

doi: 10.12029/gc20170209

南景博, 黄华, 王长乐, 彭自栋, 佟小雪, 张连昌. 2017. 内蒙古固阳绿岩带条带状铁建造地球化学特征与沉积环境讨论[J]. 中国地质, 44(2): 331-345.

Nan Jingbo, Huang Hua, Wang Changle, Peng Zidong, Tong Xiaoxue, Zhang Lianchang. 2017. Geochemistry and depositional setting of Banded Iron Formations in Guyang greenstone belt, Inner Mongolia[J]. Geology in China, 44(2): 331-345(in Chinese with English abstract).

内蒙古固阳绿岩带条带状铁建造地球化学特征 与沉积环境讨论

南景博^{1,2} 黄华² 王长乐² 彭自栋^{2,3} 佟小雪^{2,3} 张连昌²

(1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 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, 北京 100029; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: Algoma 型条带状铁建造(BIF)是一种海相化学沉积岩, 它发育在太古宙绿岩带的火山-沉积岩序列中, 大部分经历了后期变质变形作用。稀土元素具有稳定的地球化学性质, 因而被广泛用于指示 BIF 的原始沉积环境。华北克拉通北缘固阳绿岩带中的 BIF(如三合明、公益明、东五分子、公巨成等)赋存于新太古代色尔腾山群的变火山-沉积序列中, 普遍经历了绿片岩相-低角闪岩相变质, 呈条带状构造, 其主要矿物组成为自形一半自形粒状磁铁矿和他形粒状石英, 含少量角闪石, 局部地区可见石榴石、绿泥石、斜长石等富 Al 矿物。根据 BIF 中惰性元素的含量及其相关性, 可划分为纯净的 BIF 和遭受碎屑物质混染的 BIF, 并通过特征的 Co/Th 比值判断出这些碎屑物质主要来自于玄武质岩石。纯净及遭受轻微碎屑物质混染的 BIF 稀土元素特征通过后太古宙页岩(PAAS)标准化后, 与现代海水及其他地区典型太古宙 BIF 相似, 均表现为轻稀土相对重稀土亏损, 正 La、Y 异常以及较高的 Y/Ho 比值(>29)。大多数样品发育不明显的负 Ce_{PAAS} 异常, 说明 BIF 沉淀自缺氧的环境; 正 Eu_{PAAS} 异常明显, 说明海水中有高温(>250℃)热液的加入, 其比例为 0~10%。然而, 遭受强烈碎屑物质混染的 BIF 稀土元素特征则具有明显差异。此种类型 BIF 的出现及分布不均, 指示了在 BIF 沉积之前的局部地区或时间段内, 深部海水处于相对动荡的环境。

关键词: 条带状铁建造; 稀土元素; 沉积环境; 碎屑混染; 绿岩带

中图分类号: P618.31 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2017)02-0331-15

Geochemistry and depositional setting of Banded Iron Formations in Guyang greenstone belt, Inner Mongolia

NAN Jingbo^{1,2}, HUANG Hua², WANG Changle², PENG Zidong^{2,3}, TONG Xiaoxue^{2,3},
ZHANG Lianchang²

(1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;
2. Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029,

收稿日期: 2016-08-09; 改回日期: 2016-12-19

基金项目: 国家自然科学基金(41602097)、国家“973”计划项目(2012CB416601)及中国地质调查局重点项目“华北克拉通乌拉山地区早前寒武纪变质作用研究”(121201121062)联合资助。

作者简介: 南景博, 男, 1992 年生, 硕士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业; E-mail: Jingbo.Nan@foxmail.com。

通讯作者: 张连昌, 男, 1959 年生, 研究员, 博士, 矿床地质与地球化学专业; E-mail: lc Zhang@mail.iggcas.ac.cn。

China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Algoma-type Banded Iron Formations (BIFs) are marine chemical sedimentary rocks that are generally interlayered with volcanic rocks and/or sedimentary sequences in Archean greenstone belts, mostly followed by metamorphism and deformation. Because rare earth elements (REEs) are usually not fractionated during diagenesis and metamorphism, REE patterns are thus regarded as a powerful tool to understand conditions under which BIF were deposited. Located in the northern North China Craton (NCC), BIFs such as Sanheming, Gongyiming, Dongwufenzi and Gongjucheng are hosted by the Guyang greenstone belt, of Seertengshan Group which consists of multiple sequences of metavolcanic rocks and metasedimentary rocks. The regional metamorphic grade ranges from upper greenschist- to lower amphibolite-facies. The BIFs are composed of laminated magnetite and white to gray quartz associated with amphibole layers. Moreover, minor chlorite, garnet and plagioclase, rich in Al, are observed interbedded with quartz and magnetite. Based on the content of immobile elements, the samples can be subdivided into two types: pure and contaminated. Cr/Th ratios in the contaminated BIF indicate that detritus is mainly from basaltic rocks. Normalized by post-Archean Australian Shale (PAAS), REE patterns of pure and weakly contaminated BIF are characterized by depletion of LREE, positive La and Y anomalies, and relatively high Y/Ho ratios (>29), which are typical of modern seawater and some other Archean BIF. Slightly negative Ce_{PAAS} anomalies are present in most samples, suggesting its precipitation from anoxic waters. Large positive Eu_{PAAS} anomalies may indicate that, during deposition of BIF, the oceans were greatly influenced by high-temperature (>250°C) hydrothermal fluxes which accounted for 0–10%. However, REE patterns of highly contaminated BIF are obviously distinct. Disordered destitution of this kind of BIF indicates that deep water in limited regions or time was not quiet before the deposition of BIF.

Key words: Banded Iron Formations(BIFs); rare earth elements; depositional setting; detritus contamination; greenstone belt

About the first author: NAN Jingbo, male, born in 1992, master candidate, majors in mineral deposits; E-mail: Jingbo.Nan@foxmail.com.

About the corresponding author: ZHANG Lianchang, male, born in 1959, senior researcher, majors in mineral deposits and geochemistry; E-mail: lc Zhang@mail.iggcas.ac.cn.

Fund support: Supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 41602097), China Geological Survey Program (No. 121201121062) and the Basic Research Program of China (No. 2012CB416601).

1 引 言

Algoma型条带状铁建造(BIF)是以富铁条带和石英条带互层为特征的化学沉积岩,广泛发育在太古宙—早古元古代的绿岩带火山—沉积序列中(Gross, 1980; Isley et al., 1999; Huston et al., 2004; Klein et al., 2005; 张连昌等, 2012),明显区别于分布在古元古代被动大陆边缘上的Superior型BIF(Gross, 1980; Bekker et al., 2010)。由于BIF中原始沉淀的铁氧化物与稀土元素几乎不分馏,因而许多学者通过稀土元素特征来研究其沉淀时的海洋环境,并通过正 Eu_{PAAS} 异常和 ϵ_{Nd} 值来判断铁的来源(Bau et al., 1996; Bolhar et al., 2004; Alexander et al., 2008; Planavsky et al., 2010; 孟旭阳等, 2012; 代堰镔等, 2013; 付建飞等, 2014; Li et al., 2014; 王长乐等, 2014; Viehmann et al., 2015; Wang et al., 2015)。通常BIF的稀土元素含量很低,极少量碎屑物质的加

入就会对其发生较大变化,并导致惰性元素(Cr、Co、Th、Hf、Zr、Sc等)含量升高。而不同类型的碎屑物质常具有特征的惰性元素比值(如Cr/Th, Co/Th等),因此可通过这些比值来判断碎屑物质来源(Condie et al., 1990)。

固阳绿岩带作为华北北部重要的新太古代绿岩带,发育一些典型的Algoma型BIF,如三合明、公益明、东五分子、公巨成、耳居图、书记沟等(图1),它们主要赋存在绿岩带下部的变基性火山岩中。尽管前人对其中BIF进行了详细的地质和地球化学工作(姚培慧, 1993; 刘利等, 2012; 马旭东等, 2013; Liu et al., 2014; Ma et al., 2014),但在一些细节问题上仍存在疑惑,如高温热液对BIF的影响程度,遭受碎屑物质混染的BIF成因等。为此,本文在研究公巨成BIF地球化学特征基础上,通过进一步综合前人对固阳绿岩带BIF的稀土元素特征,力图还原该地区BIF整体的原始沉积环境,阐释高温热液对其

贡献。与此同时,针对遭受碎屑物质混染BIF的特征,重点追溯碎屑物质的来源,揭示其对沉积前海洋环境的指示意义。

2 区域地质背景

固阳绿岩带(2.6~2.5 Ga)位于华北克拉通北缘中段固阳地区(翟明国等, 2000),该地区早前寒武纪基底地层主要被划分为古太古代兴和群、中太古代乌拉山群、新太古代色尔腾山群以及古元古代美岱召岩群等(李树勋等, 1987)。这些地层与太古宙紫苏花岗岩、新太古代TTG、古元古代侵入体等一起构成该地区的早前寒武纪基底岩石。

太古宙兴和群是研究区最古老的岩石地层组合,主要分布在固阳中南部及东部,呈规模不等、形态不规则的残片赋存于太古宙变质深成侵入体中或与中太古代乌拉山岩群的变质地层混杂产出。岩性主要为酸性-中基性麻粒岩,含紫苏辉石及长英质条带。

中太古代乌拉山群大面积分布于固阳南部,由

中深变质的片麻岩和一套变沉积岩组成。主要岩石组合包括斜长角闪岩、斜长角闪片麻岩、黑云二长片麻岩以及大理岩等。

新太古代色尔腾山群是固阳绿岩带的主体部分,呈东西向分布于固阳中北部,由一套火山-沉积岩组成(图1),后期经历了绿片岩相-低角闪岩相变质(李树勋等, 1987; 刘喜山, 1996)。前人将色尔腾山群从下到上分为3个岩组:下部东五分子组,发育超镁铁质岩及镁铁质岩,夹条带状铁建造;中部柳树沟组,以变中基性岩为主;上部点力素泰组,中酸性火山岩较多,并在其顶部出现大理岩和石英岩(图2)。基性火山岩层序中可见枕状构造,不同岩石单元之间发育韧性剪切带(李树勋等, 1987; 陈志勇等, 2007)。条带状铁建造(BIF)产于色尔腾山群下部的东五分子组中,它们位于固阳中西部,呈东西向展布,底部与斜长角闪岩和角闪岩整合接触,中间夹薄层斜长角闪岩,顶部含铁量逐渐降低并与石英岩整合接触。BIF受到后期构造作用影响,局部产状

