

罕达盖矽卡岩型铁铜矿体与围岩 稀土元素地球化学特征

唐世新¹, 马生明¹, 朱立新², 李建军³

(1. 中国地质科学院 地球物理地球化学勘查研究所, 河北 廊坊 065000; 2. 中国地质科学院, 北京 100037; 3. 华北地质勘查局 五一九大队, 河北 保定 071051)

摘要: 以含矿热液活动为联结点, 将赋矿围岩与岩体作为一个整体系统, 研究罕达盖矽卡岩型铁铜矿化试验区钻孔内的岩石经含矿热液作用后稀土元素的含量变化, 认为依据稀土元素地球化学特征不仅可以判断矿床(化)成因, 还可以识别成矿流体特征及成矿元素迁移的物理—化学控制因素。研究表明, 试验区矽卡岩型铁铜矿石是含矿热液接触交代形成的; 含矿热液温度相对较高, 具有贫 Σ REE、富HREE和Ce等特征。这些发现使应用稀土元素地球化学特征进行找矿具备了一定的潜力, 为扩展地球化学勘查新指标奠定了基础。

关键词: 稀土元素; 含矿热液特征; 物理—化学条件; 矿化成因; 罕达盖矽卡岩型铁铜矿化

中图分类号: P632

文献标识码: A

文章编号: 1000-8918(2011)06-0727-06

稀土元素(REE)作为一个特殊的“元素族”, 其运动与组合规律是一定的地质与物理化学条件的反映^[1]。近年来, 应用稀土元素地球化学特征研究矿床与成矿作用倍受重视, 并取得了一些新的进展, 对进一步深入研究稀土元素的指示意义具有一定价值, 但也存在不足——研究多限于成矿岩石和矿体本身, 很少涉及围岩^[2], 缺乏系统性。笔者在参考文献^[3]中明确指出, 应用稀土元素的组成特征区分矿致异常与未见矿异常的基本原理, 在于热液蚀变过程中稀土元素的活性及成矿主岩、围岩、热液流体之间的相互作用, 这一结论得到了专家的认可。笔者还发现, 斑岩型矿致异常与未见矿异常的稀土元素指标存在差异, 应用这种差异可以评价异常的成矿前景, 使稀土元素地球化学研究与斑岩型矿床(化)勘查紧密结合。鉴于不同类型矿床稀土组成存在差异的问题, 笔者以含矿热液活动为联结点, 将赋矿围岩与岩体作为一个整体系统来考虑的研究思路, 以罕达盖矽卡岩型矿化为例, 探讨矽卡岩型矿化岩体和围岩受成矿作用影响后, 稀土元素组成特征的变化情况, 用以判断矿化成因, 识别成矿流体特征以及成矿元素富集的物理—化学控制因素。

成矿流体作用对于矽卡岩型矿床(化)的形成有至关重要的作用。尽管对于流体的来源、性质及运移方式等问题还有不同的看法, 但无论从哪个角

度出发, 都应对含矿流体特征及引起流体中成矿元素富集的因素予以重视, 为进一步判别、评价矽卡岩型矿化的地表异常奠定基础, 这不仅是理论研究的需要, 也是生产实践的迫切要求。大量研究表明^[4-8], 稀土元素在热液活动过程中表现为不同的活动性, 这种活动性差异使稀土元素成为解释热液体系的有利工具, 使应用稀土元素地球化学指导找矿具备一定潜力。

1 试验区地质概况

罕达盖铁铜多金属矿化试验区位于呼伦贝尔市新巴尔虎左旗东南部, 大地构造位置处于西伯利亚板块南东大陆边缘, 古生代陆缘增生带和大兴安岭—太行山中生代火山岩岩浆带西部边缘结合部, 褶皱和断裂构造发育。区内地层出露简单, 主要出露有青白口系佳疙瘩组、奥陶系裸河组和第四系风坡积物。侵入岩十分发育, 大体分为石炭纪中粒石英二长闪长岩、细粒石英二长闪长玢岩、三叠纪中细粒二长花岗岩、晚侏罗世中粒钾长花岗岩、中粒花岗闪长岩和早白垩世中细粒斑状花岗岩。区内岩石变质程度较浅, 区域变质作用为本区主要变质作用类型, 波及地层有青白口系佳疙瘩组和上奥陶统裸河组, 形成的变质岩石主要为片岩、板岩、变质粉砂岩等, 总体变质程度较浅, 为绿片岩相, 变质矿物组合

