

# 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\*

陈衍景<sup>1,2</sup> 隋颖慧<sup>3</sup> Franco PIRAJNO<sup>4</sup>

YanJing CHEN<sup>1,2</sup>, YingHui SUI<sup>3</sup> and Franco PIRAJNO<sup>4</sup>

1. 北京大学造山带与地壳演化实验室, 北京 100871 (yjchen@pku.edu.cn)
2. 中国科学院地球化学研究所流体与深部物质研究室, 贵阳 550002
3. 北京大学地质学系, 北京 100871 (现在美国普渡大学攻读学位) (ysui@purdue.edu)
4. 西澳大利亚地质调查所, 100 Plain Street, Perth, WA 6004, 澳大利亚 (franco.pirajno@doir.wa.gov.au)

1. Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China
2. Division of Geofluid and Earth Interior, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China
3. Department of Geology, Peking University, Beijing 100871, China
4. Geological Survey of Western Australia, 100 Plain Street, Perth, WA 6004, Australia

2003-06-10 收稿, 2003-07-02 改回.

**Chen YJ, Sui YH and 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**

**Abstract** The Tieluping silver deposit is a recently discovered Mesozoic orogenic-type Ag-Pb-Au deposit in East Qinling Orogen. Its ore formation includes three stages: early, middle and late, which include quartz-pyrite, polymetallic sulfides and carbonates, respectively. The early stage fluids are characterized by  $\delta D = -90\text{‰}$ ,  $\delta^{13}C_{CO_2} = 2.0\text{‰}$  and  $\delta^{18}O = 9\text{‰}$  at 373°C, and are deeply sourced; the late stage fluids, with  $\delta D = -70\text{‰}$ ,  $\delta^{13}C_{CO_2} = -1.3\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O = -2\text{‰}$ , are shallow-sourced meteoric water; whereas the middle stage fluids, with  $\delta D = -109\text{‰}$ ,  $\delta^{13}C_{CO_2} = 0.1\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O = 2\text{‰}$ , are a mix of deep-sourced and shallow-sourced fluids. Comparisons of the D-O-C isotopic systematics of the early stage ore-forming fluids with the fluids derived from Mesozoic granites, Early Precambrian metamorphic basement and Mesoproterozoic Xiong'er Group, shows that these units cannot generate fluids with the isotopic composition (high  $\delta^{18}O$  and  $\delta^{13}C$  ratios and low  $\delta D$  ratios) characteristic of the ore-forming fluids. This suggests that the E-stage ore-forming fluids originated from metamorphic devolatilisation of a carbonate-shale-chert lithological association, locally rich in organic matter, of the Luanchuan and Guandaokou Groups. In addition, sulfur and lead isotope data show that the ore-forming fluids must originate from a source abundant with radiogenic lead and low  $\delta^{34}S$ , that differs significantly from geologic units in the Xiong'er Terrane, the lower crust and the mantle. This supports the view that the Luanchuan and Guandaokou Groups south of the Machaoying fault might be the favorable sources, although little is known about their isotopic compositions. A tectonic model for collisional orogeny, metallogeny and hydrothermal fluid flow is employed here to explain the formation of the Tieluping silver deposit. During the Mesozoic collision between the South and North China paleocontinents, a crustal slab containing a lithological association consisting of carbonate-shale-chert, locally rich in organic matter (carbonaceous shale) was subducted northwards beneath the Xiong'er Terrane along the Machaoying fault. Metamorphic devolatilisation of the underthrust Luanchuan and Guandaokou Groups provided the ore-forming fluids to develop the Au-Ag-(Pb-Zn) ore belt, which includes the Tieluping silver deposit.

**Key words** Tieluping orogenic silver deposit, Stable isotopes, Qinling Orogen, CMF model, exclusive evidence

**摘要** 河南熊耳山区的铁炉坪银矿定位于高级变质基底中的 NE 向断裂带中,是熊耳山脉状造山型金、银、铅锌矿床的重要组成部分。成矿作用包括了早、中、晚 3 个阶段,分别形成石英-黄铁矿,多金属硫化物和碳酸盐脉 3 类矿物组合。早阶段成

\* 本研究得到科学院百人计划、教育部跨世纪人才培养计划、国家攀登预研 (95-Pre-39-04) 和国家自然科学基金项目 (49972035) 的支持。  
第一作者简介: 陈衍景, 男, 1962 年生, 博士, 副教授, 矿床及地球化学专业, E-mail: yjchen@pku.edu.cn

矿温度大约为 373℃ 左右, 成矿流体  $\delta D = -90\text{‰}$ ,  $\delta^{13}C_{CO_2} = 2.0\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O = 9\text{‰}$ , 来源较深; 晚阶段流体温度  $< 203\text{℃}$ ,  $\delta D = -70\text{‰}$ ,  $\delta^{13}C_{CO_2} = -1.3\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O = -2\text{‰}$ , 属于浅源大气降水热液; 中阶段流体均一温度 210 ~ 249℃,  $\delta D = -109\text{‰}$ ,  $\delta^{13}C_{CO_2} = 0.1\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O = 2\text{‰}$ , 是深源与浅源流体的混合。对比讨论表明, 熊耳山区的早前寒武纪变质基底、熊耳群火山岩和燕山期花岗岩类的三者之一或它们的混合物, 均无法提供具有早阶段流体 D-O-C 同位素组成(高  $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C$ , 低  $\delta D$ ) 的成矿流体, 表明早阶段流体来自栾川群和管道口群的碳酸盐-页岩-硅质岩建造的变质脱水作用。矿石硫同位素组成较低, 铅同位素比值较高, 同样不可能来自熊耳山的主要地质体, 更不可能来自其下伏的地幔和下地壳, 指示成矿物质和流体应主要来自栾川群和管道口群。尽管栾川群和管道口群地层的同位素地球化学研究尚待补充, 铁炉坪银矿的同位素地球化学特征似乎只能借助碰撞造山成岩成矿与流体作用模式才能合理解释。即华南与华北古板块在中生代发生陆陆碰撞, 包含栾川群和管道口群地层的板片沿马超营断裂向北俯冲到熊耳山之下, 俯冲板片变质脱水诱发作为仰冲板片的熊耳山广泛发育 Au、Ag 等造山型流体成矿系统, 最终导致铁炉坪造山型银矿的形成。

**关键词** 铁炉坪造山型银矿; 稳定同位素; 秦岭造山带; CMF 模式; 排他性依据

**中图法分类号** P597.2; P618.52

## 1 前言

碰撞构造研究的突破 (Bird, 1978; Hsu, 1979; Hsu *et al.*, 1998; Sengor, 1990; Jamieson, 1991; 胡受奚等, 1988), 地球化学资料的增多, 特别是高精度同位素年龄的获得, 推动了对陆陆碰撞和地体增生体制的流体与成矿作用的理解, 突出地表现在关于脉状金矿成因的认识上 (e. g., Bierlein and Maher, 2001; Chen *et al.*, 2000a, 2001; Chen, 1998; Cox, 1999; Cox *et al.*, 2001; Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 1998; Hagemann and Cassidy, 2000; Kerrich *et al.*, 2000; Pettke *et al.*, 1999, 2000; Zhang and Zhang, 2003)。基于对脉状矿床的综合评述, 造山型金矿的概念 (Groves *et al.*, 1998) 和经验性的连续地壳模式 (Groves, 1993) 被提出和广泛运用。世界范围的造山型金矿的成矿流体成分相似, 但矿床同位素组成变化复杂 (陈衍景和富士谷, 1992; Kerrich, 1993; Kerrich *et al.*, 2000; Goldfarb *et al.*, 2001; Hagemann and Cassidy, 2000)。基于理论、实验和野外相结合的研究, Cox *et al.* (2001) 提出断裂系统的扩容结 (dilatational jogs) 和马尾状发散带 (horsetail splays) 是有利的脉状金矿的定位空间。造山型金矿一般产于碰撞带或增生带的内部, 在碰撞变质的峰期或晚期形成 (Goldfarb *et al.*, 2001; Kerrich *et al.*, 2000; Groves *et al.*, 1998; Chen, 1998)。为了阐释同造山热液矿床与碰撞造山作用在时间、空间和动力学机制等方面的关系, 基于对秦岭造山带的研究, 陈衍景等 (1990) 提出了碰撞造山成岩成矿与流体作用模式 (Collisional Orogeny, Petrogeny, Metallogeny and Fluid Flow, 简记为 CPMF 或 CMF)。该模式已被用于说明中国若干成矿省的矿床时空分布, 例如, 秦岭 (陈衍景和富士谷, 1992; 范宏瑞等, 1998; 谢巧勤等, 2002; 张进江等, 2003; Zhang and Zhang, 2003), 胶东 (胡受奚等, 1998), 天山 (Chen *et al.*, 2000a; Zhang *et al.*, 2000), 准噶尔 (Chen, 1997), 阿勒泰 (Chen *et al.*, 2001), 长江中下游 (Zhou *et al.*, 2000), 华南 (胡受奚等, 1998) 和华北克拉通 (Chen *et al.*, 1998; 倪培等, 2000) 等地区。

*et al.*, 1998; 倪培等, 2000) 等地区。

尽管取得了上述进展, 但不少问题仍没解决, 并且提出了一些新的棘手问题和挑战 (参见: Hagemann and Cassidy, 2000; Chen *et al.*, 2000b)。本文旨在提出和讨论如下问题: (1) 由于流体/岩石相互作用的复杂性, 导致了矿床同位素组成的复杂多变, 因此不少学者 (如 Hagemann and Cassidy, 2000; Kerrich *et al.*, 2000) 提出同位素特征不能示踪成矿流体和物质的来源, 尤其不能区分变质流体和岩浆流体; 那么, 同位素地球化学理论和方法究竟是否对于复杂流体成矿系统无能为力呢? (2) 在造山型流体系统中, 不仅金元素可以活化迁移而形成造山型金矿, Ag、Hg、Te、Pb、Zn、Cu 等其它元素也可以活化迁移富集而成矿 (参见 Kerrich and Fryer, 1981), 但迄今为什么没有这些矿种的造山型矿床报道? (3) 用于提出某成矿模式的地球化学资料, 常常可以得到其他模式的解释, 甚至被观点上完全对立的模式更合理地解释, 这种现象大大降低了地质科学研究的价值和必要性, 能否获得排他性依据应是现今和未来提出或检验成因模式的标准或基础。由于这些问题尚未得到重视和论述 (Groves *et al.*, 1998; Kerrich *et al.*, 2000; Goldfarb *et al.*, 2001; Hagemann and Cassidy, 2000; McCuaig and Kerrich, 1998), 作者有必要给予特别重视和讨论。

铁炉坪银矿床 (伴铅、锌、金) 由河南有色地勘局发现于 20 世纪 90 年代, Ag 储量 1217 t, 平均品位 293 g/t; Pb 储量 186772 t, 平均品位 3.1%; 金品位一般低于  $< 1\text{ g/t}$ 。铁炉坪银矿床与附近的蒿坪沟银铅矿床、康山金银铅矿床以及回春沟、程家沟等银矿点 (陈旺等, 1996; 崔毫, 1991) 一起, 构成了东秦岭地区一个新的重要银矿带 (图 1), 而且该银矿带分布于著名的熊耳山金矿田内。

熊耳山属于华熊地块, 华熊地块是我国第二大金矿集中区, 蕴涵小秦岭和熊耳山脉状金矿田, 银家沟含金矽卡岩带, 祁雨沟爆破角砾岩型金矿带。作为秦岭造山带最北部的构造单元, 华熊地块经历了强烈的中生代华北与华南海板的陆陆碰撞作用, 其热液矿床主要形成在中生代, 即 100 ~ 200Ma 之间, 如金矿床、银矿床和钼矿床等。

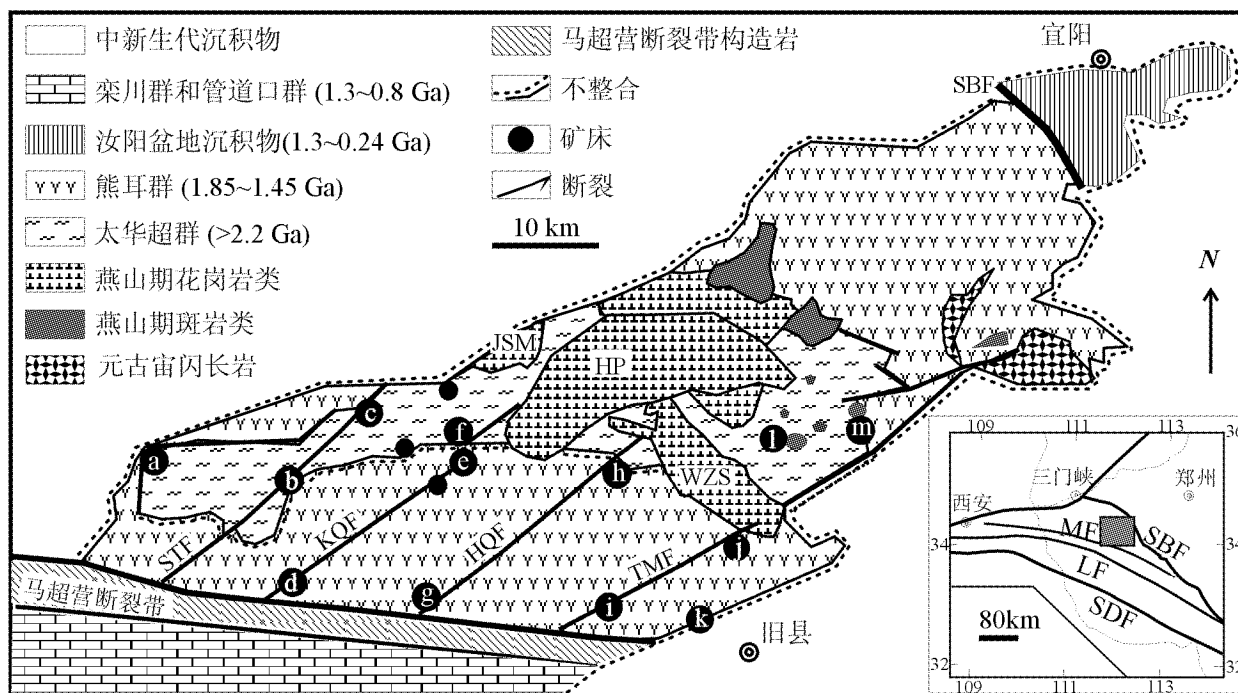


图 1 铁炉坪银矿产出位置和熊耳地体地质示意图

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, 上官 (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 Geologic map of the Xiong'er Terrane showing the location of Tieluping Ag deposit

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, Tantau (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.

