

文章编号: 0258-7106(2014)04-0697-16

河南舞阳经山寺铁矿床地球化学特征及其地质意义*

刘清泉^{1,2,3,4}, 李永峰^{3,4**}, 罗正传^{3,4}, 谢克家³, 黄自力³

(1 中南大学有色金属成矿预测教育部重点实验室, 湖南 长沙 410083; 2 中南大学地球科学与信息物理学院, 湖南 长沙 410083; 3 河南省有色金属矿产探测工程技术研究中心, 河南 郑州 450016; 4 河南省有色金属地质勘查总院, 河南 郑州 450052)

摘要 河南经山寺铁矿床位于华北板块南缘, 矿体形态为似层状和透镜状, 铁建造以条带状铁矿石为主, 含有少量的块状矿石, 其顶、底板围岩及矿体夹层主要为太华群铁山庙组大理岩。矿床地球化学分析结果表明, 本区条带状铁建造是与海相火山沉积有关的前寒武纪火山沉积变质型铁矿。Sr/Ba 平均值 20.55, Ti/V 平均值 104.24, Ni/Co 平均值 2.31, Y/Ho 平均值 62.67, 具 La 的正异常($La/La^* = 0.807 \sim 1.564$), Eu 的正异常($Eu/Eu^* = 1.246 \sim 2.821$), Y 的正异常($Y/Y^* = 2.426 \sim 3.310$), 反映出经山寺条带状铁矿床形成于火山热液和海水混合的环境。极低的 Zr、Hf、Th 含量, 表明陆源碎屑物质对 BIF 的贡献极少。无明显 Ce 负异常($Ce/Ce^* = 0.809 \sim 0.955$), 揭示条带状铁建造沉积于海水缺氧环境。流体包裹体均一温度主要集中在 150~320℃, 成矿流体具有低盐度($w(NaCl_{eq}) = 2.07\% \sim 18.80\%$)、低密度(0.846~0.979 g/cm³)特征, 流体包裹体成分显示成矿热液是一种低盐度的 Na⁺、Cl⁻型水, 并含有较高的 CO₂。经山寺铁矿床经历了海底火山喷流沉积和区域变质作用 2 个成矿期, 成矿流体具多源性, 且发生过强烈的不混溶作用, 影响铁质发生进一步的迁移和富集。

关键词 地球化学; 条带状铁建造; 流体包裹体; 经山寺铁矿; 河南

中图分类号 P618.31

文献标志码 A

Geochemical characteristics of Jingshansi iron deposit in Wuyang, Henan Province, and their geological significance

LIU QingQuan^{1,2,3,4}, LI YongFeng^{3,4}, LUO ZhengZhuan^{3,4}, XIE KeJia³ and HUANG ZiLi³

(1 Key Laboratory of Metallogenic Prediction of Nonferrous Metals, Ministry of Education, Central South University, Changsha 410083, Hunan, China; 2 School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, Hunan, China;

3 Non-ferrous Mineral Exploration Engineering Research Center of Henan Province, Zhengzhou 450016, Henan, China;

4 Henan Institute of Geological Exploration for Non-ferrous Metals, Zhengzhou 450052, Henan, China)

Abstract

The Jingshansi iron deposit in Henan Province is located in the southeastern part of the North China craton. The orebodies occur in nearly bedded and lenticular forms, and iron ores are predominantly banded in shape, with a small amount of massive ore. Marbles of Tieshanmiao Formation in Taihua Group constitute main wall rocks and intercalations among the orebodies. Geochemical analysis indicates that the Jingshansi banded iron formation belongs to the Precambrian volcanic-sedimentary metamorphic iron deposit, and chemical analyses show

* 本文得到中国地质调查局河南省舞阳新蔡铁矿整装勘查区关键基础地质研究(编号: 12120114035101)和河南省国土资源地质矿产科技攻关项目(编号: 2010-61-4)联合资助

第一作者简介 刘清泉, 男, 1982 年生, 博士研究生, 矿产普查与勘探专业。Email: liu-qingquan@126.com

** 通讯作者 李永峰, 男, 1964 年生, 教授级高工, 主要从事矿产勘查科研工作。Email: 13663861717@163.com

收稿日期 2013-07-30; 改回日期 2014-06-26。苏 杭编辑。

that the iron ores are characterized by the data $\text{Sr/Ba}=20.55$, $\text{Ti/V}=104.24$, $\text{Ni/Co}=2.31$, $\text{Y/Ho}=62.67$, positive anomaly of La ($\text{La/La}^*=0.807\sim1.564$), positive anomaly of Eu ($\text{Eu/Eu}^*=1.246\sim2.821$) and positive anomaly of Y ($\text{Y/Y}^*=2.426\sim3.310$) with generally low concentrations of Zr, Hf, Th, suggesting that the ore-forming materials were derived from the intermixture of volcanic hydrothermal solution and seawater, whereas crustal materials contributed very little to the volcanic-sedimentary process. The negative anomaly of Ce indicates anoxic condition in the local seawater. The homogenization temperatures of fluid inclusions vary in the range of $150\sim320^\circ\text{C}$, implying that the ore-forming fluid was of low salinity ($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})=2.07\%\sim18.80\%$) and low density ($0.846\sim0.979\text{ g/cm}^3$). Components of fluid inclusions show that mineralized hydrothermal fluid was low salinity water with Na^+ , Cl^- and some CO_2 . The Jingshansi iron deposit underwent the ferrosilicon sedimentary deposition stage followed by further enrichment during the late regional metamorphic process. The ore-forming fluids were characterized by multi-sources and exhibited immiscibility phenomena which influenced the migration and enrichment of iron.

Key words: geochemistry, banded iron formation, fluid inclusion, Jingshansi iron deposit, Henan Province

条带状铁建造(banded iron formations, 简称为BIF)是指形成于前寒武纪, 主要由硅质和铁质薄层组成的海水化学沉积建造(James, 1954; 1966; Gross, 1983; Holland, 2005)。BIF 蕴含了巨大的铁矿资源, 在中国乃至全球铁矿类型中占据主导地位(Sims, 1979; Klein et al., 1979; Perry, 1979; 唐连江, 1981; 陈光远等, 1984; 王可南等, 1992; 吉利明等, 2001; Klein, 2005)。根据矿床形成时代和含矿建造的不同将BIF分为2类: Algoma型和Superior型。Algoma型产于与海相火山作用密切相关的岛弧、弧后盆地或克拉通内部断裂带中(Gross, 1965; 1983; 1996; Veizer, 1983); Superior型产于与沉积作用密切相关的被动大陆边缘的浅海环境中(Trendall, 1968; Trendall et al., 1998; Simonson et al., 1996)。其中, Algoma型规模相对较小, Superior型规模较大。BIF是前寒武纪, 特别是太古宙沉积成岩、演化过程中所形成的特定地质产物(James, 1983; Morris, 1993), 在一定程度上反映了当时的地质环境和地壳演化特点(沈保丰等, 2006a)。全球BIF型铁矿床的成矿时代主要分布于 $3.8\sim1.9\text{ Ga}$, 以 $2.7\sim2.0\text{ Ga}$ 最为集中(Huston et al., 2004; Kline, 2005); 中国前寒武纪条带状铁建造铁矿床集中分布在华北陆块, 主要成矿时代为 $3.5\sim2.4\text{ Ga}$ 。前人对此类矿床的地质特征、时空分布、演化特征等进行了探讨(蒋少涌等, 1992; 沈其韩, 1998; 沈保丰等, 2005; 2006a; 2006b; 王贵成等, 2006; 张东阳等, 2009; 丁文君等, 2009; 李志红等, 2010; 第五春荣等, 2010; 沈其韩等, 2011; 翟明国, 2012; 段超等, 2012; 李文君等, 2012; 代堰铭等, 2012; 李厚民等, 2012; 杨晓勇等, 2012; 李永峰

等, 2013), 对其成矿物质来源以及与成矿作用密切相关的热液性质及成因存在着不同观点(程裕淇, 1957; 关广岳, 1961; Kato et al., 1998)。近年来, 中国对前寒武纪成矿作用的研究取得了一定的进展, 前期的研究主要集中在华北板块北缘的条带状铁建造, 而对华北板块南缘的研究程度明显偏低。

经山寺铁矿床位于河南省舞阳铁矿田, 1957年由中南地质局479队发现地表露头矿; 1960年, 河南省地质局豫06队在矿区主要矿段进行了普查工作, 估算铁矿石储量为 $11\ 787\times10^4\text{ t}$; 1973年, 河南省冶金局第四地质队在矿区进行了勘探工作, 提交铁矿石储量为 $18\ 502.4\times10^4\text{ t}$; 1978年, 河南省冶金局第四地质队在矿区冷岗库段进行了勘探工作, 并提交铁矿石储量为 $6002.27\times10^4\text{ t}$; 2008年, 河南省有色金属地质矿产局第四地质大队对经山寺铁矿进行资源量储量核实, 提交保有矿石储量为 $10\ 016.5\times10^4\text{ t}$; 2010~2012年, 河南省有色金属矿产探测工程研究中心和河南省有色金属地质矿产局第四地质大队开展了河南省鲁山-舞阳-新蔡地区铁矿成矿预测研究, 评价了区内铁矿床深部找矿潜力, 认为在舞阳铁矿田中经山寺矿区的深部找矿潜力最大。

经山寺矿区位于华北板块南缘, 区内有许多此类型的铁矿床, 如铁山庙铁矿床和窑场铁矿床等。研究表明, 包括经山寺在内的该区铁矿床均属前寒武纪条带状铁建造(张东阳等, 2009; 罗明强, 2009; 李永峰等, 2013)。目前, 对经山寺铁矿床的地质特征研究仍很薄弱, 尚未开展矿床地球化学特征和流体性质等方面的研究, 矿床的控矿因素、形成地质条件以及矿床成因等尚不明。本文以经山寺铁矿床

为研究对象,通过岩石地球化学以及流体包裹体研究,对铁矿的含铁建造特征、沉积环境、物质来源、成矿流体性质与演化作出系统分析,阐明该铁矿床成矿特点及成矿机制,为建立矿床模型提供依据;同时,也为该地区进一步找矿提供新的信息。

1 地质概况

1.1 矿区地质

经山寺铁矿床位于河南省舞阳地区,大地构造位置位于华北板块南缘和秦岭造山带内的刚性推覆体上。矿区出露的地层有新太古界太华群铁山庙组(区域变质岩系含铁矿)、中元古界汝阳群(海相碎屑沉积建造)和第四系(图 1)。

太华群铁山庙组(Ar_3th): 常见于东部的小韩庄矿段,主要岩性有条带状混合岩岩段,为浅肉红色与灰黑色条带相间的花岗质混合岩,脉体为长英质混合花岗岩,基体为斜长角闪片麻岩,局部还有角闪片麻岩薄层;角闪片麻岩岩段,下部以含铁铝榴石角闪片麻岩为主,局部夹单斜辉石岩、角闪岩、角闪更长片麻岩、石英片麻岩以及混合岩化岩石的薄层为特征;石英辉石磁铁矿矿段(C 矿段),以磁铁矿层与各种斑花大理岩、含磁铁辉石岩的交互重叠分布为特征;上大理岩岩段,以厚层状碳酸盐岩为主,夹各种硅酸盐岩薄层,为矿段顶板岩系;下大理岩岩段,岩石组合主要为各种花斑大理岩以及大理岩和辉石岩、磁铁辉石岩、浅粒岩、角闪片麻岩等交互层,为矿段底板岩系。