为绢云母—绿泥石—石英。矿化线索较多,但规模均较小,主要矿化有磁铁矿化和铜矿化,矽卡岩型矿化为区内矿产的主要成因类型,见于三叠纪二长花岗岩、石炭纪石英二长闪长岩与裸河组的接触带上。

本次试验样品均采自罕达盖矿化区 ZK0002 钻孔内。钻孔中岩石类型简单,主要岩性为变质粉砂岩,岩浆岩见花岗岩与二长花岗岩等酸性岩,此外还见晕状分布的磁铁矿化矽卡岩和石榴子石矽卡岩。从钻孔分析资料看,矿化类型为矽卡岩型 Fe-Cu 矿化,在空间上具有上铁下铜的分带规律。该钻孔于 160 m 处见约 30 m 厚的 Fe 矿化体,Fe 含量介于 15%~65%,平均为 47%,于 455 m 处见约 60 m 厚的 Cu 矿化体,Cu 平均含量为 $7\,735 \times 10^{-6}$ 。

表 1 罕达盖各岩类 REE 含量及部分参数

参数	钻孔 ZK0002						内蒙兴安—吉黑造山带		
	I (12)	II (36)	III (28)	花岗岩(3)	二长花岗岩(3)	矽卡岩(3)	粉砂岩	花岗岩	二长花岗岩
$w(\text{La})/10^{-6}$	26.49	25.7	26.69	26.9	24.93	5.72	40	28	29
$w(\text{Ce})/10^{-6}$	56.84	49.58	46.04	55.18	53.92	14.96	73	58	57
$w(\text{Pr})/10^{-6}$	6.67	5.43	4.57	6.79	6.53	1.83	8.3	5.9	5.7
$w(\text{Nd})/10^{-6}$	25.97	21.32	17.82	25.98	25.53	9.9	35	22	23
$w(\text{Sm})/10^{-6}$	5.25	4.01	3.67	5.51	5.29	2.86	6.4	4.1	3.9
$w(\text{Eu})/10^{-6}$	1.1	1.07	1.15	0.87	0.88	0.98	1.27	0.6	0.84
$w(\text{Gd})/10^{-6}$	4.74	3.33	3.33	5.13	4.78	2.46	5.5	3.8	3.5
$w(\text{Tb})/10^{-6}$	0.82	0.54	0.55	0.96	0.83	0.39	0.9	0.63	0.62
$w(\text{Dy})/10^{-6}$	4.75	2.95	3.08	5.7	4.78	2.14	5	4	3.2
$w(\text{Ho})/10^{-6}$	0.97	0.59	0.63	1.12	0.96	0.44	0.97	0.9	0.68
$w(\text{Er})/10^{-6}$	2.75	1.66	1.75	3.25	2.7	1.2	2.9	2.6	2
$w(\text{Tm})/10^{-6}$	0.45	0.26	0.28	0.54	0.43	0.19	0.46	0.4	0.3
$w(\text{Yb})/10^{-6}$	2.99	1.78	1.91	3.15	2.85	1.29	2.75	2.5	1.8
$w(\text{Lu})/10^{-6}$	0.42	0.25	0.28	0.5	0.39	0.19	0.44	0.37	0.29
$w(\text{Y})/10^{-6}$	25.87	15.61	16.64	31.07	25.83	13.2	23	20	16.5
$w(\sum \text{REE})/10^{-6}$	166.1	134.1	128.4	172.6	160.6	57.8	205.9	153.8	148.3
$w_{\text{LREE}}/w_{\text{HREE}}$	2.79	4.36	3.76	2.37	2.78	2.05	3.27	3.37	4.13
$(w_{\text{La}})_{\text{N}}/(w_{\text{Sm}})_{\text{N}}$	3.15	3.8	4.67	3.07	2.97	1.67	3.93	4.3	4.68
$(w_{\text{Gd}})_{\text{N}}/(w_{\text{Yb}})_{\text{N}}$	1.28	1.68	1.47	1.32	1.39	1.45	1.61	1.23	1.57
$(w_{\text{La}})_{\text{N}}/(w_{\text{Yb}})_{\text{N}}$	5.94	13.05	10.15	5.8	6.23	3.76	9.81	7.55	10.86
$(w_{\text{LREE}}/w_{\text{REE}} \times 100)/\%$	82.6	83.7	83.1	81	82.1	75.1	85.5	72	74.3
$(w_{\text{MREE}}/w_{\text{REE}} \times 100)/\%$	12.7	12.2	12.6	13.7	13.1	18.7	11	18.6	18.4
$(w_{\text{HREE}}/w_{\text{REE}} \times 100)/\%$	4.8	4.1	4.3	5.3	4.8	6.1	3.6	9.4	7.3
$\delta(\text{Eu})$	0.68	0.88	1	0.5	0.54	1.06	0.65	0.46	0.7
$\delta(\text{Ce})$	1.03	1.09	1.06	0.98	1.02	1.19	0.96	1.09	1.07
$w(\text{Sm})/w(\text{Nd})$	0.2	0.19	0.21	0.21	0.21	0.26	0.18	0.19	0.17
$w(\text{Eu})/w(\text{Sm})$	0.21	0.26	0.31	0.16	0.17	0.32	0.2	0.15	0.22
$w(\text{Nd})/w(\text{Eu})$	23.7	20.9	16.3	29.7	29.2	10.1	27.6	36.7	27.4

