

# 河南舞阳铁山庙式 BIF 铁矿的矿物学与地球化学特征及对矿床成因的指示<sup>\*</sup>

兰彩云<sup>1 2</sup> 张连昌<sup>3</sup> 赵太平<sup>1\*\*</sup> 王长乐<sup>2 3</sup> 李红中<sup>3</sup> 周艳艳<sup>3</sup>

LAN CaiYun<sup>1 2</sup>, ZHANG LianChang<sup>3</sup>, ZHAO TaiPing<sup>1\*\*</sup>, WANG ChangLe<sup>2 3</sup>, LI HongZhong<sup>3</sup> and ZHOU YanYan<sup>3</sup>

1. 中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院大学, 北京 100049

3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2013-02-25 收稿, 2013-05-24 改回.

Lan CY, Zhang LC, Zhao TP, Wang CL, Li HZ and Zhou YY. 2013. Mineral and geochemical characteristics of the Tieshanmiao-type BIF-iron deposit in Wuyang region of Henan Province and its implications for ore-forming processes. *Acta Petrologica Sinica*, 29(7): 2567–2582

**Abstract** The Tieshanmiao-type iron deposit, part of the Wuyang iron deposit, is located at the southern margin of the North China Craton. The iron formation occurs in the supracrustal rocks of the Tieshanmiao Formation of the Neoarchean Taihua Group. The chemical compositions of the magnetites and whole-rock samples from three types of ores (banded quartz-pyroxene-magnetite ore, massive pyroxene-magnetite ore, and massive quartz-magnetite ore) from the Tieshanmiao-type iron deposit are presented to investigate the ore-forming processes. The bulk chemistry of magnetite from different iron ore is as follows:  $\text{FeO}^T$  (total iron oxide) contents of banded quartz-pyroxene-magnetite ore range from 90.6% to 93.1% and the average is 91.8%.  $\text{FeO}^T$  contents of massive pyroxene-magnetite ore range from 90.7% to 91.2% and the average is 91.0%.  $\text{FeO}^T$  contents of massive quartz-magnetite ore range from 92.0% to 93.0% and the average is 92.4%. All these values are consistent with the theoretical  $\text{FeO}^T$  value of magnetite.  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  and  $\text{NiO}$  contents of the magnetites from different iron ores are all very low (<0.1%) without obvious variations among different types, suggesting that they are nearly pure magnetite, and typical of the banded iron formations (BIF). Mineral assemblages of ores (orthopyroxene + clinopyroxene) and host rock near orebody (hypersthene + plagioclase + quartz) indicate that the Tieshanmiao-type iron deposit has suffered high grade metamorphism. Quartz and magnetite became coarse-grained after recrystallization but still kept the original geochemical compositions. The three types of ores have similar  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{P}_2\text{O}_5$  contents. But massive pyroxene-magnetite ore have higher  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  and  $\text{CaO}$  contents than the others, due to the presence of abundant ferroaugite and ferrosalite in the massive pyroxene-magnetite ore. All the ores have very low  $\text{TiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents, suggesting clastic materials were not involved in the ore-forming process. They also have similar REE + Y patterns with LREE depletions ( $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{PAAS}} = 0.29 \sim 0.995 < 1$ ) and positive anomalies of La, Eu, and Y ( $\text{La}/\text{La}^* = 1.10 \sim 1.89$ ;  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.30 \sim 2.23$ ;  $\text{Y}/\text{Y}^* = 1.47 \sim 1.84$ ), characteristics of modern seawater and hydrothermal fluids from mid-oceanic ridges. Therefore, we conclude that the Tieshanmiao-type iron deposit can be classified as BIF despite of later-stage metamorphism.

**Key words** Banded iron formations (BIFs); Wuyang iron deposit; Tieshanmiao-type iron deposit; Geochemistry; Precambrian; North China Craton

**摘 要** 河南舞阳铁矿位于华北克拉通南缘。铁山庙式铁矿是舞阳铁矿的一部分, 赋存于新太古界太华杂岩铁山庙组表

\* 本文受国家重点基础研究发展计划 973 项目(2012CB416606, 2012CB416601) 资助。

第一作者简介: 兰彩云, 女, 1986 年生, 博士生, 矿床学专业, E-mail: lancaiyan031@163.com

\*\* 通讯作者: 赵太平, 男, 1963 年生, 研究员, 博士生导师, 岩石学专业, E-mail: tpzhao@gig.ac.cn

壳岩中。本文根据铁山庙式铁矿中三种不同类型矿石(条带状石英-辉石-磁铁矿、块状辉石-磁铁矿、块状石英-磁铁矿)中磁铁矿的矿物成分、全岩/矿的主量元素及微量元素特征,探讨铁山庙式铁矿床的成因。磁铁矿单矿物成分分析表明,条带状石英-辉石-磁铁矿矿石中磁铁矿的  $\text{FeO}^T$  含量 90.6%~93.1%,平均 91.8%;块状辉石-磁铁矿矿石中磁铁矿的  $\text{FeO}^T$  含量 90.7%~91.2%,平均 91.0%;块状石英-磁铁矿矿石中磁铁矿的  $\text{FeO}^T$  含量 92.0%~93.0%,平均 92.4%。上述平均值均与磁铁矿  $\text{FeO}^T$  的理论值(93.1%)接近。三种类型矿石的其它元素如  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Cr}_2\text{O}_3$ 、 $\text{NiO}$  等含量均  $<0.1\%$ ,无明显区别,表明该区磁铁矿为含杂质极少的纯磁铁矿,表现出沉积变质成因磁铁矿的特征。矿石中斜方辉石-单斜辉石及近矿围岩紫苏辉石-长石-石英矿物组合,表明铁山庙式矿床经受了高级变质作用,石英、磁铁矿等矿物普遍发生变质重结晶,颗粒粗大,但仍保存原有的地球化学组成。元素地球化学分析显示,三种类型矿石中  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  的含量相近;块状辉石-磁铁矿较其它二者相对贫铁、富钙、镁,这是由于块状辉石-磁铁矿矿石中富含铁普通辉石和铁次透辉石所致;矿石中  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量都极低,说明该区成岩成矿过程中未受到碎屑物质的混染。三种不同类型矿石的主量元素含量总体上都与世界典型 BIF 的相近。对于稀土元素,三种类型矿石均具有轻稀土亏损、重稀土富集( $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{PAAS}} = 0.29 \sim 0.995 < 1$ ),  $\text{La}$ 、 $\text{Eu}$ 、 $\text{Y}$  的正异常( $\text{La}/\text{La}^* = 1.10 \sim 1.89$ ;  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.30 \sim 2.23$ ;  $\text{Y}/\text{Y}^* = 1.47 \sim 1.84$ ),较高的  $\text{Y}/\text{Ho}$  比值( $39.7 \sim 51.3$ ),具有现代海水及高温热液混合特征。因此,我们认为铁山庙式铁矿三种不同类型的矿石是极少受到陆源碎屑混染的化学沉积成因,虽遭受后期变质作用,但仍属 BIF 型铁矿。

**关键词** 条带状铁建造(BIF);舞阳铁矿;铁山庙式铁矿;地球化学;前寒武纪;华北克拉通

**中图法分类号** P618.31

## 1 引言

条带状铁建造(Banded Iron Formations,简称 BIFs)是一种 Fe 质含量高达 15% 以上,主要矿物成分为铁的氧化物、碳酸盐、硅酸盐、硫化物以及石英、燧石等,硅、铁质矿物呈条纹-条带状互层产出的化学沉积物(James, 1954)。条带状铁建造主要分布于早前寒武纪(18 亿年之前)的克拉通地块中(Klein, 2005; Bekker *et al.*, 2010),例如西澳 Yilgarn 克拉通的 Noganyer 铁建造、西非克拉通 Nimba 和 Simandou 铁建造等。BIFs 是铁矿石最主要的来源,也能提供早前寒武纪地球演化(如生物、海洋组成、构造环境等)的重要信息。Gross (1980) 根据围岩岩性及沉积环境特征,将 BIF 分为两种类型: Lake Superior 型和 Algoma 型。Lake Superior 型 BIF 主要赋存于元古代地层中,沉积环境主要为近岸的稳定大陆架,围岩岩石组合有白云岩、石英岩、黑色页岩、少量凝灰质等火山岩; Algoma 型 BIF 分布于太古代-古元古代地层中,围岩岩石组合有砂质沉积岩、火山岩,沉积环境通常靠近与海底喷流-热液作用过程相关的火山中心机构。靠近火山中心的 Algoma 型 BIF 通常含有多金属硫化物,如  $\text{Cu}$ 、 $\text{Zn}$ 、 $\text{Pb}$ 、 $\text{Ag}$ 、 $\text{Au}$ 、 $\text{Fe}$ 、 $\text{Mn}$  等。我国华北克拉通上 BIF 分布较为广泛,如鞍山-本溪、冀东、吕梁、鲁西、舞阳和霍邱等地均有分布(图 1a)。

舞阳铁矿位于华北克拉通南缘(图 1a),属于华北克拉通南缘舞阳-霍邱成矿带西段的大型铁矿床。舞阳地区新太古界太华杂岩中的变质地层从底部到顶部依次有赵案庄组、铁山庙组、杨树湾组,舞阳铁矿赋存于赵案庄组和铁山庙组中,前人主要根据赋存铁矿的层位分别称为“赵案庄式铁矿”与“铁山庙式铁矿”(梁约翰等, 1981)。1956~1981 年,老一

辈地质工作者在舞阳地区开展一系列地质找矿工作,尤其是 20 世纪 70 年代的“全国铁矿会战”,积累了丰富的地质、物探、钻探等资料。截止 1990 年底,累计提交舞阳铁矿石储量 6.34 亿吨,约占河南省已查明铁矿总资源储量的 60% (姚培慧, 1993)。

关于舞阳铁山庙式铁矿的矿床成因,前人通过对比不同成因类型(如岩浆型、沉积变质型、矽卡岩型等)矿石中磁铁矿单矿物的化学成分并结合矿床地质特征,认为铁山庙式铁矿属 Algoma 型 BIF 铁矿(俞受望等, 1981; 王贵成等, 2006; 罗明强, 2009; 李怀乾等, 2012; 李俊平等, 2012)。但关于变质围岩原岩的属性仍存有较大争议,李达周(1980)通过分析变质岩中锆石晶体形态、延长系数、大小等参数,认为原岩是一套沉积碎屑岩系;涂绍雄等(1981)通过矿物学及全岩岩石化学特征分析,认为原岩是一套沉积碳酸盐岩;而张雯华等(1978)通过全岩岩石化学和微量元素地球化学特征,认为原岩为一套火山-沉积岩系。不同围岩组合代表不同的沉积环境,因此对于舞阳铁山庙式铁矿是否属于 Algoma 型 BIF 铁矿目前存在争议。此外,舞阳铁山庙式铁矿存在多种不同类型矿石(如条带状矿石、块状矿石),其成因关系目前尚不清楚。对于地质年代学,前人从太华杂岩底部赵案庄组磷灰石-磁铁矿石中获得副矿物磷灰石的 U-Pb 年龄为 25.80 亿年(陈好寿等, 1981),可能代表铁山庙式铁矿成矿时代的下限。对于区内构造演化,前人也有一些研究(史本林和王贵成, 2008; 罗明强, 2009; 文启付和王海军, 2009; 王贵成和何亚丽, 2010)。本文通过分析铁山庙式铁矿中存在的三种不同类型矿石(条带状石英-辉石-磁铁矿、块状辉石-磁铁矿、块状石英-磁铁矿)的全岩/矿和矿石中磁铁矿、辉石单矿物的成分,探讨舞阳铁山庙式铁矿床的成因和其中不同矿石类型的成因关系。