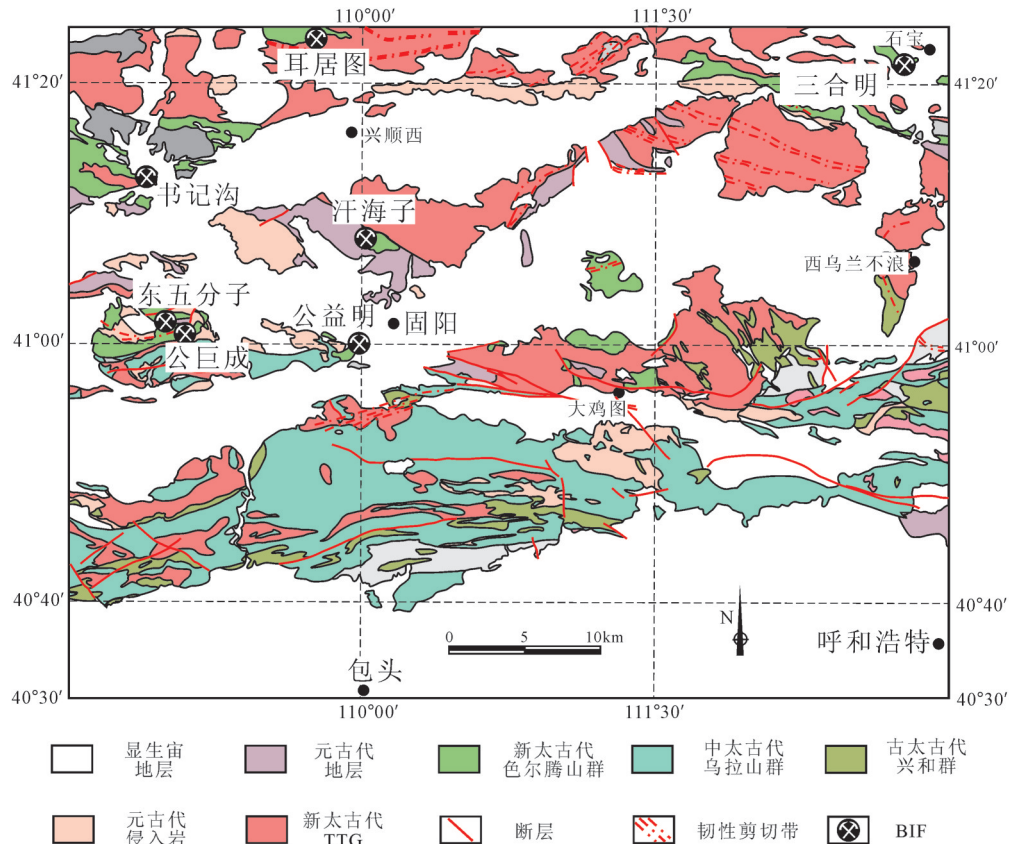


图1 固阳绿岩带地质简图(据Liu et al., 2014修改)

Fig.1 Simplified regional geological map of Guyang greenstone belt (modified after Liu et al., 2014)

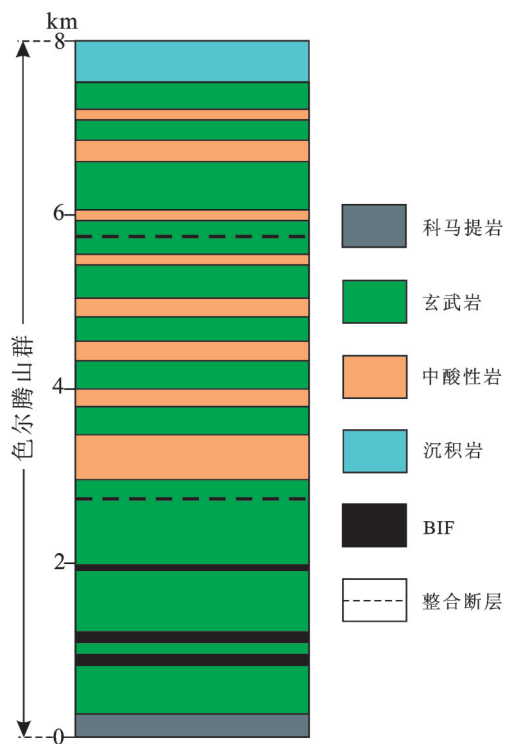


图2 固阳绿岩带岩性柱状图(据李树勋等, 1987 修改)
Fig.2 Stratigraphic column of Guyang greenstone belt
(modified after Li et al., 1987)

不稳定, 褶皱和断层发育。可见固阳绿岩带与国际典型的绿岩带具有类似特征。

新太古代 TTG 岩石组合呈东西向带状分布于固阳北部, 是该地区早前寒武纪基底的重要组成部分。其主要岩石组成为花岗闪长岩和片麻状花岗岩以及少量高 Mg 闪长岩(简平等, 2005)。

刘建忠等(2001)对固阳绿岩带底部的基性火山岩进行了 Sm-Nd 同位素定年, 得出的等时线年龄为 (2892 ± 680) Ma。陈亮(2007)在王林沟地区识别出一套变质科马提岩和变质科马提质玄武岩, 并根据岩石组合及地球化学分析认为固阳地区在太古宙处于地幔柱和岛弧叠加的构造环境下。同时, 他对色尔腾山群中上部的变玄武岩和变英安岩进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 得出年龄约为 2.5 Ga。简平等(2005)对 TTG 片麻岩中的高 Mg 闪长岩进行 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年, 得出其年龄为 2530~2556 Ma。Ma et al. (2014)选取东五分子 BIF 下盘围岩中的斜长角闪岩进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 得出 BIF 形成于 (2538 ± 9) Ma 之前。刘利(2012, 2014)对三合明

BIF 夹层中的斜长角闪岩和公益明 BIF 围岩中的斜长角闪岩进行了 SIMS 锆石 U-Pb 定年, 分别得出 (2562 ± 14) Ma 和 (2569 ± 78) Ma 的年龄, 并通过公益明 BIF 中 (2555 ± 56) Ma 的流纹岩限定了 BIF 的上限年龄, 从而推算出 BIF 形成于 2.56~2.57 Ga。

3 BIF 地质特征

固阳绿岩带中的 BIF 包括三合明、公益明、公巨成、东五分子、耳居图、书记沟等(姚培慧, 1993; 刘利等, 2012; Liu et al., 2014)。它们整体都呈近南北向展布, 沿走向长 1~2 km, 宽 200~500 m, 厚度超过 20 m。BIF 赋存在变基性火山岩中, 发育角闪岩类夹层, 后期构造作用导致其产状不稳定, 褶皱和断层发育, 局部可见热液脉。不同地区的 BIF 硅铁条带形态不同, 其中三合明的 BIF 条带最为平直; 同一地区不同部位的厚度也存在差异, 且通常中部最厚。BIF 单条带宽 0.1~1 cm, 这些条带中偶尔会出现复式条带, 即铁条带中包含更细的石英条带; 石英条带中包含更细的铁条带。石英条带呈白色-淡黄色, 主要由石英、角闪石和零星分布的磁铁矿组成; 富铁条带呈灰黑色, 主要由磁铁矿、角闪石和少量石英组成。BIF 整体为粒状变晶结构, 其中, 磁铁矿粒度大于石英, 且自形程度较好; 角闪石呈不规则长条状分布在他形石英和自形磁铁矿的接触部位; 黄铁矿主要零星分布在石英条带中。这些矿物组成与中国鞍本地区典型的 BIF 一致(洪秀伟等, 2010; 李厚民等, 2012; 代堰镛等, 2013; 刘明军等, 2014)。除此之外, 三合明、公巨成发育石榴石、绿泥石和斜长石等富 Al 矿物, 且在 BIF 中分布不均, 矿物种类也不尽相同, 常见绿泥石沿斜长石边部交代。

下面以三合明和公巨成 BIF 为例来进行介绍:

三合明 BIF 位于内蒙古包头市石宝乡, 近南北向展布, 倾向 170° , 倾角 $40^\circ \sim 50^\circ$ (图 3a)。沿走向长 1~2 km, 宽 500 m, 厚度大于 30 m, 除其顶部发生轻微氧化外, 整体比较新鲜。BIF 赋存在角闪岩中, 发育黑云斜长片岩夹层; 底部与斜长角闪岩接触, 硅铁条带轮廓不清晰, 整体表现为灰绿色(图 3a), 且其中发育石榴石, 随层位升高粒度减小; 中部含铁量最多, 富铁条带清晰平直, 宽 2~3 cm; 由中部过渡到顶部, BIF 含铁量逐渐减少, 进而出现了角闪石条带和石英条带相间排列的现象, 磁铁矿呈稠密浸染状

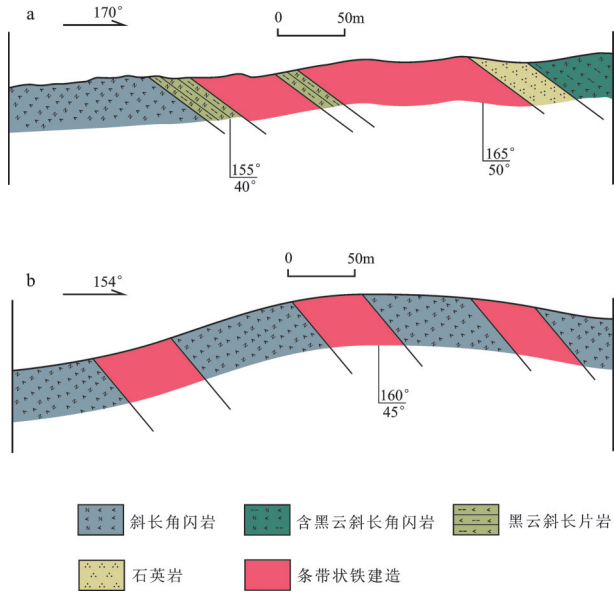


图3 固阳绿岩带中BIF地质剖面图

a—三合明BIF地质剖面; b—公巨成BIF地质剖面

Fig.3 Geological section of the BIF of Guyang greenstone belt
a—Sanheming BIF; b—Gongjucheng BIF