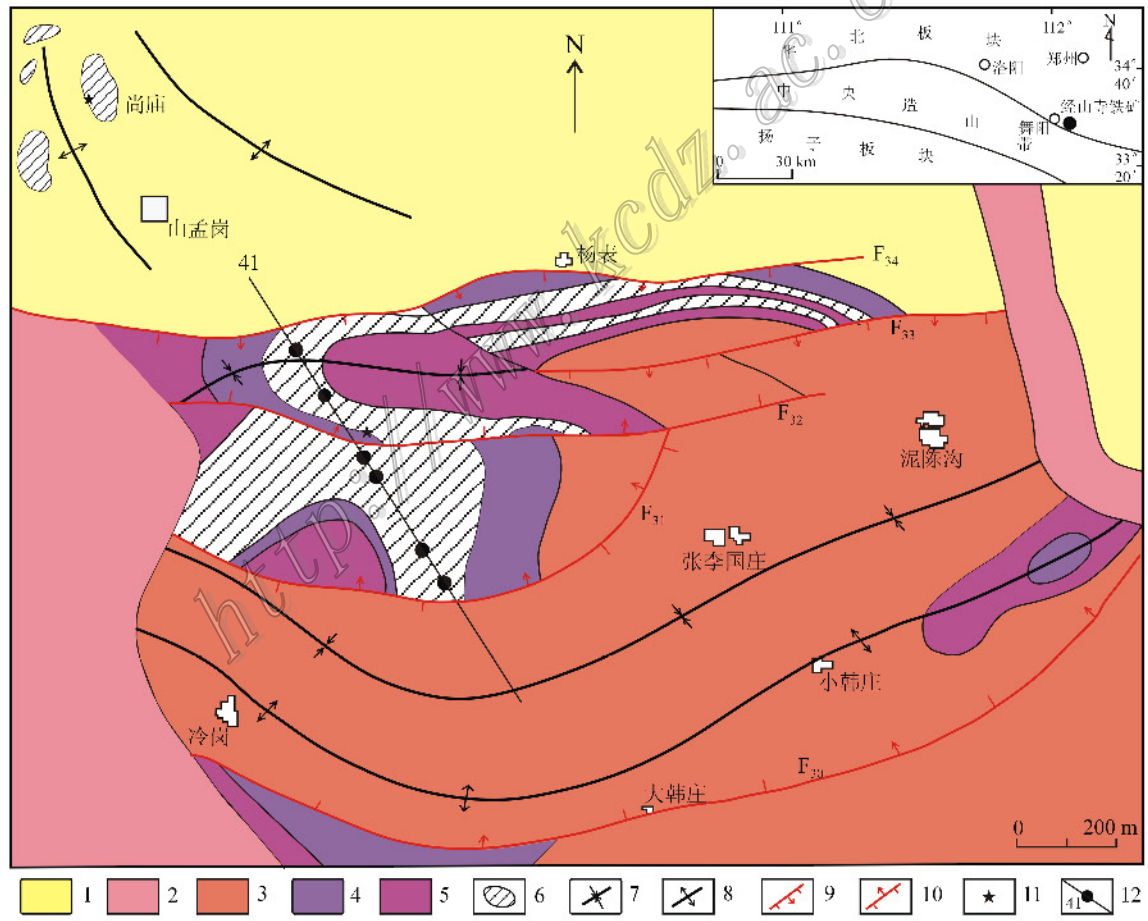


图 1 经山寺矿区地质简图(据姚培慧,1993)

- 1—第四系黏土; 2—汝阳群碎屑泥质岩; 3—太华群铁山庙组片麻岩段; 4—太华群铁山庙组大理岩段; 5—太华群铁山庙组浅粒岩段;
6—矿体; 7—向斜; 8—背斜; 9—逆断层; 10—正断层; 11—采用位置; 12—勘探线及钻孔位置
- Fig. 1 Simplified geological map of the Jingshansi ore deposit (after Yao et al., 1993)
- 1—Quaternary clay; 2—Ruyang Group clastic rock; 3—Gneiss Member of Tieshanmiao Formation in Taihua Group; 4—Marble Member of Tieshanmiao Formation in Taihua Group; 5—Leptynite Member of Tieshanmiao Formation in Taihua Group; 6—Orebody; 7—Syncline; 8—Anticline; 9—Reverse fault; 10—Normal fault; 11—Sampling location; 12—Exploration line and drill hole

汝阳群(Pt_2r): 分布在矿区西部老金山、尚庙寨和东部的小梁山等地, 岩性以厚层石英岩状砂岩为主, 夹红色、绿色等杂色页岩, 与下伏地层一般为角度不整合关系。

矿区内以东西向线性构造为主, 构造线多呈弧形弯曲, 向南凸出。矿区褶皱构造总体为复式背斜, 主要由“三背三向”褶皱组成, 分别为: ① 经山寺北坡向斜-扁担山倒转向斜: 轴向 $NE80^{\circ} \sim 90^{\circ}$, 轴线长 2000 m 以上, 由西向东倾伏, 东段南翼向深部急骤倾伏, 两翼倾斜一般 $20^{\circ} \sim 45^{\circ}$, 北翼局部呈陡立状, 总体呈西缓东陡, 南缓北陡; ② 经山南坡背斜: 轴向 $NE60^{\circ} \sim 70^{\circ}$, 脊线为 F_{33} 所截断, 全长 1000 余 m, 背斜轴由西向东倾伏, 南翼为 F_{31} 断层交割而分布不完全。两翼倾角 20° 和 17° , 北陡南缓; ③ 张李国庄向斜: 轴线全长达 3000 m 以上, 由西向东倾伏, 两翼产状大体南陡于北; ④ 冷岗-小韩庄背斜: 脊线途经冷岗、小韩庄两个隐伏矿段的磁异常轴心, 总长达 3700 m; 轴向与张李国庄向斜近似平行, 大韩庄附近为轴向转折点, 转折点以西冷岗矿段轴向为 $SE110^{\circ}$ 左右, 以东小韩庄矿段轴向为 $NE70^{\circ}$ 左右, 转折处推断可能有隐伏的南北向断裂构造错动; ⑤ 尚庙向斜: 轴向近南北, 轴线由北向南倾伏并变开阔, 两翼产状近似对称, 倾角 $61^{\circ} \sim 71^{\circ}$, 上缓下陡, 向斜轴线长约 1400 m; ⑥ 山孟岗背斜: 为推测背斜构造, 是鉴于南

北各存在向斜构造而推测确立该背斜, 岩层产状凌乱, 局部有零星矿层露头 and 较弱的磁异常, 受断层错动较明显, 地处经山寺矿段与尚庙矿段连接带, 地质勘查程度较低。

1.2 矿床地质

矿区被 F_{30} 、 F_{31} 、 F_{32} 、 F_{33} 、 F_{34} 等 5 条断层切割为条块状, 形成各自不同产状的矿段。其分别为扁担山、经山(北坡+南坡)、冷岗、小韩庄和尚庙 5 个矿段。其中, 扁担山、经山(北坡+南坡)和尚庙 3 个矿段具备露采条件, 冷岗、小韩庄 2 个矿段为隐伏矿。矿区含矿带在舞阳铁矿综合地层剖面中统一归属为最上部的“C 矿段”, 总厚 23~253 m, 平均 108 m, 矿体由多个单层构成, 单层矿层厚 1.06~31.68 m, 平均 5.91 m; 工程累计可采厚度 4.54~83.22 m, 平均 25.42 m。矿体产状与岩层产状基本一致(图 2), 呈似层状、透镜状(图 3a), 其顶底板围岩及矿体夹层主要为大理岩, 岩层稳定。

现将规模较大的 3 个矿段的矿体特征分述如下: ① 扁担山矿段, 矿体呈似层状, 沿走向长 900 m, 宽 200 m, 总体走向 80° , 倾角 $50^{\circ} \sim 65^{\circ}$, 矿石量约为 2532.8×10^4 t, 平均品位为 24.17%; ② 经山(北坡+南坡)矿段, 北坡矿段, 矿体沿走向长 1400 m, 宽 400 m, 矿体形态呈似层状, 总体走向 0° , 倾角 $10^{\circ} \sim 48^{\circ}$, 矿石量约为 4463.2×10^4 t, 平均品位为 25.25%;

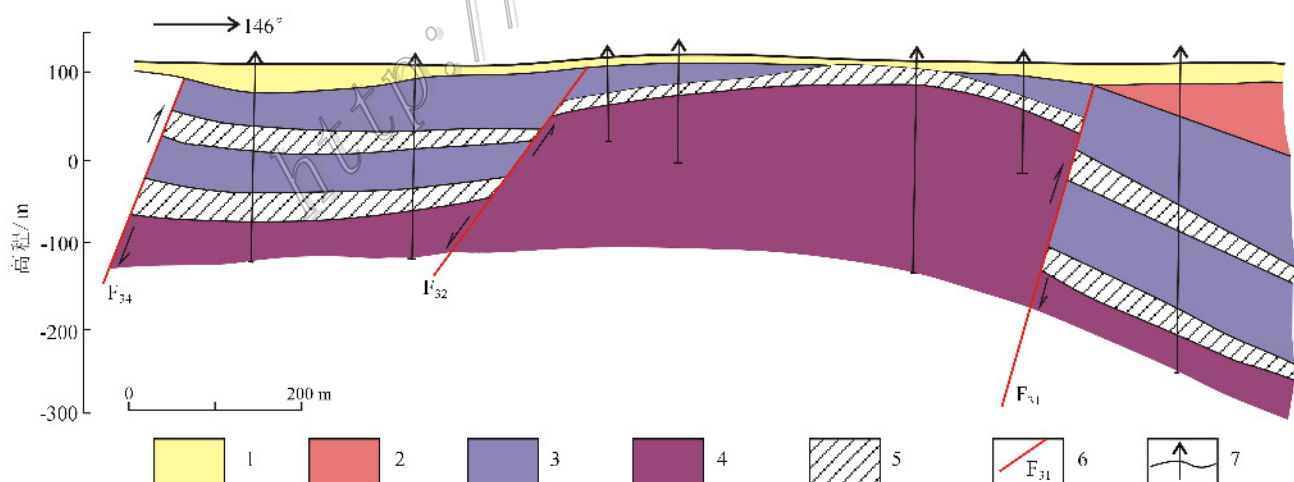


图 2 经山寺铁矿 41 线剖面图(据姚培慧, 1993)

1—第四系黏土; 2—太华群铁山庙组片麻岩段; 3—太华群铁山庙组大理岩段; 4—太华群铁山庙组浅粒岩段; 5—矿体; 6—断层; 7—钻孔

Fig. 2 Geological sections along No. 41 exploration line of the Jingshansi ore deposit (after Yao, 1993)

1—Quaternary clay; 2—Gneiss Member of Tieshanmiao Formation in Taihua Group; 3—Marble Member of Tieshanmiao Formation in Taihua Group; 4—Leptite Member of Tieshanmiao Formation in Taihua Group; 5—Orebody; 6—Fault; 7—Drill hole

