

文章编号:1000-4734(2004)03-0301-08

## 迤纳厂稀土铁铜矿床稀土元素地球化学

杨耀民<sup>1,2,3,4</sup>,涂光炽<sup>1</sup>,胡瑞忠<sup>1</sup>

(1.中国科学院地球化学研究所,贵州 贵阳 550002;

2.国家海洋局第一海洋研究所 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室,山东 青岛 266061;

3.西北有色金属地质勘查局,陕西 西安 710054; 4.中国科学院研究生院,北京 100039)

**摘要:**系统测定了迤纳厂矿床不同类型矿石、围岩和火山角砾岩、岩浆岩的稀土元素组成。研究表明,不同类型矿石均具 REE 总量高( $726 \times 10^6 \sim 4633 \times 10^6$ )、铕正异常(1.68 ~ 5.16)、轻稀土强烈富集[(La/Yb)<sub>N</sub> = 3.98 ~ 81.1]等特征,Y/Ho 比值(24.4)小于球粒陨石中比值(28),与黑烟卤的比值接近。硅质白云岩及钠长石英斑岩、层状火山角砾岩的稀土特征(稀土总量低,铕负异常,轻重稀土分异不明显等)与矿石完全不同。成矿流体的稀土元素特征与现代大洋中脊热液相似,与裂谷初期的碱性火山岩稀土元素特征较为接近。结合矿床产出的大地构造背景,提出迤纳厂稀土铁铜矿床可能为昆阳裂谷初期碱性火山岩的喷发期间歇,来自地幔富稀土、富挥发份的成矿流体喷流-沉积成矿。

**关键词:**稀土元素;喷流沉积;铕正异常;LREE 富集;海底热液

**中图分类号:**P595; P618.7 **文献标识码:**A

**作者简介:**杨耀民,男,1969年生,博士,从事地球化学研究。

稀土元素在中元古代具有爆发性成矿的特征<sup>[1]</sup>。占世界稀土储量 70% 以上的白云鄂博 REE-Fe-Nb 矿床、美国 Mountain Pass REE 矿床和澳大利亚的奥林匹克坝超大型 Cu-U-Au-Ag(REE)矿床均形成于中元古代,成矿作用可能与海底火山喷流-热水沉积作用或碱性岩浆侵入有关,成矿物质稀土元素主要来源于地幔<sup>[2-6]</sup>。我国扬子地块西南缘产出的拉拉铜矿、东川稀矿山铁铜矿床、武定迤纳厂稀土铁铜矿床、大红山铁矿等,其成矿均发生在元古代,矿石中稀土含量较高,矿床的工业类型与国外最近提出的铁氧化物 Fe(Cu-Au-U-REE)矿床类型有一定的相似性<sup>[7-9]</sup>。选择这类矿床进行稀土元素富集机制研究,为探讨同类型矿床成因和扩大铁铜稀土的储量具有重要的经济和理论意义<sup>[10,11]</sup>。

迤纳厂稀土铁铜矿床是产在昆阳裂谷因民组的主要矿床之一。除铁(687 Mt)、铜(6.8262 Mt)已提交储量外,伴生元素储量有:REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.2774 万 t(含量变化在 0.5% ~ 1.5% 左右);Nb 1363 t; Co 701.18 t; Mo 1397.87 t; Se 24.55 t; Te 9.47 t;

Ag 11.47 t(据云南省地质局第四地质队 1979 年资料),矿石 As、Sn、U 等元素含量也较高,可与澳大利亚的奥林匹克坝超大型 Cu-U-Au-Ag(REE)矿床和我国的白云鄂博 REE-Fe-Nb 超大型矿床对比研究<sup>[12,13]</sup>。其成因曾有海相火山沉积碳酸岩成矿<sup>[14]</sup>、沉积变质碳酸盐型矿床<sup>[15]</sup>和喷流沉积成矿<sup>[16]</sup>等观点。矿石的稀土元素研究可以指示成矿流体中稀土元素的地球化学行为和成矿的物理化学条件<sup>[17-19]</sup>。通过对矿区不同岩(矿)石类型中稀土元素特征研究,揭示成矿过程中稀土元素的变化特征,确定初始成矿流体中稀土元素的组成,并在此基础上探讨成矿流体的可能来源及矿床成因。

## 1 区域及矿区地质特征

### 1.1 区域地质背景

武定迤纳厂矿床成矿环境为中元古代昆阳裂谷,赋矿地层迤纳厂组的归属仍存在较大的争论,现暂归于昆阳群因民组地层中。昆阳裂谷沉积系列主要由大红山群、昆阳群两套巨厚的海相火山-沉积岩系组成,构成两大火山-沉积旋回。中晚元古代裂谷中自北向南分布有东川—笔架山、禄丰—武定、易门、元江等四个火山断陷盆

收稿日期:2003-02-12

基金项目:973 项目(G1999042310);中国大洋协会“十五”开发项目(DY105-01-04-02)

