

文章编号: 0258-7106 (2002) 01-0065-09

宁芜玢岩铁矿磷灰石的稀土元素特征*

余金杰 毛景文

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘 要 文章分析了宁芜玢岩铁矿 4 种产状磷灰石的稀土元素组成, 并与 Kiruna 型铁矿和斜长岩、苏长岩及钛铁霞辉岩中磷灰石的稀土元素组成进行了对比。结果表明产地和母岩不同的矿床中, 它们的磷灰石稀土元素分布型式一致, 以轻稀土富集和 Eu 负异常明显为特征, 属陆相岩浆成因。前 3 种产状磷灰石的 ΣREE 变化于 $3\,031.48 \times 10^{-6} \sim 12\,080 \times 10^{-6}$, 第 4 种产状磷灰石的 ΣREE 仅为 $1\,958 \times 10^{-6}$, 反映岩浆演化到热液的晚期阶段成矿溶液稀土元素含量较低。尽管辉长闪长玢岩与磷灰石的稀土元素分布型式一致, 但辉长闪长玢岩无 Eu 异常或有弱 Eu 正异常, 代表它们的地幔源区低氧逸度的还原环境, 或反映氧逸度较高情况下的分离结晶作用。不混溶作用形成的矿浆在冷凝过程中, Eu^{2+} 优先被透辉石捕获, 使得稍晚结晶的磷灰石产生负 Eu 异常。

关键词 玢岩铁矿 磷灰石 稀土元素组成 不混溶 矿浆 宁芜

中图分类号: P618.31; P618.7; P578.92⁺²

文献标识码: A

对内生金属矿床中磷灰石的稀土元素特征国内外仅有零星报道 (Fleischer, 1983; Frietsch et al., 1995; Kolker, 1982; 中国科学院地球化学研究所, 1987)。关于氧化物磷灰石岩的成因, 许多设想已被提出。Philpotts (1967) 注意到钛铁磷灰岩中铁-钛氧化物与磷灰石的体积比约为 2:1, 认为磁铁矿和磷灰石由闪长岩熔融体不混溶所形成。在矿物共生组合、矿石结构和构造、矿体产状及围岩蚀变等方面, 宁芜玢岩铁矿可与瑞典 Kiruna 型铁矿进行对比。Kiruna 型铁矿磁铁矿-磷灰石-阳起石共生组合被认为是岩浆-侵入成因 (Frietsch, 1978; Frietsch et al., 1995, 1997), 而另外一些学者 (Barton et al., 1996; Bookstrom, 1977; Hilderband, 1986) 强调了 Kiruna 型铁矿的热液交代成因。在国内, 宁芜玢岩铁矿的成因同样有矿浆说 (陈毓川等, 1981; 李秉伦等, 1984; 宁芜研究项目编写小组, 1978; 常印佛等, 1991; 翟裕生等, 1992) 和热液交代成因 (中国科学院地球化学研究所, 1987; 卢冰等, 1990) 两种看法。最近, 林新多 (1999) 认为陶村铁矿和凹山铁矿为岩浆-热液过渡型矿床。

本文研究了宁芜玢岩铁矿磷灰石和成矿母岩辉长闪长玢岩的稀土元素特征, 并与 Kiruna 型铁矿和

斜长岩、苏长岩及钛铁霞辉岩中磷灰石的稀土元素特征进行了对比, 试图进一步探讨玢岩铁矿的成因。

1 区域地质概况

宁芜玢岩铁矿床沿长江构造剪切带东侧呈北北东向带状展布, 北起江苏省梅山铁矿, 南至安徽省钟姑山矿田, 全长约 80 km。宁芜矿集区内有 3 个明显的矿床 (点) 密集段: 北段以梅山铁矿为中心, 中段以凹山铁矿为中心, 南段为钟姑矿田。宁芜盆地呈纺锤形, 略向长江方向倾伏, 四周出露火山岩基底 (T_2-J_2)。自梅山北到当涂一带, 火山岩带最宽约 16 km, 向南沿宁芜线呈狭窄的带状, 宽度不足 3 km, 明显受北北东向拉张断裂控制。宁芜盆地火山岩由龙王山组、大王山组、姑山组和娘娘山组组成 (图 1)。盆地中部为火山隆起带, 由大王山组火山杂岩的串珠状火山隆起和次火山岩穹隆 (辉长闪长玢岩或辉长闪长岩) 等正向火山构造构成, 其连线 (断裂喷发侵入岩带) 也显示受北北东向基底拉张断裂控制; 盆地西部为火山拗陷带, 以火山洼地、破火山口等负向火山构造为主, 其深部多被花岗岩侵占。宁芜研究项目编写小组 (1978) 首次认为矿集区内不同成因类型