南坡矿段,矿体呈似层状,沿走向长 1500 m,宽 500 m,总体走向 140°,倾角 12°~28°,矿石量约为 2938.2×10^4 t,平均品位为 26.17%;③冷岗矿段,矿体呈似层状,沿走向长 1400 m,宽 800 m,总体走向 64°,倾角 10°~20°,矿石量约为 8497.2×10^4 t,平均品位为 26.40%。

矿石类型主要有条带状石英辉石磁铁矿矿石(图 3b),石英二辉磁铁矿矿石,辉石磁铁矿矿石和二辉磁铁矿矿石。矿石中主要金属矿物为磁铁矿,其次为黄铁矿、褐铁矿和赤铁矿等;脉石矿物为透辉石、透闪石、石英和方解石等。磁铁矿呈自形-半自形,粒径一般为 0.2~0.5 mm,磁铁矿与石英共生时多呈条纹状连晶分布(图 3c),石英常以条带、条纹状集合体出现,与辉石共生时可有细粒浸染状和粗粒不规则状 2 种。石英多与辉石、磁铁矿相伴分布(图 3d)。

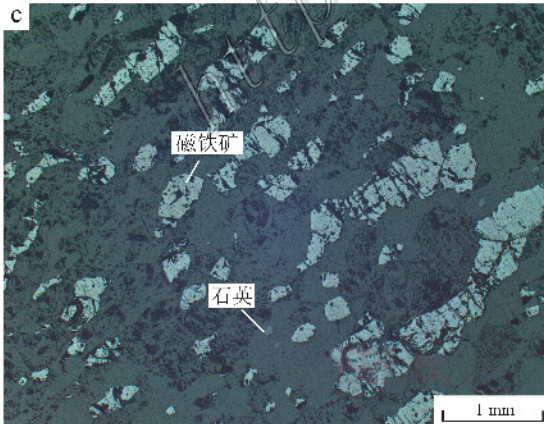
a



b



c



d

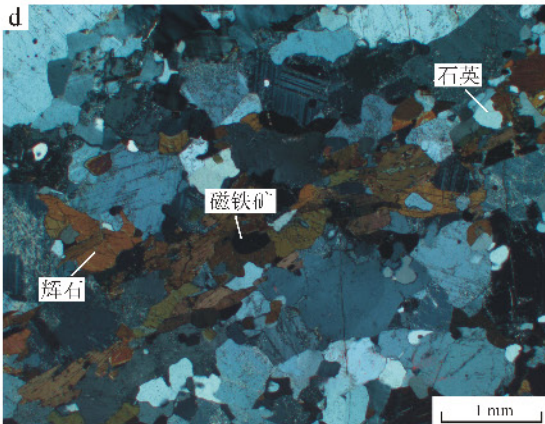


图 3 铁矿石野外和镜下特征

a. 条带状铁建造; b. 条带状铁矿石; c. 条带状铁矿石由铁质与硅质组成(反射光); d. 条带状石英辉石磁铁矿矿石(正交偏光)

矿石结构,主要为中、细粒半自形、自形变晶结构,次为粗粒变晶结构、纤状花岗变晶结构、不等粒花岗变晶结构,以及少数筛状变晶结构等。矿石构造主要为条带状和块状构造。条带状构造为石英辉石磁铁矿矿石、石英二辉磁铁矿矿石及地表露头的石英假象赤铁矿矿石等所,该构造矿石品位较稳定,含铁量稍偏高。块状构造为辉石磁铁矿矿石和二辉磁铁矿矿石等,矿物共生组合以不含石英为特点,硅酸铁较高,品位和矿石分布稳定性次于前者。

通过本次野外调查,并结合前人研究,认为经山寺铁矿成矿过程可以分为海底火山喷流沉积和区域变质作用 2 个成矿期,海底火山喷流沉积期磁铁矿初始富集,形成了火山碎屑岩与热水沉积硅铁质建造;区域变质作用期,变质作用使得有用的铁矿物在特定的地方再富集,无用的元素迁出,而达到硅铁分离,去硅存铁,从而形成条带状构造或块状构造。

Fig. 3 Field and microscopic characteristics of iron ores in the Jingshansi deposit

a. Banded iron formation; b. Banded iron ores; c. Banded iron ores consisting of iron layer and silicon (reflected light); d. Banded quartz-pyroxene magnetite ores (crossed nicols)

2 样品及测试方法

本次主要以经山寺铁矿条带状石英辉石磁铁矿矿石和含磁铁矿辉石大理岩为研究对象。石英辉石磁铁矿矿石采自经山和尚庙矿段主矿体,含磁铁矿辉石大理岩采自矿体夹层和矿体顶板,并对样品进行了相关的分析测试。所有测试样品均是根据野外产出特征和手标本观察结果,结合显微镜岩相学观察后,挑选出的具有代表性的样品。主量元素由中国地质大学(北京)地学实验中心等离子光谱实验室测定,分析方法采用荧光光谱分析法(XRF),RSD<0.1%~1.0%,其中FeO含量用湿化学法测定,RSD<0.5%~1.0%;稀土、微量元素由中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室测定,采用ICP-MS测试,RSD<2.5%;流体包裹体测温在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室流体包裹体实验室进行,使用的仪器为英国生产的Linkam THMSG600型地质用冷-热台。测温时,仪器的使用温度为-196~600℃,在0~600℃时,精度为±1℃,在-196~0℃时,精度为±0.1℃,均一温度重现误差小于2℃,冰点温度重现误差小于0.2℃。升降温的速率可以事先设置,也可

以在操作过程中自己控制。设置的温度变化速率一般为10℃/min,在相变点温度附近,温度变化率设置为1℃/min。流体包裹体的气液相成分分析在中国地质科学院矿产资源研究所包裹体实验室完成,采用澳大利亚SGE公司热爆裂炉加热爆裂法提取气体,包裹体爆裂取样温度为100~500℃,然后采用日本岛津公司(GC2010)气相色谱仪,载气为He,最低检出限为10⁻⁶。液相成分分析采用日本岛津公司Shimadzu HIC-SP Super离子色谱仪。

3 测试结果

3.1 主量、微量和稀土元素测试结果

(1) 主量元素测试结果(表1): $w(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ 变化于25.60%~39.68%,平均值为33.63%。 $w(\text{SiO}_2)$ 变化于40.49%~53.20%,平均值为46.56%。 $w(\text{TiO}_2)$ 变化于0.03%~0.16%,平均值为0.06%。 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化于0.65%~1.64%,平均值为0.95%。 $w(\text{MnO})$ 变化于0.07%~0.68%,平均值为0.26%。 $w(\text{MgO})$ 变化于1.76%~7.32%,平均值为3.73%。 $w(\text{CaO})$ 变化于3.01%~28.51%,平均值为14.56%。 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 变化于0.29%~0.96%,平均值为0.59%。 $w(\text{K}_2\text{O})$ 变化

表1 经山寺铁矿床以及其它同类型铁矿床矿石主量元素含量($w(\text{B})/\%$)

Table 1 Major element content of ores in the Jingshansi iron deposit and other same type iron deposits ($w(\text{B})/\%$)

组分	经山寺铁矿床						鞍山弓长岭 铁矿床(沈保 丰等,1994)	五台山铁矿 床(沈保丰 等,1994)	本溪铁矿床 (李志红等, 2008)	韩旺铁矿床 (沈其韩等, 2009)	加拿大阿尔 戈马型铁矿 (Gross,1980)
	Wg-058	Wg-061	Wg-063	Wg-043	Wg-050	Wg-054					
SiO ₂	44.14	43.16	49.32	40.49	49.07	53.20	43.69	39.42	46.77	40.23	50.50
TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.16	0.04	0.08	0.08	0.02	—
Al ₂ O ₃	0.84	0.75	1.02	1.64	0.65	0.80	0.55	2.31	1.22	0.41	3.00
Fe ₂ O ₃	14.34	25.14	22.04	13.03	21.03	25.20	35.82	36.65	30.95	40.29	26.90
FeO	14.23	14.54	13.46	12.57	12.61	13.56	16.40	16.06	14.02	18.13	13.00
MnO	0.68	0.24	0.34	0.07	0.07	0.15	0.06	0.02	0.17	0.08	0.41
MgO	7.32	3.32	3.07	1.76	4.18	2.74	2.51	1.50	2.60	1.61	1.53
CaO	16.15	10.51	9.04	28.51	10.13	3.01	1.75	1.49	1.88	1.88	1.51
Na ₂ O	0.96	0.74	0.58	0.30	0.69	0.29	0.08	0.49	0.32	0.07	0.31
K ₂ O	0.12	0.12	0.23	0.56	0.12	0.22	0.05	0.02	0.29	0.02	0.58
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.24	0.22	0.25	0.16	0.08	0.08	0.19	0.06	0.21
LOI	1.10	1.43	0.86	1.00	1.58	1.02	—	—	0.90	—	—
总和	100.10	100.16	100.23	100.19	100.42	100.51	101.03	98.12	99.39	102.80	97.95
Fe ₂ O ₃ /SiO ₂ *	0.45	0.32	0.43	0.47	0.32	0.58	0.82	0.93	0.66	1.45	0.53
Fe ₂ O ₃ /FeO*	1.64	1.04	1.67	1.86	1.01	1.73	2.18	2.28	2.21	—	2.07
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ *	48.35	24.69	75.49	66.50	52.55	57.55	79.44	17.06	38.34	98.12	16.83
Fe ₂ O ₃ +FeO	28.57	39.68	35.50	25.60	33.64	38.76	54.02	54.48	46.51	58.42	41.33

注: * 单位为1。经山寺铁矿床样品均为石英辉石磁铁矿矿石,其他同类型矿床样品均为铁英岩。“—”表示未检测。

于 0.12%~0.56%，平均值为 0.23%。 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 变化于 0.16%~0.25%，平均值为 0.21%。从上述特征可以看出，条带状铁建造具有高硅、低铝、低磷特征，可能与海相火山沉积有关(Michael, 1989)，含量最多的化学成分为 SiO_2 、 Fe_2O_3 和 FeO ，三者含量之和高达 66.09%~91.96%，而 TiO_2 、 Al_2O_3 、 MnO 、 P_2O_5 的含量非常低，指示可能有少量碎屑物质参与化学沉积(沈其韩等, 2009; 2011)。

(2) 微量和稀土元素测试结果(表 2)：La 的异常用 $\text{La}/\text{La}^* = \text{La}_{\text{PAAS}} / (3\text{Pr}_{\text{PAAS}} - 2\text{Nd}_{\text{PAAS}})$ 来计算，Ce 的异常用 $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2\text{Ce}_{\text{PAAS}} / (\text{La}_{\text{PAAS}} + \text{Pr}_{\text{PAAS}})$ 来计算，Pr 的异常用 $\text{Pr}/\text{Pr}^* = 2\text{Pr}_{\text{PAAS}} / (\text{Ce}_{\text{PAAS}} + \text{Nd}_{\text{PAAS}})$ 来计算，Eu 的异常用 $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2\text{Eu}_{\text{PAAS}} / (\text{Sm}_{\text{PAAS}} + \text{Gd}_{\text{PAAS}})$ 来计算，Y 的异常用 $\text{Y}/\text{Y}^* = 2\text{Y}_{\text{PAAS}} / (\text{Dy}_{\text{PAAS}} + \text{Ho}_{\text{PAAS}})$ 来计算(Robert et al., 2004)。对微量元素含量用原始地幔数据进行标准化，对稀土元素含量用 PAAS(post Archean Australian shale)(McLennan, 1989)进行标准化。