地<sup>[20]</sup>。迤纳厂矿床就位于禄丰-武定火山断陷盆地中(图1)。

### 1.2 矿区地质

矿区构造为一向西倾伏的迤纳厂短轴复式背斜,东西长约八公里,南北宽约5 km,主要由迤纳背斜、弯子一下狮子口向斜、大宝山背斜和东方红向斜等组成。含矿岩石主要为因民组上段的铁白云石碳酸盐岩、菱铁矿碳酸盐岩。矿体严格受地层及构造控制,大多数矿体赋存于因民组顶部或

与上覆落雪组白云岩过渡部位。矿体呈似层状或透镜状,与围岩整合,顺层产出,长数百米至千余米,宽数十米至数百米,厚1~10 m。矿层沿走向厚度变化不大,在背斜轴部,矿体厚大,翼部变薄(图1)。矿体上下盘为石榴石黑云母片岩、黑云母微晶片岩、黑云片岩、含石榴石黑云片岩、钠长黑云片岩等,其特点是以铁黑云母为主要矿物,常含有铁铝榴石,其铁含量较高(最高达23.29%)。矿体的下部因民组底部有层状火山角砾岩和钠长石英斑岩脉等,为晋宁期岩浆活动的产物。

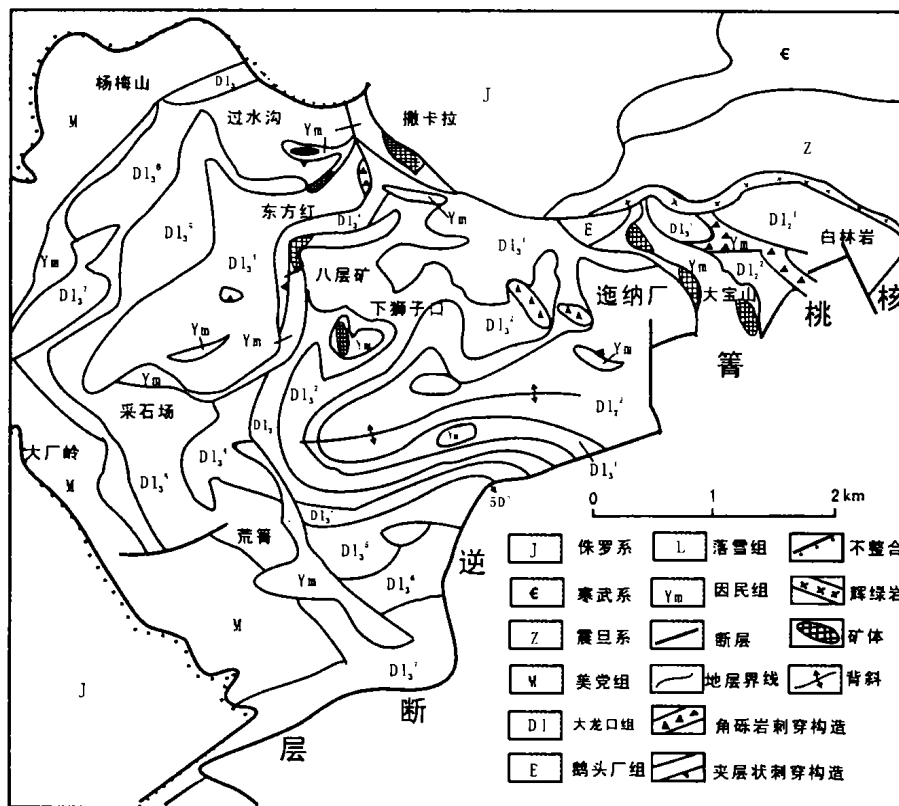


图1 武定迤纳厂稀土铁铜矿床地质图(据文献[16]修改)

Fig. 1. Geological map of the Yinachang Fe-Cu-REE deposit in Wuding ([16], modified).

### 1.3 矿石的结构构造

原生矿石主要由金属矿物(磁铁矿、黄铜矿、黄铁矿)和浅色矿物(萤石、磷灰石、石英、碳酸盐矿物等)形成不同组合的条纹和条带,在块状矿石中,也具有纹层构造。条纹、条带一般宽仅几毫米,基本上不超过1厘米,纹层只有1 mm宽左右。其中磁铁矿呈钢灰色条带,萤石呈紫色条带,磷灰石和菱铁矿呈浅色条带。也可因为矿物含量不同而显示出颜色不同的条带。

矿石的结构普遍较细,具泥晶-微晶结构,细粒、镶嵌结构。菱铁矿呈半自形粒状镶嵌,磁铁矿

呈粒状镶嵌或稠密的浸染状分布于脉石矿物中,这两种矿物中普遍存在许多细小的包裹物(体),形态主要为圆粒状、透镜状等,弥漫状分布。萤石主要呈粒状、条带状分布于脉石矿物条带中。磷灰石呈自形粒状分布。石英主要呈他形或半自形,不具次生加大边或定向排列及波状消光等变质特征。硫化物主要为黄铜矿和黄铁矿,及微量辉钴矿、辉钼矿等,均为它形结构,呈不规则状充填菱铁矿、磁铁矿及碳酸盐矿物的间隙。黄铁矿和黄铜矿两者大多分布在不同条带中。磁铁矿、磷灰石及菱铁矿、铁白云石等矿物互相包裹。稀土独立矿物有氟碳铈矿、独居石和褐帘石,星散分

