

Geological Geochemical and Fe Isotopic Compositions Characteristics and Its Implications on Xinyu Iron Deposit in Jiangxi Province

Mangting Shen¹, Zhe Xu², Ming Xu¹

¹Nanjing Center of China Geological Survey, Nanjing Jiangsu

²Jiangxi Institute of Geological Survey, Nanchang Jiangxi

Email: smtq6483@sina.com

Received: Feb. 5th, 2018; accepted: Feb. 20th, 2018; published: Feb. 28th, 2018

Abstract

In this paper, the regional geological background, mineralization geological characteristics, ore symbiotic combination characteristics and main and trace element content and iron isotope of Xinyu type iron ore mineralization in Xinyu area of Jiangxi Province were analyzed. It shows that the iron ore deposits mainly composed of chemical deposition, accompanied by a number of terrestrial debris to join, which show that the mineral resources are diverse and the mineralization environment is complicated. Iron isotope analysis results are clearly enrichment of iron heavy isotope mineral phase. The difference in the isotopic values of each segment shows the evolutionary state of the redox state of the region. Heavy iron isotope enrichment and Ce anomaly and other characteristics indicate that the ore-forming period is a low-oxygen fugacity environment. The iron is formed at the beginning of the melting of the Earth's ice sheet. At the beginning of the melting of the glacier, with the lots of fine clastic and freshwater, there are lots of colloidal ferric hydroxide and SiO₂ deposited in succession or simultaneously to form formation of iron-containing silicon construction. After this, the formation subjected to regional metamorphism, deformation and other geological effects, the dehydration and recrystallization make Fe(OH)₃ into magnetite, and colloid SiO₂ into quartzite. Ultimately, the original aphanitic iron flint Shiyan transforms magnetite quartzite, finally, form the current Xinyu iron ore BIF marker layer.

Keywords

Xinyu Type Iron Ore, Magnetite, Fe Isotope, Geological Features, Jiangxi Province

江西新余式铁矿地质地球化学、Fe同位素特征及其地质意义

沈莽庭¹, 徐喆², 徐鸣¹

¹中国地质调查局南京地质调查中心, 江苏 南京

²江西省地质调查院, 江西 南昌

Email: smtq6483@sina.com

收稿日期: 2018年2月5日; 录用日期: 2018年2月20日; 发布日期: 2018年2月28日

摘要

本文对江西新余地区“新余式”铁矿成矿的区域地质背景、矿化地质条件特征、矿石共生组合特征和矿石主微量元素含量以及铁同位素进行了分析。认为该区铁成矿以化学沉积建造为主, 同时伴有诸多陆源碎屑物加入, 显示成矿物质来源多样, 成矿环境复杂。铁同位素分析结果显然新余铁矿富集铁的重同位素的矿物相。各区段同位素值的差异性显示该区不同的氧化还原状态的演化变化状态。重铁同位素富集和Ce异常缺失等特征指示成矿期为低氧逸度环境, 新余式铁建造形成于地球冰盖开始融化初期, 冰川融化后大量悬浮细碎屑物质的淡水加入, 出现大量氢氧化铁和胶体SiO₂先后或同时沉积, 形成含铁硅建造, 后来再遭受区域变质、挤压变形等地质作用, 使氢氧化铁脱水和重结晶变成磁铁矿, 胶体SiO₂变成石英, 原来的隐晶质的铁质燧石岩变成磁铁石英岩, 形成现在的新余铁矿BIF标志层。

关键词

新余式铁矿, 磁铁矿, Fe同位素, 地质特征, 江西省

Copyright © 2018 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 前言

同位素技术在成矿作用研究中具有重要意义。高精度的Fe同位素测量示踪技术分析研究被广泛应用于地球科学矿床研究中来[1]-[9]。从成矿学角度来看, Fe同位素技术提供直接的对Fe金属矿床Fe矿化元素示踪的可能。随着含Fe矿物的结晶沉淀, Fe同位素组成随时间发生演化, 在示踪Fe成矿物质来源具有应用潜力, 在氧化还原过程中, Fe同位素会产生较大的分馏作用, 且在三价铁相中富集Fe重同位素, 在二价铁相中富集Fe轻同位素[4] [7]。因此Fe同位素组成变化规律可能是利用Fe同位素示踪新余式铁矿床氧化还原过程中Fe物质来源、变化过程重要手段之一。

江西新余县地区铁矿于1957年发现, 主要位于新余县内。前人研究资料表明该矿床为我国华南元古宙硅铁质建造型铁矿[10] [11] [12]。该区铁矿与前寒纪广泛发育形成于被动大陆边缘或陆内裂谷苏必利尔湖型(Superior)、大陆边缘盆地或岛弧盆地阿尔戈马型(Algoma)明显不同, 成矿时代形成于地球雪球事件期间, 据其形成条件和成因被命名为“新余式”铁矿[13] [14]。许多矿床地质学者对该铁矿床进行了详细研究[15]-[22]。本文在前人研究的基础上, 对“新余式”铁矿成矿的区域地质背景、矿化地质条件特征、矿石共生组合特征进行总结, 初步分析了新余式BIF型铁矿石主微量元素含量及铁同位素特征, 示踪Fe矿沉积环境的制约作用地质意义。

2. 区域地质特征

新余式铁矿分布构造位置处于扬子板块江南古陆南缘的元古宙边缘裂谷环境和华夏板块拼接带南侧

华南加里东造山带北缘武功山-北武夷隆起带内。构成两个北东-南西向成矿带。其中江南古陆南缘成矿带包括新余-萍乡、弋阳-宜黄、安仁-祁东、永丰-吉水、江口-三江等地。华夏古陆北缘成矿带包括英阳关、查田-建阳、石城-龙川等地。华夏古陆北缘和江南古陆南缘有可能存在元古宙的边缘裂谷带(图1显示),在裂谷期强烈的超镁铁质-镁铁质火山活动和古陆风化剥蚀作用。为铁矿床的形成提供了物质来源,南华冰期稳定的温湿浅海环境,为新余式铁硅质建造的形成提供了良好的古气候古地理条件。

区内出露地层主要为南华系-寒武系浅变质岩(图2),为一套火山碎屑硅铁质建造夹类复理石的泥砂质建造,含铁岩系的变质程度属绿片岩相,主要为一套千枚岩-片岩。区内铁矿属南华系低绿片岩相硅铁建造磁铁矿石岩型沉积变质铁矿,又称“新余式”铁矿,时代大致相当于南陀亚冰期与长安亚冰期之间的富禄期冰期产物,该时期地球气候发生了巨大的变化,俗称“雪球地球”事件[23]。该类型铁矿是我国南方重要的铁矿类型。