由原始地幔标准化后的微量元素配分曲线图(图 4a)和稀土元素配分曲线图(图 4b)可见，样品具有 Rb、U、K、La、Sr、P、Sm 正异常，Ba、Nb、Ce、Nd、Hf、Zr、Ti 呈负异常。 $w(\text{Cr})$ 为 27.20×10^{-6} ~

66.20×10^{-6} ； $w(\text{Co})$ 为 0.63×10^{-6} ~ 3.26×10^{-6} ； $w(\text{Ni})$ 为 1.50×10^{-6} ~ 11.54×10^{-6} ； $w(\text{V})$ 为 0.88×10^{-6} ~ 3.67×10^{-6} ； $w(\text{Ti})$ 为 150×10^{-6} ~ 960×10^{-6} ；Ni/Co 比值范围为 1.09~4.45，平均为 2.31；Ti/V 比值范围为 57.34~138.89，平均为 104.24；Sr/Ba 比值范围为 3.37~52.20，平均为 20.55；稀土元素总量很低，为 1.974×10^{-6} ~ 14.190×10^{-6} ，平均为 5.916×10^{-6} 。样品经 PAAS 标准化后，呈现轻稀土元素相对亏损，重稀土元素相对富集， La/La^* 具正异常， $\text{La}/\text{La}^* = 0.807 \sim 1.564$ ；Ce 显示弱负异常， $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.809 \sim 0.955$ ；具 Eu 正异常， $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.246 \sim 2.821$ ；Pr 具有微弱正异常， $\text{Pr}/\text{Pr}^* = 0.950 \sim 1.075$ ；显示 Y 的正异常， $\text{Y}/\text{Y}^* = 2.426 \sim 3.310$ ；Y/Ho 比值的变化范围为 55.957~75.294，平均为 62.67。这与全球地区 BIF 特征基本一致(李文达, 1987; Robert et al., 2004; Carlos et al., 2007)。

3.2 流体包裹体特征

3.2.1 流体包裹体类型

本次的研究对象为由区域变质作用形成的石英和方解石中的流体包裹体，样品为石英辉石磁铁矿矿石和含磁铁矿辉石大理岩(围岩)，将样品磨制成厚 0.25~0.3 mm 的双面抛光包裹体片。在显微镜下观察发现，石英辉石磁铁矿矿石和含磁铁矿辉石

表 2 经山寺铁矿床矿石的微量元素含量($w(\text{B})/10^{-6}$)
Table 2 Trace element content of ores in the Jingshansi iron deposit ($w(\text{B})/10^{-6}$)

组分	Wg-058	Wg-061	Wg-063	Wg-043	Wg-050	Wg-054	组分	Wg-058	Wg-061	Wg-063	Wg-043	Wg-050	Wg-054
Rb	4.81	0.69	6.43	6.90	0.73	2.76	Pr	0.321	0.177	0.144	0.632	0.160	0.078
Ba	2.77	1.68	7.89	8.67	1.20	3.74	Nd	1.160	0.674	0.577	2.090	0.498	0.320
Th	0.22	0.10	0.22	0.80	0.15	0.07	Sm	0.181	0.128	0.112	0.348	0.085	0.068
U	0.20	0.01	0.12	0.05	0.08	0.03	Eu	0.117	0.034	0.045	0.076	0.046	0.026
Ta	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07	0.04	Gd	0.225	0.128	0.157	0.338	0.123	0.091
Nb	0.15	0.18	0.36	0.24	0.78	0.17	Tb	0.040	0.017	0.023	0.046	0.017	0.015
La	1.53	1.08	0.46	1.80	1.53	0.37	Dy	0.234	0.107	0.146	0.191	0.100	0.097
Ce	2.87	1.76	1.13	2.89	2.01	0.71	Ho	0.055	0.026	0.032	0.039	0.026	0.025
Sr	68.00	87.70	26.60	91.60	25.10	43.20	Er	0.180	0.083	0.099	0.133	0.085	0.087
Nd	1.16	0.67	0.58	1.25	0.50	0.32	Tm	0.025	0.013	0.016	0.019	0.011	0.012
Hf	0.04	0.05	0.07	0.06	0.04	0.04	Yb	0.166	0.088	0.123	0.112	0.088	0.069
Zr	2.78	2.19	3.19	2.21	2.11	2.03	Lu	0.024	0.013	0.016	0.016	0.013	0.013
Sm	0.18	0.13	0.11	0.19	0.08	0.07	ΣREE	7.129	4.328	3.083	14.190	4.791	1.974
Tb	0.04	0.02	0.02	0.05	0.02	0.01	LREE/HREE*	6.507	8.110	4.039	14.876	9.362	3.843
Y	3.10	1.92	1.84	2.31	1.79	1.44	Y/Ho*	55.957	75.294	57.680	59.079	70.196	57.831
Ni/Co*	1.39	2.31	1.09	4.45	2.25	2.37	La/La*	1.087	1.280	0.807	1.174	1.564	1.139
Ti/V*	138.89	106.33	57.34	70.30	161.25	109.34	Ce/Ce*	0.915	0.859	0.955	0.894	0.809	0.902
Sr/Ba*	24.55	52.20	3.37	10.68	20.92	11.55	Pr/Pr*	1.023	1.006	1.075	1.011	0.950	1.018
La	1.530	1.080	0.463	3.800	1.530	0.370	Y/Y*	2.453	3.310	2.441	2.426	3.182	2.620
Ce	2.870	1.760	1.130	6.350	2.010	0.705	δEu*	2.821	1.273	1.963	1.246	2.458	1.962

注：* 单位为 1；样品均为石英辉石磁铁矿矿石。

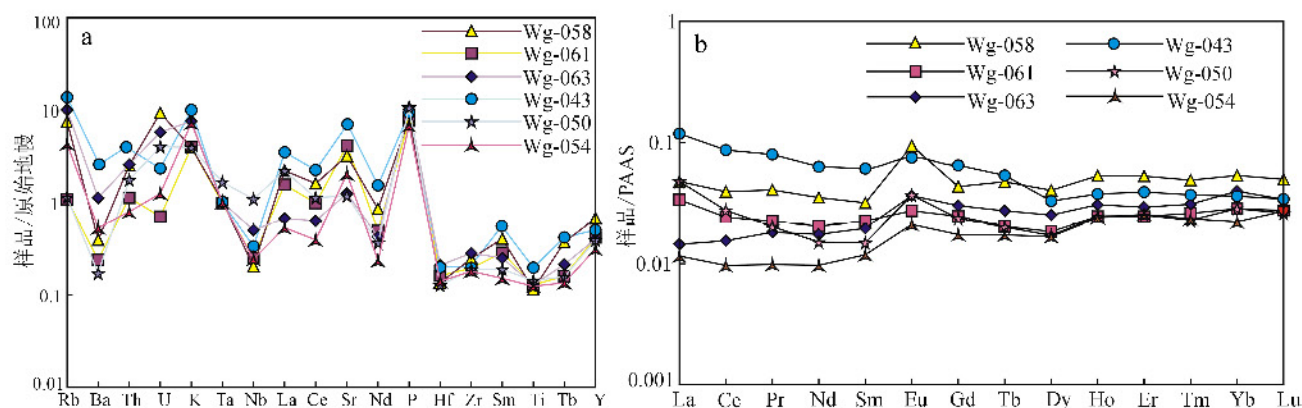


图 4 经山寺铁矿床微量元素配分曲线(a)和稀土元素配分曲线(b, 标准化数据据 Sun et al., 1989)

Fig. 4 Trace elements pattern (a) and rare elements patterns (b) of the Jingshansi iron deposit (normalization values after Sun et al., 1989)

大理岩中的流体包裹体的类型和特征基本一致。根据室温条件下、均一状态时流体包裹体的相态特征, 可将样品中的包裹体分为以下几种类型:

I 型为二氧化碳两相流体包裹体(图 5a、b), 灰黑色, 以椭圆和规则状为主, 原生包裹体随机分布,

局部成群产出, 个体大小在 $3\sim 9\ \mu\text{m}$, 气相分数 10%~20%, 在石英和方解石中均有分布。

II 型为含二氧化碳三相包裹体(图 5c、d), 无色、灰色, 以不规则状为主, 原生包裹体随机分布, 局部成群产出, 个体大小在 $4\sim 11\ \mu\text{m}$, 气相分数在 10%

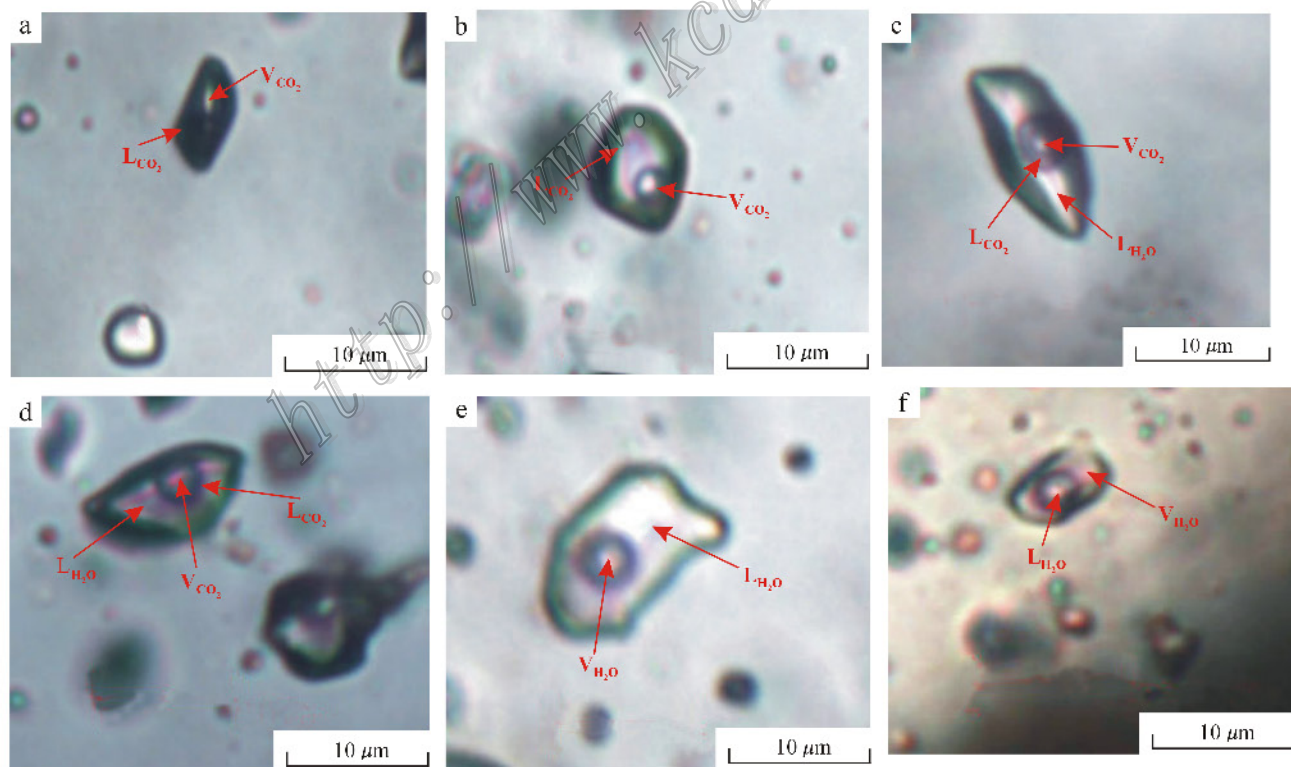


图 5 经山寺铁矿床流体包裹体显微照片(常温, 单偏光, 图 b、f 主矿物为方解石, 其余为石英)

a、b—I 型包裹体; c、d—II 型包裹体; e、f—III 型包裹体; L—液相; V—气相

Fig. 5 Microphotographs of fluid inclusions from the Jingshansi iron deposit

(room temperature, plane-polarized light, the host minerals of b and f are calcite, the others are quartz)

a, b—I type fluid inclusion; c, d—II type fluid inclusion; e, f—III type fluid inclusion; L—Liquid phase; V—Vapor phase