布于不同的条纹、条带中。磷灰石、萤石、石英中的稀土元素含量也较高。样品中各种矿物之间无明显的穿插和交代现象,根据矿石的结构构造难以划分成矿阶段。

## 2 样品的采集及分析

样品分别采自武定迤纳厂稀土铁铜矿体下部的层状火山角砾岩,矿区广泛出露的钠长石英斑岩,块状、条纹条带状和浸染状稀土铁铜矿石,矿

体上下盘围岩石榴石黑云母片岩及不含矿硅质白云岩等。稀土元素由中国科学院地球化学研究所矿床地球化学实验室电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)法测定,分析精度 2%~4%,分析结果见表 1,稀土分布模式图采用 Boynton(1984)球粒陨石推荐值标准化。因 Y 的原子半径和 Ho 相近,有类似的地球化学行为,图中 Y 插于 Ho 与 Dy 之间,Y 的球粒陨石值引文献[21]。

表 1 武定迤纳厂矿床不同岩(矿)石稀土元素组成 ( $w_B/10^6$ )

Table 1. Rare-earth elements concentrations ( $\times 10^6$ ) for various rocks (ores) in Yinachang Fe-Cu-REE ore deposit in Wuding

	块状矿石		条纹条带状矿石				石榴子石黑云母片岩			硅质白云岩		钠长石英斑岩层状火山角砾岩		
	DB-11	DB-15	DB-31	DHF-III-1	CS-1	DFH-6	DB-9	DFH-12	DB-18	DB-3	DB-4	CS-12	CS-8	CS-9
La	328	237	436	148	574	1412	11.1	192	29.8	17.2	2.88	35.0	47.1	21.2
Ce	564	456	798	323	1276	2092	18.4	429	59.5	36.7	7.09	75.4	101	43.0
Pr	46.8	40.9	64.7	31.0	114	151	1.73	42.2	5.54	3.29	0.86	7.04	9.5	3.88
Nd	143	137	192	109	497	495	5.70	156	16.5	8.22	3.58	23.2	31.9	10.9
Sm	19.5	24.0	25.5	19.2	96.2	76.6	1.29	27.2	3.75	2.17	0.89	4.58	6.46	3.22
Eu	18.8	14.1	37.2	10.7	48.3	72.1	1.80	14.3	2.12	0.40	0.25	0.88	1.31	0.70
Gd	14.4	19.5	19.1	14.2	80.0	58.2	1.46	21.6	3.15	1.90	0.87	3.52	5.10	3.06
Tb	1.86	2.88	2.71	1.92	12.1	6.94	0.36	3.23	0.60	0.28	0.13	0.46	0.74	0.54
Dy	10.2	16.5	16.3	11.1	70.5	38.8	2.58	19.0	4.07	1.70	0.78	2.61	4.22	3.69
Ho	1.80	3.01	3.21	2.02	12.7	7.01	0.60	3.61	0.86	0.33	0.17	0.49	0.82	0.77
Er	4.81	8.11	9.05	5.61	32.3	18.2	1.92	9.87	2.53	0.96	0.50	1.52	2.42	2.36
Tm	0.62	1.04	1.13	0.73	3.85	2.21	0.28	1.24	0.38	0.15	0.07	0.23	0.33	0.35
Yb	3.17	5.57	5.67	4.00	19.2	11.7	1.90	6.60	2.28	0.98	0.46	1.58	2.18	2.37
Lu	0.30	0.53	0.50	0.38	1.78	1.25	0.25	0.69	0.33	0.15	0.08	0.25	0.33	0.35
Y	39.0	80.5	83.2	44.8	290	190	16.5	88.4	25.2	10.6	5.11	15.6	25.2	22.6
$\Sigma$ REE	1196	1046	1694	726	3129	4633	65.9	1015	157	85.0	23.7	226	238	119
(La/Yb) <sub>N</sub>	69.8	28.6	51.9	25.0	20.2	81.1	3.94	19.6	8.82	11.8	4.22	15.01	4.5	6.03
(La/Sm) <sub>N</sub>	10.6	6.21	10.8	4.85	3.75	11.6	5.39	4.45	5.00	4.99	2.03	4.81	4.59	4.14
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	3.66	2.82	2.72	2.87	3.37	4.00	0.62	2.64	1.12	1.56	1.52	1.80	1.89	1.04
$\delta$ Eu	3.43	2.00	5.16	1.98	1.68	3.30	4.01	1.81	1.88	0.61	0.87	0.67	0.70	0.68
$\delta$ Ce	1.10	1.11	1.14	1.15	1.20	1.09	1.01	1.15	1.12	1.18	1.08	1.16	1.14	1.14
Y/Ho	21.7	26.7	25.9	22.1	22.8	27.1	27.7	24.5	29.5	32.2	29.9	32.6	30.6	29.6