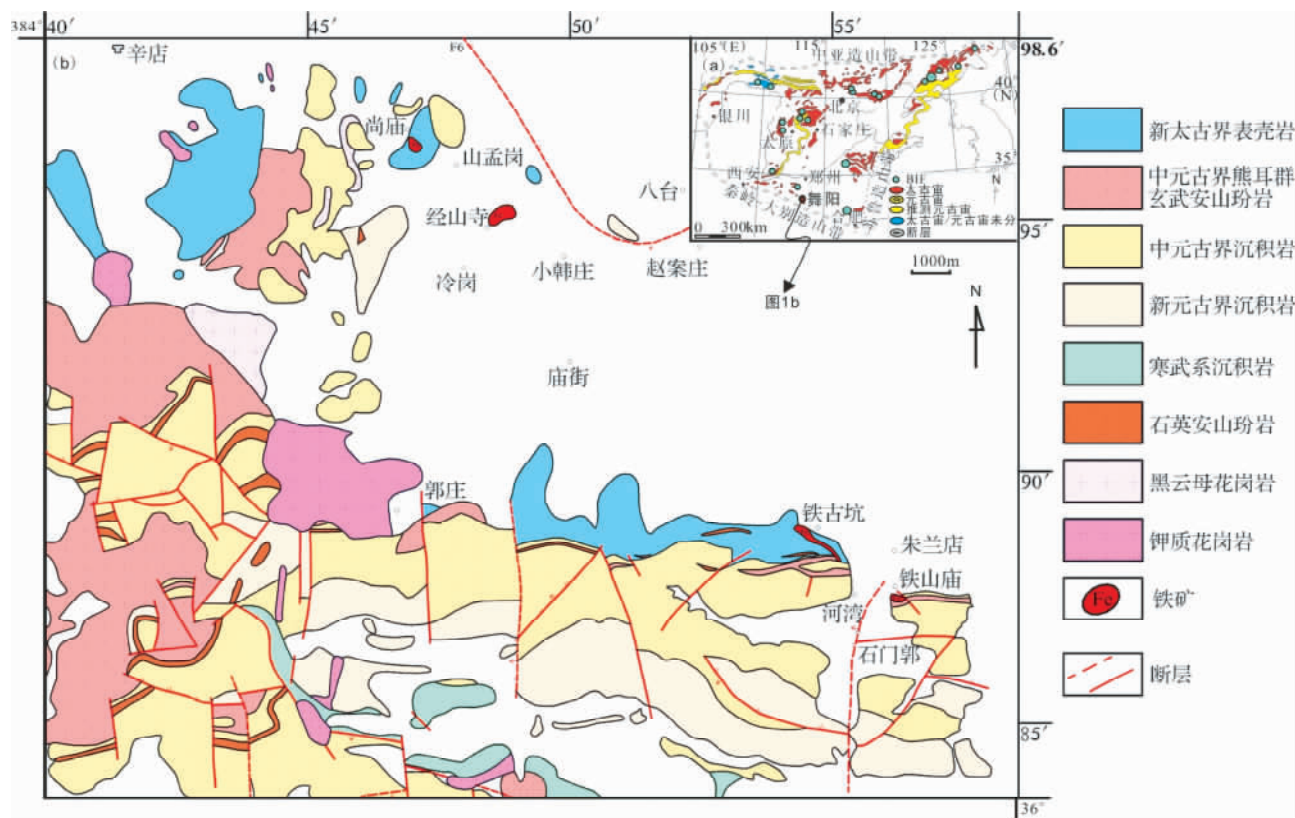


图1 舞阳铁矿区域地质简图

(a) -华北克拉通 BIF 分布简图及研究区在华北克拉通的位置(底图据 Zhai, 2004); (b) -舞阳铁矿区域地质简图(据舞阳钢铁有限责任公司, 2003<sup>①</sup>修改)

Fig. 1 Geological map of Wuyang iron deposit

(a) -the distribution sketch of BIF and the position of Wuyang iron deposit in the North China Craton( base map after Zhai, 2004); (b) -geological map of Wuyang iron deposit

## 2 区域地质与矿床地质

### 2.1 区域地质

华北克拉通南缘早前寒武纪结晶基底主要由太华杂岩(西安-霍邱)、变火山-沉积岩、以及一些基性(超基性)-中酸性岩浆岩组成(孙枢等, 1985; 伍家善等, 1998)。区域上, 太华杂岩从关中盆地的骊山, 沿小秦岭华山、崤山, 到豫西的熊耳山、鲁山、舞阳断续出露, 往东对应于安徽西部新太古界霍邱群(沈福农, 1994; 沈其韩和耿元生, 1996), 断续长达 1000km, 总体呈北西-南东向展布。其中鲁山太华杂岩出露最好, 层序最全, 主要由 TTG 片麻岩、镁铁质岩块或包体、斜长角闪岩等表壳岩组成。

舞阳地区新太古界太华杂岩物质组成主要为变质表壳岩(图 1b)。由下至上有赵案庄组、铁山庙组、杨树湾组。赵案庄组主要岩性有斜长角闪片麻岩、含铁铝榴石斜长片麻

岩、大理岩、透辉角闪更长片麻岩; 铁山庙组主要岩性有混合岩夹斜长角闪片麻岩、磁铁辉石岩、铁铝榴石斜长角闪片麻岩、大理岩、浅粒岩; 杨树湾组主要岩性有含石墨斜长片麻岩、夹少量含石墨透辉石岩。舞阳地区太华杂岩地表出露于铁山庙一带, 岩层走向 NWW, 大部分地层向西倾斜, 局部 NE 倾斜。变质程度为铁铝榴石角闪岩相, 局部达到麻粒岩相, 普遍发生退变质现象。混合岩化作用强烈, 其中浅粒岩、黑云斜长片麻岩、斜长角闪片麻岩混合岩化较强(孙枢等, 1985; 姚培慧, 1993)。

舞阳铁矿区域盖层为中-新元古界汝阳群石英砂岩、新元古界洛峪群石灰岩、页岩、寒武系石灰岩、页岩(图 1b)。

另外, 区域上还出露有中元古界熊耳群玄武安山玢岩、前震旦纪闪长岩以及燕山期花岗岩、花岗斑岩、石英正长斑岩体(图 1b), 岩体呈脉状切割矿体。

舞阳铁矿区域构造复杂(图 1b), 分布一系列北西-南东向断褶带, 主体构造为一轴向 NWW 向、向西倾伏的倒转复

① 舞阳钢铁有限责任公司. 2003. 河南舞阳铁矿铁山矿床(扩界)资源储量核查报告(内部资料)

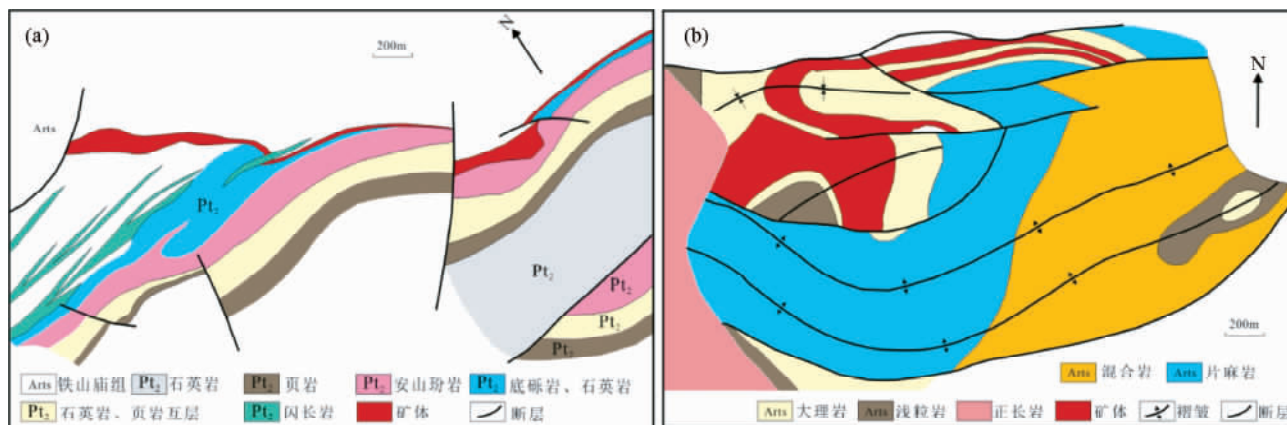


图2 铁山庙式铁矿地质图(据姚培慧, 1993 修改)

(a) 铁山庙矿区地质图; (b) 经山寺矿区地质图

Fig. 2 Geological map of Tieshanmiao-type iron deposit( modified after Yao *et al.*, 1993)

(a) Tieshanmiao mine; (b) Jingshansi mine

式背斜。断裂构造有三组: 近东西向、南北向、北东向。断裂构造破坏了地层、矿层的连续性。

## 2.2 矿床地质

舞阳铁山庙式铁矿矿体自北西(尚庙)至南东向(铁山庙)延伸(图1b)。包括尚庙-经山寺-冷岗矿段、铁古坑-铁山庙-石门郭矿段。尚庙-经山寺-冷岗矿段矿体直接围岩为稳定的厚层状大理岩, 矿体底板间接围岩为铁铝榴石斜长角闪片麻岩, 顶板间接围岩为浅粒岩。矿体呈似层状、扁豆状, 矿体由多个单层构成, 单层厚 1.06 ~ 31.68m, 总厚 4.52 ~ 82.33m。平均品位  $Fe^T$  25.81%。矿区断裂、褶皱发育(图2b), 矿体赋存在背斜核部, 受次一级褶皱影响, 矿体展布及产状变化大; 铁古坑-铁山庙-石门郭矿段矿体直接围岩为大理岩, 但不稳定, 间接围岩为条带状混合岩(基体由黑云斜长片麻岩、斜长角闪片麻岩组成)。矿体呈似层状, 长 3300m, 宽 500 ~ 900m, 厚 3.15 ~ 93.93m, 平均厚 28.15m。平均品位  $Fe^T$  29.15%。矿区断裂构造发育(图2a), 矿体赋存在复式背斜南翼, 地层倾向南西, 倾向约  $27^\circ \sim 49^\circ$ , 矿层产状与地层一致。近东西向断裂切割石门郭与铁山庙矿体, 倾向南, 倾向角  $65^\circ$ , 北东向断裂穿切铁古坑矿体西侧, 倾向北西, 陡倾  $70^\circ$ 。

铁山庙式铁矿矿石由磁铁矿、辉石、石英、方解石、角闪石、黑云母等矿物组成, 具中-粗粒变晶结构, 条带状、条状和块状构造。尚庙-经山寺-冷岗矿段矿石类型有条带状石英-辉石-磁铁矿、块状辉石-磁铁矿和块状石英-磁铁矿; 铁古坑-铁山庙-石门郭矿段矿石类型有条带状石英-辉石-磁铁矿和块状辉石-磁铁矿。两矿段总条带状石英(辉石)-磁铁矿矿石约占储量的 60%, 含铁品位较高; 块状石英-磁铁矿矿石较少; 块状辉石-磁铁矿矿石约占储量 32%, 含镁铁硅酸盐矿物含量较高, 不含石英。

条带状石英-辉石-磁铁矿矿石(图3d, g): 条带状构造, 原生条带被后期变质作用改造显得不完整, 且不同条带之间磁铁矿分布无截然界限。粒状变晶结构, 主要由石英、磁铁矿、辉石及少量角闪石组成。石英呈粒状-不规则状, 粒径  $50 \sim 400\mu m$ , 含量约 20% ~ 30%。石英颗粒中包含原生的细粒磁铁矿( $8 \sim 30\mu m$ )。而在石英颗粒边界间磁铁矿粒度较大, 属于后期变质重结晶; 磁铁矿呈粒状-不规则状, 粒径  $10 \sim 160\mu m$ , 含量约 20% ~ 40%, 半自形-他形; 辉石呈粒状-不规则状, 粒径  $100 \sim 500\mu m$ , 颗粒粗大, 与磁铁矿构成辉石-磁铁矿条带, 含量约 20% ~ 30%。

块状辉石-磁铁矿矿石(图3e, h): 块状构造, 粒状变晶结构, 主要矿物有磁铁矿、辉石以及极少量的碳酸盐矿物。磁铁矿呈粒状-不规则状, 粒径  $50 \sim 100\mu m$ , 含量约 15% ~ 30%, 半自形-他形, 分布在辉石颗粒接触空隙中或者辉石颗粒内部; 辉石呈粒状-不规则状, 颗粒粗大, 粒径  $200 \sim 600\mu m$ , 含量约 40% ~ 60%。镜下辉石深绿色-浅黄红色, 多色性明显。

块状石英-磁铁矿矿石(图3f, i): 手标本上呈灰黑色, 块状构造, 粒状变晶结构, 主要矿物有石英、磁铁矿以及碳酸盐矿物。石英呈粒状-不规则状, 粒径  $30 \sim 200\mu m$ , 含量约 30% ~ 40%; 磁铁矿呈粒状-不规则状, 粒径  $50 \sim 200\mu m$ , 含量约 20% ~ 40%, 半自形-他形, 与石英相互包含、镶嵌; 碳酸盐矿物呈不规则状, 含量约 5% ~ 15%。