区内岩浆岩活动强烈,自晋宁晚期开始至燕山期有不同程度的岩浆活动,形成多期、多成因和多类型的岩浆岩。发育加里东、海西、印支、燕山期复式花岗岩。

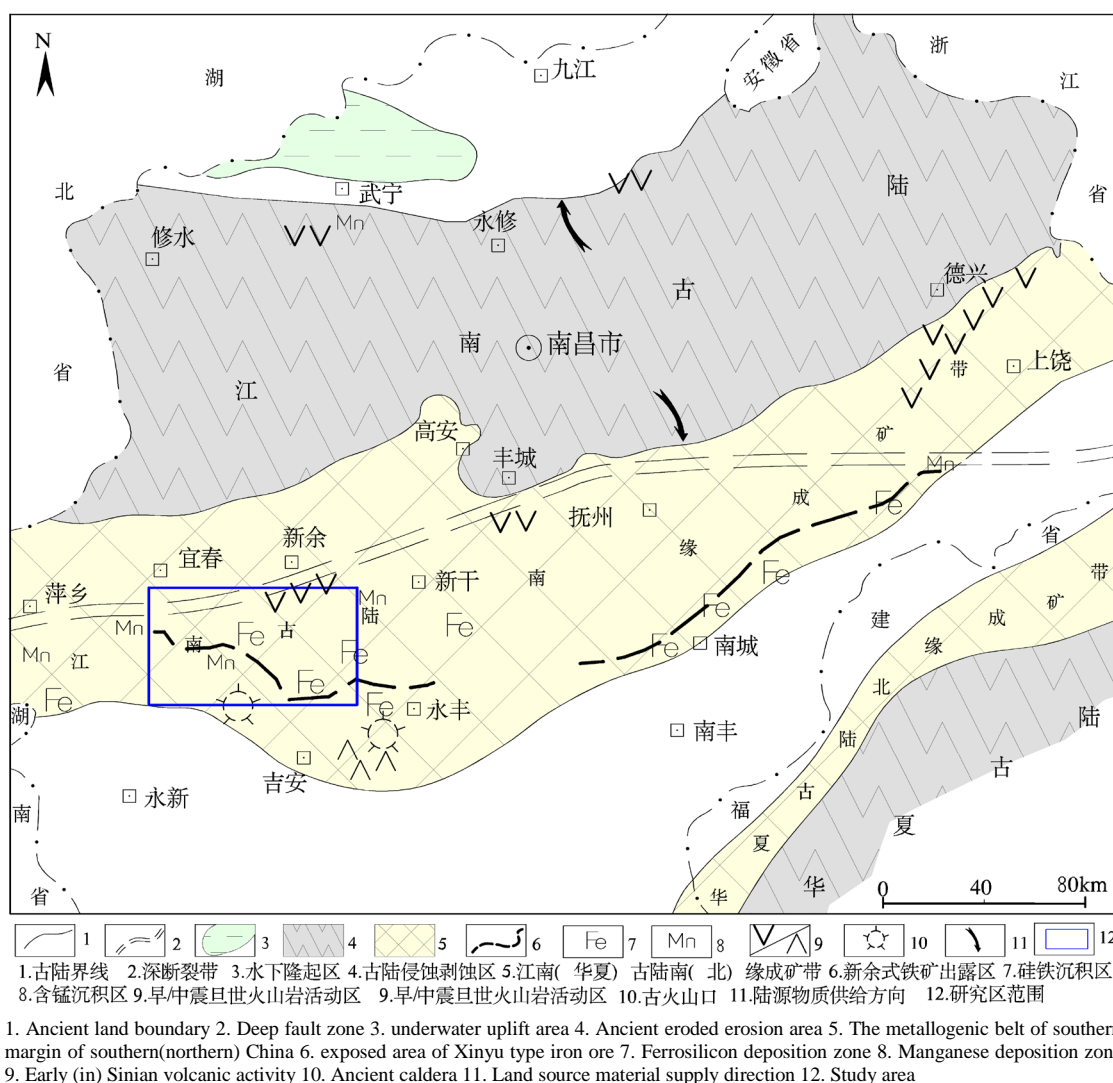
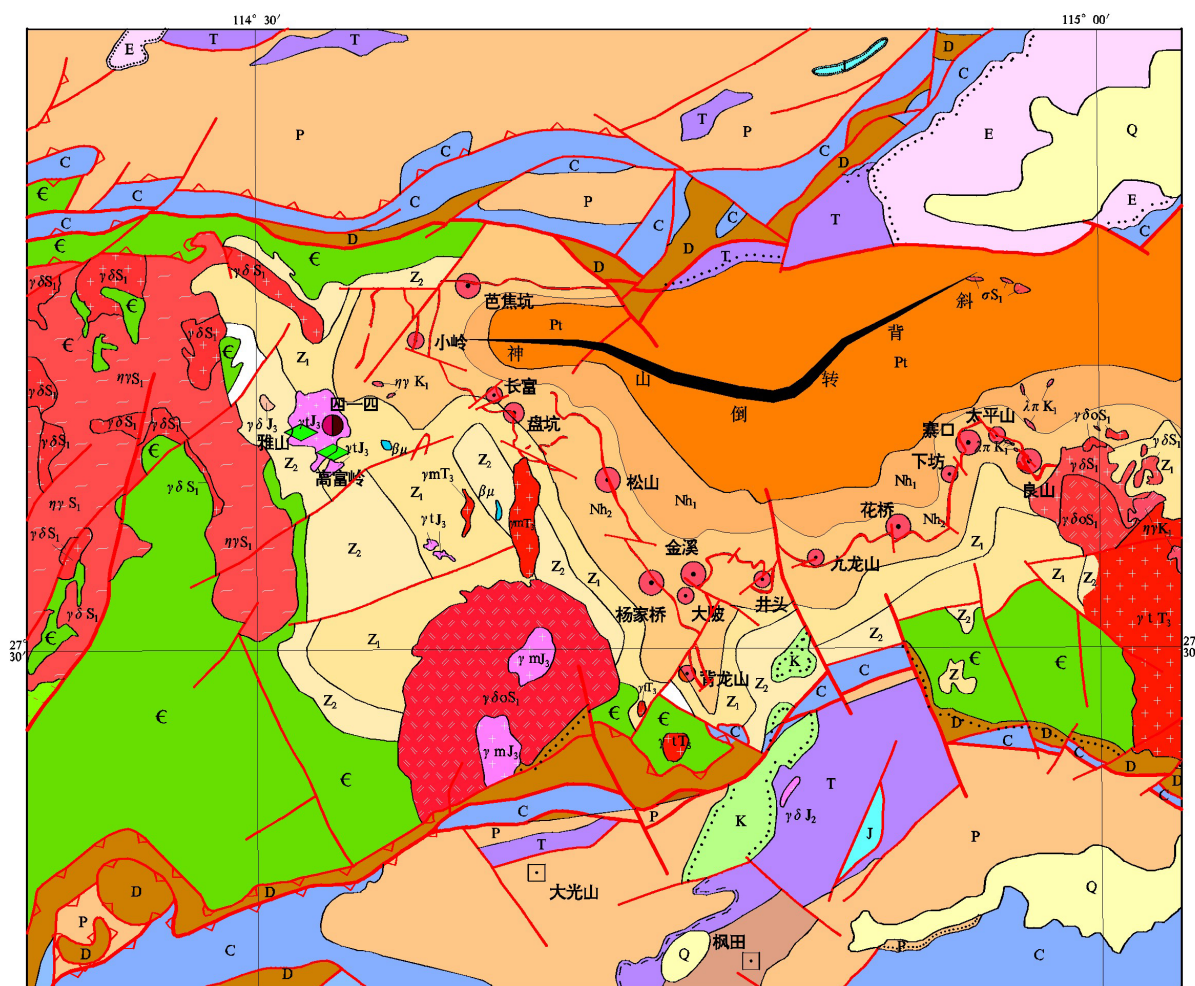


Figure 1. The distribution map of Precambrian Banded Metamorphic Iron Ores Jiangxi in South China

图1. 江西华南晚前寒武纪条带状变质铁矿分布图(据曾书明, 2011, 修改)



1.第四系:砂砾石、亚砂土(洪冲积),红土砾石、网纹土 2.古近系:粉砂岩、泥岩 3.白垩系:紫红色砂砾岩、砂岩 4.侏罗系:长石石英砂岩 5.三叠系:钙质粉砂岩、页岩、泥灰岩、含煤碎屑岩 6.二叠系:灰岩、页岩夹透镜状、结核状灰岩 7.石炭系:白云岩、灰岩,含煤碎屑岩 8.泥盆系:砾岩、钙质粉砂岩、泥岩、白云岩 9.寒武系:杂砂岩夹板岩、泥灰岩、硅质岩 10.震旦系上统:杂砂岩、板岩、含磁铁矿绢云绿泥(炭质)千枚岩夹硅质岩 11.震旦系下统:变质长石石英砂岩、凝灰质砂岩、板岩偶夹硅质板岩 12.南华系上统:变余沉凝灰粉砂岩、千枚岩夹杂砂岩 13.南华系下统:硅铁质碎屑岩建造 14.元古界(青白口系):黑云绢云凝灰质千枚岩、砂岩、变余沉凝灰岩夹细碧角闪岩 15.早白垩世二长花岗岩 16.晚侏罗世,西华山序列:γβJ₃黑云母花岗岩→γβJ₃白云母花岗岩→γmJ₃白云母花岗岩 17.晚三叠世白云母花岗岩 18.晚志留世:γδ₄S₁英云闪长岩→γδ₄S₂花岗岩→γδ₄S₃花岗岩 19.基性岩脉 20.铁矿层 21.地质界线/不整合界线 22.断层(脱)断层 23.背斜 24.铁矿/煤矿/高岭土矿、铌钽矿