注:  $\Sigma$ REE 包含 Y; 球粒陨石标准化值采用 Boynton(1984)推荐值。

## 3 稀土元素特征

### 3.1 矿石

稀土总量高,  $\Sigma$ REE =  $726 \times 10^6 \sim 4633 \times 10^6$ , 强烈富集轻稀土(图 2-A、B), (La/Yb)<sub>N</sub> = 20.2 ~ 81.1, 轻稀土分馏程度高于重稀土 (La/Sm)<sub>N</sub> = 3.75 ~ 11.6, (Gd/Yb)<sub>N</sub> = 2.72 ~ 4.00, 钕具有明显的正异常,  $\delta$ Eu = 1.68 ~ 5.16, 而铈出现较弱的正异常,  $\delta$ Ce = 1.01 ~ 1.20, Y/Ho 比值为 21.7 ~ 27.1。

### 3.2 石榴石黑云母片岩

稀土总量及轻重稀土比值较矿石低,  $\Sigma$ REE

=  $65.9 \times 10^6 \sim 1015 \times 10^6$ , 钕异常和铈异常与矿石基本相同,  $\delta$ Eu = 1.81 ~ 4.01,  $\delta$ Ce = 1.01 ~ 1.15。轻重稀土分馏程度均较矿石小, (La/Sm)<sub>N</sub> = 4.55 ~ 5.39, (Gd/Yb)<sub>N</sub> = 0.62 ~ 2.64。Y/Ho 值 24.5 ~ 29.5, 比矿石高(图 2-C)。

### 3.3 硅质白云岩

稀土总量小,  $\Sigma$ REE =  $23.7 \times 10^6 \sim 85.0 \times 10^6$ , 较明显的钕负异常,  $\delta$ Eu = 0.61 ~ 0.87, 铈出现较弱的正异常,  $\delta$ Ce = 1.08 ~ 1.18, 显示后太古代典型的沉积岩稀土配分模式(图 2-D), Y/Ho 为 29.9 ~ 32.2。

### 3.4 钠长石英斑岩和层状火山角砾岩

稀土总量均不高,  $\Sigma$ REE 分别为  $226 \times 10^6$  和  $119$

$\sim 238 \times 10^6$ , 轻重稀土分馏不明显。表现有明显的铈负异常,  $\delta$ Eu 为 0.67 和 0.69, 正铈异常,  $\delta$ Ce 为 1.16 和 1.14(图 2-F)。Y/Ho 比值分别为 32.6 和 30.1。

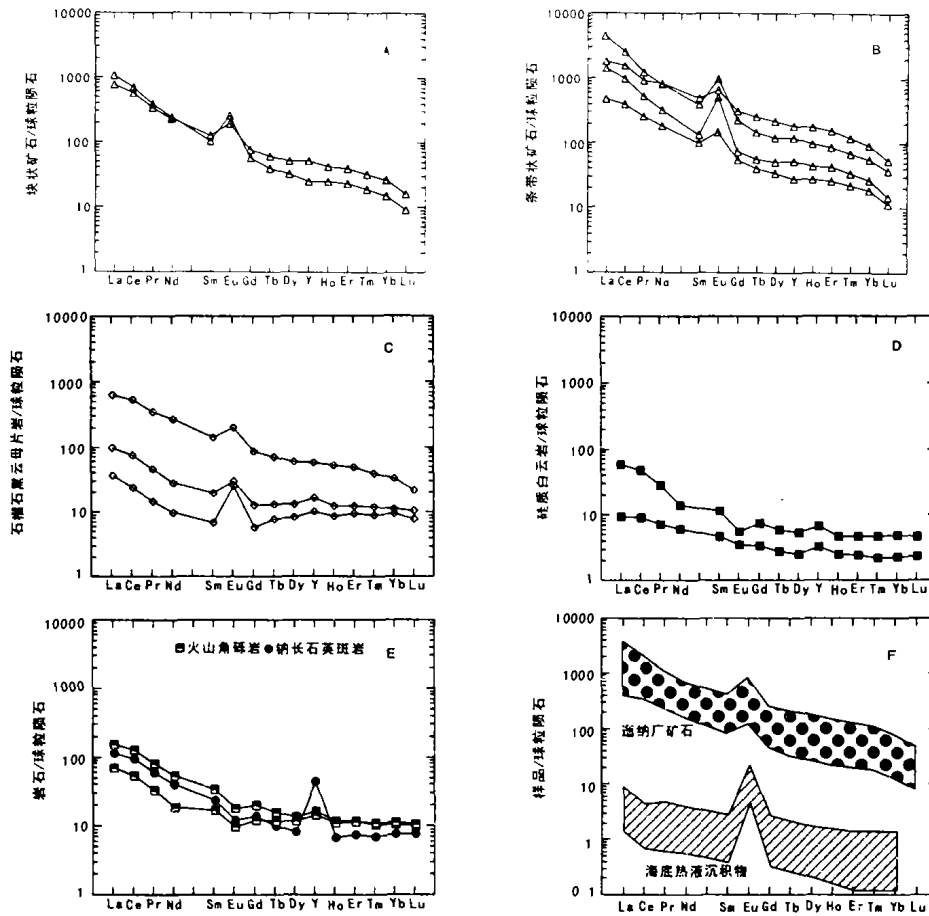


图 2 不同岩(矿)石及现代海底热水沉积物中球粒陨石标准化配分模式  
(现代海底热水沉积物稀土元素值引自文献[22])

