

5 结论

13 件中晚元古代地层的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化于 $9.1\text{‰} \sim 16.7\text{‰}$, 平均 13.3‰ , 明显高于熊耳地体的太华超群、熊耳群和燕山期花岗岩类, 证实了关于该套地层具有较高 $\delta^{18}\text{O}$ 的预测。4 件中晚元古代地层样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$ 在 $-2.8\text{‰} \sim 0.8\text{‰}$ 之间, 平均 -0.9‰ 。计算和对比表明, 由中晚元古代地层变质脱水所产生的流体具有与熊耳地体金银矿床成矿流体一致的碳同位素组成, 证明熊耳地体金银矿床成矿流体主要来自中晚元古代地层的俯冲变质脱水作用, 也排他性地证明了 CMF

模式的科学性及其对熊耳地体成矿规律解释的合理性。

致谢 野外工作得到河南第一地调院郭抗衡等高级工程师的大力帮助,陈衍景、范宏瑞、顾雪祥、凌鸿飞等教授给予热情指导,特致谢意。

Reference

- Chen Y J, Fu S G, Chen Z M, Sun Y D. 1990. Tectonic model for metallogenesis of gold deposits in Henan Province. *Geological Information of Henan*, (2): 9 - 14 (in Chinese with English abstract)
- Chen Y J, Fu S G. 1992. *Gold Mineralization in West Henan, China*. Beijing: Seismological Press, 234 (in Chinese with English abstract)
- Chen Y J, Fu S G, Qiang L Z. 1992. The tectonic environment for the formation of the Xiong'er Group and the Xiyanghe Group. *Geological Review*, 38(4): 325 - 333 (in Chinese with English abstract)
- Chen Y J, Zhao Y C. 1997. Geochemical characteristics and evolution of REE in the Early Precambrian sediments: evidences from the southern margin of the North China craton, *Episodes* 20: 109 - 116
- Chen Y J. 1998. Fluid flow model for continental collision in special reference to study on ore-forming fluid of gold deposits in the eastern Qinling Mountains, China. *Progress in Natural Science* 8: 385 - 393
- Chen Y J, Li C, Zhang J, Li Z, Wang H H. 2000. Sr and O isotopic characteristics of porphyries in the Qinling molybdenum deposit belt and their implication to genetic mechanism and type. *Science in China Series D*, 43(Supp.): 82 - 94
- Chen Y J, Liu C Q, Chen H Y, Zhang Z J, Li C. 2000. Carbon isotope geochemistry of graphite deposits and ore-bearing khondalite series in North China: Implications for several problems. *Acta Petrologica Sinica*, 16: 233 - 244(in Chinese with English abstract)
- Chen Y J, Sui Y H, Pirajno F. 2003. Exclusive evidences for CMF model and a case of orogenic silver deposits: Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, east Qinling orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 19(3): 551 - 568 (in Chinese with English abstract)
- Chen Y J, Li J, Pirajno F, Lin Z J, Wang H H. 2004a. Hydrothermal metallogeny of the Shangong gold deposit, east Qinling: studies on ore geology and fluid inclusion geochemistry. *J Mineral Petrol*, 24(3): 1 - 12 (in Chinese with English abstract)
- Chen Y J, Lin Z J, Pirajno F, Li J, Wang H H. 2004b. Hydrothermal metallogeny of the Shangong gold deposit, east Qinling: stable isotope geochemistry. *J Mineral Petrol*, 24(3): 13 - 21 (in Chinese with English abstract)
- Chen Y J, Pirajno F, Lai Y, Li C. 2004c. Metallogenic time and tectonic setting of the Jiaodong gold province, eastern China. *Acta Petrologica Sinica*, 20(4): 907 - 922 (in Chinese with English abstract)
- Chen Y J, Pirajno F, Sui Y H. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39: 560 - 575
- Chen Y J, Pirajno F, Sui Y H. 2005. Geology and D-O-C isotope systematics of the Tieluping silver deposit, Henan, China: Implications for ore genesis. *Acta Geologica Sinica*, 79(1): 106 - 119
- Ding T P. 1988. *Stable Isotope Studies on Several Typical Deposits in China*. Beijing: Beijing Science and Technology Publishing House, 71. (in Chinese)
- Fan H R, Xie Y H, Wang Y L. 1993. The nature of the magmatic fluid within the Huashan granite and its relation to gold mineralization, western Henan province. *Acta Petrologica Sinica*, 9(2): 136 - 144 (in Chinese with English abstract)
- Fan H R, Xie Y H, Zhao R, Wang Y L. 1994. Stable isotope geochemistry of rocks and gold deposits in Xiong'er shan area, Western Henan. *Collections of Geology and Exploration*, 9: 54 - 64 (in Chinese with English abstract)
- Fan H R, Xie Y H, Wang Y L. 1998. Fluid-rock interaction during mineralization of the Shangong structure-controlled alteration-type gold deposit in western Henan province, Central China. *Acta Petrologica Sinica*, 14: 529 - 541 (in Chinese with English abstract)
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*(Second Edition). New York: John Wiley & Sons, 589
- Hoefs J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry*(Forth Edition). Berlin: Springer-Verlag, 201
- Hu S X, Lin Q L, Chen Z M, Li S M. 1988. *Geology and Metallogeny of the Collision Belt Between North China and South China Plates*. Nanjing: Nanjing University Press, 558 (in Chinese with English abstract)
- Li J, Chen Y J, Liu Y X. 2004. Typomorphic characteristics of pyrite from the lode gold deposits in North China craton: implications for fluid mineralization. *J Mineral Petrol*, 24(3): 93 - 102 (in Chinese with English abstract)
- Li S M, Qu L Q, Li X M, Li D T. 1996. The mineralizing conditions and regularities of altered-structural type gold deposits in the Xiong'er Mountain. In: *Geology and Metallogeny of the Southern Margin of the North China Platform*. Wuhan: Publishing House of China University of Geosciences, 161 - 189 (in Chinese with English abstract)
- Li Y F. 2004. Large-scale Mesozoic gold fluid-metallogenic system of the Xiaoqinling-Xiong'er area. Unpublished Research Report of State Key Project (973), 57 (in Chinese).
- Melezhik V A, Fallick A E, Makarikhin V V. 1999. Extreme $\delta^{13}C_{carb}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-red beds' association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment. *Earth-Science Reviews*, 48: 71 - 120
- Ren F G, Li W M, Li Z H *et al.* 1996. *Ore-forming Geological Conditions and Models for Gold Exploration in the Xiongershan-Xiaoshan Area*. Beijing: Geological Publishing House, 130 (in Chinese with English abstract)
- Schidlowski M. 1998. Beginning of terrestrial life: problems of the early record and implications for extraterrestrial scenarios. *Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology*, SPIE, 3441: 149 - 157
- Sui Y H, Wang H H, Gao X L, Chen H Y, Li Z. 2000. Ore fluid of the Tieluping silver deposit of Henan Province and its illustration of the tectonic model for collisional petrogenesis, metallogenesis and fluidization. *Science in China, Series D*, 43(supplement): 108121
- Wang H H, Chen Y J, Gao X L. 2001. Isotope geochemistry of the Kangshan gold deposit, Henan and its illustration of the CPMF model. *Mineral Deposits*, 20: 190 - 198 (in Chinese with English abstract)
- Zhang G W, Zhang B R, Yuan X C, Xiao Q H. 2001. *Qinling Orogenic Belt and Continental Dynamics*. Beijing: Science Press, 855 (in Chinese)
- Zhang L G. 1985. Application of Stable Isotope to Geology. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Publishing House, 267 (in Chinese with English abstract)
- Zhao G C, Sun M, Wilde S A, Li S Z. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, 67: 91 - 123
- Zhao Z F, Zheng Y F. 1999. Theoretical calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 15(1): 1 - 13(in Chinese with English abstract)