* 本文得到国家重大基础研究项目 (编号: G1999043206) 资助

第一作者简介 余金杰, 男, 1966 年生, 副研究员, 从事矿床地质研究。

收稿时期 2001-04-02; 改回日期 2001-08-21。张绮玲编辑。

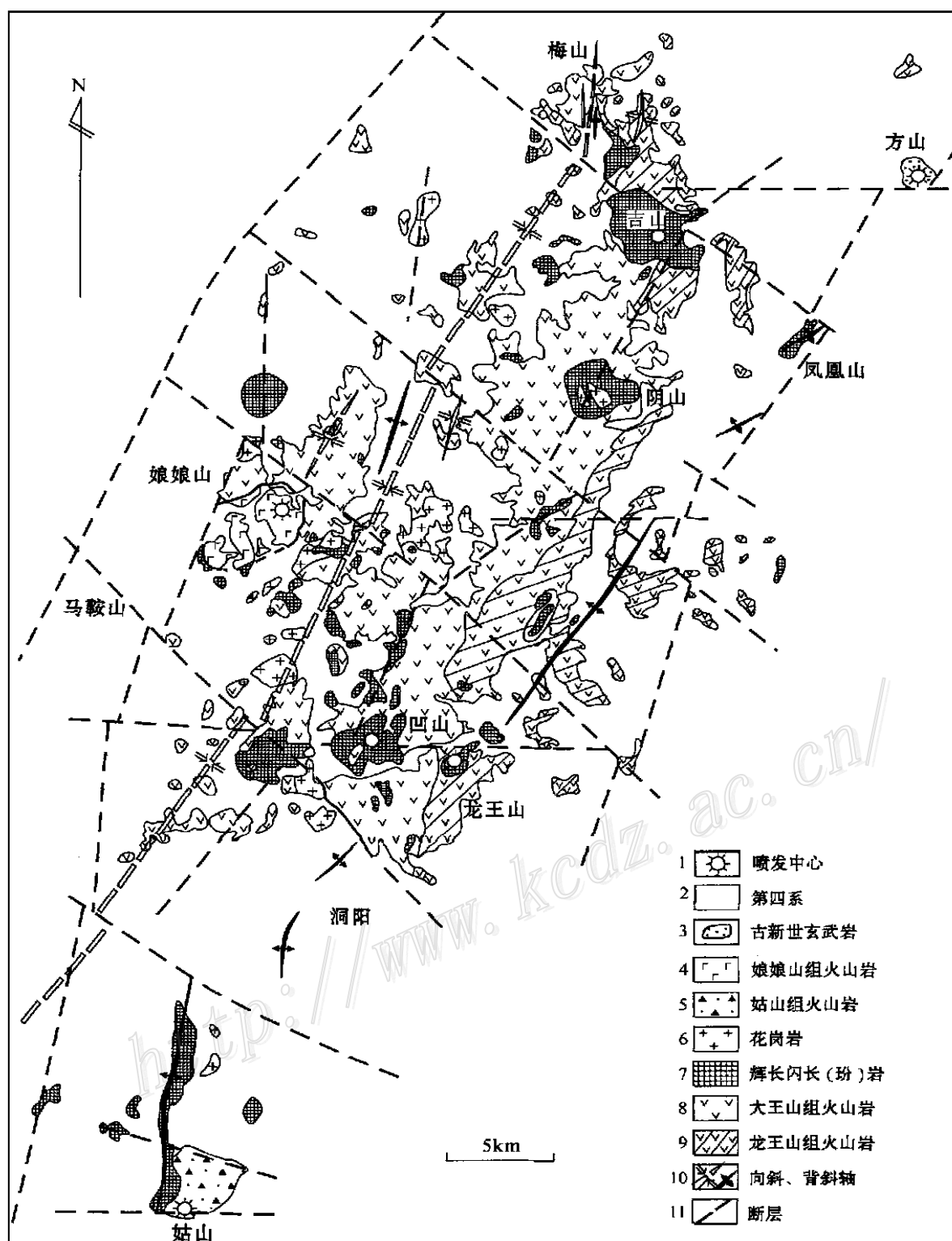


图1 宁芜盆地地质简图(据宁芜研究项目编写小组1978年资料改编)

Fig. 1 Geological sketch map of the Ningwu basin (Simplified from Ningwu Research group, 1978)

1 —Eruptive center; 2 —Quaternary; 3 —Paleogene basalt; 4 —Niangniangshan Formation volcanic rocks; 5 —Gushan Formation volcanic rocks; 6 —Granite; 7 —Gabbro-diorite porphyrite; 8 —Dawangshan Formation volcanic rocks; 9 —Longwangshan Formation volcanic rocks; 10 —Syncline and anticline axis; 11 —Fault

(矿浆、岩浆晚期、伟晶、高温气液交代充填、高温接触交代、中低温热液及火山喷发沉积)的铁矿床在时空和成因上是密切相关的,因此,可用用玢岩铁矿模式来解释这套矿床组合在空间上的分布规律和成因上的相互联系。

2 磷灰石产状及稀土元素分析方法

宁芜玢岩铁矿中磷灰石的产状复杂多样,根据矿物共生组合、赋矿围岩和磷灰石稀土元素特征,将玢岩铁矿中磷灰石分为 4 种类型:①与磁铁矿共生,构成磁铁矿-磷灰石-阳起石(透辉石蚀变而成)三矿物共生组合矿石,以凹山和大东山矿为代表。在太山铁(磷)矿的透辉石岩带,表现为透辉石-磁铁矿-磷灰石三矿物组合共同组成块状和(或)浸染状矿石(宁芜研究项目编写小组,1978)。在宁芜盆地南部平山头一带,透辉石-磁铁矿-磷灰石脉产于黄马青组砂泥岩中。②产于铁矿石裂隙中的磁铁矿-磷灰石脉;③产于成矿母岩辉长闪长玢岩或辉长闪长岩中的磁铁矿-磷灰石脉和(或)团块;④磷灰石与黄铁矿、石英共生,在宁芜南段狮子山呈脉状充填于象山群砂岩破碎带中(中国科学院地球化学研究所,1987)。