## 3 样品与分析结果

本文以铁山庙式铁矿中的条带状矿石、块状矿石为主要研究对象。条带状石英-辉石-磁铁矿、块状辉石-磁铁矿采自铁山庙组中-下部, 而块状石英-磁铁矿采自铁山庙组上部。

本论文中磁铁矿、辉石的电子探针分析在中国科学院地



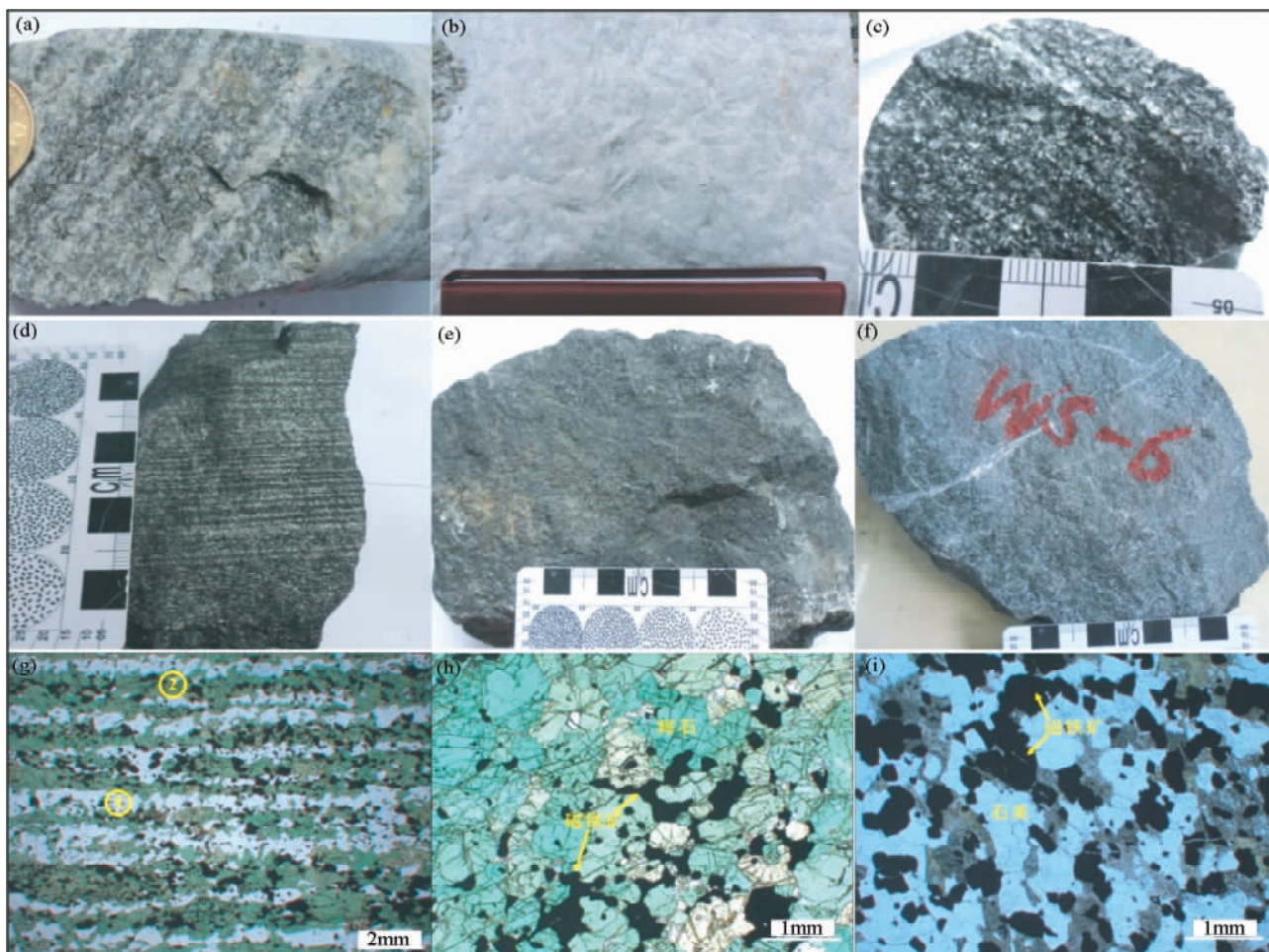


图3 铁山庙式铁矿围岩 (a-c)、矿石手标本 (d-f) 及显微 (g-i) 照片

(a) 条带状混合岩; (b) 斑花状大理岩; (c) 斜长角闪片麻岩; (d) 条带状石英-辉石-磁铁矿矿石; (e) 块状辉石-磁铁矿矿石; (f) 块状石英-磁铁矿矿石; (g) 条带状石英-辉石-磁铁矿矿石 (单偏光) ①是石英条带, 含少量磁铁矿, ②是辉石-磁铁矿条带; (h) 块状辉石-磁铁矿矿石 (单偏光); (i) 块状石英-磁铁矿矿石 (单偏光)

Fig. 3 Hand specimens and micrographs of host rocks and ores from Tieshanmiao-type iron deposit

Host rock: (a) banded migmatite; (b) marble; (c) amphibolite gneiss. Ores: (d) banded quartz-pyroxene-magnetite ore; (e) massive pyroxene-magnetite ore; (f) massive quartz-magnetite ore; (g) banded quartz-pyroxene-magnetite ore (plane-polarized light), ①-quartz band with a few of magnetite, ②-pyroxene-magnetite band; (h) massive pyroxene-magnetite ore (plane-polarized light); (i) massive quartz-magnetite (plane-polarized light)

质与地球物理研究所电子探针实验室 JXA-8100 型电子探针上完成, 加速电压为 15kV, 加速电流 20nA, 束斑直径  $3\mu\text{m}$ 。全岩/矿石的主元素测试在核工业北京地质研究院分析测试中心完成, 采用 Phillips PW 2404 型 X 荧光光谱仪分析,  $\text{RSD} < 2\% \sim 3\%$ 。矿石微量及稀土元素分析由中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室完成, 称取 50mg 样品, 利用  $\text{HBr} + \text{HF} + \text{HNO}_3$  混合酸溶样法进行前处理以及电感耦合等离子质谱仪 (ICP-MS Element, Finnigan MAT) 测试,  $\text{RSD} < 2.5\%$ 。

### 3.1 矿物化学成分

磁铁矿和辉石单矿物的电子探针成分分析结果分别见

表 1、表 2。

不同类型矿石中磁铁矿的全铁含量用  $\text{FeO}^T$  表示。条带状石英-辉石-磁铁矿中磁铁矿的  $\text{FeO}^T$  含量  $90.6\% \sim 93.1\%$ , 平均  $91.8\%$ ; 块状辉石-磁铁矿中磁铁矿的  $\text{FeO}^T$  含量  $90.7\% \sim 91.2\%$ , 平均  $91.0\%$ ; 块状石英-磁铁矿中磁铁矿的  $\text{FeO}^T$  含量  $92.0\% \sim 93.0\%$ , 平均  $92.4\%$ 。与磁铁矿  $\text{FeO}^T$  的理论值 ( $93.1\%$ ) 偏差  $< 2\%$ 。图 4 显示这三种类型矿石中磁铁矿的主要成分无明显区别且除  $\text{FeO}^T$  之外, 其它元素如  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Cr}_2\text{O}_3$ 、 $\text{NiO}$  等含量均  $< 0.1\%$ , 表明该区磁铁矿为较纯的磁铁矿, 含杂质极少。这与沉积变质型铁矿床中的磁铁矿为“纯磁铁矿”, 且  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量极低等特征吻合 (Annersten, 1968; Rumble, 1973;

表1 不同类型铁矿石中磁铁矿电子探针分析结果( wt% )

Table 1 The composition of magnetite in different iron ores( wt% )

样品号	LJ-6	WTB-2	WL-11	WT-2	平均	LJ-2	WL-15	平均	WS-6	WS-7	平均
岩性	条带状石英-辉石-磁铁矿					块状辉石-磁铁矿			块状石英-磁铁矿		
SiO <sub>2</sub>	0.13	0.08	0.10	0.21	0.13	0.13	0.11	0.12	0.18	0.09	0.14
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.03	0.00	0.04	0.03	0.19	0.05	0.12	0.03	0.05	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.02	0.25	0.08	0.13	0.01	0.07	0.04	0.04	0.04
FeO <sup>T</sup>	93.1	90.6	90.8	92.4	91.8	91.2	90.7	91.0	92.0	93.0	92.4
MnO	0.12	0.08	0.13	0.13	0.12	0.05	0.04	0.05	0.14	0.08	0.11
MgO	0.00	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.05	0.03	0.03	0.01	0.02
CaO	0.00	0.03	0.01	0.04	0.02	0.06	0.11	0.09	0.03	0.00	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.12	0.04	0.00	0.05	0.05	0.01	0.03	0.04	0.05	0.04
K <sub>2</sub> O	0.00	0.05	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.05	0.02	0.06	0.04	0.07	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	93.52	91.08	91.16	93.19	92.33	91.90	91.14	91.59	92.55	93.37	92.86

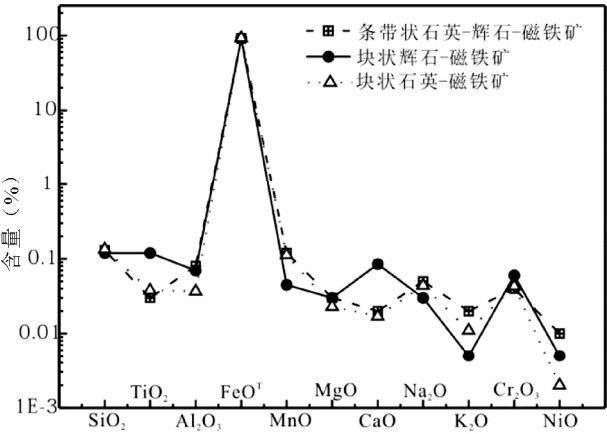


图4 铁山庙式不同类型矿石磁铁矿化学成分对比

Fig. 4 Comparison of average content of main constituent in magnetite of different types of iron ores from Tieshanmiao-type iron deposit

Dupuis and Beaudoin ,2011)。此外 ,对比前人( 徐国风和邵洁涟 ,1979; 林师整 ,1982; 陈光远等 ,1984) 给出的不同成因类型磁铁矿的主要成分 ,岩浆型磁铁矿以高 TiO<sub>2</sub> ( 3. 55% ~ 21. 72% ) 、MgO( 0. 38% ~ 7. 32% ) 、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( 1. 25% ~ 4. 60% ) 含量为特征; 矽卡岩型磁铁矿 MgO( 可高达 11. 51% ) 、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量较高; 沉积变质型磁铁矿 TiO<sub>2</sub> ( 平均 < 0. 1% ) 、MgO ( 0. 19% ~ 0. 55% ) 、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( 0. 02% ~ 0. 59% ) 、MnO ( 0. 02% ~ 0. 14% ) 含量均较低。据此 ,我们认为该区不同类型铁矿石中的磁铁矿均属沉积变质成因。

表2 显示了条带状石英-辉石-磁铁矿与块状辉石-磁铁矿矿石中的辉石电子探针成分分析结果及按 6 个 O 计算的阳离子数。两种类型矿石中的辉石均存在单斜辉石和斜方辉石 ,并以单斜辉石居多。矿石中的单斜辉石为铁普通辉石和铁次透辉石( 图5) ; 根据 En 和 Fs 二端元组分的不等量比 ( 表2) ,矿石中的斜方辉石为铁紫苏辉石 ( En<sub>50-30</sub> Fs<sub>50-70</sub> ) 和尤

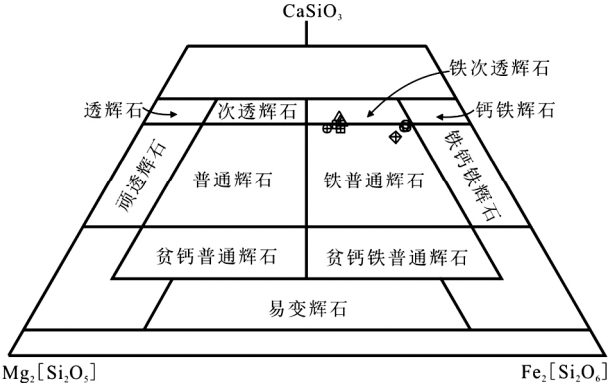


图5 单斜辉石命名图示( 底图据 Poldervaart and Hess , 1951)

空心表示块状辉石-磁铁矿; 十字填充表示条带状石英-辉石-磁铁矿

Fig. 5 Composition of clinopyroxene ( base map after Poldervaart and Hess ,1951)  
massive pyroxene-magnetite ore ( hollow ) ; banded quartz- pyroxene- magnetite ore ( center)

莱辉石 ( En<sub>30-40</sub> Fs<sub>70-90</sub> ) 。

图6 显示 ,条带状石英-辉石-磁铁矿与块状辉石-磁铁矿矿石中的单斜辉石和斜方辉石均属变质成因。此外 ,根据 Добрецов *et al.* ( 1971) 提出的辉石成因判别式( 这里的 Si、Al<sup>VI</sup>等都是对于 O 为 6000 时阳离子含量) 的计算结果 ,同样也表明辉石为变质成因:

①D( X) = - 183. 8 + 0. 0378Si + 0. 0113Al<sup>VI</sup> - 0. 054Ti + 0. 052Fe<sup>3+</sup> + 0. 0309Fe<sup>2+</sup> - 0. 023Mn + 0. 0218Mg + 0. 285Ca + 0. 0357Na

当 D( X) > 0 时 ,为二辉麻粒岩的单斜辉石; D( X) < 0 时 ,为岩浆成因的辉长岩类的单斜辉石。将表2 中单斜辉石的相关阳离子数代入计算 ,结果为 D( X) = 146 ~ 171 ,均 > 0 ,表明矿石中的单斜辉石为二辉麻粒岩的单斜辉石。

表 2 铁山庙式不同类型铁矿石中辉石电子探针分析结果( wt% )

Table 2 The composition of pyroxene in different iron ores from Tieshanmiao-type iron deposit( wt% )

