地质找矿论丛

# 河南舞阳赵案庄铁矿中 氟磷灰石的研究

## 蒋永年

(天津地质矿产研究所)

提 要 本文综合研究了河南舞阳赵案庄铁矿中的氟磷灰石,包括镜下观察、化学成分(包括稀土 元素)、差热分析、X射线衍射分析、红外吸收光谱和稀土元素分配型式。在上述信息的基础上,比较 详细地探讨了它的成因问题。氟磷灰石一般作为副矿物相对集中在基性一超基性岩及其有关的矿 体中。因此,今后应注意寻找这种成因类型的磷矿。

关键词 赵案庄铁矿 氟磷灰石

磷灰石产于各个时代的各种岩石中,但是磷灰石形成有经济价值的聚集体,除了海相沉积的磷块岩和乌粪沉积外,属于内生成因的,则仅限于碱性侵入岩(霞石正长岩与碳酸盐岩)和基 性一超基性岩中。关于前者,国外产地较多。我国最近虽有发现,但未见具体报道。后者已有 报道的,国外有南非的 Schiel、挪威的 Kodal 等地。至于我国的实例,除了众所周知的河北省某 地外,河南舞阳赵案庄应属于这种成因类型。在该矿体中,氟磷灰石比较分散,但有局部富集地 段,构成磷灰石蛇纹石磁铁矿体。因此,氟磷灰石是该类型铁矿中有用矿物之一,应该引起人们 的重视。但是,截止目前还未见到有关该氟磷灰石的详细报道。作者认为,尽管赵案庄铁矿以 富铁矿著称,但从综合利用考虑,我们也应该详细地研究这个矿物。本文就是在这个前提下提 出的。

1 产状

赵案庄铁矿位于河南省舞阳县八台的倾伏背斜的轴部,为一矿物成分复杂的含磷富铁矿 盲矿体。

该铁矿产于变质超基性岩中,岩体的围岩是上太古界上太华群赵案庄组中基性变质岩系。 据研究,矿区内中基性变质岩和变质超基性岩(以蛇纹岩为主)及与其有关的矿体(以蛇纹石磁 铁矿石为主)可能是岩浆经分异、先后溢出和侵入形成中基性岩和超基性岩(包括矿体)后,又 遭受区域变质、交代蚀变的产物<sup>(6)</sup>。 氟磷灰石主要产于矿石(蛇纹石磁铁矿石)和围岩或矿体的夹层(磁铁蛇纹岩)中。氟磷灰 石分布不均匀,但有的地段比较集中,构成磷灰石蛇纹石磁铁矿。这里讨论的就是与磁铁矿密 切共生的肉红色氟磷灰石。

2 氟磷灰石的基本特征

#### 2.1 形态和物性

以半自形者居多。颜色分无色、灰白色、浅绿色和肉红色四种。本文讨论的氟磷灰石仅限 于呈不均匀肉红色者。从成矿阶段和主要共生矿物一磁铁矿来看,此种颜色可能与细分散赤铁 矿的混入有关(详见后)。

镜下无色透明,无多色性。平行消光。No=1.6386、Ne=1.6339。这些测定值介于标准氟磷灰石和羟磷灰石的相应数据之间。重屈析率为 0.0047,亦介于标准氟磷灰石和羟磷灰石之间。由于该矿物的类质同象置换的阳离子很少(见后),则折射率和重屈折率的大小主要受 OH 置换 F 的控制。实际上相当于氟磷灰石和羟磷灰石混晶的光学数据。由于重屈折率低,故干涉 色为一级灰白色。一轴晶,负光性。

2.2 化学成分

2.2.1 常量元素 化学分析结果如下:SiO<sub>2</sub> 1.15、TiO<sub>2</sub> 0.00、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.00、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.25、 MnO 0.00、MgO 0.63、CaO 53.18、Na<sub>2</sub>O 0.06、K<sub>2</sub>O 0.00、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 41.26、F 2.61、Cl 0.18、 H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 0.42、总和 99.74(辽宁地矿局中心实验室分析)。据前人的有关磷灰石的化学分析资料, 上述的各项组份均可认为是磷灰石的固有组份、但从各组份的含量、离子结合规律以及产状来 看、作者认为本文磷灰石化学分析中的 SiO<sub>2</sub> 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 是否为固有的组份,还值得进一步研究。