分布其中;最顶部发育含磁铁矿的层状石英岩,与上盘黑云角闪片岩整合接触。BIF单条带宽0.1~1 cm, 偶见复式条带,即铁条带中包含更细的石英条带。石英条带呈白色-淡黄色,主要由石英、铁闪石、镁铁闪石和零星分布的磁铁矿组成;富铁条带呈灰黑色,主要由磁铁矿、铁闪石、镁铁闪石和少量石英组成。BIF呈粒状变晶结构,磁铁矿粒度大于石英,且自形程度较好;铁闪石和镁铁闪石主要以针状-放射状分布在他形石英和自形磁铁矿的接触部位;石榴石含量约5%,呈自形粒状产于条带之间。绿泥石呈片状分布在石英条带中,常与他形片状角闪石伴生(图4a~4d)。

公巨成BIF位于内蒙古巴彦淖尔市公巨成村,整体规模小于三合明,呈北西-南东向展布,倾向154°,倾向角约40°,沿走向长1 km,宽300 m,厚度大于20 m(图3b)。BIF整体产状稳定,顶底两端与斜长角闪岩接触,且绿泥石化严重,呈条带状-块状构造;中部硅铁条带清晰,最大宽度为1.5 cm,含大量角闪石。BIF条带宽0.2~1 cm,局部加粗,整体弯曲连续。石英条带较纯净,呈白色-淡黄色,主要由石英和零星分布的角闪石、绿泥石及磁铁矿组成;富铁条带呈灰黑色-灰绿色,主要由磁铁矿、角闪石、

绿泥石和少量石英组成,偶尔可见斜长石。BIF呈粒状变晶结构,其中磁铁矿的粒度与石英近似,二者自形程度较好;角闪石和绿泥石呈他形长条状分布于自形石英和磁铁矿的接触部位,并在石英条带中最为发育;斜长石常呈他形零星散布在石英条带之间,或呈板条状分布在石英集合体中;绿泥石多沿斜长石边部和裂隙进行交代(图4e~4h)。除此之外,BIF中碳酸盐脉体发育。

4 样品选取和实验方法

本文共选取17个样品,其中三合明、公益明和东五分子的12个样品来自前人研究(刘利等,2012; Liu et al., 2014; Ma et al., 2014),公巨成的5个样品为本次实验所测。

三合明共5个样品,分别是SHM-1-1, SHM-1-2, SHM-1-3, SHM-1-9, SHM-1-14;公益明共4个样品,分别是GYM-5, GYM-6, GYM-10, GYM-30-1;东五分子共3个样品,分别是11GY01, 11GY02, 11GY03。它们整体呈灰黑色,条带状构造,角闪石含量较少。

公巨成共5个样品,分别是12GJC-1, 12GJC-2, 12GJC-9, 12GJC-10, 12GJC-23-1,呈灰黑色-灰绿色,条带状-块状构造,整体较新鲜,未见后期脉体发育。硅铁条带的轮廓不清晰,且发生强烈变形;富铁条带中磁铁矿呈自形-半自形粒状,角闪石含量较多;绿泥石常在角闪石周围发育,且二者均呈片状;石英条带中石英粒度较大,表面干净,半自形颗粒之间可见少量片状角闪石和绿泥石以及零星分布的磁铁矿、黄铁矿。其中12GJC-2中发育大量斜长石,它们呈板条状零星分布在石英条带中。

BIF的主量元素测试在核工业北京地质研究院分析测试中心完成,FeO含量运用了化学滴定法测试,其他主量元素采用Phillips PW2404型X荧光光谱仪分析,RSD<3%。微量元素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,采用酸溶法制备样品,测试仪器为Finnigan Element型ICP-MS。分析精度优于8%。

BIF中稀土元素含量通过后太古代页岩(PAAS)进行标准化(Taylor et al., 1984)。轻稀土和重稀土的比值用 $(Pr/Yb)_{PAAS}$ 来表示, Eu异常通过 $Eu/Eu^* = Eu/(0.67 \times Sm + 0.33 \times Tb)$ 计算,而La和Ce异常则是

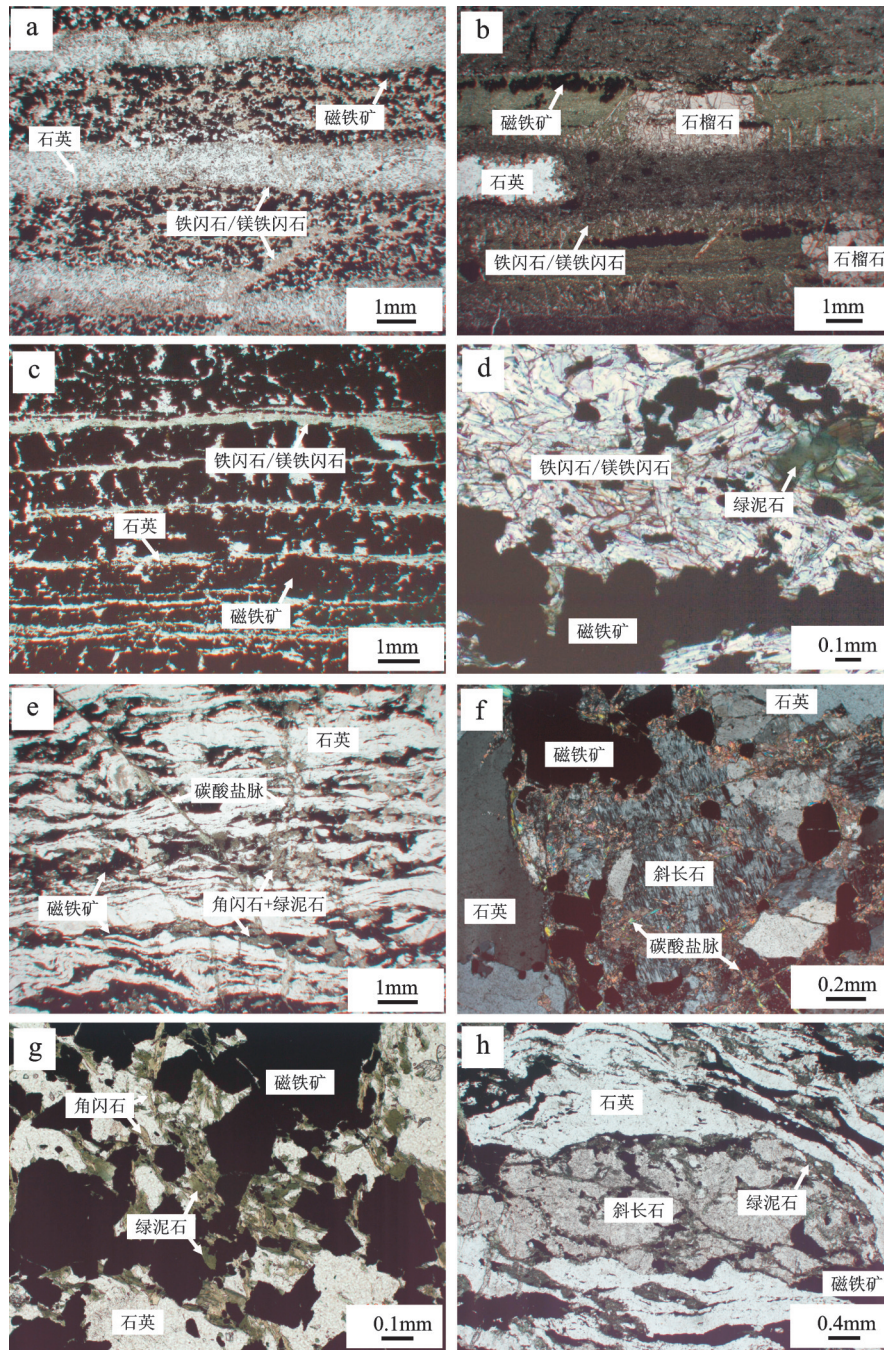


图4 固阳绿岩带中BIF的镜下照片

a—BIF中相间排列的硅铁条带,且条带连续平直(单偏光); b—BIF条带中的半自形石榴石和石英,偶见少量碳酸盐脉体发育(单偏光); c—富铁条带中的复式条带,在石英和磁铁矿接触部位发育铁闪石和镁铁闪石(单偏光); d—铁闪石和镁铁闪石中发育少量绿泥石; e—BIF条带弯曲但连续,没有发生错断。发育大量绿泥石和角闪石,碳酸盐脉较多(单偏光); f—石英条带中的斜长石,可见后期碳酸盐脉发育; g—磁铁矿和石英接触部位发育大量角闪石和绿泥石(单偏光); h—弯曲的石英条带间的斜长石,可见绿泥石沿其边部和裂隙进行交代

Fig. 4 Images of BIF samples from Guyang greenstone belt

a—Magnetite and quartz bands exhibiting alternate arrangement; b—Subhedral garnet and quartz interbedded with magnetite and quartz, penetrated by carbonate veins; c—Finely laminated magnetite–quartz bands and grunerite/cummingtonite between magnetite and quartz; d—Minor chlorite included in grunerite/cummingtonite; e—Tortuous and laminated bands, consisting of chlorite and amphibole, which are penetrated by carbonate veins; f—Plagioclase in quartz bands, penetrated by carbonate veins; g—Plenty of amphibole and chlorite between magnetite and quartz; h—Plagioclase, replaced by chlorite, which are contained in quartz bands

用 Bau and Dulski (1996) 提出的图解来判别。由于 Y 的离子半径介于 Dy 和 Ho, 因此在稀土元素配分图中将其插入二者之间, Y 异常通过 $Y/Y^* = Y / (0.5 \times Dy + 0.5 \times Ho)$ 计算。

5 实验结果

所有样品的主量和微量元素数据见表 1。

纯净的 BIF 中惰性元素(Al、Ti、Sc、Co、Th 等)的含量很低; 而遭受碎屑物质混染后这些元素含量升高, 且正相关。除此之外, 碎屑物质还会影响 BIF 的稀土元素特征。从图 5 中可以看出, 当 $Al_2O_3 < 0.7\%$ 时, Al_2O_3 和 TiO_2 之间不具有相关性; 而当 $Al_2O_3 \geq 0.7\%$ 时, 它们之间正相关。因此, 将 $Al_2O_3 < 0.7\%$ 的样品划分为纯净的 BIF(几乎不含碎屑物质); $Al_2O_3 \geq 0.7\%$ 为遭受碎屑物质混染的 BIF, 从图 8 中也可以看出这些 BIF 中的惰性元素对稀土元素特征造成了影响。

分类后的结果如下:

