

云南大红山铜铁矿床构造地球化学特征

肖斌¹, 范玉华^{1,2}, 李俊¹, 杨光树¹, 戚金栋¹, 孙明书¹,
覃龙江³, 武贤文³, 赵应班³

(1. 昆明理工大学国土资源工程学院, 昆明 650092;

2. 云南省地质调查院, 昆明 650216;

3. 玉溪大红山矿业有限公司, 云南 玉溪 653405)

摘要: 选取大红山铜铁矿床典型穿脉进行构造-岩石地球化学编录、系统取样, 并对样品稀土元素进行化验分析。研究表明, ①该矿区内各类岩(矿石)从矿化构造岩→矿石→未矿化构造岩的稀土总量呈现出逐渐降低的趋势, 反映出成矿流体与不同构造岩的水岩反应程度上的差异; ②从 $(La/Yb)_N$ 看, 矿区同类断裂构造岩的轻稀土分异程度较大, 但不同断裂构造岩间的分异性却较为均一, 从该区围岩、矿石、构造断裂岩的LREE/HREE与 $(La/Yb)_N$ 值特征中可以看出, 轻重稀土元素间的分异程度具有一定的相似性, 反映出成矿流体对地层岩石存在着一定的继承性和阶段演化性特征; ③从地层岩石→未矿化断裂构造岩→矿化断裂构造岩→块状、条带状矿石, LREE/HREE(5.66~13.27)有逐渐增大的趋势, 反映出在断裂过程中, 稀土元素发生了迁移。矿区内各类岩(矿石)的 $\delta(Eu) > 1$, $\delta(Ce)$ 呈弱负异常, 显示出成矿作用主要是在相对氧化的环境下进行。

关键词: 大红山铜铁矿; 构造地球化学; 云南省

中图分类号: P613; P618.31 **文献标识码:** A

0 引言

云南大红山铜铁矿床发现于1959年, 以“大红山式铜矿”和“大红山式铁矿”闻名全国, 已有多个地质队、科研院所和大专院校进行过找矿勘探、专题科研工作^[1]。而大红山铁铜矿床成因类型及矿床类型归属仍然存在较大争议, 如海底火山喷发-沉积型矿床、海底火山喷发沉积-热液改造型矿床、VHMS矿床、古火山型矿床, 等等^[2-9]。近年来也有个别学者将大红山铁铜矿床与IOCG矿床联系起来, 但究竟该归属于哪一类尚未达到共识。本文通过分析大红山铜铁矿床的断裂构造, 研究断裂、矿体赋存与产出形态之间的关系, 以期为今后寻找矿体提供帮助。

1 区域地质背景

矿区位于康滇地轴南端西缘, 红河断裂与绿汁江断裂所挟持的滇中台坳内, 处于EW向、NW向和SN向3组构造及大红山向斜的交汇复合地带(图1)^[2]。按云南省大地构造分区, 属扬子-华南陆块区(V)、上扬子古陆块(V-2)、楚雄陆内盆地(V-2-5)、大姚-新平拗陷盆地(V-2-5-2)^[3]。区内出露中生界晚三叠系及侏罗系, 古元古界大红山群在中生代盖层中呈“天窗”出露。

大红山铜铁矿床是赋存于古元古界大红山群海相火山喷发-沉积变质岩系中的大型铜铁矿床。铜矿主要产于大红山群曼岗河组三段, 铁矿主要产于大红山群红山组, 铁铜矿体整体受地层产状控制^[10]。

收稿日期: 2015-05-22; **责任编辑:** 赵庆

基金项目: 云南新平大红山铁铜矿床矿化富集规律及深部找矿预测研究项目资助。

作者简介: 肖斌(1988—), 男, 硕士研究生, 主要从事矿产资源勘查评价工作。E-mail: binxiao2013@126.com

通信作者: 李俊(1962—), 男, 副教授, 主要从事矿床地质研究工作。E-mail: Li_jun@kmust.edu.cn

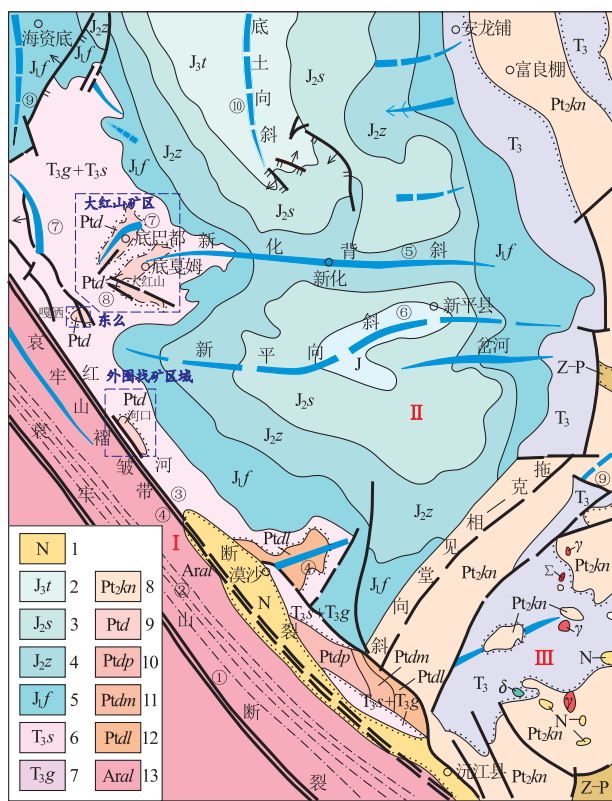


图1 区域地质构造简图(据云南地质调查院,修编)