2.2.1.1 SiO<sub>2</sub> 据前人资料,硅可以〔SiO<sub>4</sub>〕<sup>4-</sup>形式取代〔PO<sub>4</sub>〕<sup>3-</sup>,同时应有〔SO<sub>4</sub>〕<sup>2-</sup>取代 〔PO<sub>4</sub>〕<sup>3-</sup>,以达到电价平衡。但是应该看到,这种类质同象置换一般是在〔PO<sub>4</sub>〕<sup>3-</sup>不足的情况下 发生的。因此,对本区样品化学分析中的 SiO<sub>2</sub> 应具体分析。按该矿物化学分析中的 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 为 41. 74%(扣除杂质后的计算值,原为 41.26%),接近氟磷灰石的理论值(42.3%),并不需要这么 多的 SiO<sub>2</sub> 参加氟磷灰石的晶格。即使 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 稍有不足,Si<sup>4+</sup>也不能单独参加晶格,因为还需要有 其它阳离子(如 S<sup>6+</sup>)同时参与,以维持电价平衡,但该矿物化学分析中并没有伴随 Si<sup>4+</sup>的其它 高价阳离子。另外,从氟磷灰石的产状来看,成矿环境应是贫硅的,因为超基性岩浆在结晶过程 中,其中的 SiO<sub>2</sub> 参加硅酸盐矿物晶格后,一般不存在游离的 SiO<sub>2</sub>。所以,在这种情况下(尤其是 具偏碱性的超基性岩浆)Si<sup>4+</sup>不会优先进入氟磷灰石晶格。分析中的 SiO<sub>2</sub> 极有可能来自超基性 岩中原生矿物橄榄石、辉石的交代蚀变(如橄榄石蛇纹石化、钙质辉石碳酸盐化)析出物(非晶 质 SiO<sub>2</sub>)。因此,该样品化学分析中的 SiO<sub>2</sub> 应为杂质,系样品不纯所致。

2.2.1.2 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 首先从晶体化学原则考虑,Fe 与 Ca 的离子类型不同,且离子半径、电负 性、电离势等数据相差较大,这样的离子是难以发生类质同象置换的。其次,本区氟磷灰石与磁: 铁矿共生,系岩浆作用晚期的产物,故推测该成矿阶段氧化作用较强,Fe<sup>3+</sup>与 Fe<sup>2+</sup>并存。Fe<sup>3+</sup>除 ·**了**与 Fe<sup>2+</sup>组成磁铁矿外,部分 Fe<sup>3+</sup>可能以细分散赤铁矿混入氟磷灰石晶体中,氟磷灰石呈不 均匀的肉红色,正是这种细分散赤铁矿存在的反映。因此,Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>不应作为该氟磷灰石的固有组份。

2.2.2 稀土元素 用等离子光谱法测定氟磷灰石的稀土元素含量(ppm)如表 1。经按氧化物组份换算。TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 为 0.472(重量%)。此外还有 Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.043(重量%)。

表 1 磷灰石的稀土元素分析(PPm)

Table 1 REE analysis of apatites

序号	样号	矿物名称	La	Ce	Рт	Nd	Sm	Eu	Gd	ТЪ	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	, <b>Y</b>
1	83B-117M	氟磷灰石	890.62	1821.56	223. 04	692. 72	118-92	12.98	89. 88	13. 25	57.87	11.05	27. 29	4. 26	20. 66	2. 98	330. 44
2		磷灰石	1950	4280	740	2350	340	50	210	30	40				10		

NO.1 湖北地矿局中心实验室分析 NO.2 产于苏联欧洲部分的超基性一碱性岩中(据博罗丁等)

稀土元素经里德球粒陨石标 准化后绘制的分配型式如图 1。 稀土元素总的特点是,  $\Sigma REE =$ 3987.08ppm, La/Yb = 43.11, (La/Lu)<sub>CN</sub>=30.6。显然, LREE 比 HREE 富集, 故为一自左上方向 右下方陡倾的曲线。此外, Eu 呈 明显的负异常(Eu/Eu<sup>\*</sup>=0.37) (详见成因讨论部分)。

根据以上所述,在扣除 SiO<sub>2</sub> 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、重新计算百分含量之 后,按 26(O,F,Cl,OH)计算的晶 体化学式为:



(Ca9.7941 Mg0.1623 Na0.0204 TR 0.0290 Y 0.0039)10.0097 [P6.0032O24] (F1.4181 OH 0.4819 Cl 0.0521 O0.0479)2,000 从式中可见,以类质同象置换 Ca 的是少量 Mg、Na、稀土以及 Y 等离子,其中 Na 可能是为 补偿因异价类质同象置换所出现的电价差而参加晶格的。至于置换 F 的阴离子主要是 OH。此 外,还有极少量的 Cl 和 O。