Fig. 2. Chondrite-normalized REE distribution patterns of the different rocks (ores) and hydrothermal sediment core  
(the data of hydrothermal sediments from [22])

## 4 讨论

### 4.1 稀土模式的意义

矿石稀土元素明显富集轻稀土和出现较大的铈正异常, 与后太古代正常沉积物稀土分布特征显然不同<sup>[23]</sup>, 而与现代大洋底热液及热液喷口附近沉积物中稀土元素组成相似<sup>[21]</sup>; 稀土配分曲线大体上下平行展布, 表明轻重稀土分异程度及正铈异常与稀土总量不相关。

沉积碳酸盐岩的稀土含量一般较低, 为几到几十个  $10^{-6}$ <sup>[24]</sup>。在成岩过程中, 稀土元素除轻、重稀土比值和铈异常发生变化外, 稀土的总量一般变化不大, 或者重稀土仅有较小的增加趋势<sup>[25]</sup>。迤纳厂矿体主要围岩硅质白云岩中稀土总量相对

较低, 稀土分布模式和后太古代沉积岩稀土配分特征一致<sup>[23]</sup>, 证明矿石稀土元素的富集不可能来自于白云岩的正常沉积作用。同时从表 1 和图 2 也可以看出, 矿石稀土组成与钠长石英斑岩及火山角砾岩中稀土特征也完全不同, 证明后期的火山活动和岩浆侵入对稀土元素富集成矿影响不大。

矿体顶、底板围岩稀土元素与矿石具有相似的总量和相同的配分模式, 故上下盘围岩黑云母石榴石片岩和钠长黑云母片岩的成因和原岩恢复十分重要。本次研究发现黑云母片岩和石榴子石黑云母片岩, 在镜下可见斜长石(具环带消光)被黑云母交代的残余体, 具明显的变质成因。同位素资料研究显示, 矿层顶板及底板黑云母用 K-Ar 法测定年龄分别为 809 Ma, 813 Ma 及 789 Ma(云南

地质勘查局 1995 年资料),表明石榴石、黑云母为晋宁末期变质作用所形成。对石榴石黑云母片岩的原岩恢复,认为主要为富钾或富钠的碱性中性火山岩<sup>[14]</sup>,与大红山群、河口群中富钠碱性火山岩的岩石化学特征较为相似<sup>[26]</sup>,指示在昆阳裂谷早期出现有碱性火山岩的大量喷发。

Talyor 等<sup>[27]</sup>研究显示,如果不发生部分熔融,变质作用过程中稀土元素基本是不活动的,变质作用不会影响初始岩石的 REE 配分模式,而且作为潜在的稀土迁移络合物 F、Cl 在区域变质过程中,被限制在有限的范围内,可能不大于几毫米<sup>[28]</sup>,所以可以认为区域变质作用是仅发生在封闭体系,石榴石黑云母片岩稀土组成基本反映变质前碱性火山岩的稀土组成。矿石中稀土配分曲线与矿体上下盘变碱性火山岩较为相似,均为强的正铈异常和富集 LREE,揭示矿石稀土来源与变碱性火山岩存在紧密相关性,矿体具明显的沉积组构并出现在变碱性火山岩的夹层,矿石矿物组成和相对火山岩富集热液元素如富 Sr、As、Ba 而贫 V、Ti、Zr 等,指示迤纳厂矿床中稀土元素可能主要来自变碱性火山岩或火山喷发间歇期与岩浆同源的热液。变碱性火山岩的重稀土分异比矿石重稀土分异小,可能岩石中大量出现石榴石单矿物,导致变碱性火山岩中重稀土相对富集。

#### 4.2 铈异常及 Y/Ho 值的指示意义

迤纳厂矿床中不同矿石类型中均有较强的正铈异常,表明成矿流体中有大量  $\text{Eu}^{2+}$  出现。其原因可能为热液本身富集  $\text{Eu}^{2+}$  或者在矿物沉淀时因为各矿物之间 Eu 分配不同而引起铈异常,这两种因素均要求  $\text{Eu}^{3+}$  转变为  $\text{Eu}^{2+}$ 。Sverjensky<sup>[29]</sup>对  $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$  氧化-还原电位的计算和实验结果表明,其氧化还原电位主要受温度的控制,随着温度的升高  $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$  氧化-还原电位向着变化大的方向转移,所以在温度足够高时,即使在中等还原条件下,流体中 Eu 主要以  $\text{Eu}^{2+}$  为主,普遍发育铈的正异常。迤纳厂矿床矿石表现铈的正异常,同样表明成矿流体具有较高温度,这一结论与矿区磁铁矿爆裂测温 500 ~ 540 °C、石英-萤石均一测温 220 ~ 280 °C 的测试结果相一致<sup>[16]</sup>。结合矿石中表现 LREE 富集,证明成矿流体中稀土元素和现代大洋中脊中发现的热液稀土特征基本相似<sup>[22]</sup>(图 2-F),矿石相比洋中脊热液沉积物,轻稀土更为富集,可能在于稀土元素主要来自昆阳裂