样品号	LJ-6	WTB-2	WL-11	WT-2	LJ-2				WL-15		
岩性	条带状石英-辉石-磁铁矿				块状辉石-磁铁矿						
单斜辉石	铁普通辉石				铁普通辉石				次透辉石		
SiO <sub>2</sub>	51.8	51.8	52.1	50.7	50.2	50.0	49.3	49.6	51.1	52.0	51.5
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.30	0.19	0.26	0.72	1.07	1.12	1.14	1.18	0.59	0.57	0.52
FeO <sup>T</sup>	18.4	19.0	17.9	22.9	24.2	24.0	23.5	24.1	18.6	18.7	18.1
MnO	0.29	0.19	0.34	0.49	0.41	0.40	0.38	0.38	0.58	0.59	0.57
MgO	7.23	7.12	8.00	4.19	3.47	3.35	3.46	3.55	6.99	7.01	7.00
CaO	20.2	19.8	20.0	17.8	19.6	19.4	18.7	19.3	20.5	20.6	21.0
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	0.01	0.01
Na <sub>2</sub> O	1.64	1.70	1.54	2.55	1.60	1.74	2.01	1.85	1.29	1.25	1.30
NiO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.23	0.13	0.07	0.01	0.03	0.03
Total	99.89	99.83	100.16	99.39	100.57	100.30	98.68	100.07	99.67	100.76	100.05
按 6 个 O 计算的阳离子数											
Si	2.005	2.007	2.004	1.999	1.982	1.978	1.975	1.963	1.991	2.003	1.996
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Al <sup>IV</sup>	0.000	0.000	0.000	0.001	0.018	0.022	0.025	0.037	0.009	0.000	0.004
Al <sup>VI</sup>	0.014	0.008	0.012	0.032	0.031	0.030	0.029	0.018	0.018	0.026	0.020
Fe <sup>3+</sup>	0.099	0.104	0.094	0.163	0.109	0.118	0.152	0.157	0.088	0.060	0.079
Fe <sup>2+</sup>	0.496	0.512	0.480	0.594	0.689	0.676	0.634	0.641	0.516	0.544	0.509
Mn	0.010	0.006	0.011	0.016	0.014	0.013	0.013	0.013	0.019	0.019	0.019
Mg	0.417	0.411	0.458	0.246	0.204	0.198	0.206	0.209	0.405	0.403	0.405
Ca	0.826	0.822	0.825	0.753	0.830	0.822	0.803	0.817	0.856	0.851	0.870
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.123	0.128	0.115	0.195	0.122	0.134	0.156	0.141	0.097	0.093	0.097
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.004	0.002	0.000	0.001	0.001
En	22.47	22.16	24.53	13.90	11.07	10.81	11.41	11.40	21.52	21.48	21.52
Wo	45.70	44.29	44.13	42.50	44.96	44.98	44.40	44.46	45.42	45.33	46.26
Fs	32.52	33.56	31.34	43.60	43.98	44.21	44.19	44.14	33.06	33.20	32.22

样品号	LJ-6	WTB-2	WL-11	WT-2	LJ-2		WL-15				
岩性	条带状石英-辉石-磁铁矿				块状辉石-磁铁矿						
斜方辉石	尤来辉石				铁紫苏辉石						
SiO <sub>2</sub>	50.3	50.4	49.1	50.9	52.1	51.2	51.4	51.4	51.3		
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.11	0.08	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.09		
FeO <sup>T</sup>	41.5	40.3	39.6	40.8	34.1	32.7	33.0	33.0	32.6		
MnO	1.43	1.37	1.41	1.41	1.07	1.02	1.00	1.00	1.11		
MgO	9.62	9.34	9.58	9.40	15.2	14.8	14.6	14.6	14.5		
CaO	0.84	1.06	0.71	0.82	0.59	0.62	0.55	0.55	0.65		
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01		
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.06	0.07	0.00	0.03	0.00	0.04	0.04	0.10		
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.05	0.11	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.10		
Total	103.91	102.71	100.71	103.43	103.20	100.43	100.65	100.65	100.49		
按 6 个 O 计算的阳离子数											
Si	1.979	2.003	1.988	2.011	1.985	2.004	2.010	2.010	2.007		
Ti	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001		
Al <sup>IV</sup>	0.004	0.000	0.004	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000		
Al <sup>VI</sup>	0.000	0.005	0.000	0.003	0.000	0.003	0.003	0.003	0.004		
Fe <sub>IV</sub> <sup>3+</sup>	0.016	0.000	0.009	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000		

续表 2  
Continued Table 2

样品号	LJ-6	WTB-2	WL-11	WT-2	LJ-2		WL-15	
岩性	条带状石英-辉石-磁铁矿				块状辉石-磁铁矿			
斜方辉石	尤莱辉石				铁紫苏辉石			
Fe <sup>3+</sup> <sub>VI</sub>	0.022	0.000	0.014	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	1.325	1.339	1.318	1.349	1.058	1.072	1.078	1.067
Mn	0.048	0.046	0.048	0.047	0.034	0.034	0.033	0.037
Mg	0.564	0.553	0.578	0.553	0.863	0.862	0.850	0.846
Ca	0.035	0.045	0.031	0.035	0.024	0.026	0.023	0.027
K	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Na	0.003	0.005	0.005	0.000	0.002	0.000	0.003	0.008
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003
En	28.06	27.89	28.93	27.89	42.97	43.24	42.83	42.81
Wo	1.75	2.28	1.54	1.75	1.20	1.30	1.17	1.37
Fs	70.19	69.83	69.53	70.36	55.83	55.46	56.01	55.83

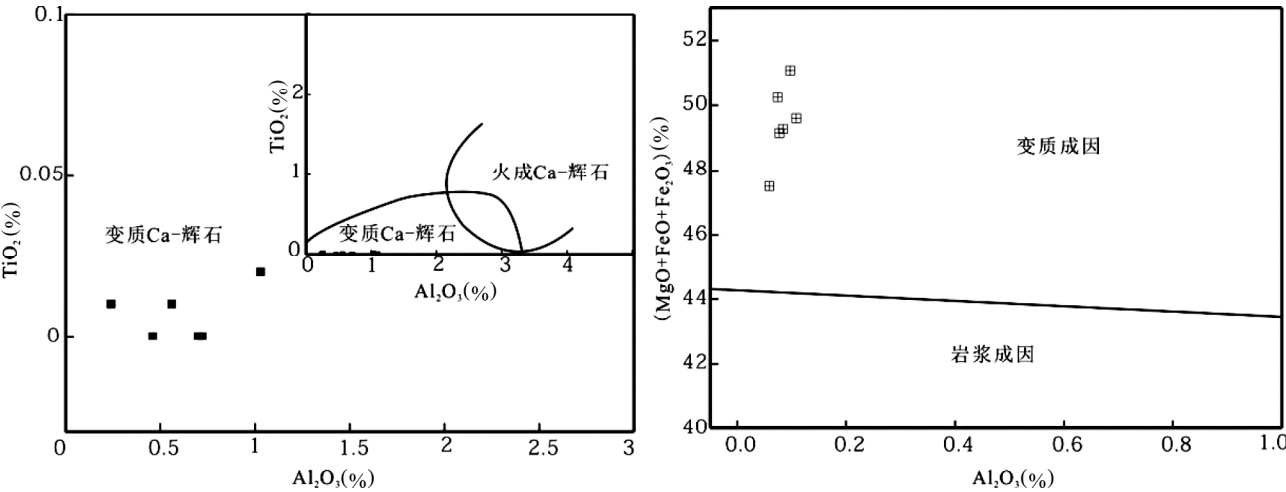


图 6 单斜辉石成因图解 (a 据 Vejnax ,1975) 和斜方辉石成因图解 (b 据 Bhattacharyya ,1971)  
Fig.6 The origin diagram of clinopyroxene ( a , after Vejnax ,1975) and the origin diagram of orthopyroxene ( b , after Bhattacharyya ,1971)

②  $D(X) = 0.0596Al^{IV} + 0.0166Fe^{3+} + 0.0212Fe^{2+} + 0.016Mn - 0.0051Mg + 0.0009Na - 13.5$

当  $D(X) > 0$  时,为麻粒岩相的斜方辉石;  $D(X) < 0$  时,为岩浆成因的辉长岩类的斜方辉石。将表 2 中斜方辉石的相关阳离子数代入计算,结果为  $D(X) = 5 \sim 13$ ,均  $> 0$ ,表明矿石中的斜方辉石为麻粒岩相的斜方辉石。

③  $D(X) = -4282 + 0.683Si + 2.192Al^{VI} + 2.181Fe^{3+} + 1.44Fe^{2+} + 1.455Mn + 1.422Mg + 1.427Ca + 0.77(Na + K)$

当  $D(X) > 0$  时,属于高温的辉石麻粒岩亚相的斜方辉石;  $D(X) < 0$  时,属于较低温的角闪-麻粒岩亚相的斜方辉石。将表 2 中斜方辉石的相关阳离子数代入计算,结果为  $D(X) = -3 \sim -44$ ,均  $< 0$ ,表明矿石中的斜方辉石为较低温的角闪-麻粒岩亚相的斜方辉石。

结合近矿围岩中存在紫苏辉石-长石-石英矿物组合(图

7) 标志着该区遭受了高级变质作用,极有可能达到麻粒岩相变质,排除了矿石中的辉石属于岩浆成因的可能。

3.2 矿石地球化学特征

全岩/矿石的主微量元素分析结果见表 3。不同类型矿石的主量元素含量对比如图 8a。三种类型矿石中  $SiO_2$ 、 $TiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $P_2O_5$  的含量相当;条带状石英-辉石-磁铁矿与块状石英-磁铁矿矿石的  $Fe_2O_3^T$  (代表矿石中全铁)含量稍高,分别平均达到 43.1% 和 44.9%,而块状辉石-磁铁矿矿石的  $Fe_2O_3^T$  含量平均约 33.9%;块状辉石-磁铁矿矿石中的  $MgO$ 、 $MnO$ 、 $CaO$  含量较其它二者的高,尤其是  $CaO$  平均达到 15% 左右,而条带状石英-辉石-磁铁矿和块状石英-磁铁矿矿石中仅约 5% ~ 7%。块状辉石-磁铁矿矿石中  $Fe_2O_3^T$  含量稍低、



表3 铁山庙式不同类型铁矿石主量元素( wt% )、微量元素(  $\times 10^{-6}$  ) 分析结果

Table 3 Major( wt% ) and trace (  $\times 10^{-6}$  ) elements contents of different iron ores from Tieshanmiao-type iron deposit

样品号	LJ-6	WTB-2	WL-11	WT-2	LJ-2	WL-15	WS-6	WS-7	样品号	LJ-6	WTB-2	WL-11	WT-2	LJ-2	WL-15	WS-6	WS-7
岩性	条带状石英-辉石-磁铁矿				块状辉石-磁铁矿		块状石英-磁铁矿		岩性	条带状石英-辉石-磁铁矿				块状辉石-磁铁矿		块状石英-磁铁矿	
SiO <sub>2</sub>	45.1	46.4	43.2	46.1	40.9	45.6	47.5	45.9	Pb	0.48	-0.14	0.43	1.18	0.16	2.93	27.7	99.5
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	Th	0.37	0.02	0.14	0.11	0.20	0.19	0.26	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.65	0.74	0.37	0.62	0.56	0.51	0.62	0.46	U	0.11	0.00	0.10	0.17	0.14	0.15	0.34	0.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	42.2	42.5	46.2	41.6	39.6	28.1	43.1	46.7	Sr/Ba	4.46	32.6	2.36	30.6	14.7	4.65	28.8	33.4
FeO	11.0	11.4	10.3	9.81	14.6	2.85	14.2	10.6	La	1.93	1.05	1.40	1.54	0.79	2.26	0.60	3.05
MnO	0.13	0.19	0.10	0.21	0.25	0.47	0.28	0.21	Ce	3.10	1.65	2.55	2.24	1.43	3.36	0.78	3.71
MgO	3.04	2.47	2.42	2.80	3.16	5.90	2.01	1.60	Pr	0.41	0.21	0.33	0.27	0.21	0.41	0.13	0.44
CaO	6.80	5.84	5.65	6.82	12.8	17.9	3.91	3.16	Nd	1.58	0.90	1.36	0.97	0.92	1.45	0.61	1.57
Na <sub>2</sub> O	0.45	0.76	0.99	0.65	1.27	0.83	<0.01	<0.01	Sm	0.30	0.13	0.21	0.17	0.18	0.23	0.12	0.26
K <sub>2</sub> O	0.37	0.03	0.02	0.01	0.02	0.07	0.02	0.02	Eu	0.12	0.05	0.08	0.08	0.06	0.10	0.04	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.06	Gd	0.37	0.18	0.26	0.18	0.20	0.24	0.16	0.32
LOI	0.77	0.80	0.72	0.69	1.02	0.20	2.00	1.27	Tb	0.06	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.06
Total	99.57	99.77	99.71	99.53	99.61	99.63	99.48	99.40	Dy	0.41	0.23	0.30	0.17	0.24	0.25	0.23	0.37
Sc	0.70	0.25	0.78	1.16	2.09	1.28	5.53	0.18	Y	4.50	2.16	2.72	1.62	2.59	2.77	1.79	4.13
V <sup>#</sup>	4.21	1.73	2.83	4.30	2.97	3.44	10.1	4.59	Ho	0.10	0.04	0.06	0.04	0.06	0.06	0.04	0.09
Cr <sup>#</sup>	163	147	116	150	46.9	52.8	158	167	Er	0.32	0.12	0.18	0.12	0.18	0.18	0.12	0.26
Co	1.95	1.71	1.41	2.00	1.30	1.40	2.10	2.23	Tm	0.05	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.04
Ni <sup>#</sup>	8.01	4.12	3.74	13.8	4.73	6.36	5.27	9.03	Yb	0.34	0.11	0.13	0.11	0.20	0.19	0.09	0.28
Cu <sup>#</sup>	1.97	1.26	0.93	2.03	0.90	2.13	5.34	2.65	Lu	0.06	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04
Zn <sup>#</sup>	5.95	3.15	4.30	8.79	3.76	9.33	82.6	162	ΣREE + Y	13.64	6.89	9.64	7.58	7.14	11.61	4.77	14.69
Ga	0.84	0.12	0.65	0.60	1.16	0.75	1.00	1.44	La/Yb	0.41	0.74	0.80	1.00	0.29	0.87	0.48	0.82
Rb <sup>#</sup>	17.2	0.09	1.31	0.46	2.57	2.77	0.49	2.08	La/La <sup>*</sup>	1.14	1.47	1.14	1.18	1.24	1.10	1.89	1.44
Sr	45.3	43.4	14.0	46.5	56.8	34.8	37.6	46.0	Ce/Ce <sup>*</sup>	0.81	0.81	0.87	0.79	0.82	0.80	0.64	0.72
Zr	3.09	1.39	2.44	1.94	4.32	3.60	3.26	1.94	Eu/Eu <sup>*</sup>	1.82	1.93	1.84	2.23	1.39	2.17	1.47	1.30
Nb	0.26	0.01	0.15	0.71	0.53	0.21	0.17	0.24	Y/Y <sup>*</sup>	1.74	1.75	1.64	1.53	1.79	1.78	1.47	1.84
Ba <sup>#</sup>	10.2	1.33	5.92	1.52	3.86	7.48	1.31	1.38	Y/Ho	43.3	51.3	46.1	39.7	46.2	45.6	44.7	47.3
Hf	0.09	0.03	0.06	0.05	0.09	0.08	0.08	0.05									
Ta <sup>#</sup>	0.02	0.00	0.01	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02									