本次研究采集了 5 件磷灰石样品和 2 件成矿母岩辉长闪长玢岩样品,收集到前人 11 件宁芜玢岩铁矿磷灰石样品。其中,凹 1、凹 101、凹 102、W-10、W-41、W-6 采自凹山铁矿,凹 16 采自大东山铁矿,TS-19 和 TS-14 采自太山铁(磷)矿床的透辉石岩带(宁芜研究项目编写小组,1978),姑 35 采自钟姑矿田平山头,透辉石-磷灰石-磁铁矿呈脉状充填于黄马青组砂泥岩中,它们属于第 1 种类型;M26 采自梅山网脉状铁矿石中,吉 5 采自吉山浸染状铁矿石中,属于第 2 种类型;大 7 采自宁芜北段大王山组火山岩中,向 8 采自向山黄铁矿床深部岩体中,2B35 采自白象山铁矿辉长闪长岩中,这 3 个样品属于第 3 种类型;姑 61 采自宁芜南段狮子山磷矿,磷灰石与黄铁矿、石英共生,呈脉状充填于象山群砂岩破碎带中,属于第 4 种类型。

磷灰石样品用王水溶解后,用 ICP-AES 进行测定,测试精度 5%;辉长闪长玢岩样品经 Na_2O 熔融、水提、过滤、酸解,经离子交换树脂分离富集后,用 ICP-AES 测定,测试精度 5%~10%,稀土元素含量大于 10^{-6} 者,ICP-AES 能检测出其准确值。分析单

位用 10^{-6} 表示, Eu 异常用 $\text{Eu}/\text{Eu}^* = [\text{Eu}_{\text{cn}}/(\text{Sm}_{\text{cn}} \times \text{Gd}_{\text{cn}})^{0.5})] - 1$ 表示(Taylor et al., 1985)。LREE、HREE 和 ΣREE 各自表示轻稀土元素含量之和、重稀土元素含量之和(不含 Y)和稀土总量, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$ 表示用球粒陨石标准化后的 La/Yb 比值。

3 磷灰石的稀土元素组成

宁芜玢岩铁矿磷灰石稀土元素组成见表 1。为了对比,表 1 同时列出了 Kiruna 型铁矿(Frietsch et al., 1995)、其他钛铁磷灰岩的磷灰石(Kolker, 1982)及辉长闪长玢岩的稀土元素组成。除姑 61 外(其特征下文讨论),玢岩铁矿磷灰石的 ΣREE 变化于 $3\,031.48 \times 10^{-6} \sim 12\,080 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 介于 $7.12 \sim 18.52$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$ 变化于 $8.0 \sim 47.7$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = -0.40 \sim -0.73$, 以富集轻稀土和 Eu 负异常为特征; Kiruna 型铁矿 ΣREE 变化于 $2\,290.42 \times 10^{-6} \sim 6\,739.9 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 介于 $3.63 \sim 8.72$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$ 变化于 $2.5 \sim 9.3$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = -0.24 \sim -0.67$; Kiruna 型铁矿磷灰石与本区磷灰石稀土元素组成基本相似,但本区磷灰石更富轻稀土。成矿母岩辉长闪长玢岩 ΣREE 变化于 $84.45 \times 10^{-6} \sim 89.91 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 介于 $11.97 \sim 13.18$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$ 变化于 $18.3 \sim 22$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.07 \sim 0.16$, 以富集轻稀土和无 Eu 异常(或弱正 Eu 异常)为特征。挪威 Hesnes 和 Eigeroy 矿床产于斜长岩-淡色苏长岩地体中,属岩浆成因(Kolker, 1982); 挪威 Kodal、Vestfold 矿床产于钛铁霞辉岩中,同样为岩浆成因(Kolker, 1982); Kydlandsvatn 矿床产于苏长岩-花岗岩带中,由热液交代所形成(Kolker, 1982)。上述岩浆成因磷灰石稀土总量 ΣREE 变化于 $6\,046.2 \times 10^{-6} \sim 8\,230 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 介于 $5.0 \sim 13.57$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$ 变化于 $7.2 \sim 17.8$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = -0.29 \sim -0.69$; Kydlandsvatn 热液交代型矿床磷灰石稀土总量 ΣREE 为 $1\,919.3 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 5.45 , $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$ 为 6.8 , $\text{Eu}/\text{Eu}^* = -0.26$, 以稀土总量低为特征。