本文报道我们对铁炉坪银矿的研究结果,论述了矿床地质和地球化学特征,提出它可视为造山型银矿的代表;本文还显示了同位素体系可有效示踪碰撞体制的成矿流体和物质的来源,为 CMF 模式提供了排他性的证据;CMF 模式不仅可以解释铁炉坪银矿的形成,而且可以解释熊耳山区的所有热液矿床。

## 2 地质背景

铁炉坪银矿产于华熊地块的熊耳山区,华熊地块南北边界分别是栾川断裂和三宝断裂(图 1)。熊耳山区和华熊地块经历了约 3.0Ga 的地质演化,演化史分为 3 个巨旋迴:(1) 华北克拉通的形成,(2) 华北古陆的增生,(3) 陆陆碰撞和陆内构造演化(陈衍景和富士谷,1992)。在第一个巨旋迴中,华熊地块发育了太华超群(在崆峒山地区相当于天爷庙杂岩和崆峒山群)和铁铜沟群。太华超群为中高级变质建造,由背孜群绿岩带(>2.5Ga)、荡泽河群绿岩带(2.5~2.3Ga)和水滴

沟群孔达岩系(2.3~2.2Ga)组成(Chen and Zhao, 1997)。铁铜沟群为角度不整合在太华超群之上的山间磨拉石建造,形成于 2.2~1.85Ga 之间。1.85Ga 左右,华熊地块与嵩箕地块沿三宝断裂碰撞拼贴,同时华北克拉通形成(Zhao *et al.*, 2002; 陈衍景和富士谷,1992),第一巨旋迴结束。

在第二巨旋迴中,华熊地块作为华北古大陆的南缘,经历了多期构造事件。首先,1.85~1.45Ga 期间,古宽坪洋沿栾川断裂向北俯冲,华熊地块表现为安第斯型活动陆缘,发育了熊耳群陆弧安山岩建造(贾承造等,1988;胡受奚等,1988;Chen, 1996)(图 2A)。熊耳群被作为华熊地块乃至华北克拉通的最老的未变质盖层。1.4Ga 左右,中秦岭地体与华熊地块碰撞,陆弧体制结束(图 2B)。1.3~1.05Ga,碰撞后的伸展引张导致弧前发育管道口群碳酸盐-页岩-硅质岩(简记为 CSC)建造,弧后沿三宝断裂发育汝阳群地层(图 2C)。1.05~>0.4 Ga,古商丹洋向北俯冲,二郎坪弧后边缘海盆地打开,使华熊地块演变为伸展环境的被动大陆边缘(图 2D),地块南缘沉积含有更多有机质的栾川群 CSC 建造,

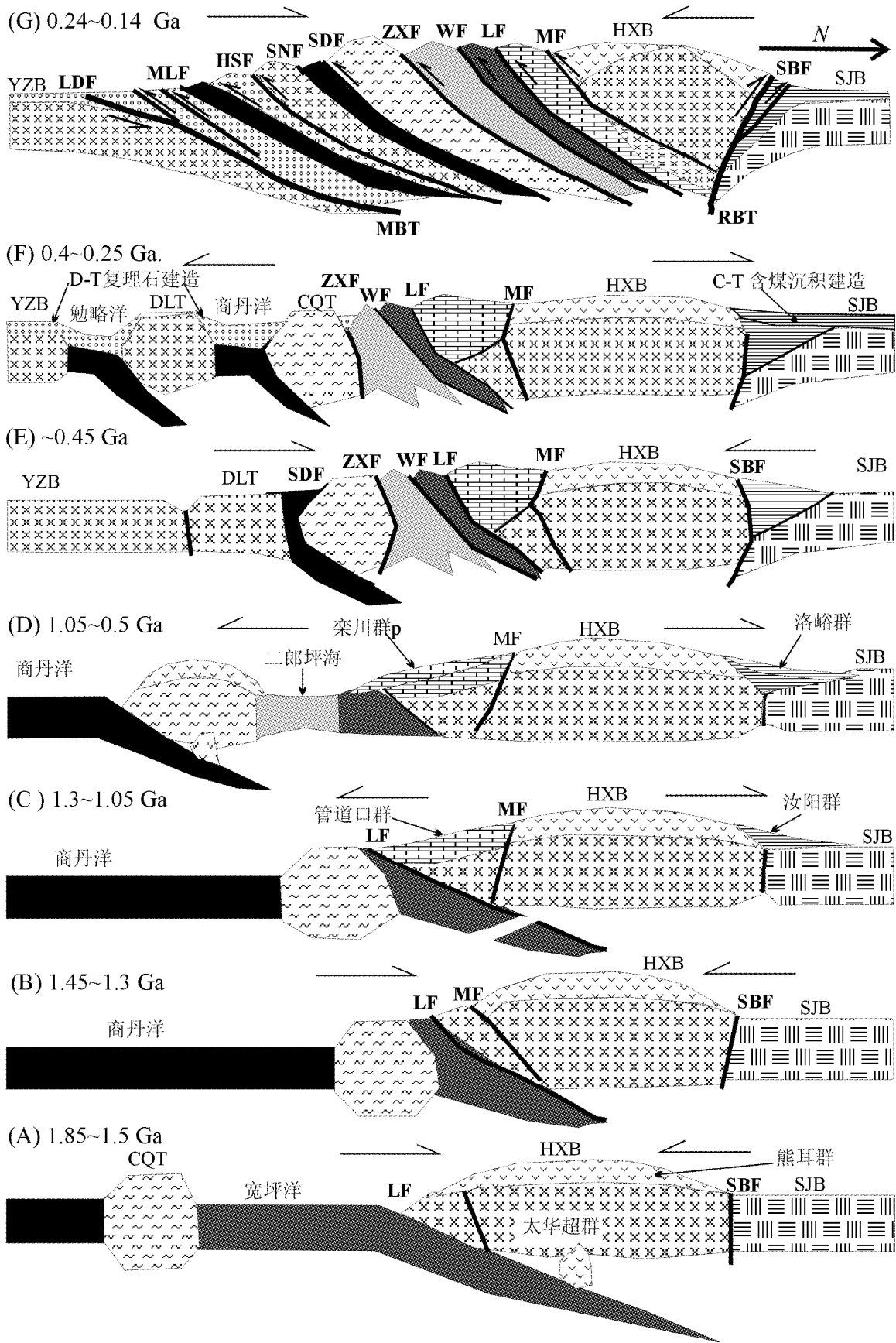


图2 秦岭造山带构造演化和中生代陆内俯冲作用示意图

(A) 宽坪洋向北俯冲, 熊耳群陆弧火山岩发育. (B) 中秦岭地体与华熊地块拼贴碰撞. (C) 碰撞后华北克拉通南缘伸展, 弧前沉积管道口群, 弧后沿三宝断裂发育汝阳盆地并沉积汝阳群. (D) 古商丹洋向北俯冲, 二郎坪弧后边缘海打开, 华熊地块南缘沉积栾川群, 汝阳盆地沉积洛峪群以及其后的震旦系和早古生界地层. (E) 古商丹洋闭合, 扬子板块北缘地体(如陡岭地体)与中秦岭地体碰撞, 随之二郎坪弧后盆地闭合, 中秦岭地体再度与华熊地块碰撞. (F) 勉略洋和商丹再生洋盆打开并向北俯冲, 南秦岭广泛发育 D-T<sub>2</sub> 复理石建造和火山岩, 汝阳盆地及其以北地区广泛沉积 C<sub>2</sub>-T 含煤建造. (G) 秦岭地区古洋盆彻底闭合, 海相沉积结束, 华南板块与华北板块全面碰撞, 造山带内部陆内俯冲强烈, 地壳大规模缩短增厚, 龙门山-大巴山断裂为主边界断裂(MBT), 三宝断裂为反向边界断裂(RBT).

图中缩写: SJB, 嵩箕地块; HXB, 华熊地块; CQT, 中秦岭地体; DLT, 陡岭地体; YZB, 扬子地块. SBF, 三宝断裂; MF, 马超营断裂; LF, 栾川断裂; WF, 瓦穴子断裂; ZXF 朱夏断裂; SDF, 商丹断裂; SNF, 山阳-内乡断裂; HF, 猴山断裂; MLF, 勉略断裂带; LDF 龙门山-大巴山断裂. 本图制作参照了胡受奚等(1988), 陈衍景和富士谷(1992), Zhang *et al.* (1996), Yin and Nie (1996), Chen(1998)等文献.

Fig. 2 Tectonic evolution and Mesozoic intracontinental subduction within the Qinling Orogen

(A) Northward subduction of the Kuanping Ocean and the development of the arc volcanic formation of the Xionger Group. (B) Collision of the Central Qinling Terrane with the Huaxiong Block (marginal arc during 1.85 - 1.5 Ga). (C) Post-collision extension of the southern margin of North China Craton and the development of the Guandaokou Group in fore-arc basin and the Ruyang Group in back-arc basin (Ruyang Basin) along the San-Bao fault. (D) Opening of the Erlangping Sea and the deposition of the Luanchuan Group along the passive continental margin and the Luoyu Group in the Ruyang Basin, meanwhile, the Shang-Dan Ocean subducted beneath the Central Qinling Terrane. (E) The Shang-Dan Ocean closed and the Yangtze (Yangzi) Block (including Douling Terrane) collided with the Central Qinling Terrane, and then the Erlangping Sea closed and Central Qinling Terrane collided with the North China Craton. (F) Opening of the Mian-Lue Ocean and re-opening of the Shang-Dan Ocean; Devonian-Middle Triassic flyschoids and volcanic rocks widely developed in the areas south of the Shang-Dan fault, and Late Carboniferous-Late Triassic coal-bearing sediments extensively developed in the area north of the San-Bao fault. (G) Final closure of oceans and full-scale collision between the Yangtze and North China continents; intense intracontinental subduction (slab stacking) and crustal shortening and thickening intensely in the vicinity between the San-Bao fault (MBT) and the Longmenshan-Dabashan fault (RBT).

Abbreviations: SJB, Songji Block; HXB, Huaxiong Block; CQT, Central Qinling Terrane; DLT, Douling Terrane; YZB, Yangtze Block. SBF, San-Bao fault; MF, Machaoying fault; LF, Luanchuan fault; WF, Waxuezi fault; ZXF, Zhu-Xia fault; SDF, Shang-Dan fault; SNF, Shanyang-Neixiang fault; HF, Houshan fault; MLF, Mian-Lue fault; LDF Longmenshan-Dabashan fault. MBT, Main boundary thrust; RBT, Reverse boundary thrust.

其上为包含冰碛岩的震旦系-下古生界地层; 北缘沿三宝断裂发育洛峪群、震旦系(含冰碛岩)和寒武系-中奥陶统地层。0.45 Ga 左右开始, 二郎坪海盆关闭, 华熊地块再度隆升剥蚀(图 2E)。最后, 在 0.4 ~ 0.25Ga 期间, 勉略洋盆地和商丹再生洋盆打开并分别向北俯冲, 使商丹断裂以南广泛沉积 D-T<sub>2</sub> 构造层, 华熊地块以北广泛发育 C<sub>2</sub>-T 含煤建造(图 2F)。

第三巨旋迴开始的标志是秦岭地区古洋盆的彻底闭合以及海相沉积的结束。尽管华北与华南古陆的碰撞局部始于 250Ma 或更早, 但由于中晚三叠统海相地层在西南秦岭和长江中下游地区广泛分布(Yin and Nie, 1996), 在东秦岭局部发育(Jin, 1988), 因此秦岭地区的全面碰撞始于 230 ~ 220Ma 左右。碰撞期间, 造山带内岩石圈强烈破裂、拆离、推覆、堆叠, 表现为一系列不同尺度、样式和深度的陆内俯冲或 A 型俯冲(图 2G)。例如, 华熊地块内部的马超营断裂即演变为倾向北的陆内俯冲带。龙门山-大巴山断裂和三宝断裂分别是秦岭造山带的主边界断层(MBT)和反向边界断层(RBT), 秦岭成为一个不对称扇形的碰撞造山带。造山带的构造环境从 T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub> 的强烈挤压, 经 J<sub>2</sub>-K<sub>1</sub> 的挤压向伸展转变, 演化为 K<sub>2</sub> 的伸展, 使碰撞作用最终结束于晚白垩世。碰撞期间, 秦岭造山带发生了大规模的流体作用、花岗质岩浆作用和成矿作用, 陕甘川卡林型金矿省、小秦岭-熊耳山造山型金矿带、金堆城-栾川斑岩钼矿带、华熊地块银矿带、桐柏-二郎坪 Ag-Au-Pb 矿带等, 得以形成。此后, 华熊地块进入陆内构造演化时期。

熊耳山是华熊地块内部的一个 NE 向楔形地体(图 1),

构造层发育简单, 基底为太华超群, 盖层为熊耳群。地体核心为变质核杂岩和燕山期花岗岩类; 北部发育斑岩和伴随的 Au-Mo 矿床, 如 祁雨沟-雷门沟斑岩-角砾岩成矿带; 南部有大量重要的断控脉状金、银矿床, 包括铁炉坪银矿(图 1)。地体南边界为马超营断裂, 断裂以南广泛发育栾川群和管道口群的含碳质 CSC 建造。

马超营断裂的次级断裂构造在熊耳地体非常发育, 特别是 NE 和 NNE 向的压扭性断裂。康山-七里坪断裂, 三门-铁炉坪断裂等是马超营断裂的一级次级断裂, 它们都经历了由压剪向张剪的演化。这些断裂构造多是流体运移主要通道, 控制了矿床和浅侵位小岩体的分布。地震资料显示, 东西长逾 200km 的马超营断裂的深度在 34 ~ 38km 之间, 被认为是中生代陆陆碰撞期间的倾向北的 A 型俯冲带(胡受奚等, 1997; 陈衍景和富士谷, 1992; 范洪瑞等, 1994, 1998; 王志光等, 2001)。