1. Conglomerate, sub-sand (alluvial), laterite gravel, reticulated laterite 2. Paleogene, siltstone, mudstone 3. Cretaceous, Purple red sandstone and conglomerate 4. Jurassic feldspar quartz sandstone 5. Triassic calcareous siltstone, shale, marl and coal-bearing clastic rocks 6. Permian Limestone, shale, lenticular, tuberos limestone 7. Carboniferous dolomite, limestone, coal-bearing clastic rock 8. Devonian, conglomerate, calcareous siltstone, mudstone, dolomite 9. Cambrian, Sandstone, silt, siliceous rock manganese dolomitic marble 10. The upper-Sinian, greywacke, slate, green clay containing magnetite sericite phyllite 11. The upper-Sinian, moraine conglomerate, magnetite quartzite 12. The lower-Nanhua system, Residual sedimentation sandstone, Phyllite 13. The lower-Nanhua system: the formation of the ferrosilicon clastic rock 14. Proterozoic (qingbai system), Biotite and sericite phyllite tuffaceous, spilite-keratophytic 15. Early Cretaceous adamellite 16. Late Jurassic biotite granite → γβJ₃ two-mica granites → γmJ₃ muscovite granite 17. Late Triassic Muscovite granite 18. Late Silurian, γδ₄ tonalite → γδ₄ Granodiorite → γδ₄ S₁ tonalite → γδ₄ S₂ Granodiorite → ηγS₁ Adamellite 19. Mafic dikes 20. iron ore beds 21. Geological boundary/unconformable boundary 22. (decollement) Fault 23. Anticline 24. Iron/Colliery/Kaolin/ niobium tantalum ore.

Figure 2. Simplified geological map of Xinyu iron ore field

图 2. 新余铁矿田矿产地质简图

3. 研究区成矿地质条件特征

3.1. 地层

区内出露青白口系、南华系、震旦系和寒武系浅变质岩地层, 晚古生代地层发育较齐全, 上古生界

—第三系地层仅在南、北边缘分布,构成中晚泥盆系以来沉积盖层。奥陶系、志留系地层基本缺失。青白口系、南华系、震旦系等组成褶皱基底(图 2)。

青白口系自下而上为潭头群神山组、库里组。

神山组:下部为黄绿、灰、灰绿色中厚层变余长石石英砂岩、中薄层状粉砂质千枚岩、绿泥绢云千枚岩组成的韵律互层,上部以灰黑色含碳绢云千枚岩为主,表现为“下绿上黑”的特征。

库里组:以浅灰、灰白色厚层状变余粉屑沉凝灰岩为主,夹含凝灰质黑云绢云千枚岩。

南华系自下而上为杨家桥群上施组、下坊组。

上施组:浅灰、灰白色变余细粒凝灰质砂岩、凝灰质粉砂岩、细屑沉凝灰岩。

下坊组:为一套硅铁质碎屑岩建造,分为三段:下段为古家砾岩段,中段为含铁岩段,上段大沙江砾岩段,其中含铁岩段为一套硅铁质建造,是“新余式铁矿”的赋矿层位。

古家砾岩段内岩性为浅灰色、灰绿色厚层状含杂砾砂质二云母千枚岩(或含杂砾凝灰质千枚岩)、含磁铁矿石英二云母千枚岩,偶夹火山熔岩。

含铁岩段:岩性下部为灰、深灰色中厚层条带状绿泥石榴磁铁矿石英岩、绿泥镜铁磁铁矿石英岩,上部为灰白、灰绿、浅灰色中厚层条带状石英绿泥千枚岩、含黄铁矿凝灰质石英二云母千枚岩,顶部为灰黑色中厚层状含炭绢云母千枚岩。

大沙江砾岩段内岩性为含砾千枚岩,次石墨质绢云千枚岩夹炭质绢云千枚岩、变余细砂岩、含磁铁绿泥绢云千枚岩夹含锰质白云质灰岩。

震旦系下统为坝里组,上统为老虎塘组。

坝里组:为一套变余长石石英砂岩、凝灰质砂岩、长石石英砂岩、粉砂质板岩偶夹硅质板岩组成的类复理石建造。

老虎塘组:以灰白色、浅灰色硅质岩为主。底部为灰白色中薄层状硅质岩,中上部为石榴黑云更长变粒岩组合成单层,或与二云石英片岩为互层或夹层。

3.2. 构造

区域性神山倒转背斜是新余铁矿区的骨干褶皱,矿床产于北西西向神山倒转背斜南翼中段,主要以多期褶皱为主,伴随着褶曲作用产生蛇形、香肠、反“S”和“之”等线性构造。

神山倒转背斜褶皱轴近东西向,向西倾伏。背斜核部出露元古界黑云、绢云凝灰质千枚岩等岩系,南翼倒转,南翼及其西部转折端,出露着震旦系下统杨家桥群下坊组含铁岩系地层,沿铁矿层走向有一系列紧密同斜褶皱群展布,控制着含铁岩系的展布;北翼由于断层或沉积覆盖,震旦系少有出露。次级北北西向紧密同斜褶皱群,规模不大,但多成群出现,较为发育,为控制各铁矿区铁矿层形态产状的主要褶皱构造,褶曲轴面一般倾向南西,倾角 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 。东部的良山、太平山一带轴面片理发育,层理被强烈置换。晚期构造形变为近南北向的宽缓褶皱构造,有黄虎背形,狮子山向斜、帽顶庵倒转背斜、枫树下向斜等褶曲构造。

矿层产状、形态受褶皱构造控制,局部膨胀、狭缩,矿层厚度变化大。

区内除褶皱外,尚有一系列断裂构造,其中以北北西向与北东向两组断裂最为发育。其表现为破坏含矿岩层及其矿层在走向、倾向上的连续性。

长期以来人们对新余铁矿床构造格局,特别是矿层的产状构造形态特征,存在着“单层”与“多层”的不同认识。“单层”者[11]认为原始沉积为一层,后受多期次的褶皱变动致使矿层重复,并出现“叠瓦状”、“红绸舞”、“之字型”等各种形态。“多层论”者[12]认为原始沉积形成多个矿层,形成具似层状、透镜状、分层复合等多种相变过渡式,构造简单。

根据最新有关资料证明,大多数地质专家认为新余式铁矿为原始沉积单一矿层,在后期多期次性断裂、褶皱构造影响下,单一矿层发生变形、褶皱、倒转、增厚、减薄、缺失等构造变形现象,造成矿层形态复杂化、才最终造就现在的“新余式”铁矿构造格局。

3.3. 岩浆岩

本区西部有山庄加里东期英云花岗岩岩体,东部有城上多期复式岩体。两岩体皆呈岩基侵入震旦系上部地层中,出露面积可达 120 km² 和 164 km²。山庄岩体主要为英云闪长岩(424.5 ± 3 Ma, LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄)为主,具细中粒-中粗粒结构,属于钙碱性岩系列 I 型花岗岩。城上岩体为多期复合岩体,北部为加里东期斜长花岗岩,南部为华力西期黑云母二长花岗岩,并有燕山早期花岗岩侵入。其次有城门北、武元、下桐岭、芳洲等燕山期酸性小岩体侵入。同时还有新余神山、岭上、渥塘一带超基性岩群,呈近东西向带状分布。

4. 铁矿体特征

4.1. 矿体空间赋存形态、规模

本区铁矿层主要赋存于震旦系杨家桥下坊组。矿层产状与总体构造方向一致,层位稳定,标志明显,目估品位在 20%~25% 之间,矿层底部一般硅化较强,为含磁铁矿绢云母化千枚岩,局部见磁铁矿细条带,一般宽 2~5 mm。顶板为含变质沉凝灰岩、含黄铁矿化石墨质千枚岩、绿泥石化石英片岩,接近铁矿层过渡部位常见石英脉,局部发育不规则肠状石英、方解石细脉,脉幅常见 2~3 mm,发育黄铁矿等硫化物。

铁矿富矿剖面上呈“多层状”产出地段,矿层总厚度可达 40~70 m;同一区段的同一矿层,不同类型矿石的品位有所差别:一般以绿泥石磁铁矿矿石和石英镜铁磁铁矿矿石较富,在石英磁铁矿矿石中,当浅色条带增宽时,品位明显变低。同一矿层中品位与矿层厚度往往正向相关,厚者富,薄者变贫。