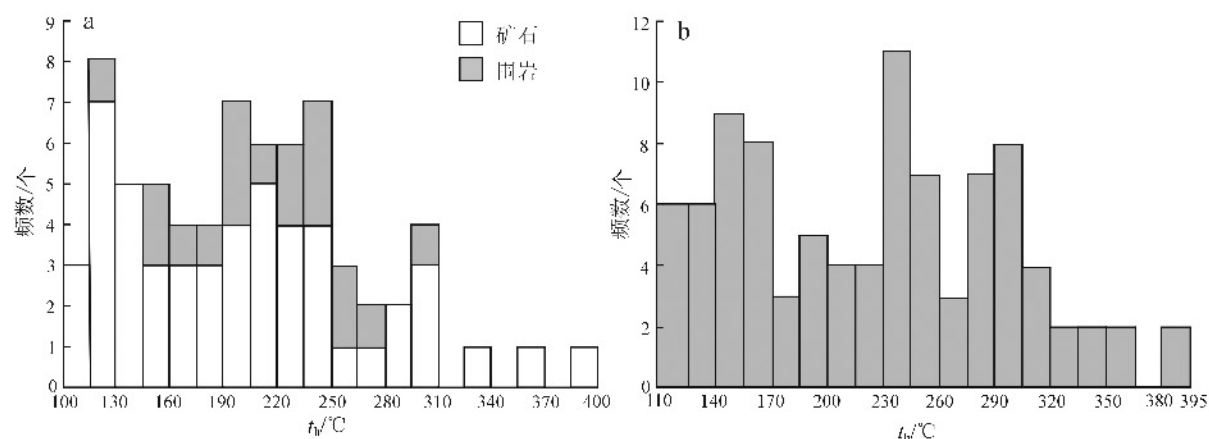


图6 石英(a)和方解石(b)中流体包裹体均一温度直方图

Fig. 6 Histogram showing homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz (a) and calcite (b)

~30%, 主要分布在石英中, 方解石中少见。

Ⅲ型为气液两相包裹体(图 5e、f), 为研究区主要类型, 无色、灰色, 以规则状、不规则状为主, 原生包裹体随机分布, 局部成群产出, 个体大小在 $2\sim 8\ \mu\text{m}$, 气相分数在 5%~30%, 在石英和方解石中均有分布。

3.2.2 流体包裹体测温结果

选取在区域变质作用成矿期形成的石英和方解石中较大的包裹体进行显微测温分析, 其中石英辉石磁铁矿矿石样品 3 件, 含磁铁矿辉石大理岩(围岩)样品 6 件, 共获得 162 个均一温度值和 99 个冰点温度值。

含磁铁矿辉石大理岩(围岩)中由区域变质作用形成的石英中气液两相包裹体的均一温度变化于 $124\sim 296\text{ }^{\circ}\text{C}$, 主要集中在 $190\sim 265\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 6a); 方解石中气液两相包裹体的均一温度变化于 $112\sim$

$386\text{ }^{\circ}\text{C}$, 总体显示 2 个峰值范围, 分别为 $112\sim 180\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $200\sim 320\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 6b)。石英辉石磁铁矿矿石中由区域变质作用形成的石英气液两相包裹体均一温度为 $101\sim 395\text{ }^{\circ}\text{C}$, 主要集中在 $115\sim 310\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 6a)。

总体上, 研究区流体包裹体的均一温度主要集中在 $150\sim 320\text{ }^{\circ}\text{C}$, 表明经山寺铁矿床的成矿温度为中温。这与处在同一条带状铁建造中的同类型密场铁矿以及华北陆块北缘的鞍山地区铁矿床的均一温度变化范围基本一致(张东阳等, 2009)。

3.2.3 盐度与密度

依据冷冻台测定的冰点温度来估算流体包裹体的盐度, 并结合 Hall 等(1988)提出的 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0~23.3%) - 冰点公式: $S = 0.00 + 1.78t - 0.0422t^2 + 0.000557t^3$, 式中 t 为冰点温度, S 为盐度。

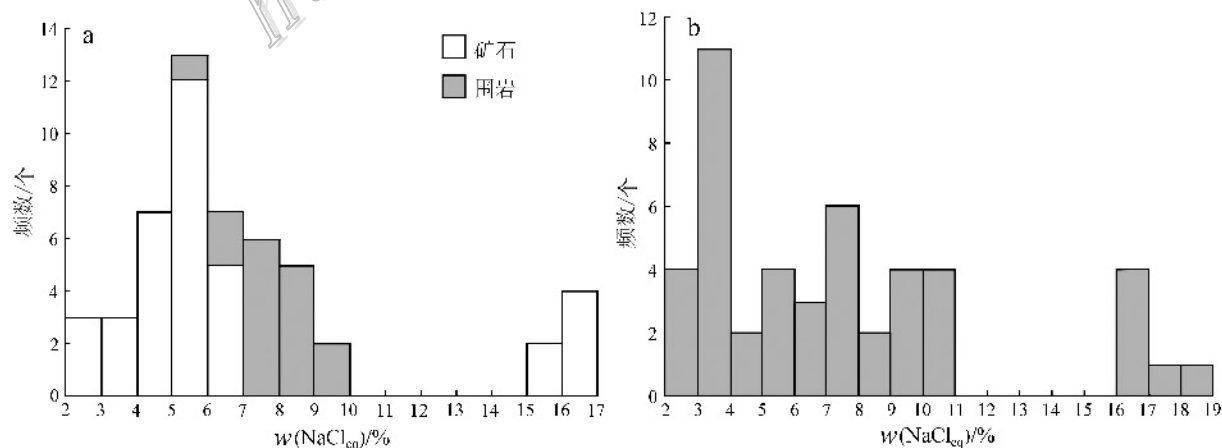


图7 石英(a)和方解石(b)中流体包裹体盐度直方图

Fig. 7 Histogram showing salinity of fluid inclusions in quartz (a) and calcite (b)

计算获得流体包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 2.07%~18.80%, 其中, 石英辉石磁铁矿矿石中石英流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要分布于 2.07%~17.08% (图 7a); 含磁铁矿辉石大理岩(围岩)中石英流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要分布于 5.86%~9.21% (图 7a), 方解石流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要分布于 2.24%~18.80% (图 7b), 总体显示经山寺铁矿成矿流体为低盐度特征。

流体密度是包裹体研究的另外一个参数, 它与均一温度、盐度及均一时溶液的蒸气压有关(刘斌, 2001)。本次研究依据 Brown(1989)的 FLINCOR 软件并结合刘斌等(1987)的数学模型拟合建立的密度公式来估算流体密度。

(1) 运用 Brown(1989)的 FLINCOR 软件计算流体密度, 含 CO_2 流体包裹体计算过程采用 CO_2 部分均一温度以及气相分数进行计算, 计算的成矿流体密度变化于 0.867~0.979 g/cm³; 气液两相包裹体计算过程采用均一温度进行计算, 计算的成矿流体密度变化于 0.891~0.947 g/cm³。

(2) 运用刘斌等(1987)的数学模型拟合建立的密度公式:

$$\rho = A + Bt + Ct^2$$

式中, ρ 为盐水溶液密度(g/cm³), t 为均一温度(℃), A、B、C 为无量纲参数, 体系盐度为 1%~30%, 不同盐度(S)的流体对应不同的值:

$$A = 0.993531 + 8.72147 \times 10^{-3}S - 2.43975 \times 10^{-5}S^2$$

$$B = 7.11652 \times 10^{-5} - 5.2208 \times 10^{-5}S + 1.26656 \times 10^{-6}S^2$$

$$C = -3.4997 \times 10^{-6} + 2.12124 \times 10^{-7}S - 4.52318 \times 10^{-9}S^2$$

计算的成矿流体密度变化于 0.846~0.902 g/cm³。

综合上述 2 种方法对气液两相包裹体的密度进行计算, 得到其成矿流体的密度变化于 0.846~0.979 g/cm³, 平均为 0.913 g/cm³, 总体上显示出经山寺铁矿成矿流体属于低密度流体。

3.2.4 流体包裹体成分

本区石英流体包裹体液相成分中相对富含 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 和 Cl^- 。阳离子中一般 $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$; 阴离子中 $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$ 。气相成分中富含 CO_2 、 O_2 、 N_2 , 并含有一定量的 CH_4 。

由本区石英流体包裹体成分分析结果(表 3)可见, 流体包裹体中 $w(\text{H}_2\text{O})$ 为 $52.405 \times 10^{-6} \sim 91.301 \times 10^{-6}$, 均值为 68.709×10^{-6} 。各气相成分的含量: $w(\text{N}_2)$ 为 $344.703 \times 10^{-6} \sim 408.651 \times 10^{-6}$, 均值为 382.502×10^{-6} ; $w(\text{CH}_4)$ 为 $0.037 \times 10^{-6} \sim 0.068 \times 10^{-6}$, 均值为 0.049×10^{-6} ; $w(\text{CO}_2)$ 为 $75.238 \times 10^{-6} \sim 127.191 \times 10^{-6}$, 均值为 106.440×10^{-6} 。液相成分的含量: $w(\text{K}^+)$ 为 $0.732 \sim 7.068 \times 10^{-6}$, 均值为 2.283×10^{-6} ; $w(\text{Na}^+)$ 为 $3.745 \sim 10.522 \times 10^{-6}$, 均值为 7.678×10^{-6} ; $w(\text{Ca}^{2+})$ 为 $2.672 \sim 10.338 \times 10^{-6}$, 均值为 8.324×10^{-6} ; $w(\text{F}^-)$ 为 $0.083 \sim 0.326 \times 10^{-6}$, 均值为 0.178×10^{-6} ; $w(\text{Cl}^-)$ 为 $5.94 \sim 18.899 \times 10^{-6}$, 均值为 13.141×10^{-6} ; $w(\text{SO}_4^{2-})$ 为 $11.796 \sim 27.03 \times 10^{-6}$, 均值为 20.128×10^{-6} 。

综上所述, 成矿溶液是一种低盐度的 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 型水, 并含有较高的 CO_2 和一定量的 O_2 、 N_2 , 以及少量 CH_4 。

4 讨论

4.1 含铁建造特征

经山寺含矿地层为太华群铁山庙组, 具有洋壳特征(涂绍雄, 1996; 1998)。条带状铁矿中 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ 变化于 25.60%~39.68%, 平均值为 33.63%, 比弓长岭、五台山、本溪和韩旺铁矿床的值低(沈保丰等, 1994; 周世泰, 1994; 李志红等, 2008;