### 3 矿床地质

铁炉坪银矿的赋矿围岩是太华超群的斜长角闪片麻岩、角闪岩和黑云斜长片麻岩。矿床定位受 NE 向的铁炉坪左行剪切带控制(图 3)。矿体产于铁炉坪断裂的一组次级平行断裂带内, 产状一般为 290° ∠ 50 ~ 80° (图 4)。铁炉坪断裂与 6 条赋矿断裂有规律地组合, 恰似 Cox *et al.* (2001) 描述的断裂系统的脊骨(backbone)和扩容结(dilational jogs)的组合关系。

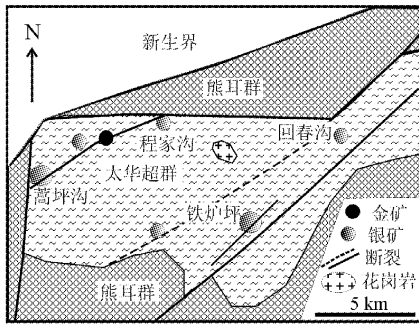


图3 铁炉坪银矿及其邻近银/金矿床地质图  
Fig.3 Geologic map of the Tieluping and adjacent silver/gold deposits

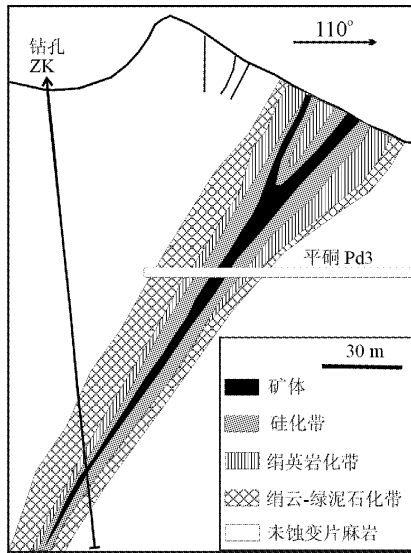


图4 矿体勘探剖面图, 示意矿体与蚀变分带关系 (据郭时然,1995, 略有修改)  
Fig.4 Cross-section through the orebody and its wall-rock alteration zones (modified from Guo, 1995)

所有矿体产于强烈蚀变的断裂破碎带内,规模最大的矿体长730 m,深390 m,平均厚度4.62 m,平均品位347 g/t Ag;第二大矿体长780 m,深310 m,平均厚度4.73 m,平均品位303 g/t Ag(李忠烈提供)。虽然矿化蚀变分带现象在垂向上不明显,但侧向分带清楚,从近矿硅化带经绢英岩化带到远矿绿泥石-绢云母化带(图4)。矿体一般位于多阶段硅化中心,局部形成粗粒石英脉。矿石构造主要是角砾状、条带状、细脉浸染状和块状构造,矿石结构极为复杂,尤其发育各类交代结构。例如,多金属硫化物网脉沿矿物颗粒、裂隙或裂缝充填交代现象普遍;黄铜矿和黝铜矿常被蓝辉铜矿沿边缘交代,形成交代盃边结构;角砾化的早阶段黄铁矿和方铅矿常被中阶段方铅矿、黝铜矿等交代;中阶段黄铜矿和闪锌矿可被中阶段方铅矿交代而呈港湾状结构;石英被绢

云母交代,或被碳酸盐网脉穿插充填、交代的现象更为广泛。

根据穿插关系,我们将矿化蚀变划分为3个不同阶段:(1)早阶段形成黄铁矿石英脉(偶含方铅矿),围岩蚀变主要是黄铁绢英岩化;(2)中阶段多金属硫化物组合,主要有方铅矿、黄铜矿、闪锌矿、黝铜矿、黄铁矿等组成,常以微细网脉穿切早阶段矿物组合;(3)晚阶段碳酸盐(石英±方铅矿±黄铁矿网脉,可见梳状结构,穿切早阶段和中阶段的矿物组合和围岩。不同矿物的形成序列见图5。

矿物	早阶段	中阶段	晚阶段
石英	■		
绢云母	■		
绿泥石			■
方解石			■
黄铁矿	■		
闪锌矿		■	
方铅矿		■	
黄铜矿		■	
黝铜矿		■	
银黝铜矿		■	
硫锑铜银矿		■	
自然银			■
蓝辉铜矿			■
辉铜矿			■
兰铜矿			■
孔雀石			■
自然金			■

图5 铁炉坪银矿热液矿物共生组合与形成顺序  
Fig.5 Paragenetic sequence of hydrothermal minerals of the Tieluping silver deposit

反光显微镜和电子探针分析表明,Ag主要以自然银的形式存在,或者富集在黝铜矿、银黝铜矿、硫锑铜银矿和方铅矿中(表1)。这些含银矿物主要形成于中阶段,早阶段的块状方铅矿和浸染于晚阶段碳酸盐网脉中的方铅矿含银量很低(表1),与脉状造山型金矿金的赋存状况几乎完全一致。

X光衍射分析揭示,中阶段方铅矿  $a_0 = 5.9391 \pm 0.0004 \times 10^{-10}$  m,明显高于  $a_0 = 5.9360 \pm 0.0005 \times 10^{-10}$  m 的标准值;而早阶段方铅矿  $a_0 = 5.9349 \pm 0.0004 \times 10^{-10}$  m,与标准值接近。表明中阶段结晶速度较快,杂质含量较高,有序化程度较低。

### 4 流体包裹体

Sui et al. (2000)已经详细报道了铁炉坪银矿的流体包裹体研究结果。鉴于下文讨论同位素地球化学的需要,此处仅介绍均一温度测定情况。均一温度测定使用 Leitz-1350 热台完成,温度误差为 1 °C。早阶段它形石英中的包裹体一般 < 2 μm,富含 CO<sub>2</sub>,测温非常困难,仅有的 1 个 3 μm 的包裹体给出的均一温度为 373 °C,高于中、晚阶段的包裹体均一温度

(表2)。考虑到上宫、康山等熊耳山区其他金/银矿床早阶段成矿温度都分布在 300 ~ 450°C (范宏瑞等, 1994, 1998; 王海华等, 2001; 陈衍景和富士谷, 1992), 认为 373°C 是可信的, 可以用于同位素平衡计算。晚阶段碳酸盐网脉中方解石流体包裹体的 10 件均一温度变化于 135 ~ 203°C, 平均 158°C, 较好给出了晚阶段流体系统的温度范围; 值得说明的是, 在晚阶段的矿物组合中, 当石英与方解石共存时, 石英晶体从脉壁向脉心生长, 方解石则位于脉心, 表明石英早于方解石形成。因此, 我们以晚阶段流体包裹体温度的最高值 203°C 计算与晚阶段石英矿物平衡的流体的同位素组成

$\delta^{18}\text{O}$ , 以平均值 158°C 计算方解石的平衡流体的同位素组成 (见下文)。与中阶段多金属硫化物共生的微细自形石英晶体 (TS22, TS17, TS13) 含有 2 组包裹体, 分别代表捕获的中、晚阶段的流体, 均一温度也落入 2 个区间, 即 210 ~ 249°C (8 件数据, 平均 223°C) 和 165 ~ 193°C (6 件数据, 平均 178°C) (表2)。较高一组数据介于早、晚阶段温度范围之间, 反映了中期成矿流体的温度, 较低一组数据反映了晚阶段流体作用对于先成矿物组合的叠加。从表 2 数据可以推断, 样品 TS13 受晚阶段叠加较强, TS17 受到轻微影响, 而 TS22 没有受到晚期叠加, 并且没有记录早阶段流体活动信息。

表 1 铁炉坪银矿矿石矿物电子探针成分分析 (%)

Table 1 Electron microprobe analyses on ore minerals of the Tieluping Ag deposit (%)

矿物	Ag	Cu	Fe	Zn	S	Sb	As	Pb	Ni	Te	Bi	Au	其它	总计
TS7 TT	2.74	38.1	0.32	6.67	23.6	23.8	4.27	-	-					99.5
TS7 TT	1.45	38.4	0.34	6.64	23.9	24.6	4.03	-	-					99.4
TS7 TT	4.88	37.3	0.23	6.77	22.8	23.9	3.17	-	-					99.1
TS7 TT	1.00	37.5	0.71	6.18	23.9	25.3	3.37	-	-					98.0
平均 N=4	2.52	37.83	0.38	6.57	23.56	24.4	3.71	-	-					99.0
TS7 Po	59.8	14.0	-	-	14.8	4.75	4.68	-	0.30					98.3
TS7 Po	60.8	13.3	-	-	13.5	3.93	2.85	-	0.32					94.7
TS7 Po	63.9	14.0	-	-	14.2	4.13	2.99	-	0.34					99.6
TS7 Po	70.9	10.9	-	-	10.9	3.80	3.08	-	-					99.6
平均 N=4	63.85	13.05	-	-	13.35	4.15	3.4	-	0.24					98.0
TS7 M-Ga	-	-	-	-	13.3	-	-	86.5	-	0.05	0.27			100.1
TS7 V-Ga	0.58	2.20	0.45	0.04	13.1	0.04	-	83.5	-	0.03	0.19			100.1
TS7 V-Ga	0.32	1.00	1.41	0.02	12.8	-	-	84.2	-	0.03	0.10			99.9
平均 N=2	0.46	1.60	0.93	0.03	13.0	0.02	-	83.9	-	0.03	0.15			100.0
TS8 TT	0.73	38.7	0.57	6.41	24.1	25.0	4.78	-	-					100.3
TS8 TT	0.63	39.4	0.47	6.54	24.4	22.5	6.63	-	-					100.6
TS8 TT	1.17	38.4	0.49	6.95	23.8	25.2	3.88	-	-					99.9
TS8 TT	0.89	39.1	0.59	6.76	23.9	25.0	4.39	-	-					100.6
平均 N=4	0.88	38.9	0.53	6.67	24.05	24.43	4.92	-	-					100.4
TS8 D-Ga	-	-	0.05	0.02	13.1	0.05	-	86.6	-	-	0.25			100.1
TS9 TT	0.22	38.2	0.55	6.57	23.9	28.0	2.43	-	-					99.9
TS21 D-Ga	-	-	0.59	-	13.4	-	-	86.2	-	0.05	0.11			100.4
TS22 D-Ga	-	-	-	0.69	13.2	-	-	85.9	-	0.05	0.11			100.0
* Ga	0.08	0.10	0.11	0.16	13.37	0	0.14	85.85	0.03	0.04		0	0.14	100.0
* TT	0.87	32.68	0.34	6.63	26.29	26.69	2.72	0	0.16	0.05		2.56	0.51	100.0
* Ag-TT	6.09	22.83	0.50	6.94	23.52	25.31	3.33	0	0.10	0.71		0.05	0.61	98.9
* Fr	13.65	24.55	0.28	6.71	24.46	26.63	1.80	0	0.07	0.43		0.09	0.60	99.0
* Ag	89.70	1.85	0	0.19	4.79	1.33	0.30	0.59	0	0		1.01	0.29	100.0

注 \* 数据引自 HBGEM (1997)。冠以“TS”样品为作者采样, 在核工业总公司地质研究中心测试, 仪器为 JXA8600/eXL。标样: Ag, Te, Ni 和 Bi 的标样为纯金属; Cu 为黄铜矿; Fe, S 为黄铁矿; Zn 为闪锌矿; As 为毒砂; Pb 为方铅矿; Bi 为辉铋矿。M: 块状; V: 网脉状; D: 浸染状。TT: 黝铜矿; Ga: 方铅矿; Fr: 银黝铜矿; Ag-Fr: 含银黝铜矿; Po: 硫锑铜银矿; Ag: 自然银。“-”表示低于检测限。“其它”包括 Se, Co 和 Sn。标本为多阶段矿化形成 TS7 的块状方铅矿为早阶段形成并变形; TS8, TS21 和 TS21 样品的浸染状方铅矿为发现于晚期碳酸岩网脉中; 其余矿物均形成于中阶段。早、晚阶段的方铅矿含银较低。

表2 铁炉坪银矿包裹体特征和均一温度

Table 2 Homogenization temperatures of fluid inclusions of the Tieluping Ag deposit

	大小( $\mu$ )	寄主矿物和阶段	包裹体均一温度( $^{\circ}$ C)、成因类型*和相应的矿化阶段(早,中,晚)
TS7	3	早阶段它形石英	373 (原生,早)
TS22	4	中阶段细粒自形石英	230, 230 (原生,中)
TS17	2 - 6	中阶段细粒自形石英	213, 217, 224, 249 (原生,中); 193 (假次生,晚)
TS13	3 - 6	中阶段细粒自形石英	210, 210 (primary, M); 165, 165, 173, 182, 187 (假次生,晚)
TS14	1.5 - 3	晚阶段梳状结构方解石	135, 135, 137, 140, 142, 161, 170, 172, 180, 203 (原生,晚)

\*包裹体成因类型划分参照 Roedder(1984)提出的包裹体与寄主矿物的关系进行。

## 5 同位素地球化学和成矿流体与物质来源

S, C, Pb, Sr, Nd 等同位素的变化指示了成矿流体来源的复杂性和含矿围岩的多样性(陈衍景和富士谷, 1992; Kerrich, 1993; Kerrich *et al.*, 2000; Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2001; Hagemann and Cassidy, 2000; McInnes *et al.*, 2002),一些学者(如 Hagemann and Cassidy, 2000)据此认为,同位素示踪剂无法区别变质成矿流体和岩浆成矿流体。但是,另一些研究者(如 Petke *et al.*, 2000; Chen *et al.*, 2000a, 2001; Townley and Godwin, 2001; Clayton and Spiro, 2000; Shikazono *et al.*, 1998; Giuliani *et al.*, 1998; 王海华等, 2001)运用同位素体系成功地查明了所研究矿床的成矿物质和流体的来源,鼓励作者们尝试运用同位素体系示踪铁炉坪银矿的成矿流体和物质来源。