这套硅铁建造在区域上常见矿相序列,即自下而上由铁的氧化物相→铁的硅酸盐相→铁的碳酸盐相→铁的硫化物相,体现了溶液化学沉淀作用时比较彻底的分异特征。

4.2. 矿石矿物

矿石成分比较简单,主要由石英、磁铁矿、绿泥石组成,常占 85%~90%。金属矿物组成主要有:磁铁矿、镜铁矿;次要矿物中金属矿物为镜铁矿、赤铁矿、菱铁矿、黄铁矿、针铁矿、褐铁矿、磁黄铁矿、钛铁矿、白铁矿等;非金属矿物主要有石英、绿泥石、黑云母;非金属次要矿物为方解石、石榴石、黑云母、白云母、白云石、绢云母、石榴子石、透辉石、阳起石、石英、绿帘石、绿泥石和绢云母角闪石、磷灰石、锆石等脉石矿物。偶见黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、硅灰石和电气石等(表 1)。

4.3. 矿石结构和构造特征

磁铁矿均以自形晶均匀或不等均匀分布于矿石中,周围相邻矿物接触边缘多平直。石英呈等向或拉长粒状,具锯齿状边缘相互镶嵌紧密,磁铁矿粒面或边缘常被绿泥石、黄铁矿等充填交代,形成交代碎裂结构。组成矿石的矿物集合体形成石英条带状、浸染状构造。

条带状构造,为本区主要矿石构造,由浅色与暗色矿物以不同含量组成绿黑色和灰(白)色相间条带,形态简单(图 3(A))。岩内可见发育条带状石英条带肠状构造,同时褶皱转折处也是磁铁矿富集增厚的部位,有利于磁铁矿的沉积富集(图 3(B))。铁矿中可见后期局部的剪切褶皱,形态上呈“S”形(图 3(C)、图 3(D)),这些褶皱很有可能属韧性变形带中改造的局部褶皱,造成铁矿层局部不协调。

浸染状构造,次要矿石构造,主要见于矿层顶底板位置,主要为自形晶-半自形晶磁铁矿呈浸染状小点较均匀地分布于脉石中。

Table 1. Mineral components of itabirite in mining area
表 1. 矿区铁英岩矿物组分

矿物种类	主要	次要	副矿物, 次生矿物
金属矿物	磁铁矿	镜铁矿	赤铁矿、褐铁矿、菱铁矿、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、钛铁矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿和金红石。
非金属矿物	石英、绿泥石、绢云母	黑云母、方解石、石榴石	磷灰石、电气石、锆石、绿帘石、黝帘石、长石、绢云母、白云母、方解石和重晶石等。

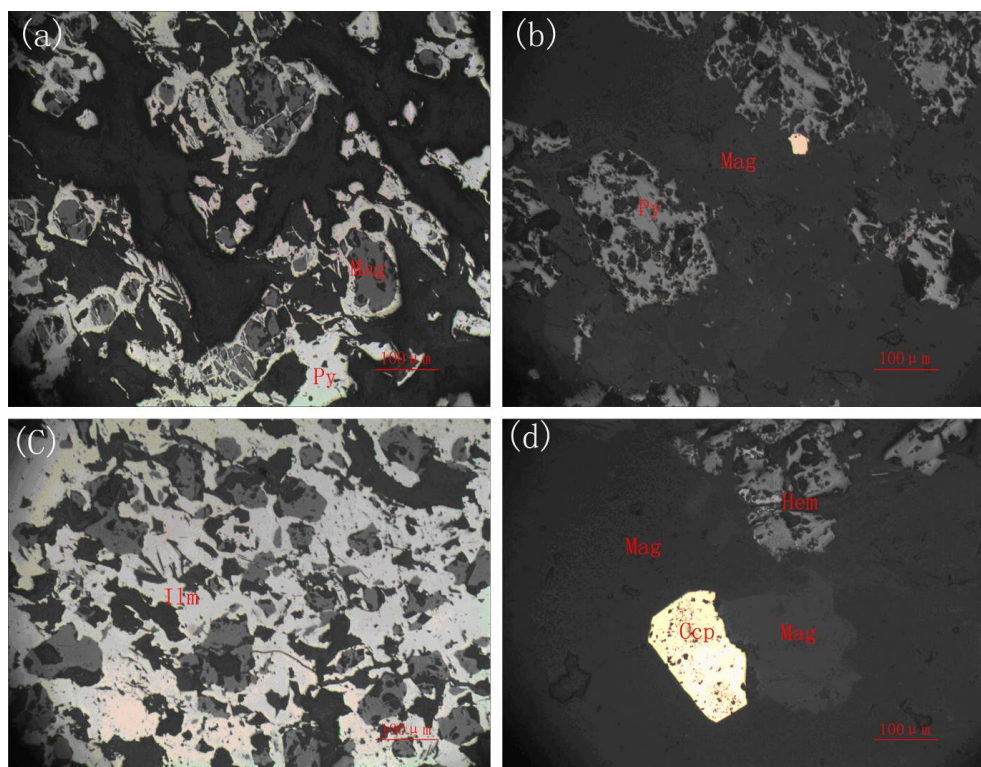


A——一条带状磁铁矿石英岩；B——磁铁矿石英岩石英肠状构造；C——磁铁矿内受剪切作用呈“S”形褶皱构造；D——磁铁矿石英岩发育褶皱变形。A—banded magnetite quartzite; B—intestinal structure; C—“S” fold structure; D—folding deformation.

Figure 3. The mineral composition and structural structure of ore in Xinyu iron deposit
图 3. 新余铁矿床矿石的矿物组成与结构构造

4.4. 矿相学特征

显微镜下，图 4(a) 矿石由黄铁矿和磁铁矿组成，黄铁矿常沿磁铁矿边部、裂理、显微裂隙充填交代。图 4(b) 矿石也由磁铁矿和黄铁矿组成，磁铁矿半自形 - 它形粒状，大小 0.01~0.1 mm，星散状分布。黄铁矿半自形 - 它形粒状，大小 0.005~0.01 mm，星散状分布，局部尖角状交代磁铁矿。图 4(c) 矿石主要由磁铁矿和黄铁矿组成，磁铁矿半自形 - 它形粒状，大小 0.01~0.05 mm，星散状分布，部分呈包体状分布黄铁矿中。钛铁矿半自形板状，大小 0.01~0.03 mm，星散状分布。(d) 矿石由磁铁矿、赤铁矿、黄铁矿、黄铜矿等组成，赤铁矿半自形板状，大小一般 0.001~0.02 mm，常沿磁铁矿边部及显微裂隙交代。



(a) 矿石由磁铁矿(Mag)和黄铁矿(Py)组成, 黄铁矿常沿磁铁矿边部、裂理、显微裂隙充填交代。(b) 矿石由磁铁矿和黄铁矿组成。局部尖角状交代磁铁矿。(c) 矿石主要由磁铁矿和黄铁矿组成, 磁铁矿呈散状分布, 部分呈包体状分布黄铁矿中。板状钛铁矿(Il)呈散状分布。不透明矿物生成顺序: 磁铁矿、钛铁矿→黄铁矿。(d) 矿石由磁铁矿、赤铁矿(Hem)、黄铁矿、黄铜矿(Ccp)等组成, 赤铁矿半自形板状, 常沿磁铁矿边部及显微裂隙交代, 其中残留叶片状的磁铁矿。磁铁矿→赤铁矿→黄铁矿→黄铜矿。(a) Ore consists of magnetite (Mag) and pyrite (Py), pyrite often fills along the edge of the magnetite, crack, micro-fissure. (b) Ore consists of magnetite and pyrite. Metasomatic the magnetite like cusp. (c) Ore mainly consists of magnetite and pyrite, magnetite scattered distribution, part is distributed in pyrite like the package. The opaque mineral formation order: magnetite, ilmenite → pyrite. (d) Ore consists of magnetite, hematite (Hem), pyrite, chalcopyrite (Ccp) and other components, Hematite semi-self-shaped, plate-like, often fills along the edge of the magnetite and micro-cracks, magnetite → hematite → pyrite → chalcopyrite.