根据上述的成分特点,本文样品应定为氟磷灰石或羟-氟磷灰石。

2.3 X-射线衍射分析 本文样品的 X 射线衍射分析数据见表 2。与前人的资料比较,本 文样品衍射线 d 值与氟磷灰石的相应数据近似(表 2),晶胞参数介于氟磷灰石和羟磷灰石的 相应数据之间,但与氟磷灰石的更为接近。晶胞参数的这种规律性变化是否与 OH 置换 F 有 关,尚需进一步研究。

Ś.

### 表 2 磷灰石的 X-射线衍射分析

Table 2 X-ray diffraction data for apatites

NO.	氟磷灰石印		氟磷灰石(本文)		羟磷灰石	(9)	NO	氟磷灰石	5	氟磷灰石		羟磷灰石		
	đ	Ι	d	Ι	d	Ι	NO.	d	I	d	I	d	I	
1					8.17	11	33	1.796	40	1.7979	20	1.806	20	
2					5.26	5	34	1.771	40	1.7704	10	1.780	40	
3					4.72	3	35	1.749	40	1.7481	10	1.754	15	
4	4. 07	10		.	4.07	9	36	1.722	40	1. 7211	40	1. 722	20	
5	(3.81)	10	(3.7920)	10	3. 88	9	37	1.634	20	1.6428	10	1.644	20	
6					3.51	1	38	1.604	10			1.611	7	
7	3.44	60	3. 4409	40	3.44	40	39					1 <b>. 587</b>	3	
8	3.17	2	3.1601	10	3.17	11	40	1. 535	20	1.5459	10	1.542	5	
9			3. 0931	20			41	1. 520	20			1.530	5	
10	(3.07)	50	(3.0607)	30	3.08	17	42	1.498	20	1. 4985	10	1.503	9	
11	2. 984	20	(2.9828)	30			43	1.469	40	1.4676	10	1.474	11	
12	2.885	10	(2.8947)	10			44	1.453	30	1. 4527	10	1.465	3	
13	2.800	100	2.8066	10 <b>0</b>	2.814	100	45	1.446	30			-		
14	<b>2.</b> 771	40	2.7789	80	2.778	60	46	1. 426	30	1.4270	10			
15	2.701	80	<b>2.709</b> 1	100	2.720	60	47	1.403	10					
16	2.627	40	2.6255	30	2.631	25	48	1. 342	20					
17	2. 521	10			2. 528	5	49	1.309	20					
18	(2.469)	10					50	1. 300	10					
19	2.290	20	2. 2877	10	2.296	7	51	1.275	30	1.2748	10			
20					2.262	20	52			1.2643	10			
<b>2</b> 1					2.228	1	53	1.256	30	1.2544	10			
22	2. 248	50	2.2500	20	-		54			1.2455	10			
23					2.148	9	55	1.236	30					
24	(2.135)	30	(2.1373)	10	2.134	3	56	1.230	30					
25	2.065	10			2.065	7	57	1. 215	30					
26	(2.026)	20	(2.0286)	10			58	1.172	10	1. 1725	10			
27					2.040	1	59			1. 1466a1	60			
28					2.000	5	60			$1.1469a_2$	40			
29	1.935	60	1.9373	20	1.943	30	61			1.0992	10			
30	1.879	30	1.8945	10	1.890	15	а	9. 394	9. 394		9. 3988		9. 418	
31			1.8835	10	1.871	5	c	c 6. 789		6.8743		6.884		
32	1.836	70	1.8356	20	1.841	40	c/a	0.723		0.7314		0.731		

**2.4 差热分析** 图 3 示氟磷灰石的差热分析图谱。升温至 1205℃,未出现明显的热效应, 为一光滑而无特征的曲线,这与前人的有关氟磷灰石<sup>(5)(11)</sup>、氟-羟磷灰石<sup>(2)</sup>的资料基本类似。但 是与 Deer 等(1952)<sup>(7)</sup>的有关描述却不完全一致。他们除了认为磷灰石的差热图谱是一个光滑 而无特征的曲线外<sup>(11)</sup>,又提出在大约 800℃可以有一个小的吸热谷,并且认为它的出现与 OH 的逸出相对应。根据本文和引征的前人资料<sup>(5)(2)</sup>来看,作者认为 Deer 等提出的吸热谷作为磷