### 5.1 样品与分析

作者们采集了不同蚀变分带和不同成矿阶段的代表性样品。用尖嘴钳从标本上取下不同阶段的矿物集合体,然后经捣碎、筛分、淘洗和双目镜挑选,获得 0.1 ~ 0.5 mm 粒径的纯净单矿物样品。由于中阶段矿物结晶细小,很难获得其石英单矿物样品。为消除与石英共生的硫化物连晶,将石英单矿物置入用 60 ~ 80  $^{\circ}$ C 的稀硝酸溶液浸泡 12 小时,然后用去离子水冲洗,并以超声波离心仪清除杂质,重复去离子水冲洗和超声波离心处理 6 次,直至 WFX-110 原子吸收光谱仪显示淋液不含离子,最后经烘干得到可供分析的石英单矿物样品。

本文使用的数据,除标注引用外,其样品测试均在国土资源部同位素地球化学开放实验室完成,分析方法已由丁悌平(1988)详细介绍。碳酸盐  $\text{CO}_2$  碳氧同位素测试采用磷酸溶解法;单矿物包裹体  $\text{CO}_2$  采用爆裂释放、液氮-酒精(-70 $^{\circ}$ C)收集冷凝纯化法制备。包裹体水的氢同位素样品制备与包裹体  $\text{CO}_2$  类似,即分选的单矿物在 150 $^{\circ}$ C 温度下烘干之后,加热至 600 $^{\circ}$ C 使所含包裹体热爆,释放的水通过收集、冷凝和纯化处理,然后用锌置换出水的氢而进行质谱分析。石英氧同位素分析方法是,首先用  $\text{BrF}_3$  在 500 ~ 550 $^{\circ}$ C 条

件下与石英矿物反应 5 小时,然后用液氮将产生的  $\text{O}_2$  冷凝纯化,最后在 700 $^{\circ}$ C 将  $\text{O}_2$  转变为  $\text{CO}_2$  而用于质谱分析。硫化物硫同位素分析步骤是,首先用氧化铜在 1150 $^{\circ}$ C 条件将硫化物的硫氧化为  $\text{SO}_2$ ,然后将释放的  $\text{SO}_2$  用液氮冻入样品管并纯化,获得质谱分析的  $\text{SO}_2$ 。对于硫化物铅同位素分析,首先用  $\text{HNO}_3$ -HF 混合溶液溶解硫化物,用过阴离子交换树脂提取 Pb,以硅胶做发射剂,用单铯带在 MAT261 热离子质谱仪上测试铅同位素组成。

氧、氢、碳、硫同位素组成用 MAT251EM 气体质谱仪测试,以 V-SMOW 标准报出氢氧同位素组成,以 CDT 标准报出硫同位素组成,以 PDB 标准报出碳同位素组成,其测试精度分别为  $\pm 0.2\text{‰}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ),  $\pm 2.0\text{‰}$  ( $\delta\text{D}$ ),  $\pm 0.2\text{‰}$  ( $\delta^{34}\text{S}$ ),  $\pm 0.2\text{‰}$  ( $\delta^{13}\text{C}$ )。铅同位素标样为 NBS981,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  的分析精度在  $2\sigma$  水平上分别为 0.1%、0.09% 和 0.30%。

### 5.2 氢氧同位素

表 3 中,安山岩  $\delta\text{D}$  反映了其含水矿物的氢同位素组成,单矿物的  $\delta\text{D}$  实为其包裹体水的氢同位素组成。 $\delta^{18}\text{O}_w$  是根据所测矿物的  $\delta^{18}\text{O}$  而计算的在相应温度条件下平衡水的氧同位素组成。不同阶段成矿流体的  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}_w$  的不同指示了流体性质的不同和演化。前人的研究(如陈衍景和富士谷, 1992;胡受奚等, 1988, 1998;)不同程度地认为成矿流体和金属主要来自太华超群、熊耳群(黎世美等, 1996;王志光等, 1997)或燕山期花岗岩(范宏瑞等, 1993, 1994, 1998)。

早阶段成矿流体  $\delta^{18}\text{O}_w$  变化于 8‰ ~ 10‰,平均 9‰,表明成矿流体来源于地壳深部(参见郑永飞, 1999)。图 6 中,样品落入变质水或岩浆水区域或其附近,显示流体来自变质作用和/或岩浆作用;相对而言,流体  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  与岩浆水范围更为接近,自然使前人得出成矿流体属岩浆热液的认识。但是,如果我们仔细分析岩浆水的特点和演化,就会发现其似是而非。在 600 $^{\circ}$ C 计算的该区花岗岩的平衡水  $\delta^{18}\text{O}_w = 8\text{‰}$ ,低于早阶段流体  $\delta^{18}\text{O}$ ;甚至花岗岩的石英矿物  $\delta^{18}\text{O}_q (= 8.9\text{‰})$  也低于早阶段流体的  $\delta^{18}\text{O}$ 。与之相应,早阶段流体  $\delta\text{D} = -90\text{‰}$ ,也显著低于该区岩浆水  $\delta\text{D} (-67\text{‰})$ 。



表3 铁炉坪银矿矿物和流体的  $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$  (‰)Table 3 The  $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$  and  $\delta^{13}C$  ratios in minerals and fluids of the Tieluping silver deposit (‰)

样品 <sup>(1)</sup>	矿物	$\delta D_W$ <sup>(2)</sup>	$\delta^{13}C_{calc}$	$\delta^{13}C_{CO_2}$ <sup>(3)</sup>	$\delta^{18}O_M$	$\delta^{18}O_W$ <sup>(4)</sup>	T(°C) <sup>(5)</sup>	阶段
TS7	石英	-89		0.3	15.6	9.8	373	E
TS8	石英	-96		4.0	15.5	9.7	373a	E
TS15	石英	-84		0.5	14.2	8.4	373a	E
TS20	石英	-90		3.0	13.7	7.9	373a	E
	平均 (n=4)	-90		2.0	14.8	9		E
TS17	石英	-109			13.0	2	233 (4)	M
TS13	石英	-73		0.1	10.1	-2.5	210 (2)	M
						-5.0	174 (5)	L
						-4.2	185 (7)	M+L
TS10	方解石	-88		-1.6	11.8	-0.2	158b	L
TS11	方解石	-60		-2.0	10.5	-1.6	158b	L
TS14	方解石	-74		-0.3	10.9	-1.2	158 (10)	L
TS16	方解石	-70		-1.4	11.4	-0.7	158b	L
BT3	石英	-70			11.5	-1.5	203c	L
BT5	石英	-68			9.8	-3.2	203c	L
BT10	石英	-60			8.9	-4.1	203c	L
9301	方解石		-0.9		8.9	-3.1	158b	L
9302	方解石		-0.6		8.7	-3.4	158b	L
9303	方解石		-0.8		8.6	-3.5	158b	L
9304	方解石		-1.7		12.7	+0.6	158b	L
9307	方解石		-1.2		11.4	-0.7	158b	L
	平均 (n=?)	-70 (7)	-1.0 (5)	-1.3 (4)		-2 (12)		L
FH672	基底混合岩的石英	-25			9.9	6.8	450	
FH669	基底伟晶岩的石英	-28			9.9	5.8	400	
	平均 (n=2)	-27			9.9	6		
FH044	蒿坪岩体的石英	-69			7.9	6.6	600	
FH052	金山庙岩体的石英	-65			9.8	8.5	600	
	平均 (n=2)	-67			9	8		
C&F	大斑安山岩	-83			7.5			
C&F	辉石安山岩				8.0			
C&F	安山岩				6.7			
	平均 (n=3)				7.4			
C&F	蚀变安山岩	-94			8.5			
C&F	蚀变安山岩				8.7			
C&F	蚀变安山岩	-85			8.9			
	平均 (n=?)	-90 (2)			8.7 (3)			
C&F	强蚀变安山岩	-87			11.2			

注: (1) 冠以“TS”的样品为作者采样, 国土资源部同位素开放室测试; 冠以“BT”和“93”的样品数据引自陈旺等(1996), 冠以“FH”的样品数据引自范宏瑞等(1994), “C&F”数据引自陈衍景和富士谷(1992)。(2) 单矿物样品的  $\delta D$  为所含包裹体水的测定值, 岩石样品则为全岩的测定值。(3)  $\delta^{13}C_{CO_2}$  系包裹体重  $CO_2$  测定值。(4)  $\delta^{18}O_w$  系根据分馏方程  $1000\ln\alpha_{Q-W} = 3.57 \times 10^6 T^{-2} - 2.73$  或  $1000\ln\alpha_{Calc-W} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89$  (引自张理刚, 1989) 计算所得值。(5) 标注“a”的温度数据测自样品 TS7 (373°C), “b”数据为样品 TS14 的平均值, “c”为样品 TS14 最高值 (参见表2)。括弧内的数据指参与平均值计算的数据数。

以上表明该区花岗岩热液不可能是早阶段成矿流体的主体, 而且尚可得到如下分析支持: (1) 由于岩浆水是在 600°C 条件下计算的, 该温度高于早阶段流体温度 373°C, 如果由 600°C 的岩浆水在开放体系下演变为具有更高  $\delta^{18}O$  的 373°C 的早阶段成矿流体, 岩浆水必须从围岩中汲取  $^{18}O$ , 并必须导致蚀变围岩亏损  $^{18}O$ , 使蚀变岩的  $\delta^{18}O$  低于未蚀变围岩; 但是, 事实恰恰相反, 该区由未蚀变围岩经蚀变围岩到

强蚀变围岩, 其  $\delta^{18}O$  逐渐升高。例如, 蚀变安山岩  $\delta^{18}O$  变化于 8.5‰ ~ 11.2‰, 明显高于未蚀变安山岩 (平均 7.4‰) (表3)。(2) 如果岩浆水在封闭条件下演化为早阶段成矿流体, 岩浆水必须卸载  $\delta^{18}O < 8\%$  的矿物, 才能逐步使岩浆水的  $\delta^{18}O$  从 8‰ 提高到 9‰。但是, 这一前提没有被发现; 而且, 事实又恰恰相反, 所有可能在流体活动过程形成的含氧矿物, 如石英、方解石等,  $\delta^{18}O$  都高于  $> 8\%$ ; 在同位素分馏

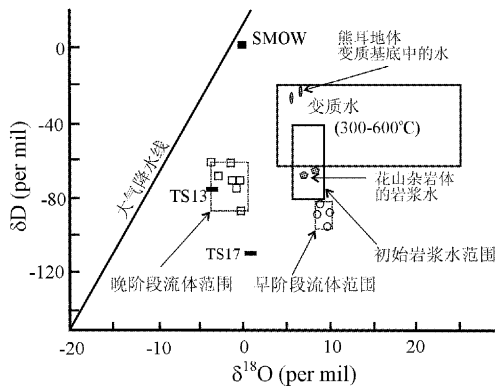


图6 铁炉坪银矿成矿流体氢氧同位素组成 (底图据 Taylor, 1974)

Fig. 6 δD - δ<sup>18</sup>O diagram for fluids of Tieluping silver deposit (Base diagram from Taylor, 1974)

理论上,石英、钾长石、绢云母等有可能在 600 ~ 373°C 流体作用中沉淀的矿物的  $1000\ln\alpha_{\text{矿物-水}} > 0$ , 决定了  $\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}} > \delta^{18}\text{O}_w$  (从表3可见一斑)。由此可见,早阶段成矿流体不可能来自中生代花岗岩浆,最可能源于变质脱水作用。

表4 不同温度条件下有关平衡体系的  $1000\ln\alpha$

Table 4 Calculated  $1000\ln\alpha$  for various fluid systems at different temperatures

平衡体系	分馏方程和温度范围(引自郑永飞, 1999)	T(°C)	不同温度下 $1000\ln\alpha$ 的计算值(‰)			
			200°C	300°C	400°C	650°C
H <sub>2</sub> O - H <sub>2</sub> S	$-4.31 \times 10^6/T^2 + 272280/T - 79$	400 ~ 1300		383	316	211
H <sub>2</sub> O - 白云母	$22.1 \times 10^6/T^2 - 19.1$	< = 850	80	48	30	7
H <sub>2</sub> O - 黑云母	$21.3 \times 10^6/T^2 + 2.8$	< = 850	98	68	50	28
H <sub>2</sub> O - 角闪石	$23.9 \times 10^6/T^2 - 7.9$	< = 850	99	65	45	20
H <sub>2</sub> O - 黝帘石	$15.1 \times 10^6/T^2 + 28$	250 ~ 650	95	74	61	46

\* 式中  $\delta D_x$  代表白云母、黑云母、角闪石、黝帘石或 H<sub>2</sub>S 的 δD。

熊耳群安山岩 δ<sup>18</sup>O 变化于 6.7‰ ~ 8.0‰, 平均 7.4‰ (表3)。由于绝大多数造岩矿物的  $1000\ln\alpha_{\text{矿物-水}} > 0$  (详见 Hoefs, 1997, 郑永飞, 1999), 因此,熊耳群在任何条件下都不可能派生出 δ<sup>18</sup>O > 7.4‰ 的流体。根据表4,我们还可以同时估算到熊耳群变质脱水形成的流体的 δD 应大于 -83‰。具体理由是:在 200 ~ 650°C 条件下,岩石中含羟基矿物的 δD 总低于其平衡水,导致此条件下的变质平衡水的 δD 势必高于岩石,无法形成 δD 低至 -90‰ 的早阶段流体。因此,无论是氧同位素,还是氢同位素,都确凿地证明早阶段成矿流体不可能源于熊耳群的变质或改造。更为重要是,我们没有发现熊耳群遭受区域变质的现象,也就根本没有设定熊耳群变质脱水形成成矿流体的理由。