(1) 纯净的 BIF 包括来自三合明、公益明和东五分子的 8 个样品(图 4a), 分别是 SHM-1-1, SHM-1-9, SHM-1-14, GYM-5, GYM-6, GYM-10, 11GY01, 11GY02。它们的 $Fe_2O_3^T$ 含量为 36.44%~49.74%; SiO_2 含量为 41.87%~59.87%; Al_2O_3 和 TiO_2 的含量分别是 0.26%~0.66% 和 0.017%~0.050%。

样品通过 PAAS 标准化后的稀土元素配分见图 6a。LREE_{PAAS} 相对 HREE_{PAAS} 亏损 $((Pr/Yb)_{PAAS} = 0.24 \sim 0.50)$; Eu_{PAAS} 表现为明显的正异常 $((Eu/Eu^*)_{PAAS} = 1.81 \sim 2.95)$; 根据 Bau and Dulski(1996) 提出的 La 和 Ce 异常判别图可以看出, 大部分样品显示出正 La_{PAAS} 异常, Ce_{PAAS} 异常不明显(图 7), 而 SHM-1-14, GYM-10 和 11GY01 显示出负 Ce_{PAAS} 异常; Y_{PAAS} 表现为正异常 $((Y/Y^*)_{PAAS} = 1.10 \sim 1.48)$, Y/Ho=29~40。

(2) 遭受碎屑物质混染的 BIF 包括来自三合明、公益明和东五分子 BIF 中的 4 个样品, SHM-1-2, SHM-1-3, GYM-30-1, 11GY03(图 4c、4d) 以及公巨成 BIF 的 5 个样品, 12GJC-1, 12GJC-2, 12GJC-9, 12GJC-10, 12GJC-23-1(图 4e~4h)。它们的 $Fe_2O_3^T$ 含量为 38.99%~65.70%; SiO_2 含量为 29.55%~55.24%; Al_2O_3 和 TiO_2 的含量分别为 0.71%~2.80% 和 0.020%~1.100%, 明显高于纯净的 BIF。需要说明的是, 这些样品中三合明、公益明和东五分子的 Al_2O_3 和 TiO_2 含量(Al_2O_3 平均为 0.95%, TiO_2 平均为

0.043%) 整体低于公巨成(Al_2O_3 平均为 1.71%, TiO_2 平均为 0.292%), 说明前者遭受碎屑物质混染的程度较小。

样品通过 PAAS 标准化后的稀土元素配分见图 6b。整体来看, 三合明、公益明和东五分子样品稀土元素特征与纯净的 BIF 相似, 其中 $(Pr/Yb)_{PAAS} = 0.24 \sim 0.38$, Y/Ho=26~38, 在判别图上大多数表现为正 La_{PAAS} 异常和 Ce_{PAAS} 异常不明显。而公巨成样品稀土元素特征发生了明显改变: $(Pr/Yb)_{PAAS}$ 比值(0.52~1.73) 明显较大, 在稀土元素配分图中表现为相对平缓的折线; Y/Ho 比值(24~29) 也相对较低。除 12GJC-10 表现出负 Eu_{PAAS} 异常 $((Eu/Eu^*)_{PAAS} = 0.51)$ 之外, 其余样品的正 Eu_{PAAS} 异常明显 $((Eu/Eu^*)_{PAAS} = 1.37 \sim 2.99)$, 并与纯净的 BIF 近似; 在稀土元素配分图中, 12GJC-10 也与其他样品不平行。推测其受后期变质蚀变作用的影响较大。

一般而言, 纯净的 BIF 中活动性弱的微量元素(如 Co, Th, Sc, REE) 含量很低, 而本文遭受碎屑混染的 BIF 中以上元素的含量明显较高, 其中 Co 为 $2.13 \times 10^{-6} \sim 12.27 \times 10^{-6}$, Th 为 $0.04 \times 10^{-6} \sim 0.45 \times 10^{-6}$, Sc 为 $0.37 \times 10^{-6} \sim 13.03 \times 10^{-6}$, 它们整体都高于纯净的 BIF 中 Co($1.64 \times 10^{-6} \sim 6.00 \times 10^{-6}$), Th($0.06 \times 10^{-6} \sim 0.31 \times 10^{-6}$), Sc($0.31 \times 10^{-6} \sim 1.24 \times 10^{-6}$) 的含量。同时, 稀土元素含量($16.16 \times 10^{-6} \sim 166.7 \times 10^{-6}$) 也相对纯净的 BIF(稀土总含量为 $10.56 \times 10^{-6} \sim 22.47 \times 10^{-6}$) 较高。

对遭受碎屑混染的样品(12GJC-10 除外) 做相关性图(图 8), 可以看出稀土元素特征和惰性元素含量具有良好的相关性(相关性系数 $r > 0.7$), 这说明 BIF 稀土元素特征主要受混染程度的影响; 混染程度越高, 稀土元素的原始特征越难以保留。

6 讨论

6.1 成岩后变质及蚀变作用的影响

稀土元素和其他惰性元素(如 Sc、Co、Zr、Th 等) 在大多数地质过程中比较稳定, 但在少数情况下(尤其是在变质过程中水岩比值较高时), 这些元素稳定性会降低, 并发生迁移(Bau et al., 1991, 1993, 1996)。固阳绿岩带经历了绿片岩相—低角闪岩相的变质作用, 并且在公巨成 BIF 中发育一些碳酸盐和石英细脉(图 4e、4f), 说明公巨成样品在成岩后曾受到变质及蚀变作用的影响。受影响最为明显的

表1 三合明、公益明、东五分子和公巨成BIF的主要元素(%)和微量元素(10^{-6})组成Table 1 Major element oxides (%) and trace elements (10^{-6}) data of BIF from Sanhenming, Gongyiming, Dongwufuzen

分析项目	SHM-1-1	SHM-1-2	SHM-1-3	SHM-1-9	SHM-1-14	GYM-5	GYM-6	GYM-10	GYM-30-1	11GY01	11GY02	11GY03	12GJC-1	12GJC-2	12GJC-9	12GJC-10	12GJC-23-1
SiO ₂	56.83	29.55	30.84	41.87	59.87	59.49	54.57	58.98	55.24	52.21	49.72	42.2	44.53	49.04	42.87	43.77	47.16
Al ₂ O ₃	0.56	0.89	1.29	0.34	0.33	0.26	0.57	0.3	0.86	0.45	0.66	0.76	0.71	1.88	0.99	2.8	2.16
Fe ₂ O ₃ ^T	37.28	65.7	59.46	49.74	36.44	37.82	42.74	38.49	39.48	41.25	44.34	52.12	50.99	40.09	49.45	45.45	38.99
MgO	1.57	2.26	5.04	1.59	1.44	1.04	0.78	0.6	1.28	1.91	2.24	1.7	1.4	1.78	1.59	1.86	2.14
CaO	2.25	1.06	0.98	1.47	0.87	0.99	0.98	1.22	1.31	2.12	1.37	1.51	1.17	2.44	2.28	2.6	4.21
Na ₂ O	0.09	0.04	0.07	0.02	0.56	0.01	0.06	0.01	0.1	0.07	0.02	0.04	0.01	0.14	0.01	0.62	0
K ₂ O	0.12	0.06	0.21	0.04	0.06	0.09	0.03	0.06	0.22	0.08	0.04	0.04	0.33	0.62	0.25	0.67	1.16
MnO	0.08	0.08	0.19	0.07	0.06	0.04	0.03	0.03	0.04	0.08	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.11	0.06
TiO ₂	0.023	0.053	0.06	0.022	0.017	0.016	0.029	0.05	0.039	0.04	0.02	0.02	0.126	0.116	0.055	1.1	0.062
P ₂ O ₅	0.19	0.25	0.28	0.18	0.31	0.1	0.15	0.12	0.14	0.22	0.18	0.22	0.27	0.22	0.24	0.35	0.17
LOI	0.97	<0.10	1.5	4.5	<0.10	0.01	<0.10	0.01	0.78	1.2	0.7	1.1	0.1	3.07	1.64	0.2	3.3
Total	99.97	99.95	99.92	99.85	99.95	99.86	99.94	99.87	99.49	99.63	99.36	99.78	99.69	99.45	99.42	99.53	99.41
Li	0.98	2.95	4.88	2.86	1.92	1.5	2.34	0.19	1.09				2.66	5.43	2.63	3.36	13.83
Be	0.48	1.13	0.82	0.39	0.54	0.23	0.15	0.01	0.49				0.25	0.27	0.38	0.6	0.44
Sc	0.68	1.24	1.94	0.53	0.6	1.09	0.54	0.52	0.37	0.74	0.81	0.31	1.36	1.47	1.95	13.03	1.54
V	5.91	12.48	17.11	7.05	8.3	5.15	32.13	5.49	9.19				16.11	18.6	12.84	195.97	17.02
Cr	264.81	101.73	31.38	165.94	371.68	255.62	230.43	297.66	247.99				276.44	199.84	240.5	198.11	221.07
Co	2.61	2.13	3.14	1.64	3.28	3.61	4.47	5.96	2.32				5.61	4.02	3.65	12.27	4.66
Ni	10.42	5.87	4.99	6.14	15.02	13.52	7.99	18.82	11.89				23.63	14.28	12.35	22.39	15.97
Cu	6.04	4.1	9.22	5.35	7.24	6.07	48.92	3.33	13.21				7.27	3.2	15.5	21.83	2.93
Zn	10.78	18.3	24.82	12.81	13.19	9.85	14.34	15.61	14.31				59.2	42.95	54.15	95.7	27.36
Ga	0.73	1.67	1.85	1.05	1.05	0.55	1.9	2.91	1.1	0.96	1.55	3.49	8.65	4.31	4.59	21.91	4.56
Rb	13.21	3.53	12.96	3.98	3.38	5.87	2.65	3.74	12.39	3.24	3.61	1.78	14.94	20.95	10.29	21	57.51
Sr	38.75	15.71	13.58	24.75	13.11	33.65	44.08	45.29	37.86	14.71	21.88	17.7	36.27	89.43	98.34	83.88	74.42
Zr	1.61	4.03	4.33	0.11	2.68	0.89	0.74	1.13	3.51	3.93	3.84	7.65	0.93	0.71	0.35	2.03	1.07
Nb	0.48	0.57	0.64	0.24	0.44	0.73	0.45	2.09	0.99	0.6	0.51	0.49	1.65	1.09	1.02	3.05	2.17
Cs	1.03	0.46	2.5	0.74	0.45	0.58	0.15	0.3	0.84	0.36	0.8	0.09	0.26	0.31	0.19	0.2	1.35
Ba	17.14	8.41	29.62	7.44	0.27	19.67	10.79	18	68.36	6.47	2.75	20.6	37.02	85.47	30.08	158.38	98.92
La	1.76	2.07	2.54	1.42	3	0.98	2.07	2.01	2.51	1.83	3.02	1.91	14.81	11.05	6.78	22.71	5.98
Ce	3.47	4.2	4.22	3.03	5.71	1.79	4.08	3.4	4.42	3.75	5.92	3.28	28.74	21.04	13.53	56.79	10.41