注:括号内为样品数量。表 2 同。

吉黑造山带的粉砂岩、花岗岩与二长花岗岩的 REE 数据均来自参考文献[9]。

3 结果讨论与应用

与斑岩型矿化相比,矽卡岩型矿化过程中 REE 行为更加复杂。虽然有关矽卡岩和矽卡岩矿物中稀

2 样品采集及测试方法

样品采用连续检块法采集,采样间距视矿化程度而定,一般为 5~7 m,对矿化程度高的地段进行加密采样,共采集钻孔岩芯样品 91 件,控制了铁铜矿化体及赋矿围岩。REE 含量分析采用电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)方法,由中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所中心实验室提供测试,La、Ce、Y 的检出限为 1×10^{-6} ,其余 REE 的检出限均为 0.1×10^{-6} ,分析误差小于 5%,一级标准物质合格率及重复样合格率均为 100%,分析测试质量满足研究需要。将样品按岩性划分,对应的稀土元素含量及主要特征参数列于表1,其中内蒙兴安—

土元素地球化学的研究报道很少,但还是可以大致了解到,不同成因矽卡岩的 REE 组成差别较大,因此,判断矿化成因是进一步研究应用 REE 评价与矽卡岩型矿化有关的地球化学异常的前提。此外,“储”作为“源—运—储”地球化学体系的最后环节,是矿体形成的关键,也是找矿工作关注的中心内容。

揭示矿质沉淀的原因,掌握矿化元素富集机制,是地球化学研究的最终目标,应用 REE 识别成矿元素富集的物化条件及含矿热液的特征也就成了笔者研究的重点。

3.1 矿化成因

与罕达盖矽卡岩型铁铜矿化密切相关的岩浆岩及矽卡岩的稀土配分模式如图 1 所示,REE 球粒陨石标准化均采用 Boynton^[10] 数据。矽卡岩与岩浆岩的 REE 分布曲线虽然在重稀土形态上总体相似,即二者重稀土分布曲线斜率 $(w_{Gd})_N/(w_{Yb})_N$ (下标 N 为标准化)基本一致,但总体分布差异依然显著,主要表现为:①矽卡岩与岩浆岩相比较,除稀土总量降低外,La~Nd 含量亏损,轻稀土分布曲线斜率 $(w_{La})_N/(w_{Sm})_N$ 显著偏低,这主要与矽卡岩中大离子半径的 K、Na 贫乏有关,矽卡岩溶液 K、Na 的贫乏,不利于以碱性氟化物的配合物形式存在的轻稀土元素的迁移富集^[11];②钕与铈的异常差异较大,岩浆岩中铈无异常,钕表现出明显的负异常,这与内蒙兴安—吉黑造山带的同类岩石相似,而矽卡岩中钕与铈均出现正异常,研究表明,成岩过程中 E_h 的变化最容易影响 Ce 和 Eu,推测矽卡岩是在较氧化的环境中形成的;③矽卡岩与岩浆岩相比,分馏因子 $(w_{La})_N/(w_{Yb})_N$ 明显降低;④岩浆岩中 Tb、Tm 具有正异常,推测它们来源于上地壳或受到上地壳的影响。