Figure 4. Relationship between mineral composition and mineral formation order from Xingyu iron deposit

图 4. 铁矿石的矿物组成与矿物生成顺序关系

结合手标本和镜下矿相学研究, 可以厘定为新余式铁矿床主要金属矿物的生成顺序为: 磁铁矿→钛铁矿→赤铁矿→黄铁矿→黄铜矿。

4.5. 铁矿石主微量元素分析

表 2 主量元素分析表明: 铁矿石 TFe_2O_3 含量变化范围为 8.73%~67.99%, 平均为 43.77%; SiO_2 含量的变化范围为 11.81%~61.55%, 平均为 37.48%; Al_2O_3 含量变化范围为 3.09%~17.15%, 平均为 7.13%; TiO_2 含量变化范围为 0.28%~0.96%, 平均为 0.52%; MgO 含量介于 0.70%~3.15%, 平均为 1.73%; CaO 含量介于 0.09%~7.96%, 平均为 2.90%, 其它氧化物组分均较低。因此新余铁矿石主要由 TFe_2O_3 和 SiO_2 组成, 其它元素组分含量相对较低, 显示新余式铁矿以化学沉积建造为主。与世界重要铁矿类型 BIF 铁矿 Algoma 型、Superior 型相比, 具有相同的 TFe_2O_3 和 SiO_2 主要组成含量, 主要差异是铁矿石含较多的 Al_2O_3 和 TiO_2 组份(世界条带状铁矿 Al_2O_3 含量 0.09%~1.8% [24])。表明形成新余铁矿加入了较多的壳源等沉积建造的碎屑物质的成矿物质来源。

一般认为: 火山岩和海相沉积物的 Sr/Ba 比值大于 1, 陆源沉积岩的 Sr/Ba 比值小于 1, 新余铁矿石

Table 2. The content of main element in Iron ore**表 2.** 赋硅铁矿层岩石主元素成分

uni: (%)

单位: (%)

矿区	样品号	矿层	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	F	烧失量 (LOI)	SiO ₂ +TFe	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
松山	SS-5	硅铁矿层	37.65	3.09	55.21	20.2	1.02	1.20	<0.050	0.574	0.211	0.332	0.463	0.125	0.25	92.86	12.18
	SS-9	硅铁矿层	61.55	17.15	8.73	1.19	1.72	0.089	<0.050	5.54	0.136	0.956	0.131	0.091	3.98	70.28	3.59
苍坑井头花桥	CK-3	硅铁矿层	34.97	3.73	56.15	16.40	1.79	0.644	1.10	0.036	0.124	0.573	0.069	0.076	0.42	91.12	9.38
	JT-2	硅铁矿层	60.17	5.71	24.00	12.96	2.67	1.44	<0.050	<0.010	0.153	0.361	0.805	0.134	4.39	84.17	10.54
良山	HQ-2	硅铁矿层	11.81	9.51	56.75	24.29	3.15	7.01	<0.050	<0.010	0.845	0.715	4.25	0.139	5.63	68.56	1.24
	LS-2	硅铁矿层	22.01	3.80	67.99	20.03	0.699	1.94	0.091	0.901	1.15	0.275	0.188	0.121	0.55	90.00	5.79
	LS-6	硅铁矿层	34.17	6.94	37.56	13.34	1.05	7.96	0.605	0.98	3.84	0.396	4.19	0.222	1.86	71.73	4.92
	Algoma 型*		48.90	3.70	39.70	13.30	2.00	1.87	0.43	0.62			0.23		88.60	13.22	
	Superior 型*		47.10	1.50	40.30	10.90	1.93	2.24	0.13	0.20			0.08		87.40	31.40	

*资料参考 Gross and Melcod 1980。

的 Sr/Ba 比值为 0.2~38.1, 平均值为 7.97。说明铁矿石总体偏向于火山岩和海相沉积物, 但又混入了陆源沉积岩的成份, 这与新余铁矿为 Algoma 型容矿岩石原岩为基性 - 中酸性火山沉积岩 - 碎屑砂岩 - 杂砂岩 - 硅铁沉积组合一致[13] [25]。另外, 铁矿石 Nb/Ta 比值普遍小(<24), 二者均表明铁矿床的形成与沉积变质岩有关。

新余地区采集的 7 个铁矿石中: Rb 含量变化范围为 0.494~43.1 μg/g, 平均值 19.54 μg/g; Zr 含量变化范围为 80.6~373 μg/g, 平均值 166.3 μg/g; Hf 含量变化范围为 1.44~7.74 μg/g, 平均值 3.77 μg/g; Nb 含量变化范围为 5.83~15.0 μg/g, 平均值 9.84 μg/g; Ta 含量变化范围为 0.25~1.27 μg/g, 平均值 0.67 μg/g; Co 含量变化范围为 21.3~566 μg/g, 平均值 188.31 μg/g; Y/Ho 比值常成为区别海相与非海相沉积环境的有用指标。已有资料研究表明, 球粒陨石的 Y/Ho 比值为 26~28, 上地壳岩石和陆源沉积物 Y/Ho 比值与球粒陨石相似, 现代海水的 Y/Ho 比值为 44~74 [26]。新余铁矿 Y/Ho 平均值为 29.80, 显示新余铁矿沉积为陆源沉积物相似, 暗示当时沉积环境有诸多陆源碎屑组成加入而非典型海水相的化学沉积。

图 5 是采集新余铁矿样品澳大利亚页岩标准化微量元素配分图, 铁矿石显示高强场元素 Nd、Zr、Hf、Th 多呈负异常, Sr 元素强烈亏损, Tl 具强烈负异常。相比较而言, 而铁矿石元素含量配分形状不一致, 显示成矿物质来源多样性, 成矿环境可能较复杂的缘故。

表 3 列出新余铁矿稀土元素分析结果。图 6 是新余地区铁矿石经 PAAS 标准化后的 REE 配分曲线图。新余铁矿石的稀土总量为 53.49 μg/g~349.24 μg/g, 平均含量 161.51 μg/g, 高于各类岩石(91.24~108.39); 具富集重稀土型分布模式(LREE/HREE = 0.24~0.95, La_N/Yb_N: 0.15~1.32), 较各类岩石稀土富集程度(LREE/HREE = 6.01~7.86, (La/Yb) = 5.94~8.75)低; 轻稀土和重稀土分异程度差异明显, 铁矿石样品无明显的铈正异常和铈负异常(δEu = 0.89~1.04, 平均值为 0.95; δCe = 0.82~0.94, 平均值为 0.89), 这略低于各类岩体铈、铈异常(δEu = 1.11~1.25; δCe = 0.99~1.00)。铁矿石稀土元素配分图解 6 显示, 轻稀土相对亏损, 重稀土相对富集, 无明显的 Y 异常(Y/Y* = 0.86~1.25), 低的 Y/Ho 比值(Y/Ho = 25.34~33.00)。

总之, 新余铁矿区铁矿石具有轻稀土相对亏损, 重稀土相对富集的分馏模式, 但稀土总量较高, 无明显的 δEu 和 Y 异常, δCe 负异常(<1)不明显, 具有较低的 Y/Ho 比值, 可能是新余地区形成铁矿床时混入较多的外来沉积碎屑物质的原因。

Table 3. The content of trace element in iron ore
表 3. 赋硅铁矿层岩石微量元素成分

unit: (μg/g)
 单位: (μg/g)