Fig. 1 Regional geological sketch

1. 新近系; 2. 上侏罗统妥甸组; 3. 中侏罗统蛇甸组; 4. 中侏罗统张河组; 5. 下侏罗统冯家河组; 6. 上三叠统舍资组; 7. 上三叠统干海子组;
8. 中元古界昆阳群; 9. 古元古界大红山群; 10. 大红山群坡头组;
11. 大红山群曼岗河组; 12. 老厂河组; 13. 新太古界哀牢山群

区域岩浆活动较强烈,具多期性特征,主要的岩浆活动发生于古元古代、震旦纪、晋宁期和燕山期。

古元古代火山活动较为强烈,形成了曼岗河组、红山组厚大的基性火山岩层,具有多次喷发特点。根据徐启东(1997)对大红山岩群变质火山岩的研究,认为其具有洋脊型拉斑玄武岩性质,属于边缘海盆中扩张作用的产物,称之为“海脊拉斑玄武岩”,其拉斑玄武岩质岩浆的源区为具有弱富集特征的过渡性地幔。该期岩浆活动与大红山式铁、铜矿形成有着直接关系^[11-12]。

晋宁期超基性、基性岩广泛分布,岩体规模一般较小,呈岩株、岩脉产出,岩石类型主要为辉长岩、辉绿岩,少量辉石岩。

2 矿体特征

大红山铜铁矿床为古海相火山岩型矿床,有火

山喷发-沉积变质型(I, II 5-4, III号矿带)、受变质的火山喷溢熔浆型(II 5-3矿体)、受变质的火山气液交代(充填)型(II 1矿体)及岩浆期后热液钠化交代型(V 2, II 2矿体)等4种成因类型,是与偏碱性中基性岩浆喷发-侵入活动有关的大型铁铜矿床^[4,10,13]。铜、铁矿体分别产于大红山群曼岗河组和红山组中。矿体分布范围西自F₃断层,东至A49线,北自大水井梁子,南至肥味河F₄断层,东西长约4 000 m,南北宽约2 000 m,面积8 km²。根据矿体平面分布、产出部位、埋藏深度、构造边界等因素,可划分为浅部铁矿、深部铁矿、曼岗河北岸铁矿、哈姆白祖铁矿和I号铁铜矿带等5个地段。

3 矿床构造地球化学特征

大红山铜铁矿床构造作用强烈,发育了NE向, NW向,近EW向构造。通过对该矿床构造体系的分析得出,NE向构造对矿床的形成及矿体在空间上的展布具有明显的控制作用,对成矿流体的运移、富集起着十分重要的作用。孙家骢认为地壳的构造应力场对成矿的化学场和物理场均有明显的控制作用,伴随着地壳构造应力作用的影响,成矿物质形成(初始矿源层)、迁移(活化迁移)、聚集(矿床形成)及叠加(深源物质),即在构造体系演化的过程中,成矿物质的生、移、聚、散、改的过程构成了一个统一的构造地球化学旋回^[7]。因此,通过野外断裂构造岩样品的采集和测试,将宏观研究及微观测试相结合,揭示构造应力作用下成矿元素的组合、空间分布特征以及运移的规律,对指导地质找矿以及深部隐伏矿的预测具有重要的意义。

3.1 样品采集

本次研究工作野外样品的采集,基于对整个矿区构造体系演化序次及成矿构造特征厘定,对大红山铜铁矿区340中段成矿期不同方向、不同性质的断裂进行系统采集构造岩样品(如构造角砾岩、碎裂岩、碎斑岩等)。每件样品重约500 g,采样间距约2 m,若遇到矿化、蚀变等含矿地质体,采样间距可适当加密,同时记录下采样位置、断裂构造地质特征、矿化蚀变等地质现象,并绘制断裂构造素描图。

构造地球化学样品共采集15件,340中段构造样由国土资源部昆明矿产资源监督检测中心测试,样品磨至200目,选择Cd, Zn, Pb, Ag, Sn, Cu, Li, Cs, V, Sc, Zr, Nb, W, Co, In, Th, Hf, Ga, 稀土元素

等 43 个元素,采用等离子质谱仪(ICP-MS)测试。测试数据的误差 $\leq 5\%$,均为科学有效。

3.2 断裂构造地球化学典型剖面分析

不同方向的构造断裂带在不同性质的构造应力作用下,其形态及力学性质都存在着差异,断裂构造作为成矿流体的运移通道及沉淀场所,其构造岩中的元素地球化学特征往往能反映出对成岩成矿的控制作用。构造应力作用不仅是地球化学的驱动力,且对成岩成矿过程中微量元素的富集、分异都会产生明显影响^[14]。

在对大红山铜铁矿区断裂构造地球化学元素组合特征分析的基础上,选取 340 中段 A31 线穿脉进行了详细剖面编录及采样工作。该剖面长 35 m,在

不同岩性岩石、构造破碎带内分别采集样品共 15 件,测试了 Zr, Cr, Ni, Co, Cu, Mn, V, Fe 等 12 个元素,利用 Grapher 软件绘制地质-构造地球化学剖面(图 2)。