续表 1

分析项目	SHM-1-1	SHM-1-2	SHM-1-3	SHM-1-9	SHM-1-14	GYM-5	GYM-6	GYM-10	GYM-30-1	11GY01	11GY02	11GY03	12GJC-1	12GJC-2	12GJC-9	12GJC-10	12GJC-23-1
Pr	0.42	0.57	0.7	0.39	0.79	0.27	0.52	0.47	0.59	0.52	0.74	0.45	3.66	2.63	1.75	8.45	1.3
Nd	1.77	2.48	2.98	1.8	3.23	1.26	2.22	1.86	2.44	2.11	3.3	1.92	13.71	10.17	7.02	35.28	5.06
Sm	0.32	0.5	0.63	0.36	0.63	0.28	0.44	0.36	0.53	0.43	0.64	0.4	2.41	1.9	1.37	6.94	0.93
Eu	0.19	0.31	0.26	0.22	0.29	0.13	0.19	0.15	0.17	0.26	0.3	0.21	0.88	1.02	0.8	0.69	0.46
Gd	0.38	0.63	0.87	0.47	0.68	0.35	0.54	0.43	0.69	0.57	0.62	0.43	2.38	1.98	1.32	6.13	1.06
Tb	0.06	0.12	0.17	0.08	0.11	0.07	0.09	0.08	0.11	0.11	0.1	0.09	0.34	0.29	0.21	0.81	0.15
Dy	0.41	0.76	1.22	0.54	0.79	0.44	0.64	0.46	0.78	0.69	0.83	0.67	1.78	1.56	1.2	4.21	0.95
Y	2.99	4.97	8.25	3.72	5.85	4.06	4.81	4.05	6.23	4.43	6.07	5.63	10.3	8.59	7.01	19.76	6.51
Ho	0.1	0.19	0.29	0.13	0.19	0.11	0.15	0.1	0.19	0.15	0.17	0.15	0.38	0.34	0.26	0.82	0.23
Er	0.3	0.52	0.89	0.36	0.54	0.34	0.44	0.32	0.57	0.45	0.46	0.46	1.05	0.94	0.78	2.03	0.69
Tm	0.04	0.07	0.13	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.08	0.06	0.08	0.06	0.14	0.13	0.11	0.25	0.11
Yb	0.31	0.48	0.93	0.33	0.51	0.37	0.39	0.32	0.54	0.42	0.53	0.44	1.01	0.94	0.76	1.56	0.8
Lu	0.05	0.08	0.14	0.05	0.08	0.06	0.06	0.05	0.08	0.07	0.09	0.08	0.15	0.15	0.12	0.23	0.14
Hf	0.07	0.14	0.15	0.01	0.06	0.03	0.05	0.03	0.08	0.13	0.07	0.12	0.01	0.05	0.03	0.12	0.08
Ta	0.01	0.03	0.03	0	0.01	0.04	0.02	0.03	0.11	0.04	0.02	0.03	0.06	0.05	0.04	0.14	0.14
Tl	0.05	0.02	0.08	0.04	0.05	0.04	0.01	0.01	0.1	0.1	0.11	0.11	0.1	0.11	0.08	0.12	0.31
Pb	3.56	1.47	1.66	1.36	1.22	0.75	0.83	0.11	1.19	2.07	1.34	0.56	2.55	8.91	1.74	2.85	1.67
Bi	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.09	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.02	0.01
Th	0.2	0.38	0.45	0.06	0.17	0.07	0.18	0.25	0.26	0.31	0.23	0.1	0.17	0.11	0.04	0.39	0.16
U	0.03	0.07	0.22	0.03	0.05	0.01	0.05	0.05	0.25	0.07	0.06	0.09	0.04	0.05	0.07	0.12	0.07
ΣREE+Y	12.57	17.95	24.22	12.95	22.47	10.55	16.7	14.11	19.94	15.85	22.87	16.16	81.77	62.72	43.04	166.66	34.77
(Pr/Yb) _{PAAS}	0.43	0.38	0.24	0.38	0.49	0.24	0.43	0.48	0.35	0.4	0.45	0.33	1.16	0.89	0.74		0.52
Sm/Yb	1.03	1.04	0.68	1.09	1.24	0.76	1.13	1.13	0.99	1.02	1.21	0.91	2.39	2.02	1.8	4.45	1.16
Eu/Sm	0.59	0.62	0.41	0.61	0.46	0.46	0.43	0.42	0.31	0.6	0.47	0.53	0.37	0.54	0.58	0.1	0.49
(Ce/Ce ^b) _{PAAS}	0.94	0.89	0.73	0.94	0.86	0.8	0.91	0.81	0.84	0.88	0.91	0.82					
(Pr/Pr [*]) _{PAAS}	0.99	1.02	1.12	0.96	1.06	1.03	1	1.09	1.04	1.08	0.98	1.03					
(Eu/Eu ^b) _{PAAS}	2.74	2.56	1.64	2.63	2.18	2.01	1.92	1.81	1.37	2.45	2.32	2.3	1.88	2.69	2.92	0.54	2.4
(Y/Y [*]) _{PAAS}	1.17	1.04	1.1	1.12	1.2	1.46	1.24	1.48	1.28	1.1	1.29	1.42	1	0.94	1	0.85	1.12
Y/Ho	29.9	26.16	28.45	28.62	30.79	36.58	32.07	39.72	32.13	29.53	35.71	37.53	26.96	25.18	26.87	24.13	28.92

注:其中三合明BIF数据(SHM-1-1,SHM-1-2,SHM-1-9,SHM-1-14)引自刘利等,2012;公益明BIF数据引自(GYM-5,GYM-6,GYM-10,GYM-30-1)Liu et al.,2014;东五分子BIF引自(11GY01,11GY02,11GY03)Ma et al.,2014);表中空白部分表示未获得相关数据。

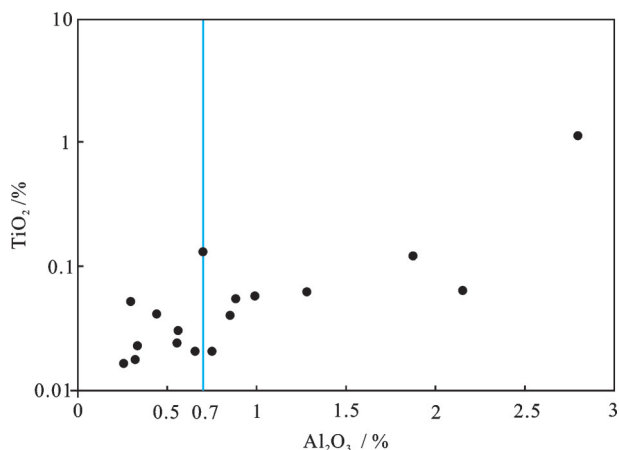


图5 BIF中惰性元素相关性图

Fig.5 The correlation between immobile elements in BIF

就是样品 12GJC-10, 它显示出负 Eu_{PAAS} 异常, 在稀土元素配分图中与其他样品不平行(图 6b), 这说明其稀土元素在后期变质蚀变过程中发生过一定程度的迁移。 Eu 在高温($>200^{\circ}C$)还原的条件下会由稳定的正三价转变为易迁移的正二价(Klinkhammer, 1983)。刘喜山(1996)通过对固阳绿岩带中变质镁铁质岩石中的矿物组合, 判断出该地区在变质过程中温度达到了 $500\sim 650^{\circ}C$ 。因此在局部高温($>200^{\circ}C$)还原的位置, 通过流体的作用就有可能使 Eu^{2+} 脱离原来的稀土元素体系, 造成负 Eu_{PAAS} 异常的出现。

除 12GJC-10 之外, 其余样品正 Eu_{PAAS} 异常值波

动范围不大, 且比较集中(图 6); 在稀土元素配分图中, 三合明、公益明和东五分子样品相互平行, 与典型绿岩带中的 BIF 相似(Frei et al., 2007; Planavsky et al., 2010); 公巨成样品除了良好的惰性元素相关性之外, 稀土元素特征一致(图 6b, 图 8)。因此可以认为其余样品中稀土元素和微量元素受变质及蚀变作用影响较小, 保留了比较完整的原始信息。

6.2 原始沉淀过程

遭受强烈碎屑物质混染的 BIF 稀土元素特征发生了明显变化, 不能反映沉积时水体的地球化学特征; 而遭受轻微碎屑物质混染的 BIF 稀土元素特征基本不变, 因此可以将其与纯净的 BIF 稀土元素特征结合讨论原始沉积环境。

6.2.1 碎屑物质的混染

遭受碎屑物质混染的样品中可见绿泥石和斜长石等富 Al 矿物, 指示了碎屑物质对 BIF 的影响。样品中 Al_2O_3 、 TiO_2 及稀土元素等含量明显高于纯净的 BIF, 并且这些元素之间存在着良好的相关性, 说明碎屑物质来自成份相对均一的岩石或岩石组合。前人对加拿大地区约 3.8 Ga 的 Nulliak BIF 和格陵兰地区 3.8 Ga 的 Isua BIF 做过地球化学研究, 发现其中一部分 BIF 受到了碎屑物质的混染(Nutman, 1986; Nutman et al., 2011), 而本文中受混染的 BIF 与这两个地区情况一致。Haugaard et al. (2013) 在西格陵兰地区约 2.9 Ga 的 Itilliarsuk BIF 底部发现自形程度高的石榴石, 并认为是碎屑物质混染的结