上面的讨论表明,熊耳地体的3种最重要的地质体,即太华超群变质基底、燕山期花岗岩和熊耳群火山岩,均不可能派生铁炉坪银矿早阶段成矿流体。这要求我们必须寻找

虽然太华超群也常被解释为成矿流体的来源(胡受奚等, 1998; 黎世美, 1987; 黎世美等, 1996; 王志光等, 1997), 但只有两种可能的提供方式,即早前寒武纪变质脱水作用和中生代变质脱水作用。由于早前寒武纪变质作用发生在 1850Ma 左右和更早,而成矿发生在侏罗纪或白垩纪,时间间隔达 1700Ma,基本排除了这种可能性。而且,测得的早前寒武纪基底中混合岩和伟晶岩的 δD<sub>w</sub> 为 -27‰ 左右,显著高于早阶段成矿流体 δD<sub>w</sub> (表3和图6), 设定该流体代表早前寒武纪变质时与太华超群在 400 ~ 650°C 达到平衡,则太华超群变质岩的 δD 应在 -33‰ ~ -76‰ (参见表4), 如此,我们又可排除了第二种可能,即,早阶段成矿流体不可能来自太华超群在中生代发生 300 ~ 650°C 条件的变质脱水,其变质脱水形成的流体的 δD 势必高于 -69‰ (可根据表4的结果计算),而 -69‰ 的最小值仍然显著高于早阶段成矿流体的 δD = -90‰ (表3)。与之相应,由太华超群在相同条件的变质水的 δ<sup>18</sup>O 约为 6‰,又显著低于早阶段成矿流体的 δ<sup>18</sup>O。总之,太华超群作为铁炉坪银矿早阶段成矿流体重要源区的可能性被氢氧同位素资料所排除。

另外的变质脱水系统,而所剩的唯一可能就是马超营断裂以南的 CSC 建造。CSC 建造以硅质岩、碳酸盐、页岩、石英砂岩等岩石为主,而这些岩石一般都具有很高的 δ<sup>18</sup>O 和很低的 δD (Hoefs, 1997), 由其变质脱水完全可以形成符合铁炉坪银矿早阶段成矿流体氢氧同位素特征的成矿流体系统。而且,该认识与前人关于马超营断裂的构造研究结果相吻合,即熊耳地体沿马超营断裂推覆到栾川群和管道口群 CSC 建造之上(陈衍景和富士谷, 1992; 范宏瑞等, 1994, 1998; 胡受奚等, 1997; 刘红樱等, 1998; 王海华等, 2001)。

铁炉坪银矿晚阶段成矿流体的 δ<sup>18</sup>O 变化于 -4‰ ~ 0.6‰, 平均 -2‰; δD 变化于 -60‰ ~ -88‰, 平均 -70‰ (表3)。与早阶段成矿流体相比,显著向大气降水线漂移(图6),表明其为大气降水,或者有大量大气降水混入。

中阶段成矿流体(TS17)的 δ<sup>18</sup>O<sub>w</sub> 恰恰介于早、晚阶段流体之间,指示其可能属于深源变质流体与浅源大气降水热液

的混合物。按照同样道理, 中阶段流体的  $\delta D$  也应介于二者之间, 然而, 中阶段流体的  $\delta D_w = -109\text{‰}$ , 是所有样品中的最低值(表 3), 这似乎与上述关于大气降水混入的解释相矛盾, 需要进一步讨论。

据陈辉(1996)研究, 地幔脱气作用使得地幔越来越亏损氘, 显生宙以来地幔流体具有很低的  $\delta D$ (至少一般低于岩浆水, 即  $-80\text{‰}$ ), 地幔流体的混入可以导致成矿流体系统的  $\delta D$  显著降低, 因此地幔流体混入应是可能原因之一; 而且, 这种解释与熊耳山区成矿作用主要发生在挤压-伸展转变期的构造环境相吻合。但是, 这种解释要求流体只能在中期显著混入, 而在晚期则较少, 原因是  $\delta D$  在晚期又升高。此外, 目前尚缺乏该解释的其它地质地球化学依据, 如相应的幔源岩浆出现, 幔源 Sr、Pb、Nd 等同位素信息。我们认为, 无论考虑何种流体混入, 都必须充分考虑到流体混合模型应使流体系统定向演化, 即向混入流体端元演化, 具体表现在  $\delta D$  或  $\delta^{18}O$  上, 应该是定向增高或降低, 而不应导致  $\delta D$  在中期突然降低后, 而又在晚期增高的现象。

我们知道, 在早阶段和中阶段有大量硫化物沉淀(特别是黄铁矿和方铅矿等), 当大量硫化物沉淀时, 流体中  $HS^-$  或  $H_2S$  的  $H^+$  被  $Fe^{2+}$ 、 $Cu^{2+}$ 、 $Pb^{2+}$ 、 $Zn^{2+}$ 、 $Ag^+$  等阳离子置换出来, 并加入到流体水中, 如反应式:  $Pb^{2+} + 2OH^- + H_2S \rightarrow PbS(\text{固体}) + 2H_2O$ 。如此以来, 流体的  $\delta D_w$  势必因硫化物的沉淀而大大降低, 原因是  $HS^-$  和  $H_2S$  强烈亏损 D(表 4)。这样, 从早阶段到晚阶段由于大气降水加入而导致的  $\delta D_w$  增高趋势也势必被硫化物沉淀引起的  $\delta D_w$  降低现象所掩盖; 当晚阶段缺乏硫化物沉淀时, 这种大气降水加入导致的  $\delta D$  增高现象便醒目起来。总之, 中阶段流体  $\delta D$  最低的现象与大气降水加入导致  $\delta D$  增高的趋势并不矛盾, 而且, 这种似非而是的变化规律恰恰表明了前述成矿流体 3 阶段演化的科学性。

特别强调, 上述成矿流体氢氧同位素 3 阶段演化规律, 特别是硫化物沉淀导致流体  $\delta D$  降低的现象, 很可能适合于解释类似背景的所有造山型脉状矿床的成矿流体演化, 似可作为造山型脉状矿床氢氧同位素演化的概念性模式。当然, 这一认识需要得到更多实例和更细致研究验证。

### 5.3 碳同位素

以 Fritz(1969)报道的加拿大西北地区的 Pine Point 矿床研究结果为例, Faure(1986)指出, “热液系统流体包裹体  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  一般介于  $-4\text{‰}$  ~  $-12\text{‰}$ (PDB 标准, 下同), 多数热液脉中的早阶段碳酸盐矿物的  $\delta^{13}C$  为  $-6\text{‰}$  ~  $-9\text{‰}$ , 晚阶段沉淀的碳酸盐矿物  $\delta^{13}C$  往往增高; 热液矿床中  $CO_2$  和碳酸盐矿物的低  $\delta^{13}C$  值表明碳来自深源”。与 Faure 的结论相反, 铁炉坪银矿不同阶段  $\delta^{13}C_{CO_2}$  普遍较高, 并且从早到晚逐渐降低; 同时, 碳酸盐矿物  $\delta^{13}C$  也较高(表 3)。表明铁炉坪银矿成矿流体和来源不符合 Faure(1986)的结论, 在不同阶段也存在差异。

早阶段  $\delta^{13}C_{CO_2}$  为  $0.3\text{‰}$  ~  $4.0\text{‰}$ , 平均  $2.0\text{‰}$ , 明显高于

有机质(平均  $-27\text{‰}$ )、大气  $CO_2$ (约  $-8\text{‰}$ , Schidlowski, 1998;  $-7\text{‰}$  ~  $-11\text{‰}$ , Hoefs, 1997)、淡水  $CO_2$ ( $-9\text{‰}$  ~  $-20\text{‰}$ , Hoefs, 1997)、火成岩/岩浆系统( $-3\text{‰}$  ~  $-30\text{‰}$ , Hoefs, 1997)、地壳( $-7\text{‰}$ , Faure, 1986)和地幔( $-5\text{‰}$  ~  $-7\text{‰}$ , Hoefs, 1997), 表明成矿流体  $CO_2$  不可能来自上述源区之一或它们不同比例的混合物, 只能主要来自海相碳酸盐的变质去碳酸盐化作用。由于早阶段成矿流体温度为  $373^\circ C$ , 所以形成早阶段变质流体的变质去碳酸盐化作用温度不可能低于  $373^\circ C$ 。根据  $CO_2$ -方解石体系在  $300 \sim 1200^\circ C$  条件的碳同位素分馏方程 ( $10^3 \ln \alpha = -3.57 \times 10^6/T^2 + 9.60 \times 10^3/T - 2.63$ )(郑永飞, 1999), 求得形成早阶段流体的原岩碳酸盐  $\delta^{13}C_{\text{方解石}}$  不低于  $3.8\text{‰}$  ~  $7.8\text{‰}$ , 因此, 除海相碳酸盐之外, 没有其它任何可能的碳源能够满足铁炉坪银矿早阶段成矿流体  $\delta^{13}C$  的要求。

铁炉坪银矿晚阶段流体  $\delta^{13}C_{CO_2}$  为  $-0.3\text{‰}$  ~  $-2.0\text{‰}$ , 平均  $-1.3\text{‰}$ , 低于早阶段流体, 与从早到晚流体  $\delta^{18}O$  变化规律完全一致, 应指示大气  $CO_2$  的加入, 或者以大气  $CO_2$  为主。晚阶段网脉中方解石  $\delta^{13}C$  集中在  $-1.0\text{‰}$ , 假设它们沉淀于  $158^\circ C$  左右, 根据低温条件方解石与  $CO_2$  之间的碳同位素分馏方程 ( $10^3 \ln \alpha = 1.194 \times 10^6/T^2 - 3.63$ ; Faure, 1986), 求得平衡流体中  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  在  $-3.8\text{‰}$  左右, 同样证明大气  $CO_2$  加入流体系统。然而, 根据碳酸盐矿物计算的平衡流体中  $\delta^{13}C_{CO_2}$  的值低于包裹体释放出的  $CO_2$  的  $\delta^{13}C_{CO_2}$  达  $2\text{‰}$ 。其原因可能是, 在提取碳酸盐矿物包裹体中  $CO_2$  的热爆过程中, 部分碳酸盐矿物分解产生了  $CO_2$ , 矿物分解产生的  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  较高, 与包裹体的  $CO_2$  混合在一起, 从而导致实测“包裹体” $CO_2$  的  $\delta^{13}C_{CO_2}$  高于计算的流体  $\delta^{13}C_{CO_2}$ 。无论如何, 晚阶段流体系统  $\delta^{13}C_{CO_2}$  不可能高于  $-1.3\text{‰}$ , 应有大气  $CO_2$  大量加入。

1 件中阶段石英样品的包裹体  $\delta^{13}C_{CO_2}$  为  $0.1\text{‰}$  (TS13), 介于早阶段和晚阶段之间, 再次表明中阶段流体是变质流体与大气降水的混合, 或者从变质流体向大气降水的过渡。

总之, 碳同位素组成表明早阶段成矿流体来自含海相碳酸盐地层的变质脱水和脱气作用, 晚阶段为大气降水, 中阶段则为变质流体与大气降水热液的混合。

### 5.4 硫同位素

铁炉坪银矿方铅矿单矿物和矿石样品的  $\delta^{34}S$  介于  $-8.8\text{‰}$  ~  $-0.6\text{‰}$ , 平均  $-4.3\text{‰}$  ( $n=14$ , 表 5)。由于铁炉坪银矿未见硫酸盐矿物出现, 成矿系统属还原性质, 因此认为流体系统或其源区亏损  $^{34}S$  (Ohmoto and Rye, 1979; Hoefs, 1997)。由于成矿流体的  $\delta^{34}S$  较低(表 5 和图 7), 不同于花山花岗岩杂岩体、太华超群或熊耳群, 认为成矿系统的硫并非来自熊耳地体的主要地质体, 可能侧向来自具有低  $\delta^{34}S$  值的源区或者地体下部其它低  $\delta^{34}S$  值的源区。

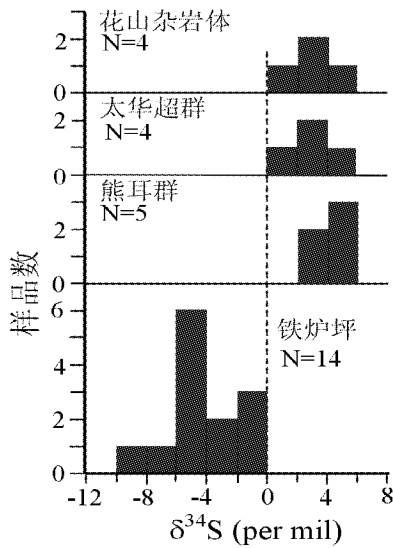


图7 铁炉坪银矿和相关地质体  $\delta^{34}\text{S}$  直方图  
Fig. 7  $\delta^{34}\text{S}$  histogram for Tieluping Ag deposit and related geologic bodies

表5 铁炉坪银矿硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  (‰)  
Table 5  $\delta^{34}\text{S}$  (‰) for sulfides from the Tieluping deposit

样品	矿物	$\delta^{34}\text{S}$	样品	矿物	$\delta^{34}\text{S}$
铁炉坪银矿床			熊耳群	黄铁矿	3.6 <sup>#</sup>
Ag23	方铅矿	-1.4	熊耳群	黄铁矿	4.3 <sup>*</sup>
S9102	方铅矿	-5.7	熊耳群	黄铁矿	4.6 <sup>*</sup>
S9118	方铅矿	-7.2	熊耳群	黄铁矿	2.5 <sup>*</sup>
S9119	方铅矿	-4.9	熊耳群	黄铁矿	5.4 <sup>*</sup>
S9120	方铅矿	-1.5		平均值	4.1
S9121	方铅矿	-8.8	太华超群	黄铁矿	5.7 <sup>*</sup>
Ag20	方铅矿	-3.5	太华超群	黄铁矿	2.9 <sup>*</sup>
Ag21	方铅矿	-0.6	太华超群	黄铁矿	2.9 <sup>*</sup>
Ag22	方铅矿	-4.5	太华超群	黄铁矿	1.3 <sup>*</sup>
TS20	方铅矿	-4.3		平均值	3.2
TS9	方铅矿	-2.4	太华超群	平均值	1.9 <sup>**</sup>
TS15	硫化物	-4.8	花山杂岩体	黄铁矿	2.3 <sup>#</sup>
TS8	硫化物	-4.5	花山杂岩体	黄铁矿	2.3 <sup>*</sup>
TS22	硫化物	-6.4	花山杂岩体	黄铁矿	1.8 <sup>*</sup>
	平均值	-4.3	花山杂岩体	黄铁矿	5.4 <sup>*</sup>
				平均值	3.0

冠以“TS”样品为作者采样,国土资源部同位素开放室测试;冠以“Ag”和“S”样品引自陈旺等(1996).注\*和#数据分别引自范宏瑞等(1994)、赵锐和范宏瑞(1989);注\*\*者引自王亨治等(1985),为5件小秦岭片麻岩样品的平均值。