谷初期与碱性岩浆有关的热液,而不同于大洋底热液中稀土元素主要来自大洋底玄武岩;变碱性火山岩的正铈异常主要因为岩石中含钠长石所引起。

Y、Ho 在自然界中一般以三价存在,且离子半径非常接近(八面体配位时  $\text{Y}^{3+}$  离子半径 0.1019 nm,  $\text{Ho}^{3+}$  的离子半径 0.1015 nm),在地球化学过程中应具有相似的地球化学行为。如经历部分熔融或分离结晶的火成岩、洋中脊玄武岩以及一个沉积旋回内的碎屑岩,都粗略保持球粒陨石 Y/Ho 的比值在 28 左右。由于 Y/Ho 比值不受环境的氧化-还原条件控制,所以 Y/Ho 比值可以提供独立于铈、铈异常之外的有关流体的其他重要信息。现代大洋底黑烟囱型流体的 Y/Ho 比值为 25 ~ 28 之间,白烟囱型流体中 Y/Ho 值 30 ~ 35<sup>[30]</sup>。迤纳厂矿床不同岩石中 Y/Ho 值也有相同的变化趋势(表 1),矿体的上下盘围岩碱性火山岩中 Y/Ho 比值(27.2)接近球粒陨石比值,白云岩中 Y/Ho 值平均为 31.1,接近白烟囱型流体中的 Y/Ho 值,矿石中的 Y/Ho 比值平均为 24.4,大大低于球粒陨石的比值,和黑烟囱型流体中 Y/Ho 值较为接近。综合以上特征也可反映成矿流体可能类似于现代海底黑烟囱型的热液。

#### 4.3 成矿流体稀土特征

从图 2 可以看出,不同类型矿石中稀土元素除总量变化较大外,配分模式基本相同,表明矿石沉淀过程中稀土元素没有发生明显的分异,矿石中稀土元素特征可代表初始成矿流体中稀土元素特征,可以认为成矿流体中稀土元素也具明显的轻稀土富集和高的正铈异常特征。已有的研究表明,具这种稀土模式的流体不可能以海水、建造水和大气降水为主<sup>[31,32]</sup>;结合迤纳厂矿床产出的大地构造背景为昆阳裂谷初期的拉张环境,产生这种稀土模式的流体,可能是碱性岩浆分异产生的热液和(或)地幔去气作用产生的富含挥发分的富稀土的地幔流体,对矿石和萤石单矿物 Sm、Nd 同位素分析,也证实稀土元素主要来自富集地幔(将另文详述)。

矿石中出现大量的萤石和碳酸盐矿物,表明成矿流体中含有大量的 F、 $\text{CO}_2$  等矿化剂。实验证明在富含碳酸的热液中,  $[\text{RE}(\text{CO}_3)_3]^{3-}$ 、 $[\text{RE}(\text{CO}_3)_4]^{5-}$  可稳定存在,当热液中含一定 F 时,  $[\text{RE}(\text{CO}_3)_3\text{F}]^{4-}$ 、 $[\text{RE}(\text{CO}_3)_3\text{F}_2]^{5-}$ 、 $[\text{RE}(\text{F}, \text{Cl})_4]^{4-}$  等络离

子能稳定存在,且轻稀土形成的络离子更稳定(转引自文献[33])。因此,高温时稀土能以 $[\text{RE}(\text{CO}_3)_3\text{F}]^+$ 、 $[\text{RE}(\text{CO}_3)_3\text{F}_2]^{2-}$ 、 $[\text{RE}(\text{F},\text{Cl})_4]^-$ 形式迁移,当温度降低或与含 $\text{Ca}^{2+}$ 的溶液混合时,导致F脱离热液体系或形成萤石,并沉淀形成氟碳铈矿。

#### 4.4 矿床成因探讨

基于昆阳裂谷初期出现大量的碱性火山岩浆喷发,表明矿床形成于地壳拉张并与地幔沟通的构造环境,这种环境有利于地幔碱性火山岩浆的喷发和深源流体向浅部运移<sup>[31]</sup>;稀土元素主要来自富集地幔,成矿流体中有大量F、 $\text{CO}_2$ 等挥发份,有利于稀土元素的迁移;矿体呈层状、似层状和透镜状,与围岩产状一致,矿体与围岩呈渐变关系,矿石中条纹条带状和出现的韵律纹层明显反映同生沉积特征;矿石中稀土特征与矿体的上下盘围岩-变碱性火山岩的稀土模式相似,与现代大洋中脊发现的热液和沉积物中稀土模式基本一致;矿床的元素组合虽然与火成碳酸岩的元素组合有一定的相似性,即富集LREE、Nb、F、P,在南非Phalaborwa碳酸岩中也有Cu的大量成矿的报道<sup>[34]</sup>。但碳酸岩中LREE富集程度一般较高, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 平均在100左右,Sr含量一般 $>1000 \times 10^{-6}$ ,不具