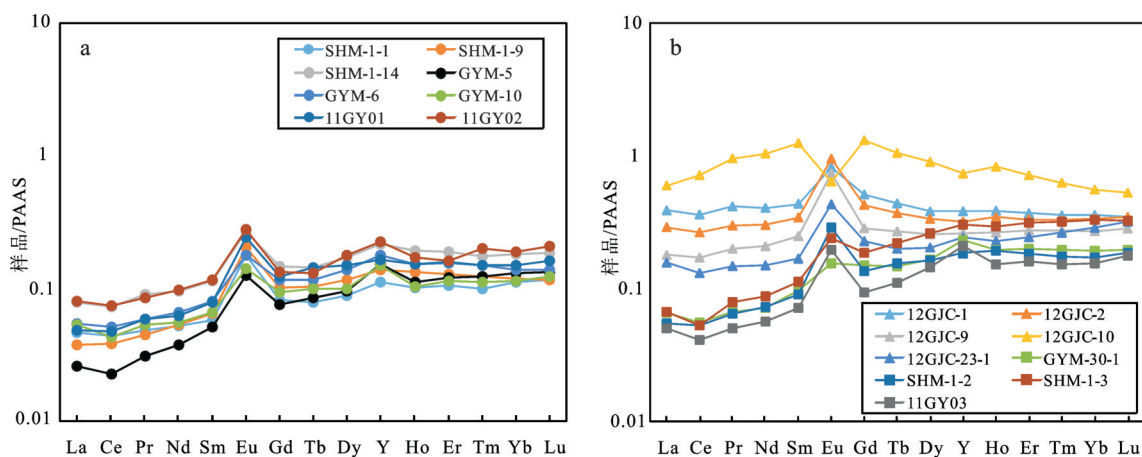


图6 PAAS 标准化后的稀土元素配分图

a—纯净的 BIF; b—遭受碎屑物质混染的 BIF

Fig.6 PAAS-normalized REE patterns for samples

a—Pure BIF; b—Contaminated BIF

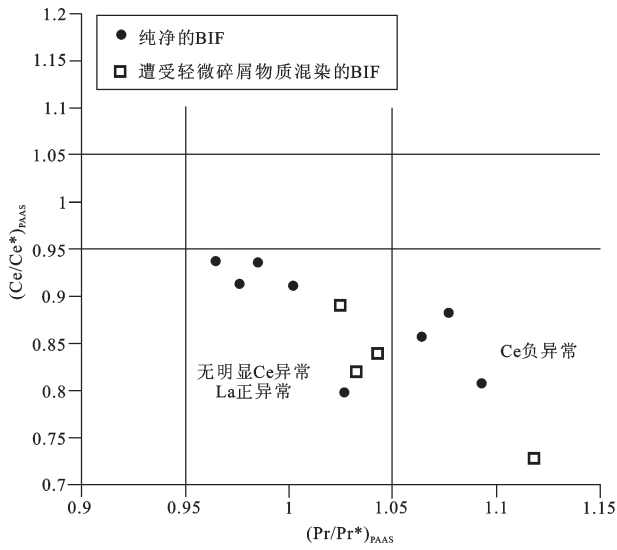


图7 La、Ce异常判别图(据 Bau et al., 1996)

Fig.7 Plot of Ce_{PAAS} and Pr_{PAAS} anomalies for pure and slightly contaminated BIF (modified after Bau et al., 1996)

果。同样的情况在三合明地区出现,其BIF底部发育的大量石榴石随着层位的升高逐渐消失,说明碎屑物质的含量逐渐降低。

前人对纯净的太古代BIF进行了详细的地球化学工作,总结出PAAS标准化后其稀土元素特征如下: LREE 相对 HREE 亏损; La、Eu、Y 表现为正异常; Ce 异常不明显(Bau et al., 1996; Bolhar et al., 2004; Bekker et al., 2010)。固阳绿岩带中的BIF在一定程度上受到过碎屑物质的污染,且三合明、公益明、东五分子的部分样品中遭受轻微碎屑物质污染的BIF稀土元素特征与纯净的BIF一致;而公巨成BIF样品随着大量稀土元素浓度较高的碎屑物质的加入,其稀土元素的特征发生了巨大变化: $LREE_{PAAS}$ 相对 $HREE_{PAAS}$ 的亏损程度降低(部分富集),正 La_{PAAS} 、 Y_{PAAS} 异常减弱以及 Y/Ho 比值降低。

6.2.2 碎屑物质来源

如果BIF遭受碎屑物质污染,那么这些碎屑物质一定是早于BIF或与其同时期形成的。固阳绿岩带中与上述情况相符的岩石包括科马提岩、玄武质科马提岩、玄武岩和安山岩,因此推测碎屑物质来自于其中的一种或几种岩石。

由于基性岩浆岩相对中酸性岩石具有更高的Cr、Co、Sc含量和较低的Th含量,因此特定的岩石类型具有特定的Co/Th和Sc/Th比值(岩石越偏基性,Co/Th和Sc/Th比值就越高;本次实验测得的Cr

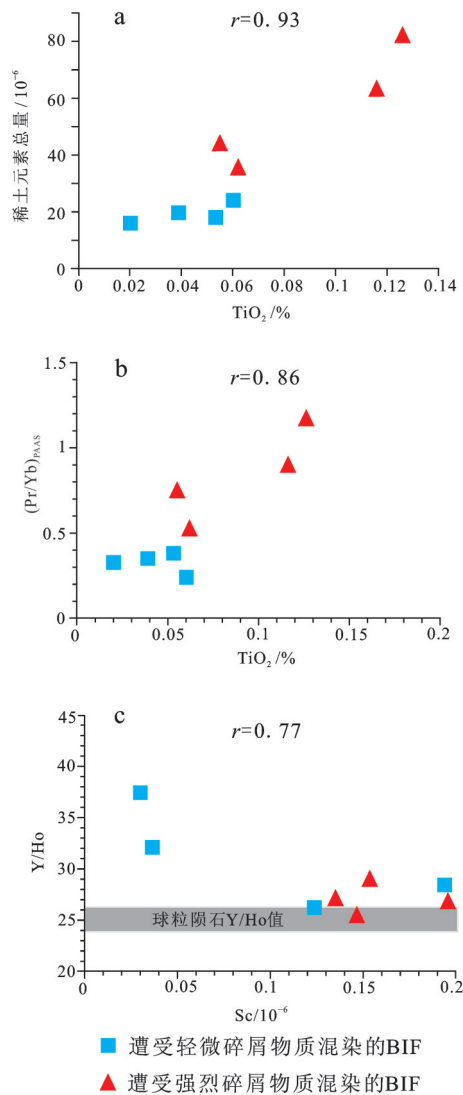


图8 遭受碎屑物质污染BIF中惰性元素与稀土元素之间的相关性图

a—随着碎屑物质含量的增加(TiO_2 含量增加),BIF的稀土元素总量增加;b— $[Pr/Yb]_{PAAS}$ 和 TiO_2 含量之间具有良好的相关性,随着 TiO_2 含量的增加, $[Pr/Yb]_{PAAS}$ 值增加;c—随着Sc含量的增加,BIF的Y/Ho比值降低,且最低值范围与球粒陨石近似

Fig.8 The positive correlation between immobile elements and REE in contaminated BIF

a—The positive correlation between TiO_2 and ΣREE ; b—The positive correlation between TiO_2 and $[Pr/Yb]_{PAAS}$; c—The positive correlation between Sc and Y/Ho

含量误差较大,因此没有讨论Cr/Th比值),这些比值通常很稳定,很难受到后期变质蚀变作用的影响(Taylor et al., 1984; Condie et al., 1990)。为了更加精确地对应岩石类型,我们将Sc/Th作为横坐标,将Co/Th作为纵坐标进行散点投图(图9)。从图中可

以看出 Sc/Th-Co/Th 表现为斜率不同的三条直线, Co/Th 比值严格受控于岩石类型, 其中科马提岩的 Co/Th 比值远大于其他岩石, 在图中表现为对应的直线斜率最大; 而安山岩的 Co/Th 比值最小, 对应于斜率最小的直线; 玄武质科马提岩和玄武岩具有近似的 Co/Th 比值, 对应的直线斜率介于上述两种岩石之间。

虽然遭受碎屑物质混染 BIF 的 Co/Th 比值并不能准确反映碎屑物质的原岩, 但可以指示出这些碎屑物质的主要来源。除 12GJC-10(蚀变严重)和 11GY03(缺少 Co 的数据)之外, 将其余 7 个样品投入图 9 中, 可以看出, 它们主要处于玄武岩及玄武质科马提岩对应的直线上。因此认为, BIF 中的碎屑物质主要来自于玄武质岩石。

前人通过详细的野外地质工作, 发现 Algoma 型 BIF 缺少浅海沉积岩常发育的沉积岩构造, 且常与浊流岩互层, 从而推测其沉淀发生在深海(Gross, 1980; Klein, 2005; Bekker et al., 2010)。而深海中的碎屑物质通常有两种类型: 深海浊流碎屑, 以及火山碎屑。海底火山喷发或地震会形成大规模的浊流, 并伴随着流体和大量悬浮物搬运很远距离, 固阳地区的玄武质岩石碎屑可能通过以上方式搬运到 BIF 的沉积盆地, 与其同沉淀之后形成遭受碎屑物质混染的 BIF; 另一方面, 固阳地区新太古代火山活动频繁, 同时期火山活动产生的玄武质火山碎屑也可能与硅铁同时沉淀, 最终保存在 BIF 中。

由于固阳绿岩带中现存的 BIF 大都经历了后期绿片岩相—低角闪岩相变质作用的影响, 碎屑物质的原始形态已经难以保留, 无法通过岩相学的手段来判断其通过以上何种方式参与 BIF 沉淀, 但可以推断出这些碎屑物质形成于相对动荡的环境。

6.2.3 沉积环境及热液影响

前人在现代海水的稀土元素研究基础上, 通过 BIF 中稀土元素特征来探究前寒武纪海洋环境; 由于 BIF 沉淀时硅铁与稀土元素几乎不分馏, 因此可以利用稀土元素特征指示其沉淀时的水体环境(Bekker et al., 2010)。通过 PAAS 标准化后的现代氧化海水具有明显的负 Ce_{PAAS} 异常, 而缺氧的海水中负 Ce_{PAAS} 异常不明显(German et al., 1989; Byrne et al., 1996; Planavsky et al., 2010), 这是因为 Ce^{+3} 氧化成 Ce^{+4} 后溶解度降低, 使得 Ce 易于吸附在 Mn-Fe