表 3 经山寺铁矿床流体包裹体成分含量($w(\text{B})/10^{-6}$)

Table 3 Component content of fluid inclusions in the Jingshansi iron deposit ($w(\text{B})/10^{-6}$)

样品编号	CO_2	H_2O	O_2	N_2	CH_4	C_2H_6	K^+	Na^+	Ca^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}
Wg-045	75.238	59.183	98.337	391.825	0.038	0.086	0.870	9.422	9.609	0.120	16.007	24.920
Wg-046	115.295	80.248	83.601	375.261	0.068	0.188	1.618	10.522	9.368	0.096	18.899	17.165
Wg-047	96.948	52.405	79.973	344.703	0.053	0.257	1.115	8.168	10.338	0.326	14.069	19.728
Wg-054	127.191	60.409	94.502	408.651	0.037	0.288	0.732	6.533	9.933	0.083	10.790	27.030
Wg-057	117.528	91.301	93.783	392.069	0.047	0.234	7.068	3.745	2.672	0.263	5.940	11.796

沈其韩等, 2009), 比加拿大阿尔戈马型铁矿的同样偏低 (Gross, 1980)。 $w(\text{SiO}_2)$ 变化于 40.49% ~ 53.20%, 平均值为 46.56%, 与弓长岭、五台山、本溪、以及加拿大阿尔戈马型铁矿一致。 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化于 0.65% ~ 1.64%, 平均值为 0.95%, 与弓长岭、本溪和韩旺铁矿含量一致, 但比加拿大阿尔戈马型铁矿和五台山铁矿的低。 $w(\text{TiO}_2)$ 变化于 0.03% ~ 0.16%, 平均值为 0.06%, 比其他地区铁矿含量偏低, 可见本区铁英岩的 SiO_2 含量偏高, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 、 Al_2O_3 和 TiO_2 含量偏低。 Al_2O_3 和 TiO_2 含量偏低表明本区的 BIF 是由极少碎屑物质加入的化学沉积岩。本区 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 比值、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值范围分别为 0.32 ~ 0.58、1.01 ~ 1.86, 而其他地区以及加拿大阿尔戈马型铁矿的铁英岩的比值范围为 0.53 ~ 1.45、2.07 ~ 2.28, 总体上后者比前者比值偏高, 说明了经山寺铁矿形成的氧化还原环境与其他地区有一定的差异, 其氧化程度比其他地区显得更低。

一般认为, 沉积变质铁矿的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值应小于 10, 火山沉积变质铁矿的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值应大于 10 (沈其韩, 1998), 从表 1 中可以看出, 经山寺铁矿的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值变化范围为 24.69 ~ 66.50, 其他地区的铁英岩 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 的比值变化范围为 16.83 ~ 98.12, 它们的比值虽有差异, 但均大于 10, 指示了经山寺铁矿和其他地区的铁矿均与火山沉积作用有关, 为火山沉积铁矿。

从图 8 中可清楚的看出, 河南经山寺条带状铁

矿的 $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - (\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ 与加拿大阿尔戈马型铁矿的分布范围比较一致, 基本均位于世界条带状铁矿的分布范围内, 但略有差异。

4.2 沉积环境与物质来源

从表 2 和图 4 中可以看出, 样品具有 Rb、U、K、La、Sr、P、Sm 正异常, Ba、Nb、Ce、Hf、Zr、Ti 呈负异常, Ti、V、Co、Ni、Mn 等元素含量都比较低。

一般认为火山岩和海相沉积物的 Sr/Ba 比值大于 1, 而陆源沉积岩的 Sr/Ba 比值小于 1, 经山寺条带状铁矿的 Sr/Ba 比值为 3.37 ~ 52.20, 平均为 20.55, 远远大于 1。Ti/V 比值常用来区分成矿物质来源和条带状铁矿的成因类型。在铁质页岩中, Ti、V 含量的平均比值变化于 1.33 ~ 10.9; 在火山建造中比值为 13 ~ 85 (李树勋等, 1986)。经山寺铁矿的 Ti/V 比值介于 57.34 ~ 138.89, 说明其为火山沉积建造。火山沉积铁矿床中 Cr、Ni、Co 的含量一般高于陆源碎屑, 而其 Ni/Co 比值则一般低于陆源碎屑沉积铁矿。经山寺铁矿中 Cr、Ni、Co 含量较低, 与火山沉积铁矿微量元素特征相似, 反映其海洋化学沉积的特征。

Zr、Hf 和 Th 等元素经常被用作陆源碎屑的指示 (Calvert et al., 1993; Tribouillard et al., 1994; Hild et al., 1998; Böing et al., 2004), 本次研究的条带状铁建造中 Zr ($2.03 \times 10^{-6} \sim 3.19 \times 10^{-6}$)、Hf ($0.04 \times 10^{-6} \sim 0.07 \times 10^{-6}$)、Th ($0.07 \times 10^{-6} \sim 0.80 \times 10^{-6}$) 等元素的含量都比较低, 指示有极少量的陆源碎屑的参与。对条带状铁建造采用 Zr-Y/Ho 图 (图 9)

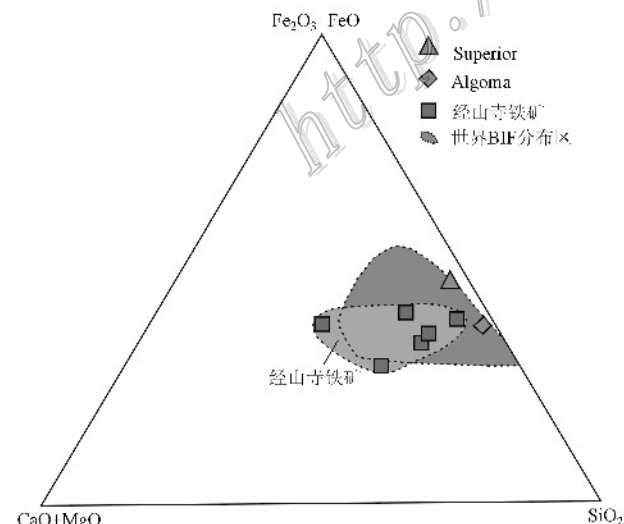


图 8 $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - (\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ 图解
(据 Lepp et al., 1964; 沈其韩等, 2009)

Fig. 8 $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - (\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ diagram
(after Lepp et al., 1964; Shen et al., 2009)

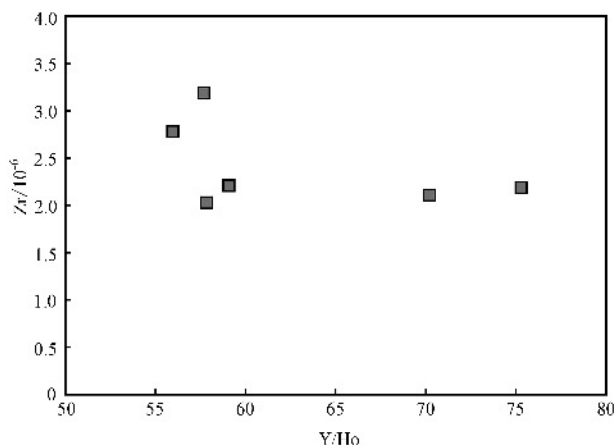


图 9 经山寺铁矿条带状铁建造 Zr 与 Y/Ho 关系图
(据 Basta et al., 2011)

Fig. 9 Zr versus Y/Ho diagram for the BIF from the Jingshansi iron deposit (after Basta et al., 2011)

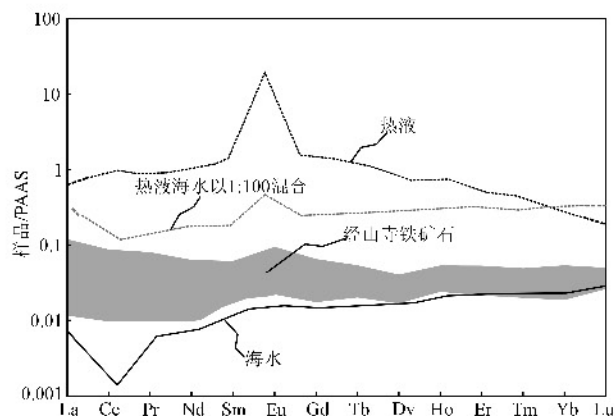


图 10 热液和海水的 REE 配分图解

(据 Robert et al., 2007)

Fig. 10 PAAS-normalized REE diagram of modern hydrothermal fluids and seawater (after Robert et al., 2007)

进行判别,图解表明样品数据投点呈离散状态分布(Basta et al., 2011),进一步证明条带状铁建造只有极少陆源碎屑加入。

稀土元素特征显示重稀土元素稍微富集, La/La^* 具正异常, $La/La^* = 0.807 \sim 1.564$; Ce 显示弱负异常, $Ce/Ce^* = 0.809 \sim 0.955$; 具 Eu 正异常, $Eu/Eu^* = 1.246 \sim 2.821$; Pr 具有微弱正异常, $Pr/Pr^* = 0.950 \sim 1.075$; 显示 Y 的正异常, $Y/Y^* = 2.426 \sim 3.310$, 这与全球地区 BIF 特征基本一致,表明它们具有共同的成因,均属前寒武纪海洋化学沉积产物。有学者研究表明, Eu 的正异常是高温海底热液的特征(Danielson et al., 1992),而 Y 的正异常则是海水本身的特征(Bau et al., 1995; Alibo et al., 1998), Dymek 等(1988)做了高温海底热液和海水混合(1:100)的实验,结果表明,按此比例混合时,REE 配分曲线显示 Eu 的正异常、LREE 亏损、HREE 富集和 La 正异常。这些特征均与经山寺地区 BIF 铁矿的 REE 配分曲线特征一致(图 10),表明本区条带状铁矿中的 REE 来源于火山热液和海水的混合,由此可见经山寺条带状铁矿形成于火山热液和海水混合的环境。

Ce 异常通常被用来判断海水的氧化还原环境(Nozaki et al., 1999),自然界中 Ce 一般以稳定的 +3 价离子存在,但是在氧化条件下, Ce^{3+} 被氧化为溶解度低的 Ce^{4+} ,并被溶液中的悬浮物所吸附(Sholkovitz et al., 1994),从而导致 REE 配分曲线中 Ce 的负异常,经山寺铁矿石出现弱的 Ce 负异常($Ce/Ce^* = 0.809 \sim 0.955$),由于海水中 La 的正异

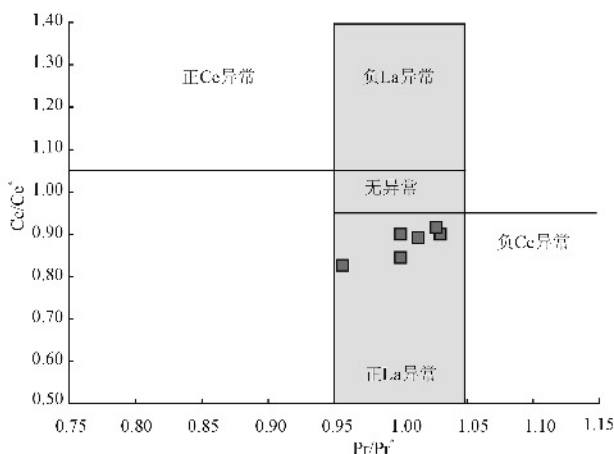


图 11 Ce 异常判别图解(据 Bau et al., 1996)