注: 带“#”的元素值供参考;  $(La/La^*)_{PAAS} = La_{PAAS} / (3 \times Pr_{PAAS} - 2 \times Nd_{PAAS})$ ;  $(Ce/Ce^*)_{PAAS} = Ce_{PAAS} / (2 \times Pr_{PAAS} - Nd_{PAAS})$  ( Bolhar *et al.* , 2004);  $(Eu/Eu^*)_{PAAS} = Eu_{PAAS} / (0.67 \times Sm_{PAAS} + 0.33 \times Tb_{PAAS})$  ( Bau and Dulsk , 1996);  $(Y/Y^*)_{PAAS} = 2Y_{PAAS} / (Dy_{PAAS} + Ho_{PAAS})$  ( Bolhar *et al.* , 2004); 标准化数据引自( McLennan , 1989); PAAS 是太古宙平均澳大利亚沉积岩

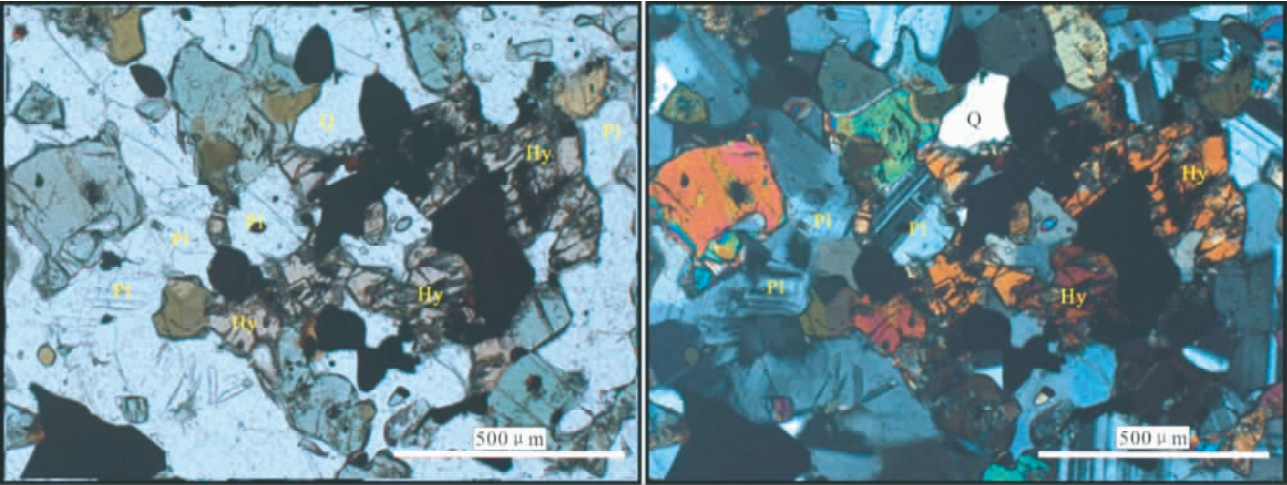


图7 铁山庙式铁矿由紫苏辉石-长石-石英组成的近矿围岩矿物组合  
Fig.7 Assemblages of host rock near orebody ( Hypersthene( Hy) + Plagioclase( Pl) + Quartz( Q) )

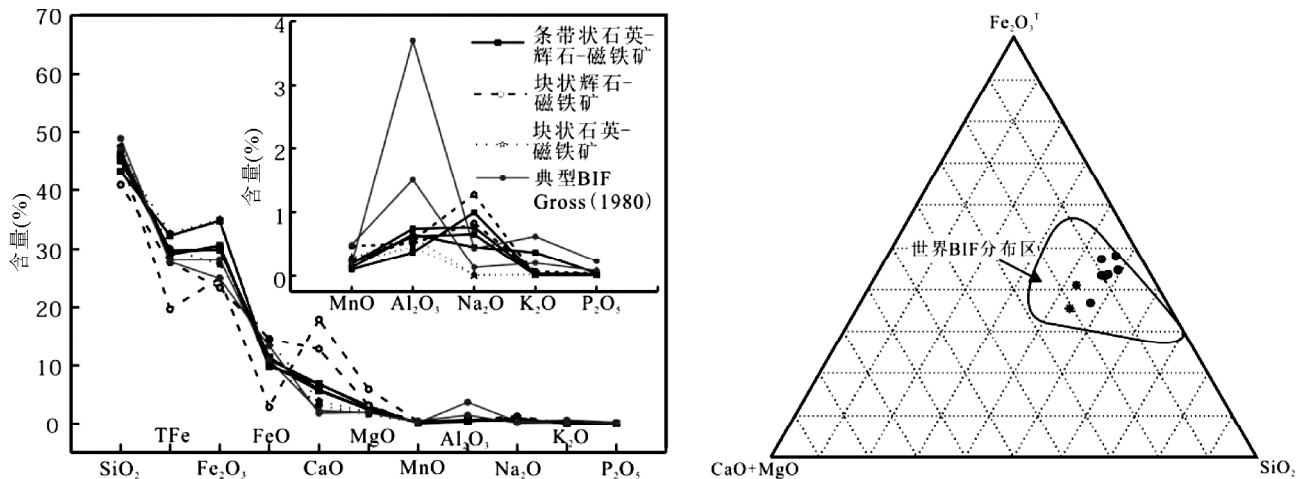


图8 铁山庙式不同类型铁矿石主量元素分布图(a)和矿石  $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}-\text{SiO}_2$  图解(b,底图据 Lepp and Goldich, 1964)

Fig. 8 Major elements of different iron ores (a) and  $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}-\text{SiO}_2$  variation diagram for iron ores (b, base map after Lepp and Goldich, 1964) from Tieshanmiao-type iron deposit

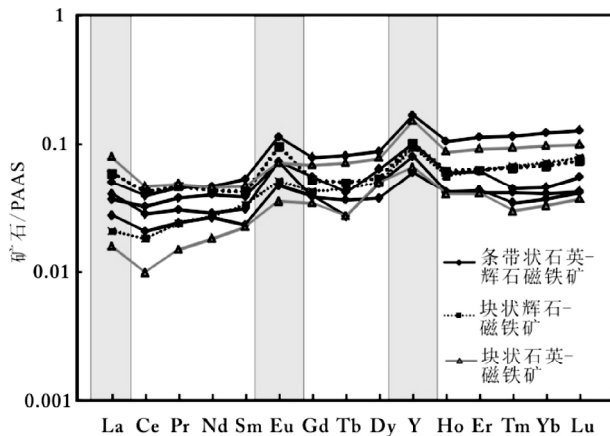


图9 铁山庙式铁矿矿石稀土元素 PAAS 标准化配分图

Fig. 9 PAAS-normalized rare earth elements of different iron ores

CaO 含量高是由于矿石中富含铁普通辉石和次透辉石、贫磁铁矿所致。

表4显示不同类型矿石的稀土总量( $\sum \text{REE} + \text{Y}$ )相当,变化范围  $4.77 \times 10^{-6} \sim 14.59 \times 10^{-6}$ ,平均为  $9.49 \times 10^{-6}$ 。用 PAAS 对铁矿石稀土元素标准化后,三种类型矿石的稀土配分型式(图9)较为一致,均显示富集重稀土[( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>PAAS</sub> = 0.29 ~ 0.995 < 1],具有明显的 La 正异常 [ $\text{La}/\text{La}^* = 1.10 \sim 1.89$ ],Eu 正异常 [ $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.30 \sim 2.23$ ],较强的 Y 正异常 [ $\text{Y}/\text{Y}^* = 1.47 \sim 1.84$ ]及较强的 Ce 负异常 [ $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.64 \sim 0.87$ ],Y/Ho 比值均较大,为 39.7 ~ 51.3,平均约 45。

将以上不同类型矿石的全岩/矿主量元素丰度,与世界上典型 BIF 的主量元素含量、分布趋势进行对比,其特征极为相似(图8a)。在  $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}-\text{SiO}_2$  图解中,本文中矿石的数据均落在统计的世界 BIF 主量元素分布范围内(图8b),

表明三种类型矿石均具有 BIF 型矿石的主量元素分布特征。其次,矿石稀土总量( $\sum \text{REE} + \text{Y}$ )较低,不同类型矿石均具有轻稀土亏损、重稀土富集、正的  $\text{La}/\text{La}^*_{\text{PAAS}}$ 、 $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}}$ 、 $\text{Y}/\text{Y}^*_{\text{PAAS}}$  异常。现代海水的( $\text{REE} + \text{Y}$ )配分型式显示重稀土富集、La、Y 正异常特征(Zhang *et al.*, 1994; Elderfield *et al.*, 1988; Sholkovitz *et al.*, 1994; Nozaki *et al.*, 1997),洋脊热液 REE 配分型式具有显著的正 Eu 异常(Bau and Dulski, 1999),从而指示不同类型矿石中稀土元素可能来自海水与海底高温热液的混合溶液。据报道,热液 Y/Ho 比值约 26,海水的 Y/Ho 比值为 44 ~ 74(Byrne and Lee, 1993; Nozaki *et al.*, 1997; Bau and Dulski, 1999; Bolhar *et al.*, 2004),本文中矿石 Y/Ho 比值(约 45)与海水更为接近。因此,铁山庙式铁矿属于 BIF 型铁矿。

沈其韩等(2009)的研究工作表明,一些微量元素比值具有一定的成因指示意义。Sr/Ba 比值可区别海相-热液沉积物与陆源沉积岩,前者一般大于 1,后者小于 1,本文中不同类型矿石的 Sr/Ba 比值 2.36 ~ 33.6,均大于 1,与海相-热液沉积物 Sr/Ba 比值一致。Shaw(1980)报道一些过渡金属元素(如 Sc、V、Cr、Co、Cu)含量也可指示不同物源,陆源物质中 Sc( $> 10 \times 10^{-6}$ )、V( $> 50 \times 10^{-6}$ )、Cr( $> 100 \times 10^{-6}$ )、Co( $> 20 \times 10^{-6}$ )、Cu( $> 10 \times 10^{-6}$ )含量一般较高,而本文矿石中这三种元素含量均比较低。因此,铁山庙式铁矿物质来源为海水与海底热液的混合。

## 4 成因讨论

### 4.1 铁山庙式铁矿的成因

关于 BIF 型铁矿的成因讨论,包括硅、铁质的物质来源、硅铁条带的形成机制、铁质的沉淀机制及发生沉积作用的古海洋环境等。本文主要讨论铁山庙式 BIF 沉积的古海洋环

表 4 铁山庙式不同类型矿石稀土元素特征值

Table 4 Property parameters of REE of different iron ores from Tieshanmiao-type iron deposit