钨异常或弱的负异常,伴随碳酸岩有大量的霓长岩或钠闪石等的出现或交代作用等<sup>[35-38]</sup>,而这些特征在迤纳厂矿床中均没有出现。因此,迤纳厂稀土铁铜矿床可能是在昆阳裂谷初期,在碱性火山岩浆喷发的期间歇,来自地幔富稀土、挥发份的成矿流体由火山喷流-同生沉积方式形成的矿床。

## 5 结 论

(1)矿石与矿体的顶底板变碱性火山岩中稀土元素特征基本一致,即富集LREE,高的正钨异常,证明二者稀土元素具相同的来源。

(2)矿石与现代大洋底热液稀土元素和Y/Ho比值具相同的特征,表明成矿流体为高温、还原性质,与前人包裹体的测温结果一致。

(3)成矿流体稀土元素可能来自地幔或碱性火山岩浆分异出的热液,以 $[\text{RE}(\text{CO}_3)_3\text{F}]^+$ 、 $[\text{RE}(\text{CO}_3)_3\text{F}_2]^{2-}$ 、 $[\text{RE}(\text{F},\text{Cl})_4]^-$ 等形式迁移,当温度降低或与含 $\text{Ca}^{2+}$ 溶液混合时沉淀出氟碳铈矿等稀土矿物。

(4)迤纳厂稀土铁铜矿床中稀土元素的富集,可能在昆阳裂谷初期的拉张环境形成的火山断陷盆地中,在火山喷发期间歇,来自地幔富稀土和挥发份的高温流体,经火山喷流-热水沉积而形成。

#### 参 考 文 献:

- [1] 涂光炽. 试论非常规超大型矿床物质组成、地质背景、形成机制的某些独特性——初谈非常规性超大型矿床[J]. 中国科学(D), 1998, 28(增刊): 1~6.
- [2] 白鸽, 袁忠信. 白云鄂博矿床地质特征和成因论证[M]. 北京: 地质出版社, 1996, 1~92.
- [3] 中国科学院地球化学研究所. 白云鄂博矿床地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1988, 1~554.
- [4] 曹荣龙, 朱寿华, 王俊文. 白云鄂博铁-稀土矿床的物质来源和成因理论问题[J]. 中国科学(B), 1994, 12: 1297~1307.
- [5] Johnson J P, McCulloch M T. Source of mineralizing fluids for the Olympic Dam deposit (South Australia): Sm-Nd isotopic constrains [J]. *Chemical Geology*, 1995, 121: 177~199.
- [6] Mariano A N. Economic geology of rare earth elements [J]. *Rev Mineral*, 1989, 21: 309~337.
- [7] Hitzman M W, Oraskes N, Einandi M, et al. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide-(Cu-U-Au-REE) deposits [J]. *Precambrian Research*, 1992, 58: 241~287.
- [8] Hitzman M W. Iron oxide-Cu-Au deposits: Where, When, Why [A]. Porter T M. *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits, A Global Perspective* [M]. Adelaide: Australian Mineral Foundation, 2000, 27~41.
- [9] 李泽琴, 胡瑞忠, 王浆臻, 等. 中国首例铁氧化物-铜-金-铀-稀土矿床的厘定及其成矿演化[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2002, 21(4): 258~260.
- [10] 涂光炽. 绪论——兼论地球化学领域进十年来的若干进展 [A]. 中科院地球化学研究所. 高等地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1998, 1~15.
- [11] 李上森. 元古宙铁氧化物(Cu-Au-U-REE)矿床[J]. 前寒武纪地质研究, 1996, (1): 29~38.
- [12] 吴健民, 黄水平. 稀矿山式铁铜矿床与奥林匹克坝式铜多金属矿床的对比研究[J]. 矿产与地质, 1998, 17(2): 79~85.
- [13] 李朝阳, 胡瑞忠. 中国主要铜矿类型及成矿远景 [M]. 北京: 地质出版社, 2000, 129~156.