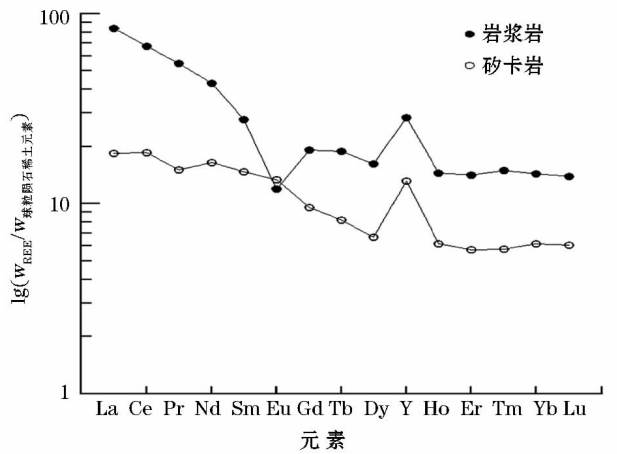


图 1 罕达盖岩浆岩与矽卡岩 REE 配分模式

以上特征反映了矽卡岩溶液成分及介质条件与岩浆岩有明显差异。另外,本区矽卡岩中 REE 配分

模式是多变的,由钻孔中 7 件矽卡岩全岩球粒陨石标准化 REE 配分模式可见(图 2),REE 的丰度变化幅度较大, $w(REE)$ 为 $(13.33 \sim 238.89) \times 10^{-6}$,平均值 103×10^{-6} ,以富集 LREE 为特征,说明地壳物质参与了矽卡岩的成岩作用;Eu 以轻微正异常为主,即 $\delta(Eu) \geq 1$,Nd 均出现正异常。按 REE 配分模式特征,本区矽卡岩 REE 分布可分为直线型 $(w_{La})_N/(w_{Ce})_N > 1$ 、以 Ce、Nd 为峰值的 M 折线型 $(w_{La})_N/(w_{Ce})_N < 1$ 和中间过渡型 $(w_{La})_N/(w_{Ce})_N \approx 1$,其中,以 Ce、Nd 为峰值的 M 折线型样品岩性为石榴子石矽卡岩,赵斌等^[11]在研究长江中下游钙质矽卡岩的稀土元素地球化学特征中指出,矽卡岩全岩的折线型稀土配分模式承袭了其主矿物——石榴子石的稀土地球化学特点,八配位的 La^{3+} 离子半径(0.126 nm)比八配位的 Ca^{2+} 离子半径(0.12 nm)大,它们之间不能以类质同相方式置换,因而导致了石榴子石中 La 亏损。同一矿区内矽卡岩 REE 配分模式的差异性交代矽卡岩的特征,与岩浆成因矽卡岩不同,后者 REE 分布相当均匀,在大范围内基本保持一致^[12]。