矿石类型	条带状石英-辉石-磁铁矿	块状辉石-磁铁矿	块状石英-磁铁矿	总体
$\Sigma \text{REE} + \text{Y} (\times 10^{-6})$	6.89 ~ 13.64	7.14 ~ 11.61	4.77 ~ 14.69	4.77 ~ 14.69
平均稀土总量( $\times 10^{-6}$ )	9.44	9.37	9.73	9.49
(La/Yb) <sub>PAAS</sub>	0.41 ~ 1.00	0.29 ~ 0.87	0.48 ~ 0.82	0.29 ~ 1.00
La/La*	1.14 ~ 1.47	1.10 ~ 1.24	1.44 ~ 1.89	1.10 ~ 1.89
Eu/Eu*	1.82 ~ 2.23	1.39 ~ 2.17	1.30 ~ 1.47	1.30 ~ 2.23
Y/Y*	1.53 ~ 1.75	1.78 ~ 1.79	1.47 ~ 1.84	1.47 ~ 1.84
Ce/Ce*	0.79 ~ 0.87	0.80 ~ 0.82	0.64 ~ 0.72	0.64 ~ 0.87
Y/Ho	39.7 ~ 51.3	45.6 ~ 46.2	44.7 ~ 47.3	39.7 ~ 51.3
平均值 Y/Ho	45.1	45.9	46.0	45.5

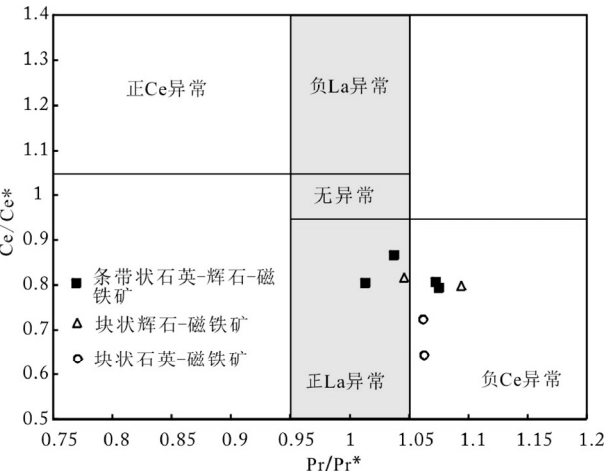


图 10 Ce 异常判别图解(底图据 Bau and Dulski, 1996)

Fig. 10 Ce/Ce\* -Pr/Pr\* discrimination diagram for Ce anomaly( base map after Bau and Dulski, 1996)

境及矿石中硅、铁质的物质来源。

Ce 是海洋环境中一个重要的具有氧化还原反应转变的稀土元素。氧化的海水环境,  $\text{Ce}^{3+}$  会发生氧化转变为  $\text{Ce}^{4+}$ , 大大降低了 Ce 的溶解度, 使其优先迁移到 Mn-Fe 的氢氧化物、有机物质及粘土颗粒上( Byrne and Sholkovitz, 1996), 表现出强烈的负 Ce 异常(经 PAAS 标准化)。相反, 低氧和缺氧海水中, 由于沉积的富 Mn-Fe 颗粒发生还原性溶解, 因而缺少显著的负 Ce 异常( German and Elderfield, 1990; Byrne and Sholkovitz, 1996)。因此, Ce 异常可有效地判别古海洋的氧化还原状态。对于 BIF 发生沉积作用的古海洋环境, 目前大多数学者通过研究矿石中 Ce 的无异常普遍认为是一种缺氧的环境( Bau and Dulski, 1996; Bekker *et al.*, 2010)。Bau and Dulski( 1996) 提出使用  $\text{Ce}/\text{Ce}^* - \text{Pr}/\text{Pr}^*$  图解可剔除 La 异常的影响, 从而能够判别真正的 Ce 异常。图 10 显示铁山庙式 BIF 矿石中多数为 Ce 负异常, 少数为 Ce 无异常, 表明铁山庙式 BIF 沉积时的古海水部分水体含氧、部分水体缺氧, 可能存在分层现象。这与人普遍认为的缺氧环境有别。因此, 我们有必要结合矿体赋存的围岩序列进行分析。铁山庙式 BIF 赋存的变质围岩原岩的属性虽存有较大争议, 但多

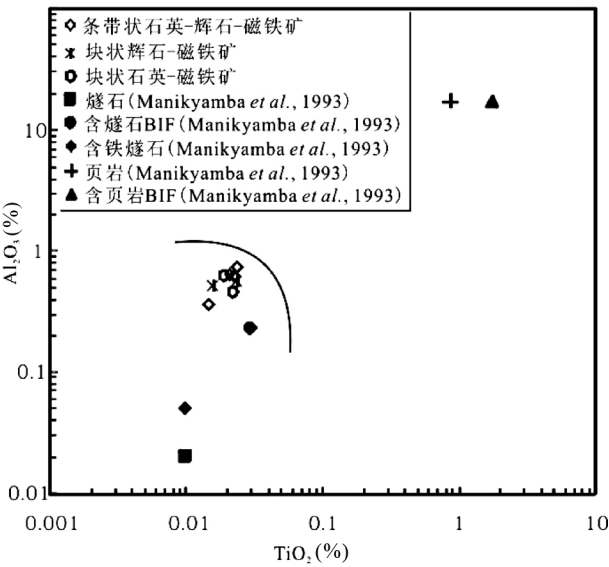


图 11 矿石  $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$  含量变化图

Fig. 11  $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$  variation diagram for iron ore

数学者通过矿物学及全岩岩石化学特征分析, 认为舞阳地区太华杂岩底部赵寨庄组中的斜长角闪片麻岩原岩为拉斑玄武岩, 黑云斜长片麻岩原岩为中酸性火山岩; 铁山庙组中斜长角闪片麻岩原岩是含铁白云质泥灰岩, 白云质大理岩原岩为白云岩及含灰质白云岩, 钙镁硅酸盐岩原岩为白云质泥灰岩; 杨树湾组中含石墨片麻岩原岩为砂质粘土岩, 含石墨大理岩原岩为石灰岩, 含石墨钙镁硅酸盐岩原岩为白云质泥灰岩。整体上, 底部是一套火山岩, 中部是一套碳酸盐岩沉积建造, 顶部是一套碎屑沉积岩( 涂绍雄等, 1981; 李达周, 1980)。铁山庙式铁矿赋存直接围岩为白云质大理岩, 间接围岩为斜长角闪片麻岩, 根据前人研究成果, 那么属于中部碳酸盐岩沉积建造。此外, 我们结合铁山庙式 BIF 矿石的地球化学性质进行讨论。Gross and Mcleod( 1980) 对比分析了 Algoma 型 BIF 与 Lake Superior 型 BIF 不同相矿石的全岩/矿主量、微量元素特征( 表 5), 其结果显示碳酸盐相 BIF 具有富  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  的特征, 而本文中三种类型矿石全岩/矿主量元素具有类似特征, 推测三种类型矿石原岩可能属碳酸盐相 BIF。

表5 BIF 型铁矿石主量元素(wt%)

Table 5 Major( wt%) elements contents of Banded iron deposit

样品号	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	参考文献
氧化物相	Algoma	3.00	41.1	13.0	1.53	1.51	0.31	0.58	0.21
	Lake Superior	1.39	44.5	8.20	1.24	1.58	0.12	0.14	0.06
硅酸盐相	Algoma	7.56	36.1	18.1	3.89	0.83	0.05	0.41	0.42
	Lake Superior	2.41	26.7	16.3	2.73	2.40	0.20	0.63	0.1
碳酸盐相	Algoma	6.07	20.0	15.0	5.54	1.78	1.07	0.86	0.44
	Lake Superior	1.40	28.5	21.2	4.54	5.12	0.15	0.15	0.15
硫化物相	Algoma	6.23	27.7	14.6	2.42	2.27	0.91	0.73	0.17
条带状石英-辉石-磁铁矿	LJ-6	0.65	42.2	11.0	3.04	6.80	0.45	0.37	0.04
块状辉石-磁铁矿	WTB-2	0.74	42.5	11.4	2.47	5.84	0.76	0.03	0.02
块状石英-磁铁矿	LJ-2	0.56	39.6	14.6	3.16	12.8	1.27	0.02	0.01
块状石英-磁铁矿	WL-45	0.51	28.1	2.85	5.90	17.9	0.83	0.07	0.03
块状石英-磁铁矿	WS-6	0.62	43.1	14.2	2.01	3.91	<0.01	0.02	0.02
块状石英-磁铁矿	WS-7	0.46	46.7	10.6	1.60	3.16	<0.01	0.02	0.06

Gross and Mcleod( 1980)

本文



图12 BIF 型铁矿石中不同变质带稳定矿物组合( 据 Klein ,1983)

Fig. 12 Relative stabilities of minerals in metamorphosed iron-formations as a function of metamorphic zones ( after Klein ,1983)

TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 图解( 图 11) 显示 ,TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量都极低 ,与含燧石 BIF 相当 ,而与含页岩 BIF 相差甚远 ,说明该区成岩成矿过程中未受到碎屑物质的混染。Eu 正异常 [Eu/Eu\* = 1.30 ~ 2.23] 较低及 Y/Ho( 39.7 ~ 51.3) 更接近海水组成 ,进而说明距离火山喷气热液口较远( Peter ,2003) 。因此 ,以上特征说明铁山庙式 BIF 的沉积环境可能为浅-滨海大陆架环

境 ,沉积时浅部水体具有有氧、缺氧分层现象。该推测结论仍需后续年代学证据的支持。

关于 BIF 中硅、铁质的物质来源 ,目前主要存在以下几种观点。多数学者依据具有海水特征的 REE + Y 配分型式及 Eu 正异常的特征认为硅、铁质均来自洋脊热液与海水一定程度的混合( Dymek and Klein ,1988; Beukes and Klein ,1990; Klein and Beukes ,1992) 。Shimizu *et al.* ( 1990) 通过 Nd 同位素示踪铁质( 正的 ε<sub>Nd</sub> 值) 可能是来自亏损地幔; Manikyamba *et al.* ( 1993) 依据具有海水特征的 REE + Y 配分型式、Eu 正异常的特征及主量元素中 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量高于 15% ,认为大部分硅、铁质均来自洋脊热液与海水一定程度的混合 ,少部分来自陆壳岩石的风化 ,属热液、海水及陆壳混合多来源; Hamade *et al.* ( 2003) 认为矿石中 Ge/Si 比值稳定 ,可示踪 Si 的物源 ,据此认为硅、铁质的来源不同 ,铁质来自热液 ,硅质来自陆壳岩石的风化。舞阳铁山庙式 BIF 矿石的主量及微量元素特征显示 ,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量极低( <0.75% ) ,这排除了陆源碎屑物质的加入。REE + Y 配分型式明显具有轻稀土亏损、重稀土富集、正的 La、Eu 及 Y 的异常 ,此外利用 Bolhar *et al.* ( 2004) 和 Bau and Dulsk( 1996) 提出的 La、Y 及 Eu 的异常计算公式 ,得出 La/La\*<sub>PAAS</sub> ( 1.10 ~ 1.89) 、Eu/Eu\*<sub>PAAS</sub> ( 1.30 ~ 2.23) 及 Y/Y\*<sub>PAAS</sub> ( 1.47 ~ 1.84) 具有明显的正异常。支持硅、铁质均来自海底热液与海水的混合。

4.2 不同类型矿石的成因联系

华北克拉通上分布的 BIF 型铁矿 ,绝大多数经历了高级绿片岩相-中级角闪岩相变质作用改造 ,脉石矿物中除石英之外多含有其它矿物如绿泥石、角闪石 ,而舞阳铁矿可能遭受中高级变质作用 ,含有辉石和少量角闪石。Klein( 1983) 给出了 BIF 型铁矿遭受不同级别变质作用的矿物共生组合( 图 12) ,显示当 BIF 矿石中出现变质成因辉石时 ,变质级别已经达到高级变质作用。前人对于舞阳地区变质作用进行了大量研究 ,提出了较为一致的看法。孙枢等( 1985) 提到舞