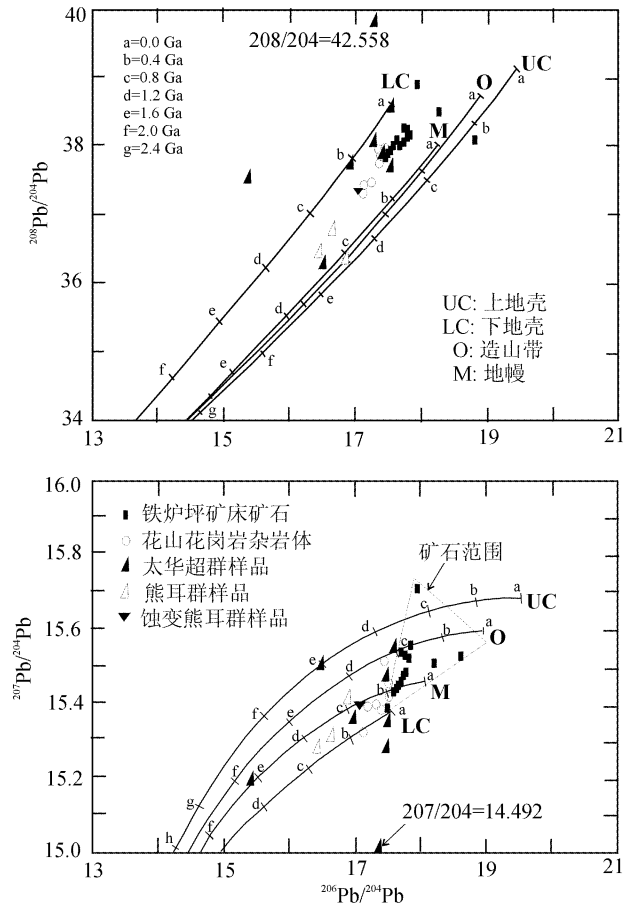


图8 铁炉坪银矿和相关地质体铅同位素构造模式图 (底图据 Zartman and Doe, 1981)  
Fig. 8 Plumbotectonic model of Tieluping Ag deposit and related geologic bodies (Base map from Zartman and Doe, 1981)

因为幔源硫的  $\delta^{34}\text{S}$  为 0 ~ 2‰ (郑永飞, 1999; Hoefs, 1997; Sakai *et al.*, 1984; Ionov *et al.*, 1992), 认为矿石硫难以来自地幔, 很可能来自马超群断裂南侧 CSC 建造。尽管 CSC 建造的硫同位素研究尚未开展, 但其大量有机质的存在应能提供低  $\delta^{34}\text{S}$  值的矿石硫。

应当指出, 虽然铁炉坪银矿的硫同位素特征不像其它同位素一样, 具有强烈的排他性, 但却与其它同位素的示踪结果完全吻合。

### 5.5 铅同位素

铁炉坪银矿 14 件铅同位素分析结果 (表 6) 从下地壳演化线变化到上地壳演化线 (图 8), 表明铅源复杂或成矿过程铅同位素分馏强烈。矿石  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  高于花山花岗岩、熊耳群和太华超群 (图 8), 表明矿石铅不可能仅凭上述地质体及其任意比例的混合所能提供, 因为这些地质体无法产生矿石中如此多的放射成因铅, 与前人解释 (Cui, 1991; 黎世美等, 1996) 不符, 我们必须寻

表6 铁炉坪银矿和相关地质体的铅同位素组成

Table 6 Lead isotope composition of Tieluping Ag deposits and related geologic bodies

采样点	样品	矿物	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\mu$	Th/U	数据源
铁炉坪 TS8	矿石	方铅矿	17.793	15.519	38.275			本文
铁炉坪 TS9	矿石	方铅矿	17.790	15.520	38.277			本文
铁炉坪 TS15	矿石	方铅矿	17.944	15.713	38.911			本文
铁炉坪 TS22	矿石	方铅矿	18.625	15.513	38.086			本文
铁炉坪	矿石	方铅矿	17.697	15.440	37.995	9.22	4.03	CUI
铁炉坪	矿石	方铅矿	17.728	15.464	38.028	9.27	4.03	CUI
铁炉坪	矿石	方铅矿	17.444	15.368	37.711	9.12	4.03	CUI
铁炉坪	矿石	方铅矿	17.824	15.546	38.274	9.42	4.10	CUI
铁炉坪	矿石	方铅矿	17.780	15.515	38.227	9.37	4.10	CUI
铁炉坪	矿石	方铅矿	17.541	15.429	37.876	9.21	4.06	CUI
铁炉坪	矿石	方铅矿	17.718	15.468	38.062	9.28	4.05	CUI
	<b>平均值 (n=11)</b>		<b>17.808</b>	<b>15.500</b>	<b>38.157</b>			
崇阳沟	多金属网脉	方铅矿	17.545	15.437	37.950	9.25	4.27	HIG
崇阳沟	多金属网脉	方铅矿	18.289	15.502	38.415	9.28	4.03	HIG
崇阳沟	多金属网脉	方铅矿	17.669	15.429	37.984	9.21	4.18	HIG
	<b>平均值 (n=3)</b>		<b>17.834</b>	<b>15.456</b>	<b>38.116</b>			
<b>铁炉坪 + 崇阳沟</b>	<b>平均值 (n=14)</b>		<b>17.813</b>	<b>15.490</b>	<b>38.148</b>			
花山杂岩体	花岗岩基	全岩	17.476	15.418	37.832			FAN
花山杂岩体	花岗岩基	全岩	17.329	15.396	37.488			FAN
花山杂岩体	花岗岩基	钾长石	17.440	15.520	37.975	8.27	4.16	LI
花山杂岩体	花岗岩基	钾长石	17.199	15.391	37.447	8.07	4.03	LI
花山杂岩体	花岗岩基	钾长石	17.473	15.455	37.886	8.16	4.07	LI
花山杂岩体	花岗岩基	钾长石	17.420	15.381	37.660	9.15	4.02	CUI
花山杂岩体	花岗岩基	钾长石	17.150	15.318	37.240	9.06	3.96	CUI
	<b>平均值 (n=7)</b>		<b>17.355</b>	<b>15.411</b>	<b>37.647</b>			
太华超群	黑云片麻岩	全岩	15.406	15.188	37.526			FAN
太华超群	角闪片麻岩	全岩	16.511	15.512	36.266			FAN
太华超群	黑云片麻岩	全岩	17.353	14.492	42.558			FAN
太华超群	角闪岩	全岩	16.968	15.359	37.775			FAN
太华超群	角闪岩	全岩	17.609	15.547	37.654			FAN
太华超群	角闪片麻岩	全岩	17.530	15.345	38.569	9.06	4.39	CUI
太华超群	片麻岩	全岩	17.495	15.279	37.839	8.93	4.04	CUI
太华超群	黑云片麻岩	全岩	17.400	15.469	38.174	9.33	4.30	CUI
	<b>平均值 (n=8)</b>		<b>17.034</b>	<b>15.274</b>	<b>38.295</b>			
熊耳群	大斑安山岩	全岩	16.907	15.421	36.346			FAN
熊耳群	安山岩	全岩	16.647	15.300	36.876			FAN
熊耳群	杏仁安山岩	全岩	16.439	15.271	36.489			FAN
	<b>平均值 (n=3)</b>	<b>全岩</b>	<b>16.664</b>	<b>15.331</b>	<b>36.570</b>			
熊耳群	蚀变安山岩	全岩	17.116	15.405	37.345			FAN

FAN, 范宏瑞等 (1994); CUI, 崔亮 (1991); LI, 黎世美 (1987); HIG, 河南地质研究所 (1985)

找另外的富含放射成因铅的源区,才能科学地认识成矿机制。此外,蚀变安山岩样品的铅同位素比值高于未蚀变安山岩(表6和图8),也证明成矿流体较熊耳群等围岩富含放射成因铅,成矿流体应来自富放射成因铅的物源区。

除前面被排除的燕山期花岗岩、熊耳群和太华超群以外,熊耳地体下伏的下地壳、地幔也都被前人解释为成矿流体和金属的源区(如黎世美等,1996)。但是,下地壳和地幔

的U、Th含量以及铅同位素比值应该更低,这已被铅同位素理论和大量分析资料所证实(Sun and McDonough, 1989; 陈江峰和江博明, 1999; Zartman and Doe, 1981),并且成为铅同位素地球化学的基础。因此,下地壳、地幔最不可能作为铁炉坪银矿的铅源区,只有侧向源是唯一的可能,即马超营断裂以南的CSC建造为源区。

### 6 成矿构造模式

矿床同位素地球化学研究揭示 CSC 是最有利的成矿流体和金属源区的岩性组合。在中生代华北与华南碰撞过程中, 栾川群和管道口群 CSC 建造沿马超营断裂向北 A 型俯冲到熊耳地体之下, 必定在熊耳地体之下发生变质脱水、脱气、脱硅、脱碱、脱硫、脱金银铅锌, 等等, 派生了成矿流体, 流体势必向上迁移, 熊耳地体广泛发育流体成矿系统, 自然导致熊耳地体发育铁炉坪等大量中生代脉状造山型矿床, 这种解释被称为 CMF 模式 (详见陈衍景和富士谷, 1992; Chen, 1998)。

根据碰撞造山作用演化的  $P-T-t$  轨迹 (如 Jamieson, 1991; Chen, 1998; Li *et al.*, 2001) (图 9A), 一个完整的碰撞造山事件应包括 3 个阶段: (1) 挤压, (2) 挤压向伸展转变, (3) 伸展, 其分界分别为  $P_{max}$  和  $T_{max}$  (图 9A)。这种  $P-T-t$  轨迹的 3 阶段划分与前述成矿作用的早、中、晚 3 个阶段的划分是完全对应的。大陆造山带的陆陆碰撞和地体拼贴作用导致了造山带内部一系列板片堆叠 (或称推覆、A 型俯冲等) (如 Hsu, 1979; Bird, 1978; Sengor, 1990; Chen, 1998) (参见图 2)。在碰撞初期, 俯冲板片下插到仰冲板片之下, 其温度、压力必然随俯冲深度增加而增加, 顺序发生改造 ( $50 \sim >200^{\circ}\text{C}$ , Tu, 1996)、变质 ( $>200^{\circ}\text{C}$ ) 和部分熔融 ( $>600^{\circ}\text{C}$ ), 导致俯冲板片内的物质以熔点由低到高的顺序活化迁移, 造成仰冲板片顺序出现造山型脉状矿床流体成矿系统 (图 9B 的 D 带)、深侵位富硅铝花岗岩浆及其相关亲石元素成矿系统 (图 9B 中 G 带)、浅侵位中酸性斑岩-爆破角砾岩带及其相关岩浆流体成矿系统 (图 9B 中的 P 带)。这种空间分带现象在熊耳地体表现较为清楚 (图 1), 其它造山带也已报道了类似分带现象, 如准噶尔造山带 (Chen, 1997, 及文献中图 6 和图 7; Rui *et al.*, 2002, 及文献中图 8), 天山造山带 (Chen *et al.*, 2000a, 文献图 4), 等等。值得说明, 造山带成矿分带并非新概念, 在对洋壳俯冲型造山带研究中早有报道, 例如, 智利安第斯造山带 (Frutos and Pincheira, 1985)、美国西部 (Westra and Keith, 1981)、华南造山带 (Pirajno and Bagas, 2002) 等, 甚至还报道了分带现象的变化与俯冲角度 (Kay and Mpodozis, 2001; Mitchell, 1973)、仰冲板片地壳厚度 (Sillitoe, 1988) 的关系, 以及在时间和空间上的岩浆作用变化 (Clark *et al.*, 1990; Gu *et al.*, 1999)。

在挤压阶段或成矿早阶段, 浅部构造因受挤压而紧闭, 不能成为流体循环的良好通道; 由于此间地热梯度和温度较低 (图 9A), 流体循环缺乏足够的热能。因此, 早阶段浅部流体活动较弱, 成矿流体和金属主要来自深部俯冲板片的变质脱水作用 (图 9B1)。如果俯冲板片富集  $^{13}\text{C}$  (如海相碳酸盐)、 $^{18}\text{O}$  (如碳酸盐、硅质岩、石英/长石砂岩、页岩) 和放射成因铅 (如沉积物), 并且亏损  $^{34}\text{S}$  (如岩石含有机硫或还原硫), 那么, 铁炉坪银矿的各种同位素特征便可以满足。显

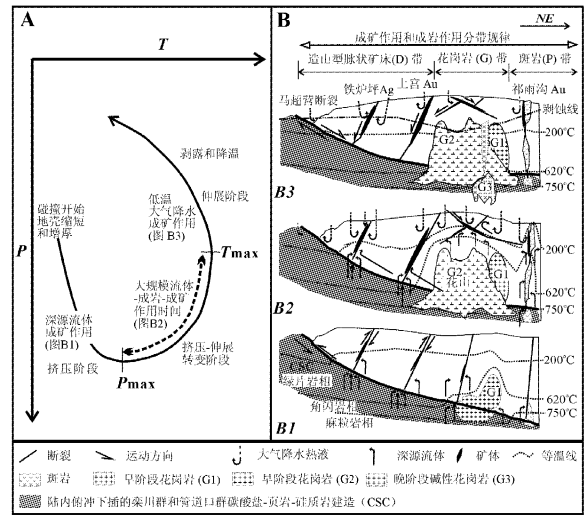


图 9 铁炉坪银矿流体与成矿作用构造模式图

图 9A 示意普适的碰撞造山作用  $P-T-t$  轨迹 (据 Jamieson, 1991, 修改), 根据  $P$  和  $T$  变化划分为不同构造动力学性质的 3 个阶段。图 9B 显示碰撞过程或 A 型俯冲过程中构造变形、流体作用、岩浆作用和成矿作用的 3 阶段演化规律 (据 Chen, 1998, 修改); 图 B1、B2 和 B3 分别解释早、中、晚 3 个阶段流体与成矿的特点: 早阶段为深源流体, 中阶段为混合流体, 晚阶段为浅源大气降水; 分别对应于图 9A 的挤压、转换和伸展 3 个阶段。

Fig. 9 Tectonic model for metallogenesis and fluid evolution of the Tieluping silver deposit

Figure 9A showing the common  $P-T-t$  path for continental collision (modified after Jamieson, 1991), note that three tectonic stages were divided according to the variations in  $P$  and  $T$ . Figure 9B showing three-stage evolution of structural deformation, fluid generation, magmatism and metallogenesis during continental collision or A-type subduction (modified after Chen, 1998); Figure B1, B2 and B3 illustrating the characteristics of fluid flow and metallogenesis of E-, M- and L-stages, respectively; corresponding to compression, transition (from compression to extension) and extension stages in Figure 9A respectively. Note that the E-stage fluid flow characteristic of deep-sourced metamorphic fluids, the L-stage of shallow-sourced meteoric fluids, and the M-stage of intense mixing of both of deep- and shallow-sourced fluids.