Fig. 11 Ce/Ce^* versus Pr/Pr^* discrimination diagram for Ce anomaly (after Bau et al., 1996)

常,使得 Ce 异常变得较为复杂,此时的 Ce 负异常并非意味着真正的 Ce 负异常。为了更好地解释海水的氧化还原环境, Bau 等(1996)建立了用 Ce/Ce^* 和 Pr/Pr^* 来判别真正 Ce 负异常的图解。从图 11 可以看出,经山寺铁矿石样品投点均投在正 La 异常区域,且并未落于 Ce 负异常区域。未显示 Ce 的负异常说明当时的海水是一个较为缺氧的环境,进而表明经山寺铁建造沉积时海水处于缺氧环境,而缺氧环境正是 BIF 形成的必要条件之一(Cloud, 1973; Klein, 2005; Bekker et al., 2010)。

4.3 成矿流体性质与演化

流体包裹体均一温度表明,经山寺铁矿含磁铁矿辉石大理岩(围岩)和石英辉石磁铁矿矿石中的石英流体包裹体的均一温度主要集中在 $190 \sim 265^\circ\text{C}$ 和 $101 \sim 395^\circ\text{C}$,这与处在同一条带状铁建造中的同类型密场铁矿以及华北陆块北缘的鞍山地区铁矿床的均一温度变化范围基本一致(施继锡, 1980; 张东阳等, 2009),且流体包裹体的均一温度峰值在 $150 \sim 320^\circ\text{C}$,表明该阶段的流体包裹体代表了本区主要成矿期流体的活动情况。经山寺铁矿流体包裹体的 $w(\text{NaCl}_{eq})$ 为 $2.07\% \sim 18.80\%$,成矿流体的密度变化于 $0.846 \sim 0.979 \text{ g/cm}^3$,且未见含子矿物包裹体,因此揭示了本区成矿流体属中低温、低盐度、低密度流体,具有变质成矿流体盐度特征(曾贻善, 1996),代表了经山寺铁矿区域变质成矿阶段流体特征。

一般来说,包裹体中的流体是矿物形成时所在流体的样品,包裹体的成分直接反映成矿流体的组

成(施继锡等, 1980)。成矿流体的成分相当复杂, 主体由水组成, 液相成分主要是 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 F^- 、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 等, 气相成分主要是 CO_2 和一定量的 O_2 、 N_2 、 CH_4 等, 流体中的成矿物质为各种金属元素, 如 Fe 、 W 、 Sn 、 Mo 、 Cu 、 Pb 、 Zn 、 Au 等, 因此成矿流体的成分模式可概括为 $\text{M} + \text{NaCl} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (M 为金属元素)(曾贻善, 1996; Lu et al., 1996)。由于本区石英流体包裹体液相成分中相对富含 Na^+ 、 Cl^- 离子和一定量的 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 离子, 气相成分中则富含 CO_2 和一定量的 N_2 , 表明成矿流体是一种低盐度的 Na^+ 、 Cl^- 型水, 并含有较高的 CO_2 。结合流体中的成矿物质, 可建立本区成矿流体的成分模式为 $\text{Fe} + \text{NaCl} - \text{CO}_2 - \text{N}_2 - \text{H}_2\text{O}$ 。

本区包裹体类型多样, 且成群产于同一石英或方解石中, 表明其捕获时成矿流体处于不均一状态 (Shepherd et al., 1985; 张文淮等, 1993)。同一颗粒石英或方解石中流体包裹体的气液比相差悬殊, 同时多种类型的包裹体共存, 这种包裹体群的存在, 表明成矿流体发生了强烈的流体不混溶作用(卢焕章等, 2004)。在均一温度-盐度关系图解(图 12)中, 两者不存在线性关系, 流体的盐度并没有随着均一温度的升高而增加。

前人研究表明, 华北板块南缘在 2.6~2.8 Ga 发生了规模较大的火山喷发活动, 是一次范围较广、影响较大的重要地质事件, 即太华运动(薛良伟等, 1995)。正是前寒武纪的火山活动频繁、间隙喷发, 促使大量的铁质自深部带入海盆, 与当时沉积于海盆的碳酸盐岩相互作用, 形成一套富铁的矿源层或含铁建造。

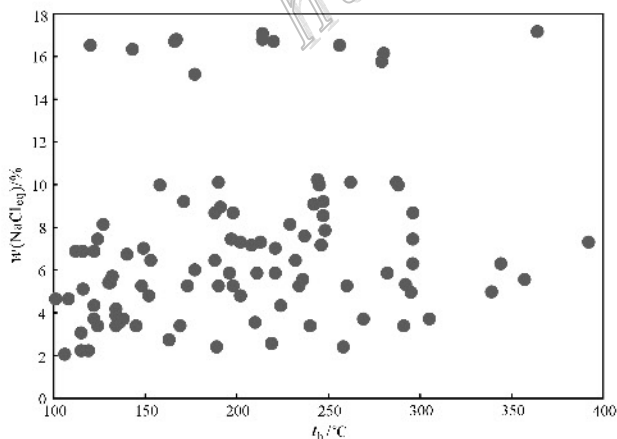


图 12 经山寺铁矿床流体包裹体均一温度-盐度图

Fig. 12 Scatter plots of homogenization temperature and salinity of fluid inclusions in the Jingshansi iron deposit

在含铁沉积建造的基础上, 经过强烈的区域变质作用所产生的变质流体促使矿源层或含铁建造中成矿元素进一步活化、迁移和富集, 在成矿有利部位(背、向斜核部等)富集成矿。在早期, 流体活动可能以受岩石孔隙和裂隙控制的渗透型为主, 流体在岩石中处于分散状态(Roedder, 1984), 随着变质作用的进行, 成矿流体不断运移, 并与围岩发生一系列的水-岩交换反应, 成矿元素不断以络合物的形式进入流体达到富集(Hemley et al., 1992), 晚期随着成矿流体体系的温度、压力、氧逸度和 pH 值的变化, 原体系的物理化学平衡被打破, 流体发生不混溶作用, 铁质从流体中分离出来, 进而发生进一步的迁移和富集, 便形成了前寒武纪经山寺条带状铁建造矿床。

5 结 论

(1) 经山寺条带状铁建造的形成与火山沉积作用有关, 有极少碎屑物质加入, 为火山沉积变质型铁矿, 其成矿环境氧化程度较低, 与阿尔戈马型铁矿特征基本一致。

(2) 经山寺条带状铁建造微量和稀土元素数据均显示出海底火山活动热液和海水的混合特征, 说明本区 BIF 是火山热液和海水作用的叠加产物, 并且陆源碎屑物质对 BIF 贡献极少。Ce 不具有真正的负异常, 表明形成条带状铁建造的古海洋环境氧化性较弱。

(3) 流体包裹体的均一温度主要集中在 150~320°C, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化于 2.07%~18.80%, 成矿流体的密度变化于 0.846~0.979 g/cm³, 成矿流体属中低温、低盐度、低密度流体, 代表了经山寺铁矿区域变质成矿期流体特征。成矿流体发生过强烈的不混溶作用。流体包裹体成分显示成矿热液是一种低盐度的 Na^+ 、 Cl^- 型水, 并含有较高的 CO_2 , 并显示成矿流体具多来源性, 加上流体发生过强烈的不混溶作用, 进而使得成矿元素更加富集, 铁质发生进一步的迁移和富集, 形成条带状铁矿床。

志 谢 感谢中国地质大学(北京)地学实验中心等离子光谱实验室、地质过程与矿产资源国家重点实验室流体包裹体实验室、中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室、中国地质科学院矿产资源研究所包裹体实验室工作人员对本文数据的测试工作, 审稿人对本文提出了指导性意见

以及编辑对本文付出的努力,在此一并表示衷心的感谢!

参考文献/References

- 陈光远, 裴美华, 汪雪芳, 孙岱生, 孙传敏, 王祖福, 速玉萱, 林家湘. 1984. 弓长岭铁矿成因矿物学专辑[J]. 矿物岩石, 4(2): 1-254.
- 程裕淇. 1957. 中国东北部辽宁山东省前震旦纪鞍山式条带状铁矿中富矿的成因问题[J]. 地质学报, 37(2): 153-180.
- 代堰铭, 张连昌, 王长乐, 刘利, 崔敏利, 朱明田, 相鹏. 2012. 辽宁本溪歪头山条带状铁矿的成因类型、形成时代及构造背景[J]. 岩石学报, 28(11): 3574-3594.
- 第五春荣, 孙勇, 林慈蜜, 王洪亮. 2010. 河南鲁山地区太华杂岩 LA-(MC)-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素组成[J]. 科学通报, 55(21): 2112-2123.
- 丁文君, 陈正乐, 陈柏林, 董法先, 崔玲玲. 2009. 河北迁安鞍山铁矿床地球化学特征及其对成矿物质来源的指示[J]. 地质力学学报, 15(4): 363-373.
- 段超, 李延河, 袁顺达, 胡明月, 赵令浩, 陈小丹, 张成, 刘佳林. 2012. 宁芜矿集区凹山铁矿床磁铁矿元素地球化学特征及其对成矿作用的制约[J]. 岩石学报, 28(2): 243-257.
- 关广岳. 1961. 论变质作用的鞍山式铁矿富矿形成上的意义[J]. 地质学报, 41(1): 65-76.
- 吉利明, 陈践发, 郑建京, 王杰. 2001. 华北燕山地区中新元古代沉积记录及其古气候、古环境特征[J]. 地球科学进展, 16(6): 777-784.
- 蒋少涌, 丁伟平, 万德芳, 李延河. 1992. 辽宁弓长岭太古代条带状硅铁建造(BIF)的硅同位素组成特征[J]. 中国科学(B辑), (6): 626-631.
- 李厚民, 刘明军, 李立兴, 杨秀清, 陈靖, 姚良德, 洪学宽, 姚通. 2012. 辽宁弓长岭铁矿区大理岩地质地球化学特征及其成矿意义[J]. 岩石学报, 28(11): 3497-3512.
- 李树勋, 冀树楷, 马志红, 贺嘉品, 田永清, 杨文魁. 1986. 五台山区变质沉积铁矿地质[M]. 长春: 吉林科学技术出版社. 11-196.
- 李文达. 1987. 稀土元素在矿床研究中的应用[M]. 北京: 地质出版社. 161-168.
- 李文君, 靳新娣, 崔敏利, 王长乐. 2012. BIF 微量稀土元素分析方法及其在冀东司家营铁矿中的应用[J]. 岩石学报, 28(11): 3670-3678.
- 李永峰, 谢克家, 李俊平, 罗正传, 黄自力. 2013. 河南舞阳铁矿田铁山式铁矿床流体包裹体特征及其地质意义[J]. 地质论评, 59(Supp): 503-504.
- 李志红, 朱祥坤, 唐素寒. 2008. 鞍山-本溪地区条带状铁建造的铁同位素与稀土元素特征及其对成矿物质来源的指示[J]. 岩石矿

物化学杂志, 27(4): 285-290.