类别	测试项目	松山矿区		苍坑矿区	井头矿区	花桥矿区	良山矿区	
		硅铁矿层 SS-5	硅铁矿层 SS-9	硅铁矿层 CK-3	硅铁矿层 JT-2	硅铁矿层 HQ-2	硅铁矿层 LS-2	硅铁矿层 LS-6
微量元素	B	1.18	9.61	1.01	1.02	1.93	4.54	1.84
	Bi	0.013	0.044	0.046	0.088	0.133	2.12	0.35
	Li	20.90	17.3	15.90	45.60	89.20	5.17	15.3
	Be	0.712	1.13	0.967	0.443	0.997	0.792	3.58
	V	158.00	181.00	189.00	73.70	241.00	294.00	162.00
	Cr	44.20	30.00	70.80	74.50	44.80	50.40	28.30
	Co	42.50	222.00	21.30	24.40	566.00	165.00	277.00
	Ni	36.50	78.90	25.20	36.70	175.00	126.00	172.00
	Cu	2.98	5.11	4.44	11.20	7.62	4.81	33.80
	Zn	34.70	35.10	48.80	62.00	73.90	248.00	101.00
	Pb	2.52	4.47	4.78	6.39	6.39	13.50	13.20
	Ga	5.93	12.80	8.66	9.85	15.10	9.53	15.30
	Ba	168.00	228.00	170.00	4.12	8.61	776.00	1276.00
	Rb	43.10	17.50	3.39	0.494	0.521	38.00	33.80
	Sr	185.00	142.00	74.20	62.20	328.00	178.00	258.00
	Zr	139	141	373	80.6	220	98.5	112
	Nb	5.83	9.47	15	9.64	11.4	8.34	9.21
	W	0.395	1.2	0.584	2.02	7.73	1.79	3.14
	Mo	0.735	1.22	0.287	1.59	0.446	0.333	0.422
	微量元素	Cd	0.11	0.148	0.337	0.12	0.215	0.152
In		0.025	0.044	0.07	0.059	0.058	0.363	0.07
Sb		0.187	0.387	1.06	0.774	0.413	0.097	0.075
Cs		42.6	37.7	2.07	0.307	0.185	2.74	8.02
Re		<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
Tl		0.593	0.209	0.053	0.01	0.015	0.446	0.369
Th		3.11	3.73	4.66	5.18	9.01	2.29	5.07
U		0.505	0.524	0.538	0.273	1.34	1.45	2.09
Ta		0.346	0.433	0.735	1.27	1.10	0.25	0.551
Hf		2.38	3.22	7.74	3.07	5.76	1.44	2.79
特征元素比值	Sr/Ba	1.10	0.62	0.44	15.10	38.10	0.23	0.20
	Th/U	6.16	7.12	8.66	18.97	6.72	1.58	2.43
	Nb/Ta	16.85	21.87	20.41	7.59	10.36	33.36	16.72
稀土元素	La	11.70	9.70	17.30	41.20	58.50	8.84	42.20
	Ce	23.70	17.70	35.10	85.60	115.00	16.60	86.60
	Pr	2.95	2.14	4.29	11.20	17.20	2.16	13.80
	Nd	13.40	8.51	17.50	46.80	74.90	9.37	61.80
	Sm	2.79	1.73	3.92	11.00	16.00	2.37	14.20
	Eu	0.647	0.357	0.797	2.00	3.44	0.479	2.87
	Gd	3.05	1.78	3.88	10.10	17.20	2.61	15.20
Tb	0.635	0.395	0.819	1.70	3.30	0.617	2.71	

Continued

	Dy	4.04	2.72	4.98	7.43	17.50	4.41	15.20
	Ho	1.02	0.739	1.16	1.28	3.59	1.00	3.24
	Er	3.10	2.67	3.59	2.95	10.10	3.34	7.85
稀土元素	Tm	0.545	0.524	0.687	0.413	1.54	0.606	1.10
	Yb	3.87	3.90	4.78	2.31	9.58	4.41	6.74
	Lu	0.617	0.62	0.717	0.302	1.39	0.702	0.944
	Y	30.70	21.90	29.40	33.40	115.00	33.00	105.00
	Sc	10.70	11.40	21.30	13.50	18.40	14.50	13.60
	∑REE	72.06	53.49	99.52	224.29	349.24	57.51	274.45
	LREE/HREE	0.34	0.27	0.38	0.95	0.54	0.24	0.55
	δEu	1.04	0.95	0.96	0.89	0.97	0.90	0.91
	δCe	0.93	0.90	0.94	0.92	0.83	0.88	0.82
	(La) _N /(Yb) _N	0.22	0.18	0.27	1.32	0.45	0.15	0.46
	(Gd) _N /(Yb) _N	0.48	0.28	0.49	2.65	1.09	0.36	1.36
主要参数	(Sm) _N /(Yb) _N	0.37	0.23	0.42	2.42	0.85	0.27	1.07
	Y/Y*	1.20	1.22	0.97	0.86	1.16	1.25	1.19
	La/La*	1.45	1.13	1.07	1.03	1.07	1.28	1.06
	Ce/Ce*	0.93	0.90	0.94	0.92	0.83	0.88	0.82
	Pr/Pr*	0.96	1.02	1.02	1.03	1.07	1.01	1.07
	Eu/Eu*	0.99	0.88	0.90	0.90	0.95	0.81	0.93
	Gd/Gd*	1.34	1.47	1.23	1.07	1.12	1.51	1.30
	Y/Ho	30.10	29.63	25.34	26.09	32.03	33.00	32.41

标准化采用太古界后平均澳大利亚沉积岩(mcleanan, 1989), 简称 N, 表中 La 异常表示为 $La/La^* = La_N/(3Pr_N - 2Nd_N)$; Ce 异常表示为 $Ce/Ce^* = 2 \times Ce/(Pr_N + La_N)$; Pr 异常表示为 $Pr/Pr^* = 2Pr_N/(Ce_N + Nd_N)$; Eu 异常表示为 $Eu/Eu^* = Eu_N/(0.67Sm_N + 0.33Tb_N)$; Gd 异常表示为 $Gd/Gd^* = Gd_N/(2Tb_N - Dy_N)$; Y 异常表示为 $Y/Y^* = 2Y_N/(Dy_N + Ho_N)$ 。(Robert *et al.*, 2004; Bau and Dulski, 1996)。

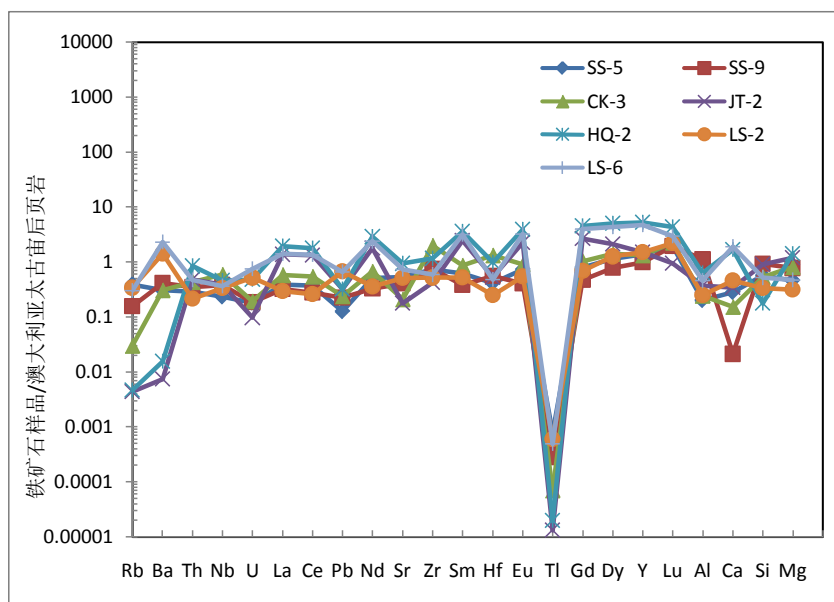


Figure 5. PASS-normalized trace element compositions of iron in Xinyu area
 图 5. 铁矿石微量元素澳大利亚后页岩标准化蛛网图

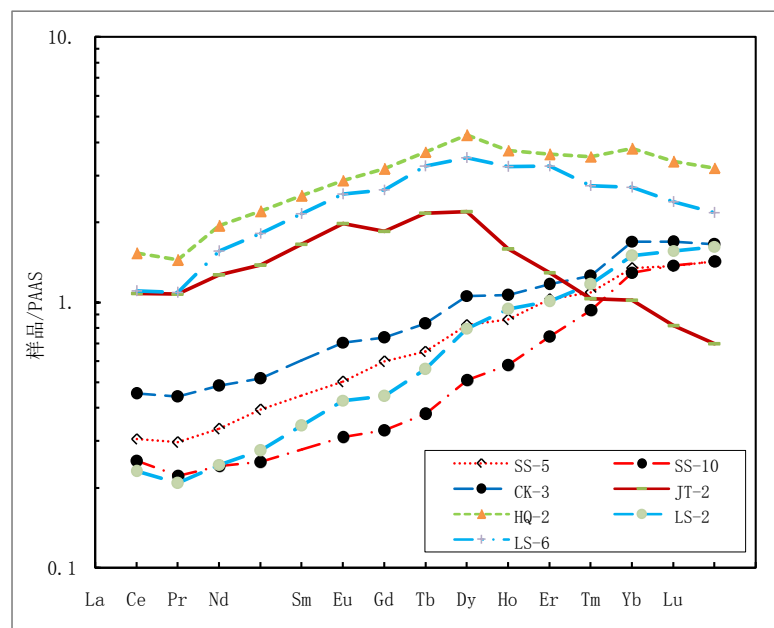


Figure 6. PASS-normalized REE patterns of iron in Xinyu area
图 6. 新余地区铁矿层稀土元素 PAAS 标准化分布型式图