然, 所要求的岩性组合恰恰是栾川群和管道口群 CSC 建造的主要岩石类型, 因此栾川群和管道口群 CSC 建造是十分理想的成矿流体和金属的源区。

在造山作用的挤压向伸展转变阶段, 即成矿作用的中阶段, 造山带处于减压增温的特殊构造体制 (图 9A)。物理化学知识告诉我们, 减压促进物质的熔融和流体产生, 增温同样促进物质熔融和流体产生, 而二者复合更能导致整个造山过程中最强烈的流体作用和岩浆作用, 也必然引发最强烈的成矿作用 (图 9B2)。与此同时, 深部产生的大规模流体和岩浆上涌、底劈等为浅部流体活动提供了热能, 降低了浅部地壳的刚性程度并使之伸展; 减压使固体物质发生弹性回跳而

伸展,导致浅层构造伸展扩容,为流体循环提供了良好的路径系统;足够的能量与畅通的路径复合,无疑会引起整个造山过程中最强烈的浅层流体活动。同样道理,最强的深层流体、岩浆作用与最强的浅层流体活动复合在一起,又必然导致最强烈的流体对流、混合以及岩浆侵入等地质作用和成矿作用。如此,铁炉坪银矿强烈的中期流体混合及其成矿作用,以及伴随花山岩体等大量燕山期中酸性岩浆作用的现象,可以得到合理解释。特别指出,我们关于挤压向伸展转变期发生大规模成岩、成矿和流体作用的认识(陈衍景和富士谷,1992),可能是所有类似造山带的普适规律,也似可作为研究造山带构造动力学和物质成分演化(如地壳硅铝化),以及厘定碰撞事件起止时间的理论基础之一。

在碰撞造山作用晚期,温度降低(图9A)使得部分熔融和流体都难以在深部大规模发生(图9B3);而在经历了中期强烈的物质熔融和流体排溢之后,深层板片强烈亏损易熔或易活化组分,更加降低了深部流体和岩浆产生的可能性;因此,晚阶段成矿流体中基本缺乏深源变质流体,转而以大气降水为主。而且,由于热能的降低,浅层大气降水热液活动也非常微弱,并且很快结束。显然,这一认识与铁炉坪银矿晚阶段流体成矿作用低于203℃,以大气降水为主,形成具有梳状结构的碳酸盐网脉,网脉中不含或偶含微量硫化物等特征完全吻合。

基于前述,我们再次强调1990年提出的“挤压向伸展转变期发生碰撞过程大规模成矿作用”的观点,并且不赞成以涵义笼统的“构造转折”概念代替涵义清晰的“挤压向伸展转变期”,因为后者已经拥有现代物理化学理论基础,似可成为现代自然科学的一部分。

## 7 存在问题和未来研究

### 7.1 造山型银矿的概念

铁炉坪银矿的地质地球化学特征、成矿环境等不仅与熊耳地体的上宫(范宏瑞等,1998;陈衍景和富士谷,1992;Chen,1998)、康山(王海华等,2001)等造山型金矿相似,而且也与世界其它地区的造山型金矿(见Kerrick *et al.*, 2000; Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 1998; Hagemann and Cassidy, 2000)相似,它完全可作为造山型脉状银矿的典型。但造山型银矿的特征和分布的广泛性有待研究。

### 7.2 铁炉坪银矿的成矿年龄

目前,秦岭造山带脉状Au、Ag、Pb-Zn、Hg-Sb矿床和其它类型、矿种的矿床主要形成于中生代,尤其是侏罗纪和白垩纪,已基本共识(胡受奚等,1988,1997,1998;范宏瑞等,1994,1998,2003;陈衍景和富士谷,1992;黎世美等,1996;王志光等,1997;王海华等,2001;Chen *et al.*, 2000b; Li *et al.*, 2001; Zhang and Zhang, 2003),因此,尽管缺乏铁炉坪银矿的成矿年龄测定,但铁炉坪银矿也被认为是中生代形成的

矿床。显然,细致的成矿测年将有助于理解铁炉坪银矿形成的细节。

### 7.3 栾川群和管道口群的同位素组成

一般而言,栾川群和管道口群CSC建造的主要岩性决定了其 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 以及铅同位素比值较高, $\delta^{34}\text{S}$ 较低。然而,目前毕竟没有同位素分析数据获得,对其进行同位素地球化学研究,将会提供检验CMF模式的关键性依据,同时会大大提高整个熊耳山矿田和单个矿床成矿作用的认识水平,更科学而定量地认识有关地质体对成矿作用的贡献,而且还有助于评价马超营断裂以南CSC建造内银、铅锌等矿床的勘查潜力。

### 7.4 为什么铁炉坪是银矿而不是金矿?

上述3个问题的存在直接限制着本问题的讨论,我们认为可能原因之一是,铁炉坪矿床位于仰冲板片厚度较浅的位置,而且距离A型俯冲带的距离较近,总体由南而北为富Ag-Pb脉(铁炉坪),富Au脉(上宫),最后为富Mo斑岩带(雷门沟-祁雨沟),但它们形成于相同的构造体制;另一可能原因是由俯冲板片的性质决定,栾川群和管道口群中可能含有较多的氯等易于使银活化成矿的元素,而且这些元素有利于较低温度下活化。通常,造山型金矿中,硫含量较高,硫易于与Au络合。

## 8 结论

铁炉坪银矿是同碰撞形成的断控脉状银矿,成矿过程包括3个阶段,分别以黄铁矿-石英、多金属硫化物和碳酸盐网脉3种矿物组合为标志,其各种主要地质特征与熊耳地体或世界其他地区的造山型金矿一致,是华熊地块造山型银矿带的典型代表。

H-O-C同位素体系研究表明,成矿流体从早阶段深源变质流体,经中阶段变质流体与大气降水混合流体,向晚阶段浅源大气降水热液演化;而且,早阶段流体不可能来自熊耳群、太华超群或燕山期花岗岩类,也不可能来自地幔和下地壳,只能侧向来自栾川群和管道口群CSC建造的变质脱水作用。Pb-S-C同位素体系研究得出相同结果,即成矿物质不可能主要来自太华超群、熊耳群、下地壳、地幔、燕山期花岗岩类等以任何比例的混合,只能侧向来自马超营断裂以南地CSC建造。

在中生代陆陆碰撞过程中,CSC建造及其下伏岩石构成的陆壳板片沿马超营断裂向北俯冲到熊耳地体之下,俯冲板片发生改造、变质和部分熔融,引发了熊耳地体的强烈中生代流体作用、岩浆作用和成矿作用,导致了铁炉坪银矿等造山型脉状矿床的形成。

熊耳地体中生代热液矿床和花岗岩类的空间分布与理

论推导的 CMF 模式完全一致,成岩成矿的发生时间和演化与碰撞作用的演化同步,加之同位素资料的排他性,不仅证明熊耳地体的成岩成矿作用适合于 CMF 模式的解释,而且验证了 CMF 模式的科学性和实用性。据此预测,马超营断裂与花山花岗岩杂岩体之间的区域应重点寻找造山型脉状金银铅锌矿床,花山杂岩体以北重点寻找与浅侵位岩浆活动有关的铜钼金等矿床(斑岩型、爆破角砾岩型等)。

**致谢** 本研究主要得到科学院百人计划、教育部跨世纪人才培养计划、国家攀登预研(95-Pre-39-04)和国家自然科学基金项目(49972035)的支持。河南有色地勘局王志光、崔毫、李忠烈、陈德杰等专家大力支持了野外调研,北京大学地质学系魏绮英教授、高秀丽、刘玉琳、李健、倪德保等同事以及王海华、李震、朱海婷、陈华勇、张静等同学参加部分工作, Bernd Lehmann, Robert Kerrich, Michael Meyer, Stifen Cox 等教授, David Huston, Songfa Liu, Thomas Ulrich 博士等就本文科学问题提出了宝贵的修改建议,特致谢意。此外, Franco Pirajno 感谢西澳地质调查所允许此文发表。

## References

- Bierlein FP, Maher S. 2001. Orogenic disseminated gold in Phanerozoic fold belts-examples from Victoria, Australia and elsewhere. *Ore Geol. Rev.*, 18: 113-148
- Bird P. 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 83: 4975-4987
- Chen H. 1996. Hydrogen isotope fractionation in the evolution of the earth. *Scientia Geologica Sinica*, 31: 238-249 (in Chinese with English abstract)
- Chen HY, Bao JX, Zhang ZJ, Liu YL, Ni P, Ling HF. 2000a. Isotope indication to source of ore materials and fluids of the Wangfeng gold deposit in Tianshan: a case study of metallogenesis during collisional orogenesis. *Sci. China (Ser. D)*, 43 (supp.): 156-166
- Chen HY, Chen YJ, Liu YL. 2001. Metallogenesis of the Ertix gold belt, Xinjiang and its relationship to Central Asia-type orogenesis. *Sci. China (Ser. D)*, 44: 245-255
- Chen JF, Jahn BM. 1999. Nd-Sr-Pb isotopic Indications and crustal evolution of Southeast China continent. In: Zheng YF (ed.). *Chemical Geodynamics*. Beijing: Science Press, 262-287 (in Chinese)
- Chen W, Guo SR, Cui B. 1996. Isotopic geochemistry of the Tieluping and Haopinggou deposits in the Mount Xionger area, western Henan. *Geological Exploration for Non-ferrous Metals*, 5: 213-218 (in Chinese)
- Chen YJ. 1996. A new understanding on the relation between natures of volcanic formation and tectonic setting: Implication of the study on the Xionger Group and its comparison of DI-histograms with typical volcanic formations of the world. In: Chen YJ, Lu B, Hao ZG (eds.). *China's Postdoctors' Contributions to the 30<sup>th</sup> International Geological Congress*. Beijing: China Petroleum Industry Press, 134-143
- Chen YJ. 1997. Mineralization during collisional orogenesis and its control of the distribution of gold deposits in Junggar mountains, Xinjiang, China. *Acta Geol. Sin.* 71: 69-79
- Chen YJ. 1998. Fluidization model for continental collision in special reference to study on oreforming fluid of gold deposits in the eastern Qinling Mountains, China. *Prog. Nat. Sci.*, 8: 385-393
- Chen YJ, Chen HY, Liu YL, Guo GJ. 2000b. Progress and records in the study of endogenetic mineralization during collisional orogenesis. *Chin. Sci. Bull.*, 45: 1-10
- Chen YJ, Fu SG. 1992. *Gold Mineralization in West Henan, China*. Beijing: Seismological Press, 234 (in Chinese)
- Chen YJ, Fu SG, Chen ZM, Sun WD. 1990. Tectonic model for metallogenesis of gold deposits in Henan Province. *Geol. Inform. Henan*, (2): 9-14 (in Chinese)
- Chen YJ, Guo GJ, Li X. 1998. Metallogenic geodynamic background of gold deposits in granite-greenstone terrains of North China Craton. *Sci. China (Ser. D)*, 41: 113-120
- Chen YJ, Zhao YC. 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
- Clark AH, Farrar E, Kontak DJ, Langridge RJ, France LJ, McBride SL, Woodman PL, Wasteneys HA, Sademan HA, Archibald DA. 1990. Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Econ. Geol.*, 85: 1520-1583
- Clayton RE, Spiro B. 2000. Sulphur, carbon and oxygen isotope studies of early Variscan mineralization and Pb-Zn vein deposits in the Cornubian orefield: implication for the scale of fluid movements during Variscan deformation. *Miner. Deposita*, 35: 315-331
- Cox SF. 1999. Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. In: McCaffrey KJW, Lonergan L, Wilkinson JJ (eds.). *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. Special Pub. Geol. Soc. London, 155: 123-140
- Cox SF, Knackstedt MA, Braun J. 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal system. *SEG Reviews*, 14: 1-24
- Cui B. 1991. Lead isotope compositions of non-ferrous and precious metallic deposits at the southern margin of the North China Platform. *Miner. Dep. Explor.*, (2): 30-41 (in Chinese)
- Ding TP. 1988. *Stable Isotope Studies on Several Typical Deposits in China*. Beijing: Beijing Science & Technology Publishing House, 71pp (in Chinese with English abstract)
- Fan HR, Xie YH, Wang YL. 1993. The properties of magmatic hydrothermal fluid of Hushan granitic batholith in western Henan Province and their relationship to gold mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 9: 136-145 (in Chinese with English abstract)
- Fan HR, Xie YH, Wang YL. 1998. Fluid-rock interaction during mineralization of the Shanggong structure-controlled alteration-type gold deposit in western Henan province, Central China. *Acta Petrologica Sinica*. 14: 529-541 (in Chinese with English abstract)
- Fan HR, Xie YH, Zhai MG, Jin CW. 2003. A three-stage fluid flow model for Xiaoqinling lode gold metallogenesis in Henan and Shaanxi provinces, central China. *Acta Petrologica Sinica*, 19: 260-266. (in Chinese with English abstract)
- Fan HR, Xie YH, Zhao R, Wang YL. 1994. Stable isotope geochemistry of rocks and gold deposits in Xiongershan area, Western Henan. *Collections of Geology and Exploration*, 9: 54-64 (in Chinese)
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology (Second Edition)*. John Wiley & Sons, New York, 589p
- Fritz P. 1969. The oxygen and carbon isotopic composition of carbonates from the Pine Point lead-zinc ore deposits. *Econ. Geol.*, 64: 733-742
- Frutos J, Pincheira M. 1985. Metallogenesis y yacimientos metalíferos chilenos, in Frutos J, Oyarzun Munoz R, Pincheira M (eds.). *Geología y recursos minerales de Chile*. Editorial Univ Concepcion, Inscripcion No. 63765: 470-487
- Giuliani G, France-Lanord C, Coget P, Schwarz D, Cheilletz A, Branquet Y, Giard D, Martin-Izard A, Alexandrov P, Piat DH. 1998. Oxygen isotope systematics of emerald: relevance for its origin