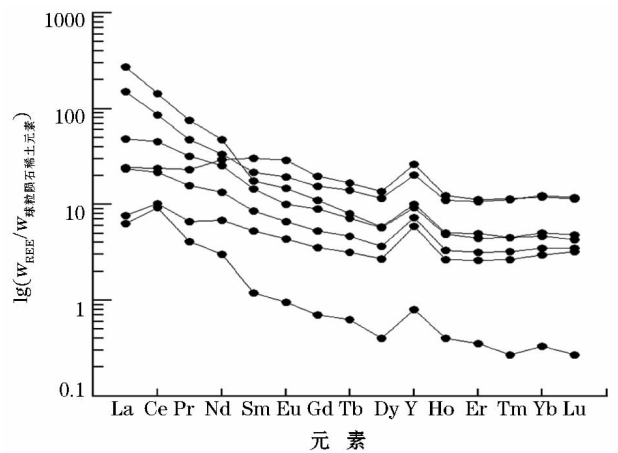


图 2 罕达盖矽卡岩 REE 配分模式

罕达盖矽卡岩型铁、铜矿石及岩体的稀土元素主要特征参数列于表 2。可以看出,矿石和岩体的 $\delta(Eu)$ 及 $\delta(Ce)$ 差别明显,矿石无 $\delta(Eu)$ 异常,岩浆岩具有明显的 $\delta(Eu)$ 负异常, $\delta(Eu) = 0.52$,铁矿石显示轻微的 $\delta(Ce)$ 正异常;矿石与岩体相比,REE 分馏更加强烈,分馏因子 $(w_{La})_N/(w_{Yb})_N$ 较大,轻、重稀土元素分离程度 w_{LREE}/w_{HREE} 明显升高,轻稀土

表 2 罕达盖铁铜矿化岩体与矿石 REE 特征参数

岩矿石类型	$w_{\Sigma REE}/10^{-6}$	w_{LREE}/w_{HREE}	w_{Eu}/w_{Sm}	$(w_{La})_N/(w_{Sm})_N$	$(w_{Gd})_N/(w_{Yb})_N$	$(w_{La})_N/(w_{Yb})_N$	$\delta(Eu)$	$\delta(Ce)$
铜矿石(20)	434.93	11.09	0.3	18.31	1.68	43.68	0.95	1.03
铁矿石(12)	120.95	6.16	0.31	5.52	1.67	19.89	1.03	1.19
岩浆岩(6)	166.64	2.57	0.16	2.97	1.35	6.01	0.52	1

分布曲线斜率 $(w_{La})_N/(w_{Sm})_N$ 也较高。两类矿石这种明显偏离岩浆岩的稀土分布特征,反映了含矿流体的热液性质^[13],证实本区矽卡岩与矿石是由含矿热液交代而生成的。另外,铁、铜矿化在空间上具有上铁下铜的分带规律,确定铁、铜矿化到底是共生还是叠生关系,对罕达盖地区寻找铁铜矿床具有重要意义。两类矿石虽然在稀土元素总量上差别较大,但它们的配分模式在形态上基本保持一致,均为 LREE 富集的右倾模式,并且 REE 主要特征参数也较为相似,初步判定罕达盖地区铁、铜矿化是共生关系,因而可以利用铁铜共生异相的成因关系互为找矿标志。

3.2 成矿元素富集的物化条件

统计铁、铜矿石的铈和铕异常, $\delta(Eu)$ 的范围为 0.65 ~ 1.48,平均值为 1.01, $\delta(Ce)$ 的范围为 0.98 ~ 1.81,平均值为 1.1(图 3)。所分析的 32 件矿石样品绝大部分来自变质粉砂岩。有学者对变质作用过程中稀土元素的行为研究表明,稀土含量及稀土元素分布模式与变质作用没有关系,即稀土元素在变质作用过程中是不活动的,至少在低于角闪岩相变质作用时是不活动的^[1]。也有学者认为,如果发生蚀变作用,无论什么元素都会发生迁移或滞留,而变质过程不会引起稀土的分异。内蒙兴安—吉黑造山带的粉砂岩 $\delta(Eu)$ 平均值为 0.65, $\delta(Ce)$ 平均值为 0.96,与其相比,本区铁、铜矿石的 Eu 相对富集,并且有近半数的样品具有正铈异常。

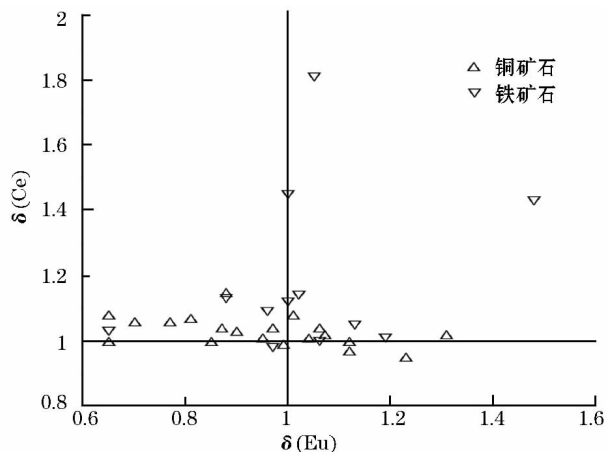


图 3 罕达盖铁、铜矿石 $\delta(Ce) - \delta(Eu)$ 投影

矿石产生 Eu 异常的原因可能有两种:一种是矿石形成时,矿石从成矿热液中继承了相对富 Eu 的特征;另一种是在矿石形成后,后续的变质、变形或流体作用导致了 Eu 与相邻稀土元素的分异。由于稀土元素具有非常接近的地球化学行为,在地质地球化学过程中常作为一个整体出现,故后期的变