5. Fe 同位素分析

5.1. 野外样品采集

本次野外地质调查工作路线:从分宜县西段松山矿区→安福县杨家桥苍坑铁矿→中段井头→花桥铁矿→东段新余市下坊和良山镇铁矿进行 6 个矿段分区间断不连续地地质调查并采集系列代表性样品。矿石样品均采自每个矿段区露天新鲜采场内, 确保每件样品原生不受氧化、污染, 具有代表性。

5.2. Fe 同位素分析方法

本次采集的铁矿石样品碎样加工后, 精挑选磁铁矿单矿物样品。挑选单矿物主要流程: 对样品核对、整理→清理样品表面→人工砸碎→颚式破碎机碎样→对辊破碎机碎样→淘洗→强磁→电磁→精淘→镜下精选磁铁矿→合格样品。称取精选磁铁矿单矿物样品将其放入溶样瓶中, 以 HF 和 HNO₃ 混合酸进行完全溶解转换为盐酸介质后加入 H₂O₂ 溶液, 确保样品中的 Fe 全部被氧化成 Fe³⁺后, 采用离子交换层析法使 Fe 与其它元素进行分离[27] [28]。样品的化学处理在中国地质科学院地质研究所同位素实验室完成, 实验所需的器皿均经过严格的清洗, 所用的 H₂O 经 Elga 系统纯化, HF、HNO₃ 和 H₂O₂ 为优级纯试剂, 确保样品处理的精度与质量。

Fe 同位素测试结果见表 4。

新余铁矿床 $\delta^{57}\text{Fe}$ 的总体分布范围为 -0.027‰ ~ 1.814‰ , $\delta^{56}\text{Fe}$ 的总体分布范围为 -0.04300‰ ~ 1.230‰ , $\delta^{57/56}\text{Fe}$ 的总体分布范围为 0.01700‰ ~ 0.585‰ , 其中松山最低, $\delta^{57}\text{Fe}$ 为 -0.02700‰ , $\delta^{56}\text{Fe}$ 为 -0.04300‰ , $\delta^{57/56}\text{Fe}$ 为 0.017 ; 苍坑最高, $\delta^{57}\text{Fe}$ 为 1.814‰ , $\delta^{56}\text{Fe}$ 为 1.230‰ , $\delta^{57/56}\text{Fe}$ 为 0.585 。

有关资料显示, 地球物质 $\delta^{57}\text{Fe}$ 的总体分布范围为 -5.18‰ ~ 4.65‰ , 平均值为 $-0.34\text{‰} \pm 1.79$ ($n = 1857$), 其中 $\delta^{57}\text{Fe}$ 的最大值和最小值分别出现在条带状铁矿的磁铁矿单矿物样品[5]和黑色页岩中的黄铁矿单矿物样品中[29]。表 4 显然新余铁矿 Fe 同位素值介于地球物质平均值范围内, 并且相对富集铁的重同位素矿物相。

Table 4. Analysis results of Fe isotope
表 4. Fe 同位素分析结果

样品号	采样地区	样品描述	^{57}Fe	$\pm 2\text{SD}$	^{56}Fe	$\pm 2\text{SD}$	$^{57/56}\text{Fe}$	$\pm 2\text{SD}$
SS-2	松山矿区段	磁铁石英岩	-0.027	0.186	-0.043	0.106	0.017	0.075
SS-11	松山矿区段	磁铁石英岩	0.443	0.051	0.280	0.035	0.164	0.020
CK-1	苍坑矿区段	磁铁石英岩	1.814	0.140	1.230	0.097	0.585	0.098
JT-4	井头矿区段	磁铁石英岩	1.146	0.158	0.773	0.047	0.372	0.110
JT-5	井头矿区段	磁铁石英岩	0.155	0.131	0.093	0.061	0.069	0.058
HQ-2	花桥矿区段	磁铁石英岩	0.609	0.017	0.414	0.014	0.194	0.030
LS-2	良山矿区段	磁铁石英岩	0.377	0.017	0.240	0.000	0.140	0.017
LS-3	良山矿区段	磁铁石英岩	0.273	0.001	0.187	0.030	0.088	0.034

表 4 从西向东各矿区铁同位素分析结果的差异性显示该区不同的铁成矿演化阶段。松山铁矿区铁同位素略现亏损，呈现负值，其它呈现不同数据的正值特点，可能反映该地区铁矿成岩成矿过程氧化还原状态的变化。前人[3] [30] [31] [32] [33]研究表明，Fe 同位素分馏变化与海水的氧化还原状态相关，当海水完全氧化时， Fe^{3+} 全部分馏沉积，海水中 Fe^{3+} 氧化物的 $\delta^{56}\text{Fe}$ 值也在零附近，而海水还没有完全氧化海水中的 Fe 部分沉淀，生成 Fe^{3+} 氧化物会发生 Fe 同位素分馏，并且相对于溶液中的 Fe^{2+} 沉积物呈重同位素富集。表 4 新余铁同位素分析结果相对富集铁重同位素，偏正的同位素比值显示当时铁矿形成时海水中铁发生了部分而非完全的氧化环境，海水中氧化剂的含量是有限的，海水处于低氧逸度的状态。

表 4 还表明，新余铁矿区不同矿段 Fe 同位素值存在差异，条带状赋铁矿石建造的化学分析值显示有一定的 Al_2O_3 含量(3.09%~17.15%，平均为 7.13%)，说明铁矿样品并非纯粹的化学沉积物，而是可能带入一定的陆源碎屑物掺入。一般来讲，条带状铁建造来自海水的铁同位素组成是比较均一的，造成表 4 不同矿段 Fe 同位素组成的差异可能是其陆源碎屑物参与输入量的不同引起的。

据已有资料[34]表明，沉积变质类条带状铁建造铁矿床是世界范围内的，中国前寒武最重要的 BIF 铁矿床形成时代为中新太古代(3.2~2.5 Ga)、古元古代(2.5~1.8 Ga)和新元古代(1.4~0.6 Ga)。新余式铁矿属于新元古代晚期[11]，时代大致相当于南陀亚冰期与长安亚冰期之间的富禄期冰期产物，该时期地球气候发生了巨大的变化，俗称“雪球地球”事件[23]。研究资料显示，因为当时全球性的冰盖阻碍了大气与海洋的交换与循环，出现该时期暂时性的还原性的海洋水体，在还原条件，海洋沉积物中铁重新活化形成可溶性的 Fe^{2+} 在海水中富集，后来冰盖开始消融，海水溶入氧出现氧化环境， Fe^{2+} 形成 Fe^{3+} 沉淀，冰川溶化伴随大量悬浮陆源细碎屑物质的淡水加入，出现大量氢氧化铁和胶体 SiO_2 (蛋白石类)先后或同时沉积，形成含铁硅建造，后来再遭受区域变质、挤压变形等地质作用，使氢氧化铁脱水和重结晶变成磁铁矿，胶体 SiO_2 变成石英，原来的隐晶质的铁质燧石岩逐渐变成磁铁石英岩，形成现在的新余铁矿 BIF 标志层。

6. 结论

铁矿成矿的区域地质背景、矿化地质条件特征、矿石共生组合特征和矿石主微量元素含量以及铁同位素总结和分析表明该区铁成矿铁矿以化学沉积建造为主，同时伴有诸多陆源碎屑组成加入，显示成矿物质来源多样性，成矿环境复杂性。

新余铁矿区铁矿石具有轻稀土相对亏损，重稀土相对富集的分馏模式，但稀土总量较高，无明显 Eu 和 Y 异常，Ce 异常缺失，具有较低的 Y/Ho 比值。

偏重铁同位素富集和 Ce 正异常缺失等特征指示低氧逸度环境，表明新余式铁建造形成于地球冰盖开

始融化初期, 当时的海洋还不是一个开放环境, 没有与大气进行充分的物质交换。冰川溶化后大量悬浮细碎屑物质的淡水加入, 出现大量氢氧化铁和胶体 SiO_2 (蛋白石类) 先后或同时沉积, 形成含铁硅建造, 后来再遭受区域变质、挤压变形等地质作用, 使氢氧化铁脱水和重结晶变成磁铁矿, 胶体 SiO_2 变成石英, 原来的隐晶质的铁质燧石岩逐渐变成磁铁矿石岩, 逐渐形成现在的新余铁矿 BIF 标志层。