340 中段 A31 线穿脉位于红山组,穿脉钻遇深部Ⅱ,Ⅲ,Ⅳ号矿体,其岩性主要为变钠质熔岩、角闪黑云片岩、角闪变钠质熔岩,局部地段可见黑云绿泥片岩,在该穿脉剖面编录的过程中,见到 4 条断裂,裂面主要呈舒缓波状,裂带内发育碎裂岩、片理化,局部具断层泥。受后期热液的影响,断裂两侧的熔岩均不同程度地发生蚀变现象。矿化主要发育于断裂破碎带及层间破碎带中,呈层状、似层状、浸染状。通过样品测试可以看出,在 NE 向断裂岩中,Fe, Cu, Mn, V, Ba 均存在着不同程度的富集现象,反映出该向断裂在成岩成矿过程中起着导矿、储矿的作用。角闪黑云片岩断裂带附近铜矿化明显高于变钠质熔岩,可能是后期深部含矿热液对初始矿源层进行活化改造,并沿着构造有利部位富集成铜矿。

3.3 断裂构造岩稀土元素特征

通过研究构造活动的产物(断裂构造岩以及充填于构造岩中的矿脉)的稀土元素地球化学组成特征,可示踪不同性质断裂构造的控矿作用、成矿流体来源以及构造对稀土元素再分配的影响,为深部隐伏矿体的预测提供重要的信息^[14-18]。

根据孙家骢对构造岩的分类和命名方案,按不同方向断裂构造岩类型以及矿化程度^[7],将矿区内分布的断裂构造岩划分为:未矿化变钠质熔岩碎裂岩、碎粒岩;强铜铁矿化变钠质熔岩碎裂岩、碎粒岩。此外,为了综合对比,本文选取了近矿围岩变钠质熔岩以及条带状、浸染状矿石进行 REE 测试,样品结果均采用 Geokit 软件进行球粒陨石标准化处理,稀土元素组成及其相关地球化学参数见表 1。

3.3.1 断裂构造岩

未矿化变钠质熔岩构造碎裂岩、碎粒岩稀土总量 $\Sigma\text{REE}=45.19\times 10^{-6}\sim 148.33\times 10^{-6}$, $\text{LREE}=40.19\times 10^{-6}\sim 126.85\times 10^{-6}$, $\text{HREE}=5.00\times 10^{-6}\sim 21.48\times 10^{-6}$, $\text{LREE}/\text{HREE}=5.49\sim 9.57$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=5.86\sim 12.15$,表明样品存在着不同程度的轻稀土富集,大部分样品的 $\delta(\text{Eu})$ 值均大于 1,仅 dhs-3 样品为 Eu 负异常($\delta(\text{Eu})=0.89$),其他 3 件样品 $\delta(\text{Eu})=1.04\sim 1.05$,具有弱 Eu 正异常特征, $\delta(\text{Ce})=0.68\sim 0.93$,具有明显 Ce 负异常。球粒陨石标准化曲线为轻稀土富集的右倾配分模式。铁矿化变钠质岩构造碎裂岩、碎粒岩稀土总量 $\Sigma\text{REE}=$

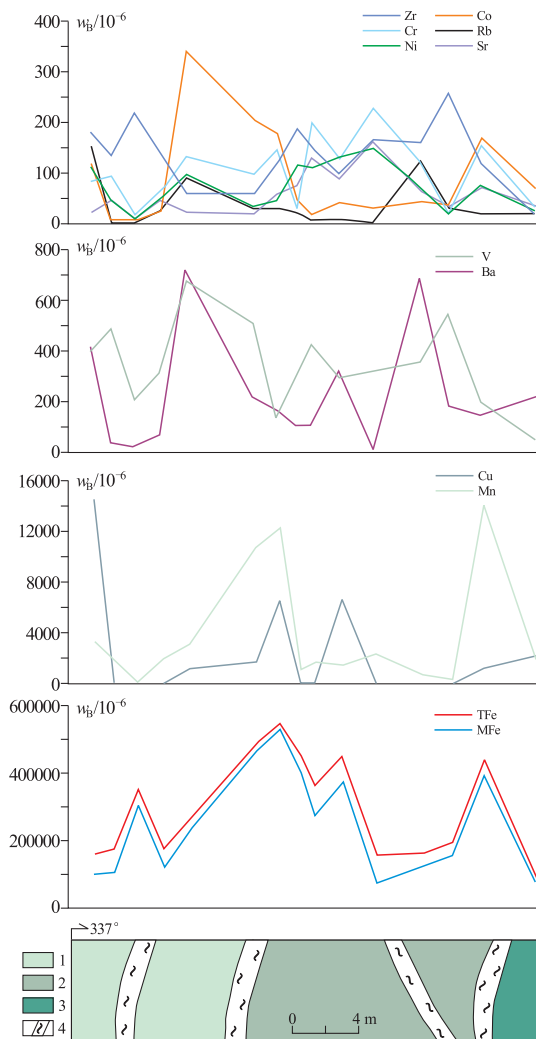


图 2 340 中段 A31 线穿脉地质-构造地球化学剖面

Fig. 2 Geological-tectonic geochemical section of transverse drift at line A31 on 340 level