氢氧化物、有机物和泥质颗粒的表面, 从而脱离原来的稀土元素系统, 造成水体中 Ce_{PAAS} 负异常的出现; 而缺氧海水中 Ce^{+3} 的氧化作用减弱, 导致上述吸附作用减弱(Byrne et al., 1996; Planavsky et al., 2010)。 Ce_{PAAS} 异常不明显, 说明 Ce 未与其他稀土元素发生分离, 反映了当时水体处于缺氧条件(Planavsky et al., 2010; Bekker et al., 2014)。固阳绿岩带中大多数纯净的 BIF 和遭受轻微碎屑物质混染的 BIF 样品中负 Ce_{PAAS} 异常不明显(图 6), 与大多数太古宙 BIF 一致, 说明其沉淀发生在缺氧海水中(Frei et al., 2007; Planavsky et al., 2010; Bekker et al., 2014); 除此之外, $LREE_{PAAS}$ 相对 $HREE_{PAAS}$ 亏损, 正 La_{PAAS} 异常, 正 Y_{PAAS} 异常等特征与同时期 BIF 以及现代海水相似, 而 Y/Ho 比值高于球粒陨石($Y/Ho \approx 26$), 也说明了其与海水关系更为密切(Bau et al., 1996; Alibo et al., 1999; Planavsky et al., 2010)。

固阳绿岩带中 BIF 受到不同程度的碎屑物质混染, 且混染不均匀, 集中在 BIF 中的某一个或某几个层位中, 与纯净的 BIF 之间存在渐变关系。碎屑物质的产生需要相对动荡的环境(浊流或火山活动), 说明了碎屑物质与 BIF 同沉积之前的水体相对动荡。因此, 固阳地区的深部海水在太古宙时并非一直保持平静状态, 而是处于局部地区或时间段内相对动荡的条件。

与其他太古宙 BIF 相似, 固阳绿岩带中 BIF 的正 Eu_{PAAS} 异常记录了其原始沉淀时高温($>250^{\circ}C$)热液的影响(Bau et al., 1991; Bekker et al., 2010; Planavsky et al., 2010)。本文借助高温热液与海水的混合模型来讨论高温热液的影响程度。其中, 海水成分选自北太平洋(Alibo et al., 1999), 高温热液成分利用与其最为相似的太古宙燧石岩代替(Thurston et al., 2012)(样品 06PCT001M11), 通过 Eu/Sm 比值和 Sm/Yb 比值来测定 BIF 中的正 Eu_{PAAS} 异常值受高温热液的影响(Gourcerol et al., 2016)(图 10)。通常认为海底高温热液具有明显的正 Eu_{PAAS} 异常, 而海水的 Eu_{PAAS} 异常不明显(Bau et al., 1996; Bekker et al., 2010)。因此 Eu/Sm 比值可以反映出海底热液和海水对 BIF 的影响程度。同时, Sm/Yb 比值对后期蚀变和变质作用十分敏感, 如果样品受这些作用影响较大, 在图中就会位于混合线上方。从图 10 中可以看出, 所有的样品都处于混合线上, 几

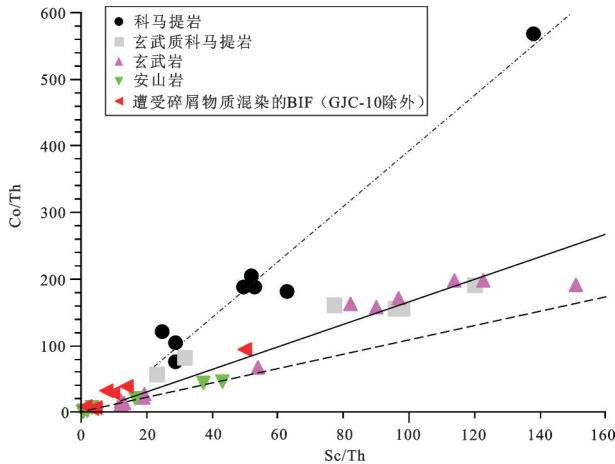


图9 BIF中碎屑物质来源判别图

(据 Condie et al., 1990 修改; 岩石数据来自陈亮, 2007; 刘利等, 2012; Liu et al., 2014; Ma et al., 2014)

Fig. 9 Co/Th ratios in Guyang greenstone belt rocks shown as a function of Sc/Th (modified after Condie et al., 1990, data of rocks after Chen, 2007; Liu et al., 2012, 2014; Ma et al., 2014)

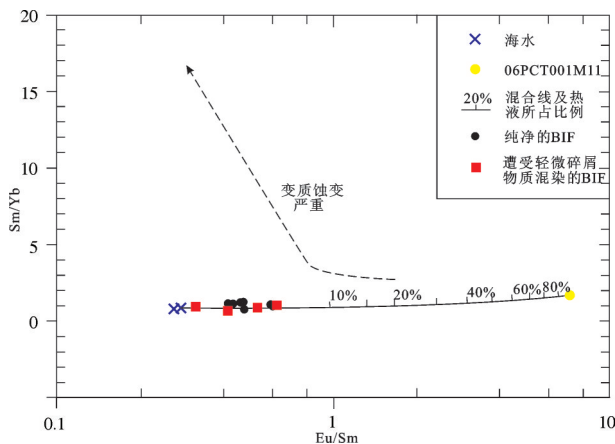


图10 固阳绿岩带中BIF在原始沉淀时高温热液和海水混合的比例判别图

(据 Gourcerol et al., 2016)

Fig.10 Binary plots of elemental ratio data (Eu/Sm and Sm/Yb) for chert samples in BIF from Guyang greenstone belt (modified after Gourcerol et al., 2016)

乎没有发生偏离,说明这些样品受到后期作用的影响很小,这与本文之前的判断一致(见6.1);样品点集中在0~10%附近,说明BIF沉淀时水体中高温热液的加入占0~10%。

7 结论

(1)固阳绿岩带中的BIF(三合明、公益明、东五

分子、公巨成)赋存在新太古代色尔腾山群中,经历了绿片岩相-低角闪岩相变质,呈条带状构造,主要矿物为自形-半自形粒状磁铁矿和他形粒状石英,含少量角闪石,局部地区发育石榴石、绿泥石、斜长石等富Al矿物。

(2)该地区BIF中存在碎屑物质混染,随着混染程度的增加,稀土元素特征发生变化;而极少量碎屑物质的混染($Al_2O_3 < 0.7\%$)对其影响不大。

(3)通过比较不同岩石的Co/Th比值,可以得知BIF中的碎屑物质主要来源于玄武质岩石,它们最初可能是以浊流碎屑或火山碎屑的形式进入BIF。

(4)固阳绿岩带中纯净及遭受轻微碎屑物质混染的BIF稀土元素特征与典型的Algoa型BIF一致。其中,大多数样品 Ce_{PAAS} 异常不明显,说明BIF在缺氧的环境下发生沉淀;LREE_{PAAS}相对HREE_{PAAS}亏损;正La_{PAAS}、Y_{PAAS}异常以及高Y/Ho比值等特点指示出BIF与海水的关系密切;样品中正Eu_{PAAS}异常明显,说明BIF沉淀的海水中有高温(>250°C)热液的加入,其比例为0~10%。然而,遭受强烈碎屑物质混染的BIF稀土元素特征发生了明显变化。此种类型BIF的出现,以及分布不均,指示了BIF形成之前的局部地区或时间段内,深部海水处于相对动荡的环境。

致谢:感谢中国科学院地质与地球物理研究所岩矿分析实验室和微量元素实验室以及研究生刘利帮助完成测试工作。本文在写作过程中得到了陈代钊老师和赵志丹老师的建议;审稿专家及编辑老师对论文修改提出了宝贵意见,在此表示衷心的感谢!

References

- Alexander B W, Bau M, Andersson P, Dulski, P. 2008. Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9Ga Pongola Supergroup, South Africa[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 72(2): 378-394.
- Alibo D S, Nozaki Y. 1999. Rare earth elements in seawater: Particle association, shale-normalization, and Ce oxidation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(3/4): 363-372.
- Bau M, 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(2): 37-55.
- Bau M, Möller P. 1993. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in early precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-lithosphere system[J]. *Geochimica et*