质、变形作用很难使岩(矿)石的稀土配分模式发生明显改变。流体对岩石或矿石的淋滤虽然可以导致稀土配分模式发生一定改变,但一般来说离子半径较大的轻稀土元素相对重稀土而言,应当更容易被流体带出岩石,使岩(矿)石的稀土配分模式向着 LREE 相对亏损的方向发展,而不可能出现矿石显示的 LREE 富集,如表 2 中所列数据。对 Eu 而言,当 Eu 主要以二价形式存在于矿石中时,具有较大离子半径和较小电荷数的 Eu^{2+} 相对其他三价稀土显然更容易被流体带出矿石。因此矿石形成后的流体作用不会导致 Eu 正异常的出现。因此矿石的 LREE 强分异和 Eu 正异常均不应是后期地质作用的结果,而是矿石形成时所继承的成矿热液稀土特征的反映。尽管目前对流体 Eu 正异常形成机理存在诸多不同的解释,但其共同点都是将 Eu 主要以二价态离子出现作为前提。对 $w(Eu^{2+})/w(Eu^{3+})$ 氧化—还原平衡时的流体 f_{O_2} 与温度、压力、pH 值的关系研究表明,较高的温度是 Eu 在流体中以主要形式 Eu^{2+} 出现的重要条件,反过来,流体 Eu 正异常发育也指示其具有较高的温度^[14],至少在矿石形成时温度较高。

两类矿石的 $\delta(Ce)$ 平均值与内蒙兴安—吉黑造山带粉砂岩的 $\delta(Ce)$ 平均值相差不大,但上部靠近地表的铁矿石与下部铜矿石相比, $\delta(Ce)$ 具有更加明显的正异常,这可能与 E_h 的变化有关。铁矿石以磁铁矿为主,为氧化环境下的产物,Ce 发生氧化时,比轻稀土更牢固的保持在水解状态,即比其他稀土元素更大程度的富集在固相中^[5]。因此,铁矿石是在成矿流体相对氧化的条件下形成的。

3.3 含矿热液 REE 分布特征

花岗岩与二长花岗岩经成矿流体作用后,与内蒙兴安—吉黑造山带的同类岩石相比,矿化元素富集数十倍甚至上百倍,稀土元素总量略有升高,花岗岩的 $w(REE)$ 为 $(153.8 \sim 172.6) \times 10^{-6}$,二长花岗岩 $w(REE)$ 为 $(148.3 \sim 160.7) \times 10^{-6}$;轻、重稀土分异程度有所降低;LREE(La ~ Nd)百分含量升高,花岗岩 $w(LREE)$ 为 66.5% ~ 74.1%,二长花岗岩为 69% ~ 77.3%;MREE(Sm ~ Ho、Y)和 HREE(Er ~ Lu)的百分含量降低,花岗岩 $w(MREE)$ 为 29.2% ~ 22.1%, $w(HREE)$ 为 4.3% ~ 3.8%,二长花岗岩 $w(MREE)$ 为 27% ~ 19.7%, $w(HREE)$ 为 4% ~ 3%);与矿化更密切相关的二长花岗岩中 Eu 亏损明显加剧(0.7 ~ 0.54),代表稀土分馏重熔度的 $w(Nd)/w(Eu)$ 比值略有升高。