1. 变钠质熔岩; 2. 角闪黑云片岩; 3. 角闪变钠质熔岩;
4. 断裂带

$37.71 \times 10^{-6} \sim 175.10 \times 10^{-6}$, $LREE = 33.30 \times 10^{-6} \sim 158.53 \times 10^{-6}$, $HREE = 4.41 \times 10^{-6} \sim 21.58 \times 10^{-6}$, $LREE/HREE = 5.72 \sim 11.10$, $(La/Yb)_N = 6.38 \sim 13.30$, $\delta(Eu) = 1.01 \sim 1.23$, 具 Eu 正异常。 $\delta(Ce) = 0.74 \sim 0.93$, 具 Ce 负异常。球粒陨石标准化曲线为轻稀土富集的右倾配分模式。相对未矿化变钠质熔岩构造碎裂岩、碎粒岩的稀土配分模式有变陡的趋势, 稀土的分异程度更强烈, 且稀土总量明显高于未矿化构造岩, 表明岩浆源区无斜长石残留, 也可能是由于岩石遭受与成矿有关的长石类蚀变导致; 而 Ce 负异常可能暗示岩浆体系高氧逸度, 也可能是后期氧化热液蚀变引起^[19-25]。

笔者认为, 造成未矿化变钠质熔岩构造碎裂岩与矿化变钠质熔岩构造碎裂岩间的差异, 与后期热

液在部分构造带内蚀变温度具有密切的关系。在后期氧化热液沿断裂带上涌过程中, 深部岩浆中成矿元素逐渐富集, 随着深部热液上涌, 温度降低, 在高温条件下稀土元素络离子溶解性及分馏程度都较低, 故能稳定地存在于热液中, 而随着温度的降低, 高温时稳定存在于热液的稀土络离子开始分解, 伴随着成矿物质一起沉淀, 使该过程形成的矿化变钠质熔岩稀土含量明显高于未矿化变钠质熔岩。

3.3.2 地层岩石

该矿床围岩主要为变钠质熔岩、黑云母角闪片岩、角闪变钠质熔岩, 其稀土总量 $\Sigma REE = 37.10 \times 10^{-6} \sim 41.96 \times 10^{-6}$, $LREE = 32.48 \times 10^{-6} \sim 38.07 \times 10^{-6}$, $HREE = 3.89 \times 10^{-6} \sim 6.04 \times 10^{-6}$, $LREE/HREE = 5.66 \sim 9.79$, $(La/Yb)_N = 5.94 \sim 11.20$, 表

表 1 稀土元素组成及相关地球化学参数
Table 1 REE composition and related geochemical parameter

样品号	样品名	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
dhs-7	围岩	8.20	14.174	1.98	7.53	1.72	0.61	1.71	0.27	1.57	0.31	0.83	0.18	0.99	0.18
dhs-9		7.50	13.436	1.78	7.77	1.49	0.50	1.40	0.21	1.19	0.21	0.64	0.10	0.76	0.11
dhs-10		8.90	16.506	2.33	8.22	1.62	0.49	1.25	0.20	0.94	0.18	0.55	0.10	0.57	0.10
dhs-1	未矿化变钠质熔岩碎裂岩	12.50	23.646	3.85	13.15	3.00	1.05	3.09	0.50	2.82	0.52	1.48	0.22	1.53	0.25
dhs-3		27.94	52.564	6.71	23.24	4.75	1.32	4.04	0.56	3.11	0.55	1.74	0.26	1.65	0.26
dhs-5		28.88	55.442	6.89	27.31	6.18	2.14	6.34	0.98	5.74	1.06	3.23	0.48	3.19	0.46
dhs-11		11.30	15.484	2.57	8.51	1.74	0.59	1.62	0.25	1.27	0.25	0.71	0.10	0.70	0.10
dhs-4-1	矿化变钠质熔岩碎裂岩	8.65	13.712	2.31	6.87	1.27	0.49	1.12	0.19	1.55	0.21	0.60	0.10	0.54	0.10
dhs-8		17.98	31.92	4.98	16.54	3.11	0.96	2.22	0.29	1.72	0.32	0.98	0.14	0.97	0.16
dhs-12		26.05	45.25	5.87	21.53	3.65	1.18	3.33	0.45	2.38	0.50	1.55	0.20	1.45	0.23
dhs-13		28.39	51.77	7.71	27.31	6.18	2.09	6.34	0.98	5.84	1.06	3.23	0.48	3.19	0.46
dhs-15-1		15.03	28.82	4.92	15.24	3.43	1.25	3.71	0.56	3.16	0.68	1.63	0.24	1.47	0.22
dhs-15-2		17.99	34.56	4.38	15.56	2.90	0.97	2.30	0.31	1.77	0.34	0.90	0.15	1.65	0.26
dhs-17		40.53	68.58	8.97	32.94	5.68	1.83	4.98	0.73	3.99	0.91	2.56	0.37	2.62	0.41
dhs-21	矿石	34.03	65.61	7.99	28.89	4.69	1.52	4.28	0.64	3.62	0.68	1.97	0.30	1.82	0.30
dhs-22-1		17.35	32.01	5.37	15.03	2.99	0.97	2.27	0.36	2.18	0.40	1.12	0.19	1.03	0.17
dhs-24		29.88	74.72	11.93	37.36	6.21	1.96	4.44	0.56	3.20	0.55	1.52	0.23	1.48	0.23
样品号	样品名	ΣREE		LREE		HREE		LREE/HREE		$(La/Yb)_N$		$\delta(Eu)$		$\delta(Ce)$	
dhs-7	围岩	40.25		34.21		6.04		5.66		5.94		1.07		0.84	
dhs-9		37.10		32.48		4.62		7.03		7.08		1.05		0.87	
dhs-10		41.96		38.07		3.89		9.79		11.20		1.02		0.87	
dhs-1	未矿化变钠质熔岩碎裂岩	67.60		57.19		10.41		5.49		5.86		1.04		0.83	
dhs-3		128.69		116.52		12.17		9.57		12.15		0.89		0.91	
dhs-5		148.33		126.85		21.48		5.91		6.49		1.04		0.93	
dhs-11		45.19		40.19		5.00		8.04		11.58		1.05		0.68	
dhs-4-1	矿化变钠质熔岩碎裂岩	37.71		33.30		4.41		7.55		11.49		1.23		0.74	
dhs-8		82.29		75.49		6.80		11.10		13.30		1.06		0.81	
dhs-12		113.62		103.53		10.09		10.26		12.89		1.02		0.86	
dhs-13		145.03		123.45		21.58		5.72		6.38		1.01		0.84	
dhs-15-1		80.36		68.69		11.67		5.89		7.33		1.07		0.82	
dhs-15-2		84.04		76.36		7.68		9.94		7.82		1.11		0.93	
dhs-17		175.10		158.53		16.57		9.57		11.10		1.03		0.84	
dhs-21	矿石	156.34		142.73		13.61		10.49		13.41		1.02		0.94	
dhs-22-1		81.44		73.72		7.72		9.55		12.08		1.09		0.81	
dhs-24		174.27		162.06		12.21		13.27		14.48		1.09		0.97	