Zheng Y F. 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 55: 2299–2307

Zheng Y F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 57: 1079–1091

附中文参考文献

- 陈衍景, 富士谷, 陈泽铭, 孙冶东. 1990. 河南省金矿成矿构造模式. *河南地质情报*, (2): 9–14
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 234
- 陈衍景, 富士谷, 强立志. 1992. 评熊耳群和西阳河群形成的构造背景. *地质论评*, 38: 325–333
- 陈衍景, 刘丛强, 陈华勇, 张增杰, 李超. 2000. 中国北方石墨矿床及赋矿孔达岩系碳同位素特征及有关问题讨论. *岩石学报*, 16(2): 233–244
- 陈衍景, 隋颖慧, Pirajno F. 2003. CMF模式的排他性依据和造山型银矿实例: 东秦岭铁炉坪银矿同位素地球化学. *岩石学报*, 19(3): 551–568
- 陈衍景, 李晶, Pirajno F, 林治家, 王海华. 2004a. 东秦岭上宫金矿流体成矿作用: 矿床地质和包裹体研究. *矿物岩石*, 24(3): 1–12
- 陈衍景, 林治家, Pirajno F, 李晶, 王海华. 2004b. 东秦岭上宫金矿流体成矿作用: 稳定同位素地球化学研究结果. *矿物岩石*, 24(3): 13–21
- 陈衍景, Pirajno F, 赖勇, 李超. 2004c. 胶东矿集区大规模成矿时间和构造环境. *岩石学报*, 20(4): 907–922
- 丁梯平. 1988. 中国若干典型矿床的稳定同位素研究. 北京: 北京科

学技术出版社, 71

- 范宏瑞, 谢奕汉, 王英兰. 1993. 豫西花山花岗岩岩浆热液的性质及与金矿化的关系. *岩石学报*, 9(2): 136–144
- 范宏瑞, 谢奕汉, 王英兰. 1998. 豫西上宫构造蚀变岩型金矿成矿过程中的流体-岩石反应. *岩石学报*, 14: 529–541
- 范宏瑞, 谢奕汉, 赵瑞, 王英兰. 1994. 豫西熊耳山地区岩石和金矿床稳定同位素地球化学研究. *地质找矿论丛*, 9: 54–64
- 胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭, 黎世美. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质与成矿. 南京: 南京大学出版社, 558
- 黎世美, 瞿伦全, 李先民, 李德天. 1996. 华北地台南缘地质和成矿. 武汉: 中国地质大学出版社, 161–189
- 李晶, 陈衍景, 刘迎新. 2004. 华北克拉通若干脉状金矿的黄铁矿标型特征与流体成矿过程. *矿物岩石*, 24(3): 93–102
- 李永峰. 2004. 小秦岭-熊耳山地区中生代金的大规模流体成矿系统. 国家973项目研究报告, 57
- 任富根, 李维明, 李增慧等. 1996. 熊耳山-崑山地区金矿成矿地质条件和找矿综合评价模型. 北京: 地质出版社, 130
- 王海华, 陈衍景, 高秀丽. 2001. 河南康山金矿同位素地球化学及其对碰撞造山成矿模式的例证. *矿床地质*, 20(2): 190–198
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉(主编). 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 855
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安: 陕西科学技术出版社, 267
- 赵子福, 郑永飞. 1999. 岩浆岩体系氧同位素分馏系数的理论计算. *岩石学报*, 15(1), 1–13