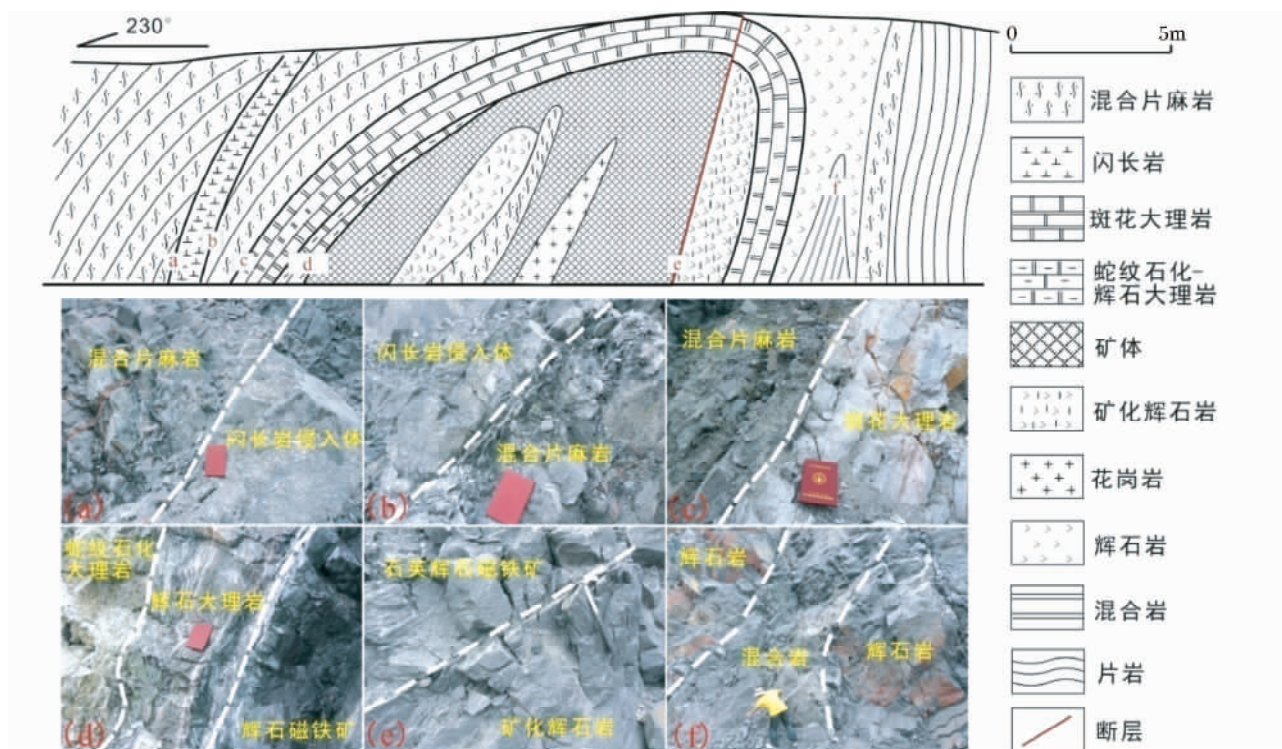


图 13 舞阳铁古坑矿体与围岩剖面图

矿体从左至右从块状辉石-磁铁矿逐渐过渡到条带状石英-辉石-磁铁矿,其中穿插少量石英脉

Fig. 13 Geological profile of ore body and wall rock of Tiegukeng iron deposit mining area in Wuyang region

No sharply contact relationship between massive pyroxene-magnetite and banded quartz-pyroxene-magnetite ore

阳地区变质程度普遍为铁铝榴石角闪岩相,局部向麻粒岩相过渡。孙勇(1985)认为华北南缘太华杂岩属于高级变质带。从柏林等(1978)依据黑云母-石榴石共生矿物对的铁分配系数位于上部角闪岩相到麻粒岩相范围内,认为舞阳地区变质程度达上部角闪岩相。涂绍雄(1984)通过分析黑云母-石榴石和角闪石-石榴石共生矿物对的铁分配系数,认为鲁山-舞阳地区变质程度较高。本文研究结果显示,舞阳铁山庙式铁矿矿石中含有大量变质成因的辉石,包括单斜辉石和斜方辉石,其中以单斜辉石居多。根据 Добрецов *et al.* (1971) 提出的辉石成因判别式,舞阳铁山庙式铁矿矿石中的辉石属于麻粒岩相辉石。结合近矿围岩中存在的紫苏辉石-长石-石英矿物组合,表明舞阳地区遭受了高级变质作用,铁山庙式 BIF 同样也遭受角闪岩相-麻粒岩相的中高级变质作用。

Trendal and Morris(1983)认为遭受高级变质作用的铁建造通常以含大量斜方-单斜辉石等无水矿物为特征,当矿石中仍以石英、磁铁矿为主,并且矿石中出现石榴子石、长石、碳酸盐矿物,那么这种矿物组合代表矿石中的辉石是原生泥质矿物变质而成。而铁山庙式 BIF 矿石中未出现石榴子石、长石等  $Al_2O_3$  含量较高的矿物,且全岩/矿  $Al_2O_3$ - $TiO_2$  图解(图 11)显示,铁山庙式 BIF 具有极低的  $Al_2O_3$ 、 $TiO_2$  含量,表明铁山庙式 BIF 在成岩成矿过程中未受到陆源碎屑物质的混染,因此排除了辉石是原生泥质矿物变质而成的可能。铁

山庙式 BIF 赋存在大理岩围岩中,其原岩是碳酸盐岩(涂绍雄等,1981;李达周,1980)。矿石中辉石很可能是原生的铁白云石或者菱铁矿变质而成,从而导致矿石中  $CaO$ 、 $MgO$  含量较高。Klein(1983)认为富含镁铁质的碳酸盐岩与  $SiO_2$  可能发生如下反应:  $Ca(Fe,Mg)(CO_3)_2 + 2SiO_2 \rightarrow Ca(Fe,Mg)Si_2O_6 + 2CO_2$ ;  $(Fe,Mg)CO_3 + SiO_2 \rightarrow (Fe,Mg)SiO_3 + CO_2$ 。

BIF 典型矿石类型为条带状石英-磁铁矿/赤铁矿矿( James, 1954; Bayley and James, 1973; Klein, 2005; Bekker *et al.*, 2010),而区内却出现条带、块状两种类型。Trendall and Morris(1983)认为矿石中只有石英、磁铁矿主要矿物时,即使发生高级变质作用,矿物之间也不会发生任何变质反应,极有可能发生重结晶作用,使矿物颗粒趋于等粒化、粗粒状。此外,据报道,当 BIF 发生变质作用,尤其达到麻粒岩相变质时会改造原生结构构造,甚至使得原生层理消失,但稀土元素组成特征不被改变(Bolhar *et al.*, 2004; Friend *et al.*, 2008; Roy and Venkatesh, 2009; Angerer *et al.*, 2012)。对于舞阳铁山庙式块状铁矿石,虽然无条带状构造,但石英、磁铁矿颗粒粗大,且矿石的稀土特征显示化学沉积物的特征,因此我们认为块状矿石是原生条带状石英-磁铁矿矿石后期遭受高级变质作用导致的,磁铁矿和石英发生重结晶作用,颗粒变得粗大以及矿物位置的改变,使得原生层理不明显甚至消失,表现为块状;而当遭受较低级变质作用甚至无变质作



用改造时, 原生的条带状构造得以保留。

对于不含石英的块状辉石-磁铁矿矿石, 图 13 显示块状辉石-磁铁矿矿石产于后期侵入的辉石岩与大理岩接触带附近, 而接触带上从大理岩到矿体, 岩性呈斑花状大理岩→蛇纹石化大理岩→辉石大理岩→辉石-磁铁矿→条带状石英-辉石-磁铁矿的逐渐过渡关系。我们认为辉石岩侵入可能对矿体也有改造作用, 辉石岩侵入并加热白云质大理岩, 使得大理岩萃取了原生条带状石英-磁铁矿中的部分石英并与之发生反应,  $\text{CaMg}[\text{CO}_3] + 2\text{SiO}_2 \rightarrow \text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6] + 2\text{CO}_2$ , 生成辉石。因此, 块状辉石-磁铁矿可能是原生条带状石英-磁铁矿遭受辉石岩与大理岩之间的热变质和区域高级变质双重作用改造, 使得其中的石英被消耗殆尽。Trendall and Morris (1983) 认为 Gunflint 和 Biwabik BIF 矿石中脉石矿物出现大量辉石, 是矿体与辉长岩体发生接触热变质作用而成的。

总之, 条带状石英-辉石-磁铁矿、块状辉石-磁铁矿、块状石英-磁铁矿三种类型矿石虽然在矿石构造、脉石矿物存在差别, 但通过矿物化学分析、主量元素、微量稀土元素分析, 我们认为三种类型矿石中的磁铁矿同属于沉积变质成因; 矿石的主量元素、微量元素含量均相近; 稀土元素信息均显示典型的海水与海底热液叠加的特征。因此, 推测三种类型矿石均可能为原生化学沉积岩后期遭受不同程度变质作用改造所致。

## 5 结论

本文通过分析舞阳铁山庙式铁矿不同类型矿石的岩/矿相学特征、全岩/矿石的主量元素、微量元素和矿物成分, 获得以下几点认识:

(1) 条带状石英-辉石-磁铁矿矿石是舞阳铁山庙式铁矿最主要的矿石类型, 呈条带状构造、粒状变晶结构。镜下观察显示石英(少量)磁铁矿薄层与辉石-磁铁矿薄层呈相间排列、互为条带, 条带较为平直且为原生沉积成因, 具有 BIF 矿石的基本特征。

(2) 条带状石英-辉石-磁铁矿矿石的主量元素分布特征与世界典型 BIF 的特征相似,  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量极低, 稀土元素组成显示现代海水、高温热液混合(即轻稀土亏损、重稀土富集, La、Eu 和 Y 的正异常)的特征, Y/Ho 比值接近海水组成, 表明铁山庙式铁矿是由极少量陆源碎屑物质加入的化学沉积岩, 硅、铁质极有可能均来自海底热液与海水的混合。

(3) 块状辉石-磁铁矿和块状石英-磁铁矿矿石的地球化学特征与条带状石英-辉石-磁铁矿矿石的特征相似; 三种不同类型矿石中磁铁矿的化学成分均为较纯净的磁铁矿。三种不同类型矿石可能均为沉积变质成因。辉石成分显示矿石中存在变质成因的斜方辉石与单斜辉石, 以单斜辉石居多。矿石中辉石的成因, 可能是原生的富 Ca、Mg、Fe 的碳酸盐岩变质而成; 块状构造可能因变质重结晶作用导致条带模糊; 产于后期侵入的辉石岩与大理岩接触带附近的块状辉

石-磁铁矿, 可能是遭受了后期热变质和区域变质双重作用的改造。

致谢 野外工作过程中得到了中加矿业公司张源有高级工程师、王建民科长及河南安钢集团舞阳矿业有限公司关俊岭工程师的指导; 分析测试得到靳新娣高级工程师、毛騫高级工程师、马玉光高级实验师、刘牧高级工程师、李文君工程师、高炳宇助理工程师、于聪硕士生及相关实验人员的帮助; 博士生代堰铭、黄华在野外及室内分析测试工作过程中给予了不少帮助; 审稿人李厚民研究员、许德如研究员和蓝廷广博士提出了许多宝贵意见; 在此一并表示衷心感谢!

## References

- Angerer T, Hagemann SG and Danyushevsky LV. 2012. Geochemical evolution of the banded iron formation-hosted high-grade iron ore system in the Koolyanobbing greenstone belt, Western Australia. *Economic Geology*, 107(4): 599–644
- Annersten H. 1968. A mineral chemical study of a metamorphosed iron formation in northern Sweden. *Lithos*, 1(4): 374–397
- Bau M and Dulski P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79(1–2): 37–55
- Bau M and Dulski P. 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: Implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chemical Geology*, 155(1–2): 77–90
- Bayley RW and James HL. 1973. Precambrian iron-formations of the United States. *Economic Geology*, 68(7): 934–959
- Bekker A, Slack JF, Planavsky N, Krapez B, Hofmann A, Konhauser KO and Rouxel OJ. 2010. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology*, 105(3): 467–508
- Beukes NJ and Klein C. 1990. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from microbanded to granular iron-formation in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 47(1–2): 99–139
- Bhattacharyya C. 1971. An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes. *Am. Mineral.*, 56: 499–506
- Bolhar R, Kamber BS, Moorbath S, Fedo CM and Whitehouse MJ. 2004. Characterisation of Early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(1): 43–60
- Byrne RH and Lee JH. 1993. Comparative yttrium and rare earth element chemistries in seawater. *Marine Chemistry*, 44(2–4): 121–130
- Byrne RH and Sholkovitz ER. 1996. Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides. In: Gschneidner KA Jr and Eyring L (eds.). *Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths*. Amsterdam: Elsevier Science, 23: 497–593
- Chen GY, Li MH, Wang XF, Sun DS, Sun CM, Wang ZF, Su YX and Lin JX. 1984. Special issue on genetic mineralogy of iron ore in Gongchangling. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 4(2): 14–41 (in Chinese)
- Chen HS, Zhou HF, Li HQ, Huang B, Ye BD, Li ZC, Bai YB and Liu SL. 1980. Geochronological investigation of the Late Archaean iron-bearing metamorphic rocks from central Henan. *Bulletin of the Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences*, (2): 88–102 (in Chinese with English abstract)