注: $\delta(Ce) = 2 * Ce_N / (La_N + Pr_N)$; $\delta(Eu) = 2 * Eu_N / (Sm_N + Gd_N)$; N: 球粒陨石数据据 Sun and McDonough。

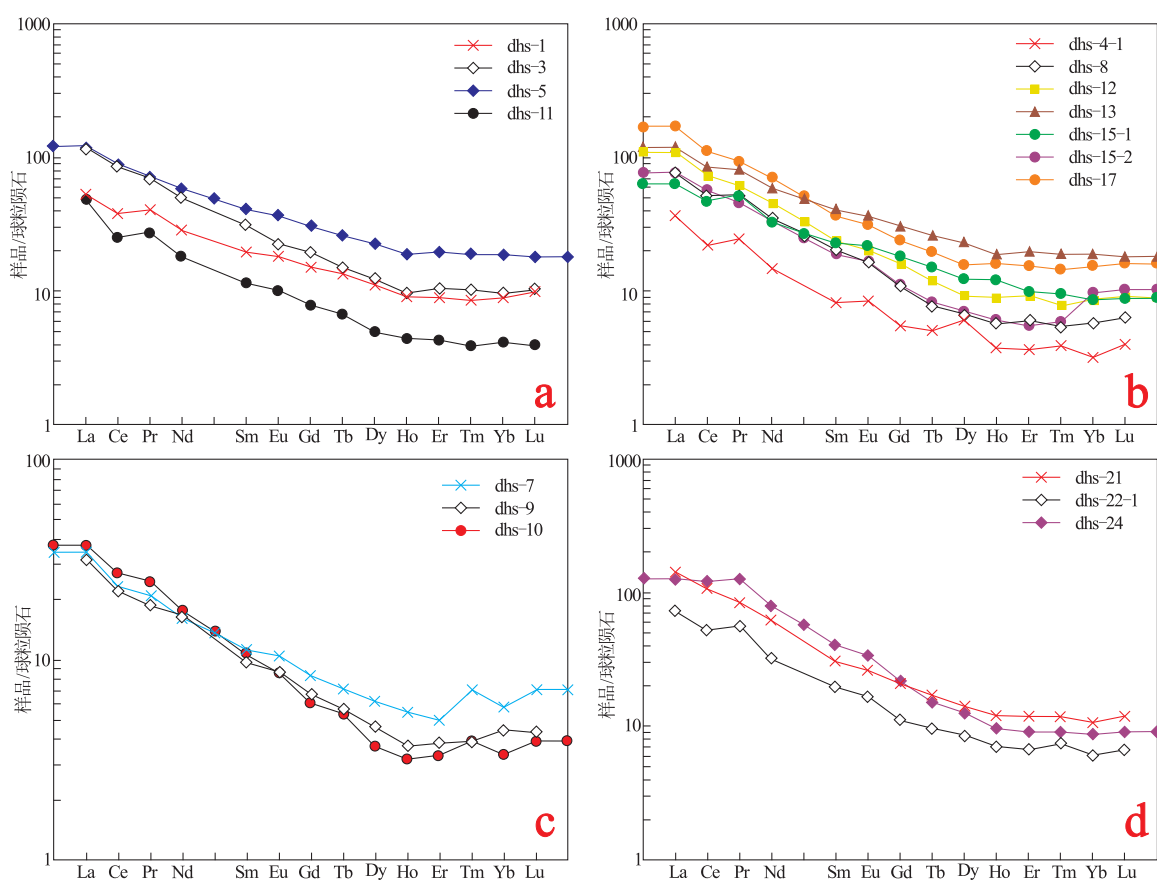


图3 大红山铜铁矿床矿石稀土元素配分模式图

Fig. 3 REE pattern of ores from Dahongshan Cu-Fe deposit

a: 未矿化变钠质熔岩碎裂岩、碎粒岩; b: 强矿化变钠质熔岩碎裂岩; c: 块状、条带状矿石样; d: 变钠质熔岩

明样品具有不同程度的轻稀土富集,所有样品的 $\delta(\text{Eu}) > 1$ (1.02~1.07),具弱 Eu 正异常特征, $\delta(\text{Ce}) = 0.84 \sim 0.87$,具明显 Ce 负异常。矿区围岩的稀土总量明显低于断裂构造岩和矿石样,且具明显 Ce 负异常,表明矿区围岩形成于近地表高氧逸度环境。