4 玢岩铁矿磷灰石稀土元素分布型式

按照磷灰石的不同产状,分别作稀土元素分布型式图(图 2 3 4 5)。第 1 种类型磷灰石样品较多,以 2 张图表示(图 2、3),凹 16 采自大东山铁矿,姑

表 1 磷灰石和辉长闪

Table 1 REE composition of apatite

序号	样号	$w_B/10^{-6}$										
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	TS-19	820.20	1395.60	107.54	421.80	85.54	14.40	77.74	9.36	43.55	8.64	24.70
2	TS-14	1342.40	2128.00	158.10	582.20	111.92	18.06	103.86	12.54	59.80	11.26	32.46
3	W-10	711.80	1928.80	204.80	1010.20	231.40	26.08	175.46	27.34	133.18	27.82	72.74
4	W-41	539.40	1427.00	149.88	767.40	188.42	19.64	151.36	23.48	116.68	23.54	61.42
5	W-6	864.00	2214.00	227.80	1141.60	251.80	26.74	183.60	25.60	141.76	29.12	4.60
6	凹 1	1147	2926	417	1342	261	37	267	34	140	31	61
7	凹 101	1090	2861	444	1511	336	40	329	47	177	40	81
8	凹 102	830	2145	320	1114	242	28	243	33	137	33	59
9	凹 16	1100	2466	250	720	134	19	160	19	80		36
10	姑 35	1002	1885	212	614	117	19	133	15	66		29
11	M26	1681	2928	329	916	164	22	198	21	104	23	42
12	吉 5	3021	5699	625	1787	280	49	320	37	132	28	48
13	大 7	960	2250	314	1053	223	30	230	28	127	20	51
14	向 8	433	2395	263	694	116	25	143	12	67	11	26
15	2B35	822	2015	283	887	170	15	171	14	83	19	31
16	姑 61	337	812	115	366	84	15	84	11	55	16	27
17	玢岩铁矿平均值	1043.8	2342.2	276.2	933	187.2	25.2	185.6	23.1	103.9	20.1	47.3
18	瑞典 Kiirunavaara	252	782	101	524	122	14.9	157	23.2	130	25.2	75.8
19	瑞典 Kiirunavaara	544	1650	188	846	151	21.5	163	23.4	108	20.3	58.8
20	瑞典 Pektorn	923	2460	260	1130	190	21.4	213	31.6	143	26.8	76.5
21	瑞典 Henry	549	1670	193	899	169	20.5	197	28.5	132	24	67
22	瑞典 Mal mberget	435	1072	158	488	70.6	20.7	101	17.6	69.1	18.1	39.5
23	瑞典 Mal mberget	805	2456	440	1605	275	46.1	382	64.2	278	68	148
24	Kiruna 型铁矿平均值	584.7	1681.7	223.3	915.3	162.9	24.2	202.2	31.4	143.4	30.4	77.6
25	挪威 Hesnes	951	2649		2108	466	44.5	423	67.9	300	55.1	142
26	挪威 Kydlandsvatn	204	519		732	136	30.8	120	17.7	87	18.3	32.3
27	挪威 Eigeroy	820	2192		1563	421	43.7	400	64.5	273	55.2	131
28	挪威 Kodal, Vestfold	1488	3334	436	1998	345	64	226		168	38	79
29	铁磷灰岩平均值	865.8	2173.5	436	1600.3	342	45.8	292.3	50.0	207	41.7	96.1
30	辉长闪长玢岩	21.07	39.43	3.90	15.15	2.97	1.05	2.62	0.35	1.72	0.32	0.51
31	辉长闪长玢岩	20.32	36.27	3.51	13.99	2.91	0.94	2.51	0.39	1.76	0.33	0.60
32	球粒陨石标准化值	0.34	0.91	0.121	0.64	0.195	0.073	0.26	0.047	0.3	0.078	0.2

样品 6 ~ 16 据中国科学院地球化学研究所,1987;18 ~ 23 为 Kiruna 型矿床的磷灰石,据 Frietsch 等,1995;25 ~ 28 引自 Kolker,1982;32

35 采自钟姑矿田平山头,为磁铁矿-磷灰石-阳起石三矿物共生组合矿石,故作图时将凹 16 和姑 35 二件样品与凹山铁矿一并列入图 3,第 4 种类型磷灰石仅一件样品,作图时与第 3 种类型磷灰石合并(图 5)。从图 2、3、4、5 可以看出,玢岩铁矿 4 种类型磷灰石均富集轻稀土且具 Eu 负异常,它们的稀土元素分布曲线基本一致,反映它们具有相同成因。磷灰石稀土元素分布型式同成矿母岩辉长闪长玢岩具有相似的形状,但辉长闪长玢岩 Σ REE 明显偏低且无 Eu 异常或有弱 Eu 正异常(图 2),同庐枞盆地安粗岩相类似(中国科学院地球化学研究所,1987),代表它们处于地幔源区低氧逸度的还原环境(中国科学院地球化学研究所,1987),或反映氧逸度较高情况下

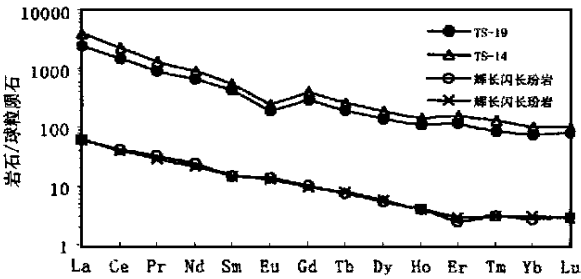


图 2 辉长闪长玢岩和太山铁矿石中磷灰石的稀土元素分布型式图

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns of gabbro-diorite porphyrite and apatites from Taishan iron ores