基金项目

本文受中国地质调查项目(项目编号: 1212011085465, DD20160110)资助。

参考文献 (References)

- [1] Dauphas, N., van Zuilen, M., Wadhwa, M., Davis, A.M., Marty, B. and Janney, P.E. (2004) Clues from Fe Isotope Variations on the Origin of Early Archean BIFs from Greenland. *Science*, **306**, 2077-2080. <https://doi.org/10.1126/science.1104639>
- [2] Johnson, C.M., Roden, E.E., Welch, S.A. and Beard, B.L. (2005) Experimental Constraints on Fe Isotope Fractionation during Magnetite and Fe Carbonate Formation Coupled to Dissimilatory Hydrous Ferric Oxide Reduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 963-993. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.043>
- [3] Johnson, C.M., Beard, B.L., Klein, C., Beukes, N.J. and Roden, E.E. (2008) Iron Isotopes Constrain Biologic and Abiologic Processes in Banded Iron Formation Genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**, 151-169. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.10.013>
- [4] Johnson, C.M., Skulan, J.L., Beard, B.L., Sun, H., Nealson, K.H. and Braterman, P.S. (2002) Isotopic Fractionation between Fe(III)d and Fe(II) in Aqueous Solutions. *Earth and Planetary Science Letters*, **195**, 141-153. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00581-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00581-7)
- [5] Whitehouse, M.J. and Fedo, C.M. (2007) Microscale Heterogeneity of Fe Isotopes in >3.71Ga Banded Formation from the Isua Greenstone Belt, Southwest Greenland. *Geology*, **35**, 719-722. <https://doi.org/10.1130/G23582A.1>
- [6] 朱祥坤, 李志红, 唐索寒, 李延河. 早前寒武纪硫铁矿矿床 Fe 同位素特征及其地质意义——以山东石河庄和河北大川为例[J]. 岩石矿物学杂志, 2008, 27(5): 429-434.
- [7] Anbar, A.D., Jarzecki, A.A. and Spiro, T.G. (2005) Theoretical Investigation of Iron Isotope Fractionation between $\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_3^{+6}$ and $\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_2^{+6}$: Implications for Iron Stable Isotope Geochemistry. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **69**, 825-837. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.012>
- [8] Anbar, A.D. and Knoll, A.H. (2002) Proterozoic Ocean Chemistry and Evolution: A Bioinorganic Bridge. *Science*, **297**, 1137-1142. <https://doi.org/10.1126/science.1069651>
- [9] Anbar, A.D. and Rørløv, O. (2007) Metal Stable Isotopes in Paleooceanography. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **35**, 717-746.
- [10] 毛景文, 张作衡, 裴荣富, 等, 主编. 中国矿床模型概论[J]. 地质出版社, 339-342.
- [11] 汤加富, 符鹤琴, 余志庆. 华南晚前寒武纪硅铁建造的层位、类型与形成条件[J]. 矿床地质, 1987, 6(1): 1-10.
- [12] 谢自谷, 梅才湘, 王建国, 付清东. 关于赣中新余式铁矿多层次(位)的讨论[J]. 矿床地质, 1996, 5(1): 88-98.
- [13] 李延河, 侯可军, 万德芳, 张增杰. Algoma 型和 Superior 型硅铁建造地球化学对比研究[J]. 岩石学报, 2012, 28(11): 3513-3519.
- [14] 李志红, 朱祥坤, 孙剑. 江西新余铁矿的地球化学特征及其与华北 BIFs 铁矿的对比[J]. 岩石学报, 2014, 30(5): 1279-1291.
- [15] 钱祥麟, 崔文元, 王时骐, 王关玉. 冀东前寒武纪铁矿地质[M]. 石家庄: 河北科学技术出版社, 1985: 1-273.
- [16] 余志庆, 汤家富, 符鹤琴. “新余式”铁矿地质特征及其成因[J]. 矿床地质, 1989, 8(4): 1-10.
- [17] 周世泰. 鞍山一本溪地区条带状铁矿地质[M]. 北京: 地质出版社, 1994: 101-104.
- [18] 沈其韩. 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[C]//程裕淇. 华北台早前寒武地质研究论文集. 北京: 地质出版社, 1998: 1-30.
- [19] 张连昌, 翟明国, 万渝生, 郭敬辉, 代堰镭, 王长乐, 刘利. 华北克拉通前寒武纪 BIF 铁矿研究: 进展与问题[J]. 岩石学报, 2012, 28(11): 3431-3445.
- [20] 李厚民, 陈毓川, 李立兴, 等. 中国铁矿成矿规律[M]. 北京: 地质出版社, 2012: 23-67.
- [21] 李志红, 朱祥坤, 唐索寒. 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]. 岩石矿物学杂志, 2008, 27(4): 285-290.
- [22] 李志红, 朱祥坤. 河北省宣龙式铁矿的地球化学特征及其地质意义[J]. 岩石学报, 2012, 28(9): 2903-2011.
- [23] Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., *et al.* (1998) A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, **281**, 1342-1346.
- [24] Klein, C. (2005) Some Precambrian Banded Iron-Formations (BIFs) from around the World: Their Age, Geologic Setting, Mineralogy, Metamorphism, Geochemistry, and Origin. *American Mineralogist*, **90**, 1473-1499. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1871>
- [25] 李延河, 侯可军, 万德芳, 张增杰, 乐国良. 前寒武纪条带状硅铁建造的形成机制与地球早期的大气和海洋[J]. 地质学报, 2010, 84(9): 1359-1373.
- [26] Ban, 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**, 37-55.
- [27] 唐索寒, 朱祥坤, 蔡俊军, 李世珍, 何学贤, 王进辉. 用于多接收等离子体质谱铜铁锌同位素测定的离子交换分离方法[J]. 岩矿测试, 2006, 25(1): 5-8.
- [28] 唐索寒, 朱祥坤. AG MP-1 阴离子交换树脂元素分离方法研究[J]. 高校地质学报, 2006, 12(3): 398-403.
- [29] Rouxel, O.J., Bekker, A. and Edwards, K.J. (2005) Iron Isotop Constraints on the Archean and Paleoproterozoic Ocean Redox State. *Science*, **307**, 1088-1091.
- [30] Sharma, M., Polizzotto, M. and Anbar, A.D. (2001) Iron Isotopes in Hotsprings along the Juan de Fuca Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, **194**, 39-51. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00538-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00538-6)
- [31] Balei, N., Bullen, T.D., Witte-Lien, K., Shanks, W.C., Motelica, M. and Mandemack, K.W. (2006) Iron Isotope Fractionation during Microbially Stimulated Fe(II) Oxidation and Fe(III) Precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 622-639. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.09.025>
- [32] Anbar, A.D., Jarzecki, A.A. and Spim, T.G. (2005) Theoretical Investigation of Iron Isotope Fractionation between $\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6^{3+}$ and $\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6^{2+}$: Implications for Iron Stable Isotope Geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 825-837. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.012>
- [33] Von Blanckenburg, F., Mambeai, M., Schoenberg, R., Kamber, B.S. and Webb, G.E. (2008) The Iron Isotope Composition of Microbial Carbonate. *Chemical Geology*, **249**, 113-486. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.12.001>
- [34] 沈保丰, 翟安民, 陈文明, 杨春亮, 胡小蝶, 曹秀兰, 宫晓华. 中国前寒武纪铁矿成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 2006: 55-72.

知网检索的两种方式:

1. 打开知网页面 <http://kns.cnki.net/kns/brief/result.aspx?dbPrefix=WWJD>
下拉列表框选择: [ISSN], 输入期刊 ISSN: 2163-3967, 即可查询
2. 打开知网首页 <http://cnki.net/>
左侧“国际文献总库”进入, 输入文章标题, 即可查询

投稿请点击: <http://www.hanspub.org/Submission.aspx>
期刊邮箱: ag@hanspub.org