3.3.3 矿石样

矿体内块状、条带状矿石稀土总量为 $\Sigma \text{REE} = 81.44 \times 10^{-6} \sim 174.27 \times 10^{-6}$, $\text{LREE} = 73.72 \times 10^{-6} \sim 162.06 \times 10^{-6}$, $\text{HREE} = 7.72 \times 10^{-6} \sim 13.61 \times 10^{-6}$, $\text{LREE}/\text{HREE} = 9.55 \sim 13.27$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 12.08 \sim 14.48$, $\delta(\text{Eu}) = 1.02 \sim 1.09$, $\delta(\text{Eu})$ 表现为较明显的富集, $\delta(\text{Ce}) = 0.81 \sim 0.97$,表现为较明显亏损,表明成矿流体具有 Eu 富集、Ce 亏损的特征。矿体内块状、条带状矿石与围岩的稀土总量存在着明显的区别,矿石的平均含量 (137.35×10^{-6}) 明显高于围岩的平均含量 (39.77×10^{-6}),说明在成矿过程中,随着成矿流体的运移、沉淀、富集,矿石中的稀土总量增加。而块状、条带状矿石的稀土元素配分模式与围岩的配分模式有明显差异,从该矿床的地

质特征分析,大红山铜铁矿区岩浆岩发育,矿体周围大量辉长-辉绿岩脉出露。在岩浆热液上涌的过程中,与地层产生交代作用,稀土元素随着成矿元素一起沉淀富集,使其稀土丰度远高于地层丰度。

3.4 稀土元素配分模式讨论

各类岩(矿)石的稀土配分模式(图3)具有一定的相似性。其差异表现在从矿化构造岩→矿石→未矿化构造岩的稀土总量呈现出逐渐降低的趋势,反映出成矿流体与不同构造岩的水岩反应程度上的差异。从 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 看,该区内同类断裂构造岩的轻稀土分异程度较大,但不同断裂构造岩间的分异性却较为均一,从该区围岩、矿石、构造断裂岩的 LREE/HREE 与 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 比值可以看出,轻稀土元素与重稀土元素间的分异程度具有一定的相似性,反映出成矿流体对地层岩石存在着一定的继承性,却又具有一定的阶段演化性特征。从地层岩石→未矿化断裂构造岩→矿化断裂构造岩→块状、条带状矿石, LREE/HREE (5.66~13.27) 有逐渐增大的趋势,反映出在断裂构造作用过程中,稀土元素发

生了迁移,此外断裂作用使 LREE 和 HREE 也存在着明显的带入、带出的差异性选择。

稀土元素在指示成矿物质、成矿流体来源及成矿环境方面扮演着极其重要的角色。由于 Eu 和 Ce 的特殊化学性质,在不同的成矿环境下其离子价态相应地也会发生不同的变化,而伴随其所表现出来的异常主要与水-岩反应中的氧化-还原条件有关,据此能判断成矿流体的地质环境。成矿流体 $\delta(\text{Eu})$ 值的大小可以反映出成矿流体环境中的相对氧化还原程度及温度条件,当氧逸度降低时, $\delta(\text{Eu})$ 随之相应降低;反之,随着氧逸度的增大, $\delta(\text{Eu})$ 也相应增大。Ce 具有特殊的稀土地球化学特征,由于 Ce^{4+} 离子半径小,电位高,因此碱性最弱,在较强的氧化环境下 Ce 常会与其他稀土元素发生分离。图 4 中, $\delta(\text{Ce})$ 全部为负异常, $\delta(\text{Eu})$ 均大于 1,表明成矿作用主要在相对氧化的环境下进行。

通过分析,认为大红山铜铁矿床断裂构造岩稀土元素具有以下特征:

(1) 主要为轻稀土富集、 $\delta(\text{Eu})$ 富集显著、 $\delta(\text{Ce})$ 弱负异常的右倾型,且其配分模式与矿石、地层岩石的稀土元素配分曲线具有一定相似性,显示出同源的特征。

(2) 不同岩(矿)石稀土配分模式具有一定相似性及渐变过渡的特征,稀土总量间存在差异,反映出地层岩石与成矿流体间存在着物质的带入、带出,表明成矿流体对地层岩石具有一定的继承性,暗示该矿床的成矿流体与地层岩石间有着亲缘性。

(3) 该矿床的形成主要受断裂构造控制,伴随着断裂构造的分异作用,稀土元素特征呈现出一定的差异性。该矿区内各类岩(矿)石的 $\delta(\text{Eu})$ 均大于 1, $\delta(\text{Ce})$ 弱负异常,表明大红山铜铁矿床的成矿作用主要是在相对氧化的环境下进行。