- 李志红, 朱祥坤, 唐素寒, 李津, 刘辉. 2010. 冀东、五台和吕梁地区条带状铁矿的稀土元素特征及其地质意义[J]. 现代地质, 24(5): 841-846.
- 刘斌, 段光贤. 1987. NaCl-H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报, 7(4): 345-352.
- 刘斌. 2001. 中高盐度 NaCl-H₂O 包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 地质论评, 47(6): 617-622.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学技术出版社. 1-487.
- 罗明强. 2009. 河南省舞阳铁矿田构造控矿研究[J]. 河南理工大学学报(自然科学版), 28(5): 577-582.
- 沈保丰, 骆辉, 李双保, 彭晓亮, 李俊健, 毛德宝. 1994. 华北陆台太古宙绿岩带地质及成矿[M]. 北京: 地质出版社. 1-100.
- 沈保丰, 翟安民, 杨春亮, 曹秀兰. 2005. 中国前寒武纪铁矿床时空分布和演化特点[J]. 地质调查与研究, 4(28): 196-206.
- 沈保丰, 翟安民, 陈文明, 杨春亮, 胡小臻, 曹秀兰, 宫晓华. 2006a. 中国前寒武纪成矿作用[M]. 北京: 地质出版社. 45-71.
- 沈保丰, 翟安民, 苗培森, 司马献章, 李俊建. 2006b. 华北陆块铁矿床地质特征和资源潜力展望[J]. 地质调查与研究, 29(4): 244-252.
- 沈其韩. 1998. 华北地台早前寒武纪条带状铁英岩地质特征和形成的地质背景[A]. 华北地台早前寒武纪地质研究论文集[C]. 北京: 地质出版社. 1-30.
- 沈其韩, 宋会侠, 赵子然. 2009. 山东韩旺新太古代条带状铁矿的稀土和微量元素特征[J]. 地球学报, 30(6): 693-699.
- 沈其韩, 宋会侠, 杨崇辉, 万渝生. 2011. 山西五台山和冀东迁安地区条带状铁矿的岩石化学特征及其地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 30(2): 161-171.
- 施继锡, 李本超. 1980. 根据鞍山地区包裹体研究试论弓长岭铁矿富矿的成因[J]. 地球化学, 1: 43-53.
- 唐连江. 1981. 裂谷作用与矿产[J]. 国外地质科技, (4): 1-12.
- 涂绍雄. 1996. 河南鲁山太华变质杂岩原岩建造及时代二分的新发现[J]. 华南地质与矿产, (4): 22-31.
- 涂绍雄. 1998. 河南鲁山太华群两类斜长角闪岩地球化学对比及其构造环境[J]. 地球化学, 27(5): 412-421.
- 王可南, 姚培慧. 1992. 中国铁矿综论[M]. 北京: 冶金工业出版社. 36-221.
- 王贵成, 曹平, 张钦礼, 陈金法. 2006. 河南省铁山店式铁矿床的形成过程与“二铁”矿床氧化作用特征[J]. 矿物学报, 26(4): 431-434.
- 薛良伟, 原振雷, 张萌树, 强立志. 1995. 鲁山太华群 Sm-Nd 同位素年龄及其意义[J]. 地球化学, 24(增刊): 91-96.
- 杨晓勇, 王波华, 杜贞保, 王启才, 王玉贤, 涂政标, 张文利, 孙卫东. 2012. 论华北克拉台南缘崆嵛群变质作用、形成时代及崆嵛

- BIF 铁矿控矿机制[J]. 岩石学报, 28(11): 3476-3496.
- 姚培慈. 1993. 中国铁矿志[M]. 北京: 冶金工业出版社, 1-662.
- 曾貽善. 1996. 热水溶液地球化学[J]. 地学前缘, 3(3-4): 89-95.
- 翟明国. 2012. 华北克拉通的形成以及早期板块构造[J]. 地质学报, 86(9): 1335-1349.
- 张东阳, 苏慧敏, 秦松, 田磊, 陈媛. 2009. 河南崆峒铁矿床地球化学特征及其地质意义[J]. 矿床地质[J]. 28(3): 321-332.
- 张文淮, 陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1-246.
- 周世泰. 1994. 鞍山-本溪地区条带状铁矿地质[M]. 北京: 地质出版社, 1-277.
- Alibo D S and Nozaki Y. 1998. Rare earth element in seawater: Particle association, shale normalization and Ce oxidation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 363-372.
- Basta F F, Maurice A E, Fontboté L and Favarger P Y. 2011. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: Implications for the origin of Neoproterozoic BIF[J]. *Precambrian Research*, 187(3-4): 277-292.
- Bau M and Dulski P. 1995. Yttrium and Holmium in South Pacific seawater: Vertical distribution and possible fractionation mechanisms[J]. *Chemie Der Erde-Geochemistry*, 55: 1-15.
- Bau M and Dulski P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron formations, Transvaal Supergroup, South Africa[J]. *Precambrian Research*, 79(1-2): 37-55.
- Bekker A, Slack J F, Planavsky N, Krapez B, Hofmann A, Konhauser K O and Rouxel O J. 2010. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes[J]. *Econ. Geol.*, 105(3): 468-507.
- Böing P, Brumsack H J, Böttcher M E, Schentger B, Kriete C, Kallmeyer J and Borchers S L. 2004. Geochemistry of Peruvian near-surface sediments[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(21): 4429-4451.
- Brown P E. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data[J]. *American Mineralogist*, 74: 1390-1393.
- Calvert S E and Pedersen T F. 1993. Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record[J]. *Marine Geology*, 113(1-2): 67-88.
- Carlos A S, Sonia M B, Alcides N S and Francisco J R. 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formation of the Caue formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil[J]. *Precambrian Research*, 152: 170-206.
- Cloud P. 1973. Paleogeological significance of the banded iron-formation [J]. *Econ. Geol.*, 68(7): 1135-1143.
- Danielson A, Moller P and Dulski P. 1992. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the oceanic crust [J]. *Chemical Geology*, 97: 89-100.
- Dymek R F and Klein C. 1988. Chemistry, petrology, and origin of banded ironformation lithologies from the 3800 Ma Isua Supracrustal Belt, West Greenland[J]. *Precambrian Research*, 39: 247-302.
- Gross G A. 1965. Geology of iron deposits in Canada[A]. General geology and evaluation of deposits[C]. Canadian Geological Survey, 22: 181.
- Gross G A. 1980. A classification of iron formations based on depositional environments[J]. *Canadian Mineralogist*, 18(2): 215-222.
- Gross G A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron formation [J]. *Precambrian Research*, 30: 63-80.
- Gross G A. 1996. Algoma-type previous term iron-formation[A]. Next term. In: Lefebvre D and Hoy T, eds. Selected British Columbia mineral deposits profiles 2[C]. Ottawa: British Columbia Ministry of Employment and Investment Open File, 25-28.
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J]. *Econ. Geol.*, 83: 197-202.
- Hemley J J, Cygan G L, Fein J B, Robinson G R and Angelo W M. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light studies in rock-buffered systems: Iron-copper-zinc-lead sulfides solubility reactions[J]. *Econ. Geol.*, 87(1): 1-22.
- Hild E and Brumsack H J. 1998. Major and minor element geochemistry of Lower Aptian sediments from the NW German Basin (core Hoheneggen KB 40)[J]. *Cretaceous Research*, 19(5): 615-633.
- Holland H D. 2005. 100th anniversary special paper: Sedimentary mineral deposits and the evolution of earth's near-surface environments[J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 100(8): 1489-1509.
- Huston D L and Logan G A. 2004. Banded iron formations (BIFs) and banded iron formation (BIFs): Evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(1-2): 41-55.
- James H L. 1954. Sedimentary facies of iron formations[J]. *Econ. Geol.*, 49: 235-293.
- James H L. 1966. Chemistry of the iron rich sedimentary rock[J]. *Journal of Research US Geological Survey*, 440-W: 1-6.
- James H L. 1983. Distribution of banded iron formation in space and time (in iron formation: facts and problems)[J]. *Developments in Precambrian Geology*, 6: 471-490.
- Kato Y, Ohta I, Tsunetatsu T, Watanabe Y, Isozaki Y, Maruyama S and Imai N. 1998. Rare earth element variations in mid-Achaean banded iron formations: Implications for the chemistry of ocean and

- plate tectonics[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(21-22): 3475-3497.
- Klein C and Bricker O. 1979. Several problems involved in the study of sedimentary environment and diagenesis environment in banded iron layer[J]. *Foreign Geology and Technology*, (5): 25-37.
- Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron formations (BIFS) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin[J]. *American Mineralogist*, 90: 1473-1499.
- Lepp H and Goldich S. 1964. Origin of Precambrian iron formations[J]. *Econ. Geol.*, 59(6): 1025-1060.
- Lu H Z and Chi G X. 1996. Geochemical characteristics of ore forming fluids in shear zone hosted Archean gold deposits[J]. *Earth Science Frontiers*, 3(3-4): 19-38.
- McLennan S B. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin B R and McKay G A, eds. *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*[J]. Mineralogical Society of America, 169-200.
- Michael M K. 1989. Exhalative origins of iron formations[J]. *Ore Geology Reviews*, (5): 13-154.
- Morris R C. 1993. Genetic modelling for banded iron-formation of the Hamersley Group, Pilbara Craton, western Australia (in Archean and early Proterozoic geology of the Pilbara region, western Australian)[J]. *Precambrian Research*, 60(1): 243-286.
- Nozaki Y, Alibo D, Amakawa H, Toshitaka G and Hiroshi H. 1999. Dissolved rare earth elements and hydrography in the Sulu Sea[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(15): 2171-2181.
- Perry E C. 1979. Metamorphic chart and oxygen isotope of iron containing layer after 3.8 million years in west Greenland[J]. *Foreign Geology and Technology*, (3): 31-42.
- Robert B, Balz S K, Stephen M, Christopher M F and Martin J W. 2004. Characterisation of early Archean chemical sediments by trace element signatures[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 43-60.
- Robert F and Ali P. 2007. Source heterogeneity for the major components of 3.7 Ga banded iron formation (Isua Greenstone Belt, western Greenland): Tracing the nature of interacting water masses in BIF formation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 253: 266-281.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions [J]. *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 12: 1-644.
- Shepherd T J, Rakin A and Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies[M]. Blackie & Son Limited. 1-154.
- Sholkovitz E R, Landing W M and Lewis B L. 1994. Ocean particle chemistry: The fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(6): 1567-1579.
- Simonson B M and Hassler S. 1996. Was the deposition of large Precambrian iron formations linked to major marine transgressions[J]. *Geology*, 104: 665-676.
- Sims P K. 1979. Tectonic and deposit of Precambrian iron deposits in Fang Lake Superior[J]. *Foreign Geology and Technology*, (7): 29-49.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process [A]. In: Saunders A D and Norry M J, ed. *Magmatism in the oceanic basins*[C]. London: Geological Society Special Publication. 313-345.
- Trendall A F. 1968. Three great basins of Precambrian banded iron formation deposition: A systematic comparison[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 79: 1527-1544.
- Trendall A F, Basei M A S, Delaeter J R and Nelson D R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajas formation, Grao Paragroup, Amazon Craton[J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 265-277.
- Tribouillard N P, Desprairies A, Lallier-vergès E, Bertrand P, Mourrau N, Ramdani A and Ramasampioa L. 1994. Geochemical study of organic-matter rich cycles from the Kimmeridge Clay Formation of Yorkshire (uk)-productivity versus anoxia[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 8 (1-2): 165-181.
- Veizer J. 1983. Geologic evolution of the Archean Early Proterozoic Earth[M]. Princeton: Princeton University Press. 240-259.