- Cong BL, Li JL and Zhang WH. 1978. Metamorphism of the Late Archaean iron-bearing formation from central Henan. *Chinese Science Bulletin*, (7): 432–435 (in Chinese)
- Dupuis C and Beaudoin G. 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, 46(4): 319–335
- Dymek RF and Klein C. 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 39(4): 247–302
- Elderfield H, Whitfield M, Burton JD, Bacon MP and Liss PS. 1988. The oceanic chemistry of the rare-earth elements [and discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A, Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 325(1583): 105–126
- Friend CRL, Nutman AP, Bennett VC and Norman MD. 2008. Seawater-like trace element signatures (REE + Y) of Eoarchaean chemical sedimentary rocks from southern West Greenland, and their corruption during high-grade metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(2): 229–246
- German CR and Elderfield H. 1990. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: The ground rules. *Paleoceanography*, 5(5): 823–833
- Gross GA. 1980. A classification of iron formations based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*, 18(2): 215–222
- Gross GA and Mcleod CR. 1980. A preliminary assessment of the chemical composition of iron formations in Canada. *Canadian Mineralogist*, 18: 223–229
- Hamade T, Konhauser KO, Raiswell R, Goldsmith S and Morris RC. 2003. Using Ge/Si ratios to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations. *Geology*, 31(1): 35–38
- James HL. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, 49(3): 235–293
- Klein C. 1983. Diagenesis and metamorphism of Precambrian banded iron-formations. In: Trendall AF and Morris RC (eds.). *Iron-formation: Facts and Problems*. New York: Elsevier Science Publishing Inc., 417–469
- Klein C and Beukes NJ. 1992. Time distribution, stratigraphy, sedimentologic setting and geochemistry of Precambrian iron-formations. In: Schopf JW and Klein C (eds.). *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. New York: Cambridge University Press, 139–146
- Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. *American Mineralogist*, 90(10): 1473–1499
- Lepp H and Goldich SS. 1964. Origin of Precambrian iron formations. *Economic Geology*, 59(6): 1025–1060
- Li DZ. 1980. Characteristic patterns of zircons in the Precambrian metamorphic rocks from the Wuyang district, Henan Province, and their application in reconstructing the original rocks. *Scientia Geologica Sinica*, 15(3): 242–249 (in Chinese with English abstract)
- Li HQ, Shen LS and Jia XJ. 2012. Study on the prospecting direction in the external of Jingshansi deposit in Wuyang iron ore field, Henan Province. *Gold Science and Technology*, 20(1): 54–60 (in Chinese with English abstract)
- Li JP, Li YF and Xie KJ. 2012. Geological characteristics and ore-controlling significance of the Wuyang Taihua Group, Henan Province. *Mineral Resources and Geology*, 26(1): 30–34 (in Chinese with English abstract)
- Lin SZ. 1982. A contribution to the chemistry, origin and evolution of magnetite. *Acta Mineralogica Sinica*, (3): 166–174 (in Chinese with English abstract)
- Luo MQ. 2009. Study on ore-controlling factors in Wuyang iron ore field in Henan Province. *Journal of Henan Polytechnic University (Natural Science)*, 28(5): 576–582 (in Chinese with English abstract)
- Liang YH, Yu SJ, Li SZ and Yang JL. 1981. The study of the Late Archaeozoic strata and iron-bearing horizons in the central Henan and western Anhui. *Bulletin of the Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences*, (3): 21–39 (in Chinese with English abstract)
- Manikyamba C, Balaram V and Naqvi SM. 1993. Geochemical signatures of polygenetic origin of a banded iron formation (BIF) of the Archaean Sandur greenstone belt (schist belt) Karnataka nucleus, India. *Precambrian Research*, 61(1–2): 137–164
- McLennan SM. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21(1): 169–200
- Nozaki Y, Zhang J and Amakawa H. 1997. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1–2): 329–340
- Peter JM. 2003. Ancient iron formations: Their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits, with examples from the Bathurst Mining Camp. *GeoText*, 4: 145–176
- Poldervaart A and Hess HH. 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *The Journal of Geology*, 59(5): 472–489
- Roy S and Venkatesh AS. 2009. Mineralogy and geochemistry of banded iron formation and iron ores from eastern India with implications on their genesis. *Journal of Earth System Science*, 118(6): 619–641
- Rumble D III. 1973. Fe-Ti oxide minerals from regionally metamorphosed quartzites of western New Hampshire. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42(3): 181–195
- Shaw DM. 1980. Development of the early continental crust. Part III. Depletion of incompatible elements in the mantle. *Precambrian Research*, 10(3–4): 281–299
- Shen FN. 1994. The discovery of unconformity within the Taihua Group and definition of its stratigraphic sequence in the Lushan area, Henan. *Regional Geology of China*, (2): 135–140 (in Chinese with English abstract)
- Shen QH and Geng YS. 1996. The petrological and geochemical characteristics of Archean banded granulites in northwestern Hebei Province. *Acta Petrologica Sinica*, 12(2): 247–260 (in Chinese with English abstract)
- Shen QH, Song HX and Zhao ZR. 2009. Characteristics of rare earth elements and trace elements in Hanwang Neo-Archaean banded iron formations, Shandong Province. *Acta Geoscientia Sinica*, 30(6): 693–699 (in Chinese with English abstract)
- Shi BL and Wang GC. 2008. The research on “山” characters type construction system of Zhaoan village iron deposit in Henan Province. *Journal of Shangqiu Teachers College*, 24(3): 100–102 (in Chinese)
- Shimizu H, Umemoto N, Masuda A and Appel PWU. 1990. Sources of iron-formations in the Archean Isua and Malene supracrustals, West Greenland: Evidence from La-Ce and Sm-Nd isotopic data and REE abundances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(4): 1147–1154
- Sholkovitz ER, Landing WM and Lewis BL. 1994. Ocean particle chemistry: The fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(6): 1567–1579
- Sun S, Zhang GW and Chen ZM. 1985. *Precambrian Geological Evolution of Southern North-China Fault Block*. Beijing: Metallurgical Industry Press, 1–47 (in Chinese)
- Sun Y. 1985. Origin of metamorphic rocks and tectonic setting of the Archean Taihua high-grade belt along the S-W margin of the North China Craton. *Journal of Northwest University*, (1): 73–80 (in Chinese with English abstract)
- Добрецов НЛ, Кочкин ЮН, Кривенко АП and Куголин ВА. 1971. *Породообразующие Пироксены*. М., Изд. «Наука»
- Trendall AF and Morris RC. 1983. *Iron-Formation Facts and Problems*. New York: Elsevier Science Publishing Inc., 449–457
- Tu SX, Deng MK, Gao SJ and Cheng DQ. 1981. Petrological character and protolith reconstruction of Late Archaean metamorphic rocks in central Henan and western Anhui. *Journal of Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences*, (3): 40–62 (in Chinese with English abstract)

- Tu SX. 1984. On the tectonic environments and metamorphic belts of the Late Archean Dengfeng Group and Taihua Group from central Henan, China. *Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences*, (8): 39–56 (in Chinese with English abstract)
- Vejnax. 1975. In: Shen QH, Shen K, Geng YS and Xu HF. 2000. The composition and geological evolution of Yishui complex, in Yishui County, Shandong Province. Chapter 4 Mineral Chemistry of Rocks. Beijing: Geological Publishing House, 82–88 (in Chinese)
- Wang GC, Cao P, Zhang QL and Chen JF. 2006. Formation of the Tieshanmiao-type iron deposits in Henan Province and research on the characteristics of oxidation of the “Er Tie” deposit. *Acta Mineralogica Sinica*, 26(4): 431–434 (in Chinese with English abstract)
- Wang GC and He YL. 2010. The characteristic research of the geologic structure layer of Wuyang iron deposit in Henan Province. *Journal of Shangqiu Teachers College*, 26(6): 112–115 (in Chinese with English abstract)
- Wen QF and Wang HJ. 2009. Structural relation between Tieshanmiao and Shimenguo ore sections in Tieshan Deposit. *Metal Mine*, (8): 87–90, 96 (in Chinese with English abstract)
- Wu JS, Geng YS, Shen QH, Wan YS, Liu DY and Song B. 1998. Archean Geology Characteristics and Tectonic Evolution of China–Korea Paleocoast. Beijing: Geological Publishing House, 1–104 (in Chinese)
- Xu GF and Shao JL. 1979. The typomorphic characteristics of magnetite and its significance. *Geology and Prospecting*, (3): 30–37 (in Chinese with English abstract)
- Yao PH. 1993. Records of China’s Iron Ore Deposits. Beijing: Metallurgical Industry Press, 385–397 (in Chinese)
- Yu SJ, Liang YH, Du SH, Li SZ and Liu KJ. 1981. Research in ore-forming geological characteristic and configuration of iron-bearing basin of Tieshanmiao-type iron deposits of Late Archean in the central Henan and western Anhui. *Bulletin of the Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences*, (3): 68–83 (in Chinese with English abstract)
- Zhai MG. 2004. Precambrian tectonic evolution of the North China Craton. In: Malpas J, Fletcher CJN, Ali JR and Aitchison JC (eds.). *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. Geological Society, London, Special Publications, 226(1): 57–72
- Zhang J, Amakawa H and Nozaki Y. 1994. The comparative behaviors of yttrium and lanthanides in the seawater of the North Pacific. *Geophysical Research Letters*, 21(24): 2677–2680
- Zhang WH, Li JL and Cong BL. 1978. Preliminary study on protolith reconstruction of late Archean metamorphic iron-bearing formations and iron ore-genesis types in southwest part of North-China Fault Block. *Scientia Geologica Sinica*, 13(4): 336–348 (in Chinese with English abstract)
- 附中文参考文献**
- 陈光远, 黎美华, 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(第二章 磁铁矿). *矿物岩石*, 4(2): 14–41
- 陈好寿, 周慧芳, 李华芹, 黄斌, 叶伯丹, 李志昌, 白云彬, 刘树林. 1981. 豫中地区晚太古代含铁变质岩系同位素地质年代学研究. *中国地质科学院院报 宜昌地质矿产研究所分刊*, (2): 88–102
- 从柏林, 李继亮, 张雯华. 1978. 豫西晚太古代含铁建造的变质作用. *科学通报*, (7): 432–435
- 李达周. 1980. 河南舞阳地区前寒武纪变质岩系中锆石特征及其对恢复原岩的应用. *地质科学*, 15(3): 242–249
- 李怀乾, 沈柳生, 贾兴杰. 2012. 河南舞阳铁矿田经山寺矿床外围找矿方向研究. *黄金科学技术*, 20(1): 54–60
- 李俊平, 李永峰, 谢克家. 2012. 河南舞阳地区太华群地质特征及其控矿意义. *矿产与地质*, 26(1): 30–34
- 林师整. 1982. 磁铁矿矿物化学、成因及演化的探讨. *矿物学报*, (3): 166–174
- 罗明强. 2009. 河南省舞阳铁矿田构造控矿研究. *河南理工大学学报(自然科学版)*, 28(5): 576–582
- 梁约翰, 俞受望, 李善择, 杨家林. 1981. 豫中皖西地区晚太古代地层及含铁层位的研究. *中国地质科学院院报 宜昌地质矿产研究所分刊*, (3): 21–39
- 沈福农. 1994. 河南鲁山太华群不整合的发现和地层层序厘定. *中国区域地质*, (2): 135–140
- 沈其韩, 耿元生. 1996. 冀西北太古宙条带状麻粒岩的岩石学和地球化学特征. *岩石学报*, 12(2): 247–260
- 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. *地球学报*, 30(6): 693–699
- 史本林, 王贵成. 2008. 河南省赵寨庄式铁矿区地质构造和“山字型”构造的研究. *商丘师范学院学报*, 24(3): 100–102
- 孙枢, 张国伟, 陈志明. 1985. 华北断块区南部前寒武纪地质演化. 北京: 冶金工业出版社, 1–47
- 孙勇. 1985. 华北地块西南部太华高级变质带原岩恢复及其构造环境探讨. *西北大学学报(自然科学版)*, (1): 73–80
- 涂绍雄, 邓明恺, 高善继, 程德琼. 1981. 豫中皖西地区晚太古代变质岩系的岩石特征和原岩恢复. *中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊*, (3): 40–62
- 涂绍雄. 1984. 河南中部晚太古代登封群和太华群成岩构造环境和区域变质带的讨论. *中国地质科学院院报*, (8): 39–56
- 王贵成, 曹平, 张钦礼, 陈金法. 2006. 河南省铁山庙式铁矿床的形成过程与“二铁”矿床氧化作用特征. *矿物学报*, 26(4): 431–434
- 王贵成, 何亚丽. 2010. 河南省舞阳铁矿田地质构造层特征研究. *商丘师范学院学报*, 26(6): 112–115
- 文启付, 王海军. 2009. 铁山矿床铁山庙和石门郭矿段的构造关系. *金属矿山*, (8): 87–90, 96
- 伍家善, 耿元生, 沈其韩, 万渝生, 刘敦一, 宋彪. 1998. 中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化. 北京: 地质出版社, 1–104
- 徐国枫, 邵洁涟. 1979. 磁铁矿的标型特征及其实际意义. *地质与勘探*, (3): 30–37
- 姚培慧. 1993. 中国铁矿志. 北京: 冶金工业出版社, 385–397
- 俞受望, 梁约翰, 杜绍华, 李善择, 刘抗娟. 1981. 豫中皖西地区晚太古代铁山庙型铁矿成矿地质特征和含铁盆地轮廓的探讨. *中国地质科学院 宜昌地质矿产研究所所刊*, (3): 68–83
- 张雯华, 李继亮, 从柏林. 1978. 华北断块西南部晚太古代变质铁矿建造的原岩恢复及铁矿成因类型探讨. *地质科学*, 13(4): 336–348