4 断裂构造地球化学特征

大红山铜铁矿床构造作用强烈,发育了 EW 向、NW 向、NE 向、近 SN 向构造,通过该矿床构造体系的分析,得出 NE 向构造体系对矿床的形成及矿体在空间上的展布具有明显的控制作用,因此构造作用对成矿流体的运移、富集起着十分重要的作用^[26]。

由 340 中段 A31 线穿脉地质-构造地球化学剖面图(图 2)可以看出,TFe 与 MFe 呈良好的正相关

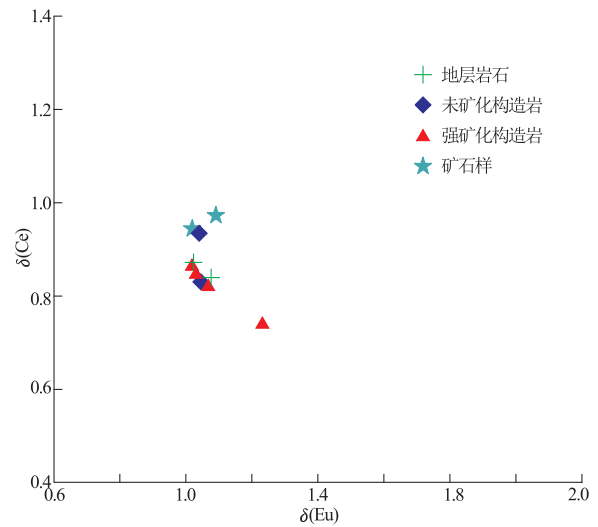


图 4 稀土元素 $\delta(\text{Ce})$ — $\delta(\text{Eu})$ 散点图

Fig. 4 $\delta(\text{Ce})$ — $\delta(\text{Eu})$ scattered point plot of REE

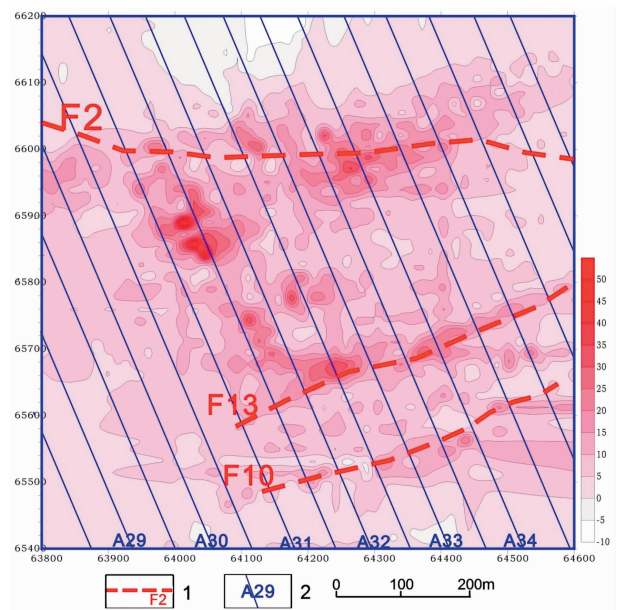


图 5 340 中段 MFe 品位等值线图

Fig. 5 Contour of MFe grade on 340 level

1. 断层; 2. 勘探线

关系,这也与成矿围岩蚀变的实际情况相一致,且在 TFe 与 MFe 显示峰值的位置,均与 NE 向断层相对应,表明断层的出现对岩石中 Fe 元素富集沉淀具有一定的控制作用。

将整个 340 m 分段的沿脉与穿脉进行系统取样,对 TFe 与 MFe 含量进行分析,利用 SURFER 软件对 MFe 含量制图得到 MFe 品位等值线图(图 5),图 5 中可以看出有 4 处明显品位高值,等值线呈椭圆形,并且长轴方向呈 NE 向或近 EW 向。再对

A32E, A34 穿脉进行构造编录,得到的断层构造与 A31 编录资料对比,发现近 EW 向的断层 F_2 、NE 向断层 F_{13} , F_{10} 与 MFe 品位异常高值区相似,具有一定的对应关系。结合断裂构造岩稀土元素地球化学特征与矿体实际特征,反映出矿体受近 EW 向断层和 NE 向断层控制。

5 结论

(1) 矿区内各类岩(矿)石主要为轻稀土富集、 δ (Eu)富集显著、 δ (Ce)弱负异常的右倾型,且其配分模式与矿石、地层岩石的稀土元素配分曲线具有一定的相似性;不同岩(矿)石稀土配分模式显示出相似性及渐变过渡的特征,稀土总量间存在差异,反映出地层岩石与成矿流体间存在着物质的带入、带出,表明成矿流体对地层岩石具有一定的继承性,暗示该矿床的成矿流体与地层岩石间有着一定的亲缘性。

(2) 该矿区内各类岩(矿)石的 δ (Eu)均大于 1, δ (Ce)弱负异常,表明大红山铜铁矿床的成矿作用主要是在相对氧化的环境下进行。

(3) 该矿床的形成主要受 NE 向断裂控制,由于断裂的影响,稀土元素特征也呈现出一定的差异性;其中,矿区范围内 F_1 , F_2 断层将浅部矿体与深部矿体分割开,作为深部熔岩上升的通道,可以作为导矿断层,整体上控制矿体的产出位置和形态;NW 向断层对深部铜铁矿体切割,具一定破坏作用,为破矿构造。