钻孔底部受成矿流体影响不大的变质粉砂岩与

内蒙兴安—吉黑造山带粉砂岩相比,REE 主要特征基本保持一致;成矿流体作用后,变质粉砂岩 REE 总量降低,随着矿化元素的富集,ΣREE 总量降低的幅度加大,这是因为大多数硫化物不是良好的 REE 寄主矿物;LREE (La ~ Nd) 百分含量升高,MREE (Sm ~ Ho、Y) 及 HREE (Er ~ Lu) 百分含量降低;Eu 从中等负异常逐渐过渡到无异常, $w(\text{Nd})/w(\text{Eu})$ 比值减小。

通过上述研究,笔者发现,若以含矿热液活动为联结点,将赋矿围岩与岩体作为一个整体系统来考虑,二者在稀土元素总量及 REE 主要参数上都存在互补的关系,证实了成矿作用过程中热液对流的存在,这与前人^[15]研究斑岩型矿床热液蚀变中 REE 行为一致,对流的热液可以从围岩及岩体中汲取大量的成矿物质,对成矿意义重大。

矽卡岩与围岩、岩体相比(图 4),稀土元素含量较低, Eu 相对富集,REE 分馏程度较弱,分馏因子 $(w_{\text{La}})_\text{N}/(w_{\text{Yb}})_\text{N}$ 较小,轻重稀土元素分离程度明显偏低,轻稀土分布曲线斜率 $(w_{\text{La}})_\text{N}/(w_{\text{Sm}})_\text{N}$ 也较低。矽卡岩 REE 指标变化的原因主要取决于其化学组分,而化学组分则由被交代的岩石(围岩或岩体)及热液的组分所决定。由于变质粉砂岩经热液作用后稀土元素含量也明显降低,推测本区含矿热液贫 REE。岩浆岩被交代后, $w(\text{LREE})/w(\text{HREE})$ 有所降低,变质粉砂岩与含矿热液发生作用后, $w(\text{LREE})/w(\text{HREE})$ 虽略微升高,但 HREE 总量减少,且矽卡岩与岩体、围岩相比, $w(\text{LREE})/w(\text{HREE})$ 更低,因此,含矿热液应相对富重稀土。另外,变质粉砂岩、岩浆岩经含矿热液作用后, $w(\text{Nd})/w(\text{Eu})$ 降低, Ce 无明显异常;矽卡岩 $w(\text{Nd})/w(\text{Eu})$ 极低, Ce 出现正异常,推测含矿热液还具有富 Ce、 $w(\text{Nd})/w(\text{Eu})$ 比值较小的特点。

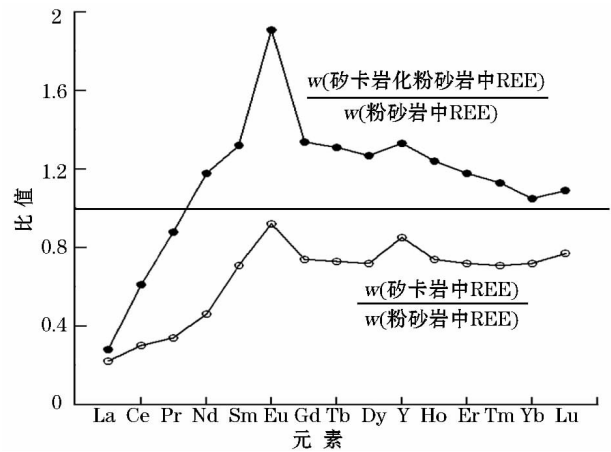


图 4 矽卡岩与粉砂岩的 REE 含量比值

4 结论

(1)通过对岩体、矽卡岩以及矿石 REE 的特征研究,初步判定罕达盖地区铁、铜矿化是同生关系,在今后找矿勘查中,可以利用铁铜的同生异相成因关系互为找矿标志;区内矽卡岩与矿石是由含矿热液交代而生成的。

(2)矿石普遍具有 Eu 正异常,指示含矿热液温度相对较高;铁、铜矿石的 $\delta(\text{Ce})$ 有所差别,靠近地表的铁矿石与下部铜矿石相比, $\delta(\text{Ce})$ 具有更加明显的正异常,指示铁矿石是在成矿流体相对氧化的条件下形成的。

(3)以含矿热液活动为联结点,将赋矿围岩(变质粉砂岩)与岩浆岩作为一个整体系统来考虑,发现二者的 REE 存在互补关系,为热液活动过程中物质的带入、带出提供了佐证,物质的带入、带出可以从围岩及岩体中汲取大量的成矿物质,对成矿作用意义重大。

(4)REE 可以判断矿化成因、识别成矿流体特征及成矿元素迁移的物理—化学控制因素,在拓展稀土元素应用范围的同时,也为今后的研究思路提供了线索。

参考文献:

[1] 王中刚,于学元,赵振华. 稀土元素地球化学[M]. 北京:科学出版社,1989: 1-292.