- [14] 白鸽,袁忠信. 碳酸岩地质及其矿产[J]. 中国地质科学院地质研究所所刊, 1985, 13: 151~156.
- [15] 张培善,陶克捷,杨主明. 中国稀土矿物学[M]. 北京:科学出版社, 1998, 1~229.
- [16] 周国华,刘景芬. 云南造纳厂铁铜矿喷流沉积锥议[J]. 西南矿产地质, 1993, 2:4~7.
- [17] Lottermoser B G. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes [J]. *Ore Geol Rev*, 1992, 7: 23~41.
- [18] Lottermoser B G. Rare earth element study of exhalites within the Willyama Supergroup, Broken Hill Block, Australia [J]. *Mineralium Deposita*, 1989, 24: 92~99
- [19] Graf J L. Rare earth elements as hydrothermal traces during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks [J]. *Economic Geology*, 1977, 72: 527~911.
- [20] 龚琳,何毅特. 云南东川元古宙裂古型铜矿[M]. 北京:冶金工业出版社, 1996, 1~248.
- [21] Douville E, Bienvenu P, Charlou J L, *et al.*, Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal system [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63: 627~643.
- [22] German C R, Palmer M, Edmond J M. Geochemistry of a hydrothermal sediment core from the OBS Vent-field, 21°N East Pacific Rise [J]. *Chemical Geology*, 1999, 155: 65~75.
- [23] Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution [M]. London:Blackwell Sci Publ, 1985, 1~312.
- [24] Jarvis J C, Wildeman T R, Barks N G, *et al.* Rare earths in the Leadville limestone and its marble derivates [J]. *Chemical Geology*, 1975, 16: 27~37.
- [25] Schieber J. Redistribution of REE during diagenesis of carbonate rocks from the Mid-Proterozoic Newland Formation, Mantana, USA [J]. *Chemical Geology*, 1988, 69: 111~126.
- [26] 华仁民. 论昆阳拗拉谷[J]. 地质学报, 1990, (4): 289~300.
- [27] Taylor S R, Rudnick R L, McLennan S M, *et al.* Rare earth element patterns in Archean high-grade metasediments and tectonic significance [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1986, 50: 2267~2279.
- [28] 薛春纪, 马国良, 隗合明, 等. 南秦岭主要类型热水沉积岩的 REE 地球化学 [J]. 西安地质学院学报, 1996, 18(3): 21~28.
- [29] Sverjersky D A. Europium equilibria in aqueous solution [J]. *Earth Planet Science Letter*, 1984, 67: 70~78.
- [30] 丁振举,刘从强,姚书振,等. 海底热液系统高温流体的稀土元素组成及其控制因素[J]. 地球科学进展, 2000, 15(3): 307~311.
- [31] 毕献武,胡瑞忠. 哀牢山金矿带成矿流体稀土元素地球化学[J]. 地质论评, 1998, 44(3): 264~269.
- [32] 王京彬,李朝阳. 金顶超大型铅锌矿床 REE 地球化学研究[J]. 地球化学, 1991, (4): 359~365.
- [33] 庞奖励,孙根年,陈林. 黑山热液型矿床的稀土元素的地球化学行为[J]. 中国稀土学报, 1999, 17(2): 157~161.
- [34] Groves D J, Vidreicher N M. The Phalabowra carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: An end-member of the iron-oxide copper-gold-rare earth element deposit group? [J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36: 189~194
- [35] 杨学明,杨晓勇, LeBas M J. 碳酸岩是大陆岩石圈构造背景和地幔交代作用的指示岩石[J]. 地球物理学报, 1998, 41(增刊): 228~235
- [36] Woolly A R, Kempe K R C. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution [A]. Bell K. *Carbonatites: Genesis and Evolution* [M]. London: Unwin Hyman, 1989, 1~14
- [37] Keller J, Spettel J. The trace element composition and petrogenesis of Natrocarbonite [A]. Bell K, Keller J. *Carbonatite Volcanism- Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonite* [M]. Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1995, 70~85.
- [38] Cullers R L, Graf J L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks [A]. Henderson P. *Rare Earth Element Geochemistry-Developments in Geochemistry* (2) [C]. Amsterdam: Elsevier, 1984, 237~274.

**REE GEOCHEMISTRY OF YINACHANG Fe-Cu-REE DEPOSIT IN YUNNAN PROVINCE**YANG Yao-min<sup>1,2,3,4</sup>, TU Guang-zhi<sup>1</sup>, HU Rui-zhong<sup>1</sup>*(1. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;**2. Key Laboratory of Marine Sedimentology and Environmental Geology, First Institute of Oceanography (FIO),**State Oceanic Administration (SOA), Qingdao 266061, China;**3. Northwest Geological Exploration Bureau, CNNC, Xi'an 710054, China;**4. Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)*

**Abstract:** REE compositions of ores, wall rocks, alkaline volcanic rocks and albite quartz porphyry have been determined. Comparative studies of REE geochemical characteristics of these geologic bodies indicate that various ores and alkaline volcanic rocks contain abundant REE and Y ( $\sum \text{REE} = 65.9 \times 10^{-6} - 4633 \times 10^{-6}$ ,  $Y = 16.5 \times 10^{-6} - 290 \times 10^{-6}$ ), their chondrite-normalized patterns show a strong enrichment of LREE and positive Eu anomaly, in contrast with the dolomites which show a slight LREE enrichment and moderately negative Eu anomaly. The REE patterns of ores are similar to those of hydrothermal sedimentary core in the East Pacific Rise, whereas the REE patterns of dolomites are like those of PAAS. In conjunction with the geological setting of the deposit, the primary ore-forming fluids might have higher REE and volatile elements derived from mantle degassing or alkaline volcanic magmas. The genesis of the Yinachang Fe-Cu-REE ore deposit might belong to volcanic exhalation-hydrothermal sedimentary origin.

**Key words:** rare-earth elements; exhalation-hydrothermal; positive Eu anomaly; LREE enrichment; hydrothermal fluid