致谢:野外地质调研和资料收集得到玉溪大红山矿业有限公司及昆明理工大学国土资源工程学院地球科学系老师的帮助,在此一并致谢。

参考文献:

- [1] 宋昊,徐争启,张成江. 浅析云南大红山铁铜矿床成因:一个特殊的 VMS 矿床? [J]. 高校地质学报, 2013, 19(S): 322-323.
- [2] 李强. 云南省大红山铁铜矿 II 1 号矿体地质特征及矿床成因研究[J]. 大科技, 2013 (11): 217-218.
- [3] 罗建宁,张正贵. 三江特提斯沉积地质与成矿[M]. 北京:地质出版社, 1992.
- [4] 钱锦和,沈远仁. 中华人民共和国地质矿产部地质专报四矿床与矿产第 15 号:云南大红山古火山岩铁铜矿[M]. 北京:地质出版社, 1990.
- [5] 吴孔文,钟宏,朱维光,等. 云南大红山层状铜矿床成矿流体研究[J]. 岩石学报, 2008, 24(9): 2045-2057.
- [6] 秦德先,燕永锋,田毓龙,等. 大红山铜矿床的地质特征及成矿作用演化[J]. 地质科学, 2000, 35(2): 129-139.
- [7] 孙家骢. 云南大红山铁铜矿控矿构造型的分析[J]. 地质力学学报, 1984(5): 51-61.
- [8] 姚巍. 云南新平大红山铁铜矿区构造演化及遥感找矿分析[D]. 昆明:昆明理工大学, 2010.
- [9] 侯增谦,莫宣学,杨志明,等. 青藏高原碰撞造山带成矿作用:构造背景、时空分布和主要类型[J]. 中国地质, 2006, 33 (2): 340-351.
- [10] 贺宁强. 云南省大红山铁铜矿成矿规律及成矿预测[D]. 昆明:昆明理工大学, 2010.
- [11] 刘伟. 云南大红山铜铁矿床地球化学特征[D]. 昆明:昆明理工大学, 2012.
- [12] 高小林. 云南大红山铜矿成矿系列与成矿预测[D]. 昆明:昆明理工大学, 2011.
- [13] 罗君烈. 云南元古代与火山活动有关的铁铜矿床成矿模式[J]. 云南地质, 1995, 14(4): 281-290.
- [14] 钟昆明,颜以彬. 云南大红山细碧质岩石的地球化学特征及成因[J]. 昆明理工大学学报, 1999, 24(1): 98-106.
- [15] 钟昆明,颜以彬,秦德先. 云南大红山基底地层中的层状铜矿及其含矿地层的成因[J]. 昆明理工大学学报:理工版, 1999, (1): 137-144.
- [16] 李文昌,莫宣学. 西南“三江”地区新生代构造及其成矿作用[J]. 云南地质, 2001, 20(4): 333-346.
- [17] Ludwig K R. User's Manual for isoplot 3.00—A geochronological toolkit for microsoft excel[M]. Berkeley Geoch Center. Special Publication No. 4. 2003.
- [18] Christensen J N, Halliday A N, Leigh K E, et al. Direct dating of sulfides by Rb-Sr: A critical test using the Polaris Mississippi Valley-type Zn-Pb deposit[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, 59(24): 5191-5197.
- [19] 贺宁强,李俊. 大红山铜铁矿控矿规律及找矿标志[J]. 科技情报开发与经济, 2009, 19(30): 137-138.

Tectonogeochemical characteristics of Dahongshan copper and iron deposit in Yunnan province

XIAO Bin¹, FAN Yuhua^{1,2}, LI Jun¹, YANG Guangshu^{1,3}, QI Jindong¹, SUN Mingshu¹,
QIN Longjiang³, WU Xianwen³, ZHAO Yingban³

(1. Faculty of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650092, China; 2. Yunnan Provincial Geological Survey Institute, Kunming 650216, China; 3. Yuxi Dahongshan Mining Co. Ltd., Yuxi 653405, Yunnan, China)

Abstract: Along typical transverse drift in Dahongshan Cu-Fe mine tectonics-petrochemical details are logged and samples are collected systematically and REE of the samples are analyzed. The results show: ① Total REE decreases gradually from the mineralized tectonite, through ore and to not mineralized tectonite reflecting difference of water(ore fluid)/rock reaction on various tectonites; ② According to (La/Yb)_N differentiation of LREE for tectonite of the same kind of fault is quite obvious but the differentiation of LREE for tectonite of the varied kind of fault is more uniform and according to LREE / HREE and (La/Yb)_N ratio of wallrock, ore and tectonite LREE and HREE differentiated in similar way reflecting a certain heritability of the ore fluid from rock of stratum and the staged evolution. ③ From rock of stratum, through not mineralized fault tectonite, mineralized fault tectonite to massive and banded ores LREE/HREE ratio(5.66-13.27) increase gradually reflecting mobilization of REE during faulting and all $\delta(Eu) > 1$ and the $\delta(Ce)$ weak anomaly imply that Dahongshan Cu-Fe deposit was formed mainly under a relatively oxidizing environment.

Key Words: Dahongshan Cu-Fe deposit; Tectonogeochemistry; Yunnan province