长玢岩稀土元素组成表
and gabbro-diorite porphyrite

序号	$w_B/10^{-6}$							LREE/ HREE	Eu/ Eu ⁺	(La/ Yb) _{cn}	磷灰石 类型
	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE	HREE				
1	2.88	16.78	2.75	223.60	3031.48	2845.08	186.4	15.26	-0.46	31.6	1
2	4.34	23.26	3.67	292.80	4591.87	4340.68	251.19	17.28	-0.48	37.3	1
3	8.42	49.18	7.75	687.20	4614.97	4113.08	501.89	8.20	-0.60	9.4	1
4	7.66	43.40	6.90	578.60	3526.18	3091.74	434.44	7.12	-0.64	8.0	1
5	8.12	53.04	8.43	739.00	5250.21	4725.94	524.27	9.01	-0.62	10.5	1
6	8	52	16	903	6739	6130	609	10.17	-0.57	14.3	1
7	7	70	9	1180	7042	6282	760	8.27	-0.63	10.1	1
8	9	53	6	891	5252	4679	573	8.17	-0.64	10.1	1
9	4	23	10	537	5021	4689	332	14.12	-0.60	30.9	1
10	1	24		450	4117	3849	268	14.36	-0.53	27.0	1
11	2	37	9	669	6476	6040	436	13.85	-0.62	29.4	2
12	4	41	9	963	12080	11461	619	18.52	-0.50	47.7	2
13	5	42	10	804	5343	4830	513	9.42	-0.60	14.8	3
14	1	23	4	518	4213	3926	287	13.68	-0.40	12.2	3
15	2	22	7	603	4541	4192	349	12.01	-0.73	24.2	3
16	3	27	6	364	1958	1729	229	7.55	-0.45	8.1	4
17	4.48	37.5	7.2	650.2	5237.3	5807.7	429.6	11.2	-0.57	20.4	
18	9.11	65.8	8.41	802	2290.42	1795.9	494.52	3.63	-0.67	2.5	
19	6.98	51.1	6.33	638	3838.41	3400.5	437.91	7.77	-0.58	6.9	
20	8.94	63.9	7.9	795	5556.04	4984.4	571.64	8.72	-0.67	9.3	
21	7.71	55	6.64	714	4018.35	3500.5	517.85	6.76	-0.65	6.5	
22	7.82	40.2	6.74	387	2544.36	2244.3	300.06	7.48	-0.24	7.0	
23	27.5	127	18.1	1417	6739.9	5627.1	1112.8	5.06	-0.56	4.1	
24	11.3	67.2	9.0	792.2	4164.6	3592.1	572.5	6.3	-0.56	6.1	
25		83.9	10.4		7300.8	6218.5	1082.3	5.75	-0.69	7.3	
26		19.5	2.7		1919.3	1621.8	297.5	5.45	-0.26	6.8	
27		73.8	9		6046.2	5039.7	1006.5	5.00	-0.67	7.2	
28		54			8230	7665	565	13.57	-0.29	17.8	
29		57.8	7.37		6205.4	5463.3	752.2	7.3	-0.48	9.8	
30	0.10	0.62	0.10	7.12	89.91	83.57	6.34	13.18	+0.16	22.0	
31	0.10	0.72	0.10	7.14	84.45	77.94	6.51	11.97	+0.07	18.3	
32	0.032	0.22	0.034								

为 Wakita 等(1971)获得的球粒陨石标准值,引自王中刚等,1989;其他数据由本文提供。

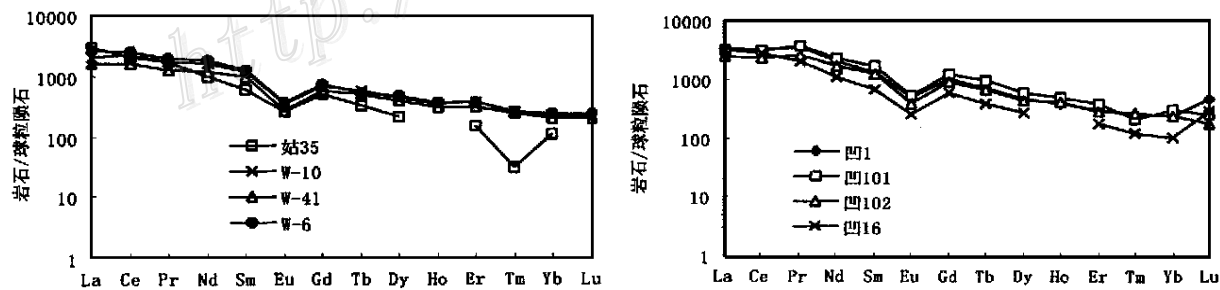


图 3 凹山、大东山和平山头铁矿石中磷灰石的稀土元素分布型式图

Fig. 3 Chondrite-normalized rare earth elements patterns of the apatites from Washan, Dadongshan and Pingshantou iron ores

的分离结晶作用(邓晋福等,1992)。一般认为 Eu 异常的产生与斜长石的分离有关。在氧逸度较低的情况下,Eu 主要以 Eu^{2+} 存在,斜长石的分离结晶使得岩浆产生 Eu 负异常。但是,在氧逸度较高时,Eu 主

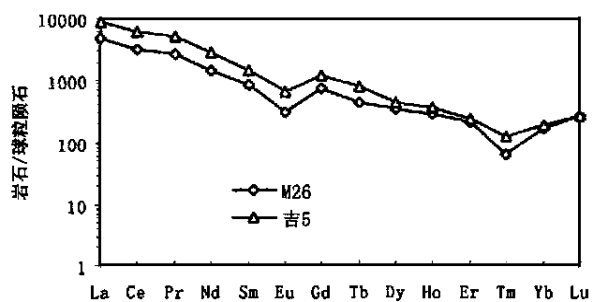


图4 铁矿石中脉状磷灰石的稀土元素分布型式图

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of vein apatites in iron ores

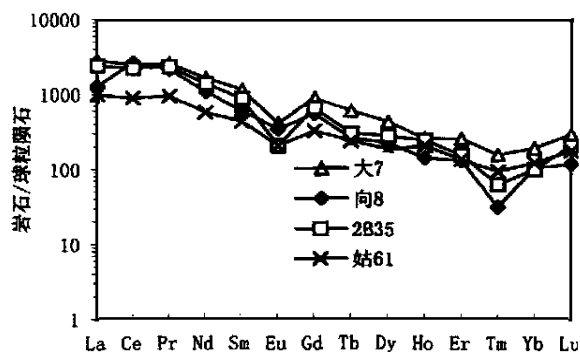


图5 岩体和围岩中磷灰石脉或团块的稀土元素分布型式图

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of vein and nodule apatites in gabbro-diorite porphyry and country rocks