- and geological significance. *Miner. Deposita*, 33: 513–519
- Goldfarb RJ, Groves DI, Cardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.*, 18:1–75
- Groves DI. 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Miner. Deposita*, 28: 366–374
- Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann SG, Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, 13: 7–27
- Gu LX, Hu SX, Chu Q. 1999. Pre-collision granites and post-collision intrusive assemblage of the Kelameili-Harlik orogenic belt. *Acta Geol. Sin.*, 73: 316–329
- Guo SR. 1995. Study on zonal wallrock alteration of the Tieluping Ag-Pb deposit, Henan. *Geol. Henan*, 23: 23–28 (in Chinese)
- Hagemann SG, Cassidy KF. 2000. Archean orogenic lode gold deposits. *SEG Reviews*, 13: 9–68
- HGBENM (Henan Bureau of Geological Exploration for Nonferrous Metals). 1997. Report of Exploration of Tieluping Silver Deposit. Unpublished, 240 (in Chinese)
- Henan Institute of Geology. 1985. Study on Metallogenic Conditions and Types of Gold Deposits in Henan Province. Unpublished Research Report, 165p (in Chinese)
- Hoefs J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry* (Forth Edition). Springer-Verlag, Berlin, 201pp
- Hsu KJ. 1979. Thin-skinned plate tectonics during Neo-Alpine orogenesis. *Am. J. Sci.*, 279: 353–366
- Hsu KJ, Sun S, Wang QC. 1998. Sketch Map of Tectonic Facies of China (1/4000000) and its Guide. Beijing: Science Press, 188
- Hu SX, Lin QL, Chen ZM, Li SM. 1988. Geology and Metallogeny of the Collision Belt Between the North and the South China Plates. Nanjing: Nanjing University Press, 558 (in Chinese)
- Hu SX, Wang HN, Wang DZ, Zhang JY. 1998. Geology and Geochemistry of Gold Deposits in East China. Beijing: Science Press, 343p (in Chinese)
- Hu SX, Zhao YY, Xu JF, Ye Y. 1997. Geology of Gold Deposits in North China Platform. Beijing: Science Press, 220p (in Chinese)
- Ionov DV, Hoefs J, Wedepohl KH, Wiecher U. 1992. Content and isotopic composition of sulphur in ultramafic xenoliths from central Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111:269–286
- Jamieson RA. 1991. P-T-t paths of collisional orogenesis. *Geologie Rundschau*, 180: 321–332
- Jia CZ, Shi YS, Guo LZ. 1988. Plate Tectonics of Eastern Qinling Mountains of China. Nanjing: Nanjing University Press, 130p (in Chinese)
- Jin SW. 1988. Discussion on problems pertaining to the Erlangping Group. *Geol. Henan*, 16(4): 21–26. (in Chinese)
- Kay SM, Mpodozis C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11: 1–10
- Kerrich R. 1993. Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Miner. Deposita*, 28: 362–365
- Kerrich R, Fryer BJ. 1981. The separation of rare elements from abundant base metals in Archean lode gold deposits: implications of low water/rock source regions. *Econ. Geol.*, 76:160–166
- Kerrich R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S, Jia YF. 2000. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Sci. China (Ser. D)*, 43(supp.): 1–68
- Li C, Chen YJ, He SD. 2001. East Qinling-Dabieshan lithosphere delaminating age, mechanism and direction ( petrological evidences and stipulation. *Chinese J. Geochem.*, 20: 59–72
- Li SM. 1987. Isotope geochemical characteristics of the Shanggong gold deposit, Luoning County, Henan Province. *Geol. W. Henan*, 1: 1–29. (in Chinese)
- Li SM, Qu LQ, Li XM, Li DT. 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 Geology, 161–189 (in Chinese)
- Liu HY, Hu SX, Zhou SZ. 1998. A study of rock-controlling and ore-controlling role of the Machaoying fault in Western Henan. *Mineral Deposit*, 17: 70–81 (in Chinese)
- McCuaig TC, Kerrich R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systems. *Ore Geol. Rev.*, 12:381–453
- McInnes BIA, McBride JS, Evans NJ, Lambert DD, Andrew AS. 2002. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones. *Science*, 286: 512–520
- Mitchell AHG. 1973. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones. *Nature*, 245:49–52
- Ni P, Fan JG, Tian JH. 2000. Mesozoic tectonic-hydrothermal activity driven gold metallogenesis in Dandong area, south Liaoning: evidence from FIP. *Acta Petrologica Sinica*, 16: 506–512 (in Chinese with English abstract)
- Ohmoto H, Rye RO. 1979. Isotopes of sulphur and carbon. In: Barnes HL (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley, New York, 509–567
- Pettke T, Diamond LW, Kramers JD. 2000. Mesothermal gold lodes in the north-western Alps: A review of genetic constraints from radiogenic isotopes. *Eur. J. Mineral.* 12, :213–230
- Pettke T, Diamond LW, Villa IM. 1999. Mesothermal gold veins and metamorphic devolatilisation in the NW Alps. *Geology*, 27:641–644
- Pirajno F, Bagas L. 2002. Gold and silver metallogeny of the South China Fold Belt: a consequence of multiple mineralizing events? *Ore Geol. Rev.*, 20:109–126
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12:1–644
- Rui ZY, Goldfarb RJ, Qiu YM, Zhou TH, Chen RY, Pirajno F, Yun G, 2002. Paleozoic-early Mesozoic gold deposits of the Xinjiang Autonomous Region, northwestern China. *Miner. Deposita*, 37: 393–418
- Sakai H, des Marais DJ, Ueda A, Moore JG. 1984. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48:2433–2441
- 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
- Sengor AMC. 1990. Plate Tectonics and Orogenic Research After 25 Years. *Earth Sci. Rev.*, 27: 1–207
- Shikazono N, Hoshino M, Utada M, Nakata M, Ueda A. 1998. Hydrothermal carbonates in altered wall rocks at the Uwamuki Kuroko deposits, Japan. *Miner. Deposita*, 33: 346–358
- Sillitoe RH. 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. *J South Am Earth Sci.*, 1: 89–108
- Sui YH, Wang HH, Gao XL, Chen HY. 2000. Ore fluid of the Tieluping silver deposit of Henan Province and its illustration of the tectonic model for collisional petrogenesis, metallogenesis and fluidization. *Sci. China (Ser. D)*, 43 (supp.): 108–121
- Sun SS, McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Special Pub.*, 42: 313–345
- Taylor HP. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, 69: 843–883
- Townley BK, Godwin CI. 2001. Isotope characterization of lead in galena from ore deposits of the Aysen Region, southern Chile. *Miner. Deposita*, 36: 45–57
- Wang HH, Chen YJ, Gao XL. 2001. The isotope geochemistry of the Kangshan gold deposit, Henan and its illustration of the CPMF

- model. Mineral Deposit, 20:190-198 (in Chinese)
- Wang HZ, Su ZB, Li RM. 1985. Study of Gold Metallogenic Conditions and Regularities in Xiaoqinling Area. Unpublished Report, 276p (in Chinese)
- Wang ZG, Cui B, Xu ML. 1997. Tectonic Evolution and Mineralization of the Southern Margin of the North China Block. Beijing: China Metallurgical Industry Press, 310p (in Chinese)
- Westra G Keith SB. 1981. Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits. Econ. Geol., 76: 844-873
- Xie QQ, Xu XC, Yue SC. 2000. Isochron age of the Laowan gold deposit and laowan granite, Tongbai region, Henan province and its implications. Geological Journal of China Universities, 6:546-553 (in Chinese with English abstract)
- Yin A, Nie SY. 1996. A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions. In: Yin A, Harrison TM (eds.). The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge University Press, Cambridge, 442-485
- Zartman RE, Doe BR. 1981. Plumbotectonics - the model. Tectonophysics, 75:135-162
- Zhang FX, Zhang J. 2003. Geological-geochemical characteristics of Carlin- and Carlin-like-type gold deposits in South Qinling Mountains. Chinese J. Geochem., 22:11-22
- Zhang GW, Meng QR, Yu ZP, Sun Y, Zhou DW, Guo AL. 1996. Orogenic processes and dynamics of the Qinling. Sci. China (Ser. D), 39:225-234
- Zhang JJ, Zheng YD, Liu SW. 2003. Mesozoic tectonic evolution and ore-deposits formation in the gold mine field of Xiaoqinling. Chin. J. Geol., 38:74-84 (in Chinese with English abstract)
- Zhang LC, Ji JS, Li HQ, Shen YC. 2000. Geochemical characteristics and source of two-type ore-forming fluids in Kanggultage gold ore belt, east Tianshan. Acta Petrologica Sinica, 16: 535-541 (in Chinese with English abstract)
- Zhang LG. 1989. Petrogenic and Minerogenic Theories and Prospecting. Beijing: Press of Beijing University of Technology, 200p (in Chinese)
- Zhao GC, Sun M, Wilde SA. 2002. Reconstruction of a preRodinia supercontinent: New advances and perspectives. Chin. Sci. Bull. 47:1585-1588
- Zhao R, Fan HR. 1989. The sulfur isotope fractionation model for closed hydrothermal fluid and its application to geology. In: Advance in Geoscience (1), Beijing: Geological Publishing House, 339-348
- Zheng YF. 1999. Stable isotope geochemistry. In: Zheng YF (ed.). Chemical Geodynamics. Beijing: Science Press, 62-118 (in Chinese)
- Zhou TF, Yue SC, Yuan F. 2000. Two series of copper-gold deposits in the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River (MLYRA) and hydrogen, oxygen, sulfur and lead isotopes of their ore-forming hydrothermal systems. Sci. China (Ser. D), 43 (supp.): 208-218
- 附中文参考文献**
- 陈辉. 1996. 氢在地球演化过程中的同位素分馏. 地质科学, 31: 238-249
- 陈江峰, 江博明. 1999. 华南大陆地壳演化的 Nd-Sr-Pb 同位素示踪. 刊: 郑永飞(主编), 化学地球动力学, 科学出版社, 北京, 262-287
- 陈旺, 郭时然, 崔毫. 1996. 豫西熊耳山区铁炉坪和嵩坪沟矿床的同位素地球化学. 有色金属地质与勘查, 5: 213-218
- 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. 地震出版社, 北京, 234
- 崔毫. 1991. 华北地台南缘有色和贵金属矿床的铅同位素组成. 矿产与勘查, (2): 30-41
- 丁悌平. 1988. 中国若干典型矿床的稳定同位素研究. 北京科学技术出版社, 北京, 71
- 范宏瑞, 谢亦汉, 王英兰. 1993. 豫西花山花岗岩岩浆热液的性质及与金成矿的关系. 岩石学报, 9: 136-145
- 范宏瑞, 谢亦汉, 王英兰. 1998. 豫西上官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, 谢亦汉, 翟明国, 金成伟. 2003. 豫陕小秦岭脉状金矿床三期流体运移成矿作用. 岩石学报, 19: 260-266
- 范宏瑞, 谢亦汉, 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
- 郭时然. 1995. 河南铁炉坪银矿围岩蚀变分带研究. 河南地质, 23: 23-28
- 河南地质研究所. 1985. 河南省金矿类型和成矿条件研究. 未刊研究报告, 郑州, 165页
- 河南有色地勘局. 1997. 铁炉坪银矿勘探报告. 未刊, 郑州, 240
- 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. 南京大学出版社, 南京, 558
- 胡受奚, 王鹤年, 王德滋, 张景荣. 1998. 中国东部金矿地质学及地球化学. 科学出版社, 北京, 343
- 胡受奚, 赵懿英, 徐金方, 叶瑛. 1997. 华北地台金矿地质. 科学出版社, 北京, 220
- 贾承造, 施央申, 郭令智. 1988. 东秦岭板块构造. 南京大学出版社, 南京, 130
- 金守文. 1988. 二郎坪群有关问题讨论. 河南地质, 16(4): 21-26
- 黎世美. 1987. 河南洛宁县上官金矿同位素地球化学特征. 豫西地质, 1:1-29
- 黎世美, 瞿伦全, 李先民, 李德天. 1996. 熊耳山构造蚀变岩型金矿床成矿规律和成矿条件. 刊: 华北地台南缘地质和成矿, 中国地质大学出版社, 武汉, 161-189
- 刘红樱, 胡受奚, 周顺之. 1998. 豫西马超营断裂带的控岩控矿作用研究. 矿床地质, 17: 70-81
- 倪培, 范建国, 田京辉, 周进. 2000. 辽南丹东地区金成矿的 FIP 证据. 岩石学报, 16: 506-512
- 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, 20:190-198
- 王亨治, 苏振邦, 李仁民. 1985. 小秦岭地区金矿成矿条件和成矿规律研究. 未刊报告, 276
- 王志光, 崔毫, 徐孟罗. 1997. 华北地块南缘地质构造演化与成矿. 冶金工业出版社, 北京, 310
- 谢巧勤, 徐晓春, 岳书仓. 2000. 河南桐柏老湾金矿床和花岗岩地年龄及其意义. 高校地质学报, 6:546-553
- 张进江, 郑亚东, 刘树文. 2003. 小秦岭金矿田中生代构造演化与矿床形成. 地质科学, 38: 74-84
- 张理刚. 1989. 成岩成矿理论与勘探. 北京科技大学出版社, 北京, 200
- 张连昌, 姬金生, 李华芹, 沈远超. 2000. 东天山康古尔塔格金矿带两类成矿流体地球化学特征及流体来源. 岩石学报, 16: 535-541
- 赵锐, 范宏瑞. 1989. 封闭热液体系的硫同位素分馏模型及其地质应用. 刊: 地质科学进展, 地质出版社, 北京, 339-348
- 郑永飞. 1999. 稳定同位素地球化学. 刊: 郑永飞(主编), 化学地球动力学, 科学出版社, 北京, 62-118.