- Cosmochimica Acta, 57(10): 2239–2249.
- Bau M. 1991. Rare–earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid–rock interaction and the significance of the oxidation state of europium[J]. *Chemical Geology*, 93(3/4): 219–230.
- Bekker A, Krapez B, Slack J, Planavsky N, Hofmann A, Konhauser K O, Rouxel O J. 2010. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes—a reply[J]. *Economic Geology*, 105(3): 467–508.
- Bekker A, Planavsky N J, Krapež B, Konhauser K. 2014. 9.18 – Iron Formations: Their origins and implications for ancient seawater chemistry[J]. *Treatise on Geochemistry*, 561–628.
- Bolhar R, Kamber B S, Moorbath S, Fedo C M, Whitehouse M J. 2004. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 222(1): 43–60.
- Byrne R H, Sholkovitz E R. 1996. Chapter 158 Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides[J]. *Handbook on the Physics & Chemistry of Rare Earths*, 23: 497–593.
- Chen Zhiyong, Zheng Fanshen, Wang Zhong, Li Siwa, Wang Fukuan. 2007. The Seertengshan Rock Group in middle–west Inner Mongolia: Revision and its geological significance[J]. *Geology and Resources*, 16(1): 1–6 (in Chinese).
- Chen Liang. 2007. *Geochemistry and Chronology of the Guyang Greenstone Belt. Postdoctoral Research Report[D]*. Beijing: Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, 1–40(in Chinese).
- Condie K C, Wronkiewicz D J. 1990. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 97(3/4): 256–267.
- Dai Yanpei, Zhang Lianchang, Zhu Mingtian, Wang Changle, Liu Li. 2013. Chentaigou BIF–type iron deposit, Anshan area associated with Archean crustal growth: Constraints from zircon U–Pb dating and Hf isotope[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(7): 2537–2550
- Frei R, Polat A. 2007. Source heterogeneity for the major components of ~3.7 Ga Banded Iron Formations (Isua Greenstone Belt, Western Greenland): Tracing the nature of interacting water masses in BIF formation[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 253(1/2): 266–281.
- Fu Jianfei, Wang Ende, Xia Jianming, Men Yekai, Chen Huijun, You Xinwei, Chenglin. 2014. Element geochemical characteristics and sedimentary palaeoenvironment of the Yanqianshan iron deposit in Liaoning Province[J]. *Geology in China*, 41(6): 1929–1943(in Chinese with English abstract).
- German C R, Elderfield H. 1989. Rare earth elements in Saanich Inlet, British Columbia, a seasonally anoxic basin[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(89): 2561–2571.
- Gourcerol B, Thurston P C, Kontak D J, Côté–Mantha O, Biczok J. 2016. Depositional setting of Algoma–type banded iron formation[J]. *Precambrian Research*, 47–79.
- Gross G A. 1980. A classification of iron formations based on depositional environments[J]. *Canadian Mineralogist*, 18(1): 215–222.
- Haugaard R, Frei R, Stendal H, et al. 2013. Petrology and geochemistry of the ~2.9 Ga Itilliarsuk banded iron formation and associated supracrustal rocks, West Greenland: Source characteristics and depositional environment[J]. *Precambrian Research*, 229: 150–176.
- Hong Xiuwei, Pang Hongwei, Liu Xuewen. 2010. Geological characteristics of the Dataigou iron deposit in Benxi, Liaoning Province[J]. *Geology in China*, 37(5): 1426–1433(in Chinese with English abstract).
- Huston D L, Logan G A. 2004. Barite, BIFs and bugs: Evidence for the evolution of the Earth’s early hydrosphere[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 220(1/2): 41–55.
- Isley A E, Abbott D H. 1999. Plume–related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1041(B7): 15461–15477.
- Jian Ping, Zhang Qi, Liu Dunyi, Jin Weijun, Jia Xiuqin, Qian Qing. 2005. SHRIMP dating and geological significance of Late Achaean high–Mg diorite (sanukite) and hornblende–granite at Guyang of Inner Mongolia[J]. *Acta Petrol. Sin.*, 21(1): 151–157 (in Chinese with English abstract).
- 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(10): 1473–1499.
- Klinkhammer G, Elderfield H, Hudson A. Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents[J]. *Nature*, 1983, 305(5931): 185–188.
- Li H, Zhang Z, Li L, Zhang Z, Chen J, Yao T. 2014. Types and general characteristics of the BIF–related iron deposits in China[J]. *Ore Geology Reviews*, 57(3): 264–287.
- Li Houmin, Wang Denghong, Li Lixing. 2012. Metallogeny of iron deposits and resource potential of major iron minerogenetic units in China[J]. *Geology in China*, 39(3): 559–580(in Chinese with English abstract).
- Li Shuxun, Liu Xishan, Zhang Lūqiao. 1987. Granite–greenstone belt in Sheerteng area, Inner Mongolia, China[J]. *Changchun Univ. Geol.*, (17): 81–102 (in Chinese with English abstract).
- Liu Jianzhong, Zhang Fuqin, Ouyang Ziyuan, Li Chunlai, Zou Yongliao, Xu Lin. 2001. Study on Geochemistry and Chronology of Seertengshan Greenstone, Inner Mongolia[J]. *Journal of Changchun University of Science and Technology*, 31(3): 236–240 (in Chinese with English abstract).
- Liu L, Zhang L, Dai Y. 2014. Formation age and genesis of the banded iron formations from the Guyang Greenstone Belt, Western North China Craton[J]. *Ore Geology Reviews*, 63(1): 388–404.
- Liu Li., Zhang Lianchang, Dai Yanpei, Wang Changle, Wang Changle, Li Zhiquan. 2012. Formation age, geochemical signatures and geological significance of the Sanheming BIF–type iron deposit in the Guyang Greenstone Belt, Inner Mongolia[J]. *Acta Petrol. Sin.*, 28(11): 3623–3637(in Chinese with English abstract).
- Liu Mingjun, Li Houmin, Yu Shixiang, Xu Zongxian, Yao Liangde, Wen Qi, Zhao Hongzhen. 2014. Re–Os isotopic dating of pyrite and molybdenite from the iron deposits in Anshan–Benxi area of

- Liaoning Province and its geological significances[J]. *Geology in China*, 41(6): 1821–1832(in Chinese with English abstract).
- Liu Xishan. Progressive Metamorphic Genesis of Archean Granulites in Central NeiMonglo[J]. *Acta Petrol. Sin.*, 1996(2): 287–298(in Chinese).
- Ma X D, Fan H R, Santosh M, Guo J. 2014. Chronology and geochemistry of Neoproterozoic BIF-type iron deposits in the Yinshan Block, North China Craton: Implications for oceanic ridge subduction[J]. *Ore Geology Reviews*, 63(1): 405–417.
- Ma Xudong, Fan Hongrui, GuoJinghui. 2013. Neoproterozoic magmatism, metamorphism in the Yinshan Block: Implication for the genesis of BIF and crustal evolution[J]. *Acta Petrol. Sin.*, 29(7): 2329–2339 (in Chinese with English abstract).
- Meng Xuyang, Wang Peng, Zhang Dongyang, Liang Mingjuan. 2012. Element geochemistry of the Sishanling iron deposit in Liaoning Province and its geological implications[J]. *Geology in China*, 39(6): 1857–1873(in Chinese with English abstract).
- Nutman A P, Fryer B J, Bridgwater D. 2011. The early Archean Nulliak (supracrustal) assemblage, northern Labrador[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(10): 2159–2168.
- Nutman A P. 1986. The early Archean to Proterozoic history of the Isukasia area, southern West Greenland[J].
- Planavsky N, Bekker A, Rouxel O J, Kamber B, Hofmann A, Knudsen A, Lyons T W. 2010. Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(22): 6387–6405.
- Taylor S R, McLennan S M. 1984. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[J]. *Journal of Geology*, 94(4).
- Thurston P C, Kamber B S, Whitehouse M. 2012. Archean cherts in banded iron formation: Insight into Neoproterozoic ocean chemistry and depositional processes[J]. *Precambrian Research*, 214–215(3): 227–257.
- Viehmann S, Bau M, Smith A J B, Beukes N J, Dantas E L, Bühn B. 2015. The reliability of ~2.9 Ga old Witwatersrand banded iron formations (South Africa) as archives for Mesoproterozoic seawater: Evidence from REE and Nd isotope systematics[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 111(5): 322–334.
- Wang C, Konhauser K O, Zhang L. 2015. Depositional environment of the Paleoproterozoic Yuanjiacun banded iron formation in Shanxi Province, China[J]. *Economic Geology*, 110(6): 1515–1539.
- Wang Changle, Zhang Lianchang, Lan Caiyun, Dai Yanpei. 2014. Rare earth element and yttrium compositions of the Paleoproterozoic Yuanjiacun BIF in the Lüliang area and their implications for the Great Oxidation Event (GOE)[J]. *Science China: Earth Sciences*, 57: 2469–2485.
- Yao Peihui. 1993. Iron Deposits of China[M]. Beijing: Metallurgical Industry Press, 219–241(in Chinese).
- Zhai Mingguo, Bian Aiguo. 2000. The supercontinent amalgamation of the North China craton in the Late Archean and breaking up in the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic[J]. *Sci. China*, 30(B12): 129–137. (in Chinese).
- Zhang Lianchang, Zhai Mingguo, Wan Yusheng, Guo Jinghui, Dai Yanpei, Wang Changle, Liu Li. 2012. Study of the Precambrian BIF-iron deposits in the North China Craton: Progresses and questions[J]. *Acta Petrol. Sin.*, 28(11): 3431–3445(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈亮. 2007. 固阳绿岩带的地球化学和年代学[D]. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所, 1–40.
- 陈志勇, 郑翻身, 王忠, 李四娃, 王富宽. 2007. 内蒙古中西部色尔腾山岩群的厘定及其地质意义[J]. *地质与资源*, 16(1): 1–6.
- 代堰镔, 张连昌, 朱明田, 王长乐, 刘利. 2013. 鞍山陈台沟BIF铁矿与太古代地壳增生: 锆石U-Pb年龄与Hf同位素约束[J]. *岩石学报*, 29(07): 2537–2550.
- 付建飞, 王恩德, 夏建明, 门业凯, 陈慧钧, 尤欣慰, 成林. 2014. 辽宁眼前山铁矿元素地球化学特征与沉积古环境研究[J]. *中国地质*, 41(6): 1929–1943.
- 洪秀伟, 庞宏伟, 刘学文. 2010. 辽宁本溪大台沟铁矿地质特征[J]. *中国地质*, 37(5): 1426–1433.
- 简平, 张旗, 刘敦一, 金维浚, 贾秀勤, 钱青. 2005. 内蒙古固阳晚太古代赞岐岩(sanukite)—一角闪花岗岩的SHRIMP定年及其意义[J]. *岩石学报*, 21(01): 151–157.
- 李厚民, 王登红, 李立兴, 陈靖, 杨秀清, 刘明军. 2012. 中国铁矿成矿规律及重点矿集区资源潜力分析[J]. *中国地质*, 39(3): 559–580.
- 李树勋, 刘喜山, 张履桥. 1987. 内蒙古色尔腾山地区花岗岩—绿岩的地质特征[J]. *长春地质学院学报*, 81–102.
- 刘建忠, 张福勤, 欧阳自远, 李春来, 邹永廖, 徐琳. 2001. 内蒙古色尔腾山绿岩的地球化学、年代学研究[J]. *长春科技大学学报*, 31(3): 236–240.
- 刘利, 张连昌, 代堰镔, 王长乐, 李智泉. 2012. 内蒙古固阳绿岩带三合明BIF型铁矿的形成时代、地球化学特征及地质意义[J]. *岩石学报*, 28(11): 3623–3637.
- 刘明军, 李厚民, 于仕祥, 许宗宪, 姚良德, 文屹, 赵洪振. 2014. 辽宁鞍山地区铁矿床黄铁矿和辉钼矿Re-Os同位素测年及其地质意义[J]. *中国地质*, 41(6): 1821–1832.
- 刘喜山. 1996. 内蒙古中部太古代麻粒岩递进变质成因[J]. *岩石学报*, (2): 287–298.
- 马旭东, 范宏瑞, 郭敬辉. 2013. 阴山地块晚太古代岩浆作用、变质作用对地壳演化及BIF成因的启示[J]. *岩石学报*, 29(7): 2329–2339.
- 孟旭阳, 王鹏, 张东阳, 梁明娟. 2012. 辽宁思山岭铁矿元素地球化学特征及其地质意义[J]. *中国地质*, 39(6): 1857–1873.
- 王长乐, 张连昌, 兰彩云, 代堰镔. 2014. 山西吕梁古元古代袁家村铁矿BIF稀土元素地球化学及其对大氧化事件的指示[J]. *中国科学: 地球科学*, 44(11): 2389–2405.
- 姚培慧. 1993. 中国铁矿志[M]. 北京: 冶金工业出版社.
- 翟明国, 卞爱国. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末—中元古代裂解[J]. *中国科学*, 30(B12): 129–137.
- 张连昌, 翟明国, 万渝生, 郭敬辉, 代堰镔, 王长乐, 刘利. 2012. 华北克拉通前寒武纪BIF铁矿研究: 进展与问题[J]. *岩石学报*, 28(11): 3431–3445.