要以 Eu^{3+} 存在,即便有斜长石的分离也不可能产生 Eu 负异常(邓晋福等,1992)。考虑到长江中下游燕山期岩浆岩普遍遭受了混染作用和结晶分异作用,上面两种方式都可能引起辉长闪长玢岩无 Eu 异常或弱正 Eu 异常。

虽然玢岩铁矿磷灰石稀土元素分布型式与 Kiruna 型铁矿(图6)相似,均以轻稀土富集和显著的负 Eu 异常为特征,但玢岩铁矿磷灰石更加富集轻稀土,轻重稀土分馏程度更高(表1和图7)。这与成矿母岩富碱有关(Frietsch et al.,1995)。宁芜盆地与成矿有关的辉长闪长岩-辉长闪长玢岩 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 含量为 4.78% ~ 9.08%, 平均为 6.98%, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 平均为 4.79%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 平均为 2.19%(宁芜研究项目编写小组,1978),支持了上述设想。其他钛铁磷灰岩磷灰石的稀土元素分布曲线基本一致,但热液交代形成的磷灰石稀土总量较低。玢岩

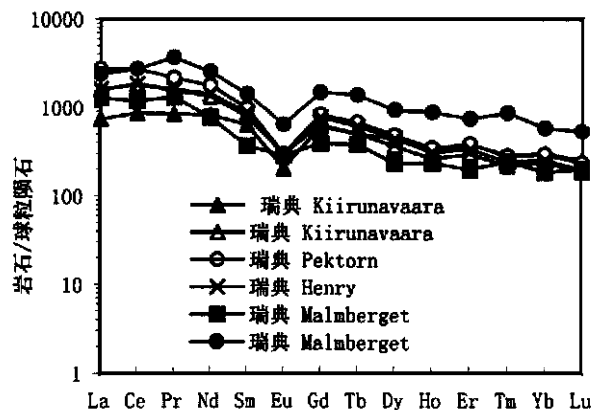


图6 Kiruna 型铁矿床磷灰石的稀土元素分布型式图

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of apatites from Kiruna type iron deposit

铁矿、Kiruna 型铁矿和钛铁磷灰岩中磷灰石平均值稀土元素分布型式(图7)显示这些产地不同的磷灰石稀土元素分布型式基本一致,可能反映它们形成机理的相似性。

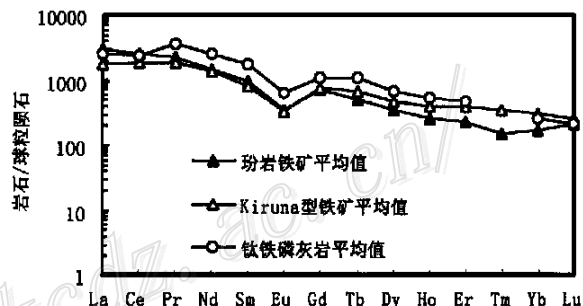


图7 玢岩铁矿、Kiruna 型铁矿和钛铁磷灰岩的磷灰石稀土元素分布型式图

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of apatites from porphyry iron deposit, Kiruna type iron deposit, and nelsonite

5 讨论和结论

姑61号样品采自宁芜南段狮子山磷矿,磷灰石与黄铁矿、石英共生,胶磷矿呈脉状充填于象山群砂岩破碎带中(中国科学院地球化学研究所,1987)。从矿物共生组合及产状来看,应属晚期热液阶段产物,其磷灰石 ΣREE 仅为 1.958×10^{-6} ,反映岩浆演化到热液的晚期阶段成矿溶液稀土元素较低,这与 Kydlandsvatn 矿床中磷灰石相似。因此,热液交代成因磷灰石 ΣREE 较低($< 2.000 \times 10^{-6}$)。表1中

Kiruna 型铁矿属岩浆-侵入成因 (Frietsch et al., 1995), 产于斜长岩-淡色苏长岩地体中 Hesnes 和 Eigeroy 矿床, 属岩浆成因 (Kolker, 1982); 挪威 Kodal, Vestfold 矿床产于钛铁霞辉岩中, 同样为岩浆成因 (Kolker, 1982)。上面这些矿床产地不同, 成矿母岩岩石类型不同, 玢岩铁矿磷灰石轻重稀土比值 $LREE/HREE$ 和 $(La/Yb)_{cn}$ 较 Kiruna 型铁矿和其他铁矿略高 (表 1), 但总体而言, 玢岩铁矿、Kiruna 型铁矿和其他铁矿床稀土元素分布型式图基本一致 (图 2 3 4 5 6 7), 反映这些产地和母岩不同的铁矿床可能具有相同的机理, 它们均为岩浆成因。

吉 5 样品为吉山浸染状铁矿石中磁铁矿-磷灰石脉, 其稀土总量高达 $12\,080 \times 10^{-6}$, $LREE/HREE$ 为 18.5, $(La/Yb)_{cn}$ 为 47.7 (表 1), 稀土总量和轻重稀土分馏程度最高, 由矿浆贯入所形成。