[2] 王之田,秦克章. 满洲里—西旗斑岩铜多金属成矿系列 REE 地球化学特征及应用[J]. 地球化学,1989,4:304-314.

[3] 唐世新,马生明,朱立新. 应用 REE 评价地球化学异常的可行性探讨[J]. 物探与化探,2010(6): 706-711.

[4] Corey M C, Chatterjee A K. Characteristics of REE and other trace elements in response to successive and superimposed metasomatism within a portion of the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada[J]. Chemical Geology, 1990, 85: 265-285.

[5] 凌其聪,刘丛强. 水—岩反应与稀土元素行为[J]. 矿物学报, 2001, 21(1): 107-114.

[6] Barrett T, Jarvis I, Jarvis K E. Rare earth element geochemistry of massive sulfide-sulfates and gossans on the Southern Explorer Ridge[J]. Geology, 1990, 18: 583-586.

[7] Mills R A, Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mount, 26°N mid-Atlantic Ridge[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1995, 59(17): 3511-3524.

[8] Berg Larsen R. Tungsten skarn mineralization in a regional metamorphic terrain in northern Norway: a possible metamorphic ore deposit. Mineral Deposits, 1991, 26: 281-289.

[9] 迟清华, 鄢明才. 应用地球化学元素丰度数据手册[M]. 北京:地质出版社,2007: 8-45.

[10] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements; meteorite

studies [C]//Henderson P. Rare earth element geochemistry. Elsevier Science Publishers, 1984:63 – 114.

[11] 邱瑞龙. 贵池铜山铜矿矽卡岩稀土元素地球化学特征[J]. 地质学报, 1987 (1) : 91 – 100.

[12] 赵斌, 赵劲松, 刘海臣. 长江中下游地区若干 Cu (Au) 、 Cu-Fe (Au) 和 Fe 矿床中钙质矽卡岩的稀土元素地球化学[J]. 地球化学, 1999, 28 (2) : 113 – 125.

[13] Cullers R I, Graf J. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust, Predominantly basic and ultrabasic rocks [C]//Henderson P. Rare earth element geochemistry. Elsevier Science Publishers, 1984:237 – 316

[14] 丁振举, 刘丛强, 姚书振. 东沟坝多金属矿床矿质来源的稀土元素地球化学限制[J]. 吉林大学学报, 2003, 33 (4) : 437 – 442.

[15] 秦克章, 王之田. 内蒙古乌努格吐山铜—钼矿床稀土元素的行为及意义[J]. 地质学报, 1993, 67 (4) : 323 – 335.

REE GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE HANDAGAI SKARN-TYPE IRON-COPPER ORE BODY AND WALL ROCKS

TANG Shi-xin¹, MA Sheng-ming¹, ZHU Li-xin², LI Jian-jun³

(1. Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, CAGS, Langfang 065000, China; 2. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. No. 519 Geological Party of North China Geological Exploration Bureau, Baoding 071051, China)

Abstract: Regarding host rocks and magmatic rocks as a whole system connected by ore fluid activity, the authors systematically investigated the REE behaviors of magmatic rocks, host-rocks and skarns influenced by ore-bearing fluid in the Handagai skarn-type Fe-Cu mineralization area. The REE compositions of Fe-Cu ores imply that they were derived from the contact metasomatism and the ore-forming hydrothermal fluid had relatively high temperature. The authors infer that the ore fluids should be characterized by Σ REE depletion and relative enrichment of Σ HREE and Ce. Results of the study indicate that the application of REE geochemistry to mineral prospecting has great potential.

Key words: REE; ore-bearing fluid feature; physical-chemical condition; mineralization origin; Handagai skarn-type Fe-Cu mineralization

作者简介: 唐世新(1985 -), 女, 硕士, 地球化学专业。