太山铁(磷)矿床透辉石岩带由透辉石、磷灰石、磁铁矿组成, 磷灰石中熔融包裹体和气液两相包裹体共存, 凹山铁矿磷灰石同样存在熔融包裹体和气液两相包裹体, 矿物中熔融包裹体和气液两相包裹体共存是岩浆-热液过渡性矿床的显著标志之一 (林新多, 1999)。玢岩铁矿属多成因和多阶段成矿, 梅山铁矿的形成经受了矿浆阶段、伟晶阶段和热液阶段, 表现为磁铁矿热爆温度为 $760\,^{\circ}\text{C}$ 、 $480\,^{\circ}\text{C}$ 和 $290\,^{\circ}\text{C}$ 三个区间; 陶村铁矿由两次主要的矿化蚀变所形成, 在磁铁矿热爆曲线上表现出残浆-气液作用温度 ($805\,^{\circ}\text{C}$) 和热液作用温度 ($410\,^{\circ}\text{C}$) 两个区间 (李秉伦等, 1984), 陶村铁矿磷灰石和透辉石中也见有熔融包裹体和气液两相包裹体。总之, 把宁芜玢岩铁矿归为岩浆-热液过渡性矿床有一定的证据。从上面的分析, 得出以下初步认识:

(1) 辉长闪长玢岩和磷灰石稀土元素分布型式基本一致 (图 2), 说明两者具有共同的成因。但成矿母岩辉长闪长玢岩无 Eu 异常或有弱正 Eu 异常, 笔者推测: 上地幔部分熔融产生的成矿岩浆, 因其部位深, 处于封闭的还原环境, 它可能按 Fenner 趋势发生分离结晶作用, 导致残浆富集铁质 (Osborn, 1959; Xu, 1990)。当这种岩浆侵入到与地表相通的断陷盆地的断裂内时, 因大气氧混入, 氧逸度升高, 在一定的温度条件下, 将发生不混溶作用, 形成岩浆和矿浆 (Philpotts, 1967)。与玢岩铁矿中各种类型磷灰石共生的矿物为透辉石和磁铁矿 (除姑 61 外), 矿浆冷凝过程中透辉石比磷灰石稍早结晶, 当矿浆中 Eu^{2+} 被透辉石优先捕获时, 稍晚结晶的磷灰石便产生负 Eu

异常。

(2) 早期岩浆或岩浆-热液过渡性流体形成的磷灰石 ΣREE 变化于 $3\,031.48 \times 10^{-6} \sim 12\,080 \times 10^{-6}$, 晚期热液阶段充填-交代作用形成的磷灰石, 其稀土元素总量 ΣREE 较低, 小于 $2\,000 \times 10^{-6}$ 。辉长闪长玢岩主要由斜长石、辉石组成, 其次为少量磁铁矿、磷灰石和榍石。由于岩石中磷灰石和榍石含量甚低, 岩浆中大部分稀土元素可能富集在早期岩浆及岩浆-热液过渡性阶段的磷灰石中, 随着早期磷灰石的析出, 溶液中稀土元素含量降低, 表现为岩浆演化到热液的晚期阶段成矿溶液稀土元素含量较低。但早期岩浆磷灰石与晚期热液磷灰石具相同的稀土元素分布型式, 说明两者均同岩浆分离结晶作用有关。

(3) 对矿浆或矿浆-热液过渡阶段形成的磷灰石而言, 宁芜玢岩铁矿磷灰石稀土元素总量比 Kiruna 型铁矿要高, 同成矿火山岩富碱有关 (Frietsch et al., 1995)。但玢岩铁矿、Kiruna 型铁矿和钛铁磷灰岩中磷灰石具有基本一致的稀土元素分布型式, 说明三者均由岩浆不混溶作用所形成。

致 谢 本文野外工作期间得到徐志刚研究员、王立华研究员、盛继福研究员、贺菊瑞研究员、叶水泉总工、阮光荣高级工程师和姜永良高级工程师等同志热心帮助, 笔者深表谢意。

References

- Barton M D and Johnson D A. 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization[J]. *Geology*, 24(3): 259 ~ 262.
- Bookstrom A A. 1977. The magnetite deposits of El Romeral, Chile[J]. *Econ. Geol.*, 72: 1101 ~ 1130.
- Chang Y F, Liu X P and Wu Y C. 1991. The copper-iron belt of the Lower and Middle Reaches of the Changjiang River[M]. Beijing: Geological Publishing House. 379p (in Chinese with English abstract).
- Chen Y C, Sheng J F and Ai Y D. 1981. Meishan iron deposit—An ore magma-hydrothermal deposit[M]. *Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences*, 2(1): 26 ~ 48 (in Chinese with English abstract).
- Deng J F, Ye D L, Zhao H L, et al. 1992. Volcanism, deep internal processes and basin formation in the Lower Reaches of the Yangtze River[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract).
- Fleischer M. 1965. Some aspects of the geochemistry of yttrium and the lanthanides[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29: 755 ~ 772.

- Fleischer M. 1983. Distribution of the lanthanides and yttrium in apatites from iron ores and its bearing on the genesis of ores of the Kiruna type[J]. *Econ. Geol.*, 78: 1 007 ~ 1 010.
- Frietsch R. 1978. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type [J]. *Econ. Geol.*, 73: 478 ~ 485.
- Frietsch R, Tuisku P, Martinsson O, et al. 1997. Early Proterozoic Cu- (Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia[J]. *Ore Geol. Rev.*, 12: 1 ~ 34.
- Frietsch R, Perdahl J A. 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types[J]. *Ore Geol. Rev.*, 9: 489 ~ 510.
- Hilderband R S. 1986. Kiruna-type deposits: Their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada[J]. *Econ. Geol.*, 81: 640 ~ 659.
- Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 1987. Ore-forming mechanism of Ningwu type iron deposits[M]. Beijing: Science Press. 62 ~ 76 (in Chinese).
- Kolker A. 1982. Mineralogy and geochemistry of Fe- Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis[J]. *Econ. Geol.*, 77(5): 1 146 ~ 1 158.
- Li B L and Xie Y H. 1984. Origin, classification, and ore-forming model of Ningwu type iron deposits in Ningwu area[J]. *Chinese Science(Series B)*, (1): 80 ~ 86 (in Chinese).
- Lin X D. 1999. Magmatic-hydrothermal transitional type deposit[M]. Wuhan: China University of Geoscience Press. 33 ~ 78 (in Chinese).
- Lu B, Hu S X, Lin Y S, et al. 1990. A study on origin and ore-forming model of Ningwu type iron deposits[J]. *Mineral Deposit*, 9(1): 13 ~ 24 (in Chinese with English abstract).
- Murata K J, Rose H J Jr and Carron M K. 1953. Systematic variation of rare earths in monazite[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 292 ~ 300.
- Ningwu Research Group. 1978. Ningwu porphyrite iron ores[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Osborn E F. 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma[J]. *American Journal of Science*, 257: 609 ~ 647.
- Parak T. 1973. Rare earths in the apatite iron ores of Lapland together with some data about the Sr, Th, and U content of these ores[J]. *Econ. Geol.*, 68: 210 ~ 221.
- Philpotts A R. 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks[J]. *Econ. Geol.*, 62(3): 303 ~ 315.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution[M]. Oxford: Blackwell. 312.
- Xu Z G. 1990. Mesozoic volcanism and volcanogenic iron-ore deposits in eastern China[M]. Geological Society of America. 237: 1 ~ 46.
- Wang Z G, Yu X Y and Zhao Z H. 1989. Geochemistry of rare earth elements[M]. Beijing: Science Press. 98 (in Chinese).
- Zhai Y S, Yao S Z, Lin X D, et al. 1992. Fe-Cu(Au) metallogeny of the Middle-Lower reaches area of Changjiang[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).

附中文参考文献

- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带[M]. 北京: 地质出版社. 379 页.
- 陈毓川, 盛继福, 艾永德. 1981. 梅山铁矿——一个矿浆热液矿床[J]. 中国地质科学院报矿床地质研究所刊, 2(1): 26 ~ 48.
- 邓晋福, 叶德隆, 赵海玲, 等. 1992. 下扬子地区火山作用深部过程与盆地形成[M]. 北京: 地质出版社. 46 ~ 102.
- 李秉伦, 谢奕汉. 1984. 宁芜地区宁芜型铁矿的成因、分类和成矿模式[J]. 中国科学(B 辑), (1): 80 ~ 86.
- 林新多编著. 1999. 岩浆-热液过渡型矿床[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 33 ~ 78.
- 卢冰, 胡受奚, 蔺雨时, 等. 1990. 宁芜型铁矿床成因和成矿模式的探讨[J]. 矿床地质, 9(1): 13 ~ 24.
- 宁芜研究项目编写小组. 1978. 宁芜矽岩铁矿[M]. 北京: 地质出版社. 196 页.
- 王中刚, 于学元, 赵振华. 1989. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 98.
- 翟裕生, 姚书振, 林新多, 等. 1992. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律[M]. 北京: 地质出版社.
- 中国科学院地球化学研究所. 1987. 宁芜型铁矿床形成机理[M]. 北京: 科学出版社. 62 ~ 76.

Rare Earth Elements in Apatite from Porphyrite Iron Deposits of Ningwu Area

Yu Jinjie and Mao Jingwen

(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

There are four modes of occurrence for apatites in porphyrite iron deposits: (1) magnetite-apatite-actinolite bodies in iron ores and country rocks, (2) apatite-magnetite veins hosted in iron ores, (3) apatite-magnetite veins or nodules hosted in gabbro-diorite porphyrite, and (4) apatite-quartz-pyrite veins hosted in country rocks. This paper investigates rare earth elements in apatites of four modes of occurrence in porphyrite iron deposits. The REE patterns of apatites in porphyrite iron deposits are in general similar to those of apatites in anorthosite, norite and jacupirangite. The apatites are enriched in light REE, with pronounced negative Eu anomaly. The similarity of REE distribution in apatites from various deposits indicates the existence of a common process for the formation of various ore types, i.e., immiscibility. Early magmatic or magmatic-hydrothermal transitional apatite contains $(3\,031.48 \sim 12\,080) \times 10^{-6}$ REE. Later hydrothermal apatite contains $1\,958 \times 10^{-6}$ REE, suggesting that later hydrothermal ore-forming solution contains lower REE. Although gabbro-diorite porphyrite and apatite exhibit similar REE patterns, gabbro-diorite porphyrite does not show europium depletion, possibly caused either by reduction environment of mantle source or by fractionation and crystallization (immiscibility) under the high fugacity condition. Negative Eu anomaly of later apatites resulted probably from the acquisition of Eu^{2+} by earlier diopside during the cooling of ore magma.

Key words: porphyrite iron deposit, rare earth elements, immiscibility, ore magma, Ningwu area

<http://www.kcdz.ac.cn/>