灰石差热曲线的特征是值得怀疑的。

据 Silverman 等(1952)<sup>111</sup>和姜善春等(1964)<sup>133</sup>所做的氟磷灰石和不同数量方解石的混合 样品差热分析实验结果,方解石的吸热谷叠置在氟磷灰石的光滑曲线之上。随着样品中方解石 百分含量的减少,其吸热谷的温度逐渐降低,吸热谷的幅度也随之减小。当混合样品中含 2% 方解石的情况下,吸热谷的温度约降至 780℃。因此,作者推断 Deer 等提出的大约在 800℃的 小吸热谷极有可能代表少量碳酸盐矿物(如方解石)的热效应。

至于为什么氟磷灰石和氟-羟磷灰石升温至 1000—1200 C没有出现明显的热效应,似乎 不能完全用磷灰石的稳定结晶构造和离子间结合力强来解释,因为磷灰石晶体中的 F、OH 等 在如此高温下不曾逸出是难以想像的。仔细观察图谱,如以一基线为标准,则可发现在大部分 的温度范围内,似乎显示非常和缓的吸热趋势,这与 Silverman 等(1952) 描述的碳-氟磷灰石 (一个光性上均匀的矿物,产于德国的 Staffel)的热效应是非常类似的。至于为什么显示如此和 缓的吸热趋势,现在还不能做出解释,仍需进一步研究。

2.5 **红外吸收光谱** 该样品的红外吸收光谱和波数测定值见图 2。

在 3455cm<sup>-1</sup>附近(图上未标出波数值)出现比较明显而宽阔的羟基吸收带,系 OH 伸缩振动所引起的。与前人的资料比较,该吸收带向低频位移(氟磷灰石的羟基吸收带应在 3580cm<sup>-1</sup> 附近),这可能是磷灰石结构中 OH 与 F 共存,两者相互作用的结果<sup>(4)</sup>。

1094、1046 和 964cm<sup>-1</sup>是〔PO<sub>4</sub>〕<sup>3-</sup>的伸缩振动谱带。602 和 574cm<sup>-1</sup>是〔PO<sub>4</sub>〕<sup>3-</sup>的弯曲振动 谱带,两者的分裂间距为 28cm<sup>-1</sup>,介于氟磷灰石(20~25cm<sup>-1</sup>)和羟磷灰石(30~40cm<sup>-1</sup>)之间,



图 3 氟磷灰石的差热曲线

(天津地质矿产研究所李孝军分析) Fig. 3 DTA curve of fluor-apatite 这与磷灰石中 OH 与 F 共存是一致 的<sup>(4)</sup>。744 和 468cm<sup>-1</sup>也是磷灰石的吸 收带,但对它们的吸收性质还不清楚。 至于 874、794、776 和 695cm<sup>-1</sup>(图上 未标波数)是杂质引起的,前一个和后 三个可能分别是方解石和石英的吸收 带。

3 成因讨论

3.1 成因类型的确定 过去,人们

对赵案庄铁矿的成因类型存在不同的认识,因而对该矿床中的氟磷灰石的成因也就众说纷纭 了。主要有两种见解。一为沉积(或火山沉积)变质成因,二为经岩浆结晶作用而形成,即超基 性岩及与其有关矿体中的组成矿物之一。作者赞同后一观点,主要依据如下:

a. 一般来说,岩浆成因的多为氟磷灰石或含一定量 OH 的羟-氟磷灰石和氟-羟磷灰石;而 沉积成因的则以隐晶质磷酸盐矿物(主要是碳磷灰石)为主的集合体(磷块岩),后者经变质作 用形成细晶质磷灰石岩石。

b.本区氟磷灰石主要产于铁矿石(磷灰石蛇纹石磁铁矿石)和围岩或矿体的夹层(磁铁蛇 纹岩)中。经恢复原岩得知,氟磷灰石主要与橄榄石、古铜辉石、单斜辉石、斜硅镁石、角闪石、磁 铁矿等共生,构成典型的超基性岩及与其有关矿体的矿物共生组合<sup>(5)</sup>。

C.本区氟磷灰石(图1,No.1)与产出岩石(图4,No.2)、矿石(图4,No.1)和围岩(图4,No. 3)的稀土分配型式<sup>(8)</sup>相似,这说明氟磷灰石与它们之间具有亲缘关系。

d. 前面已经提到,氟磷灰石的稀土元素分配型式的特点之一是LREE 比HREE 富集(图1, No. 1)。据前人研究结论,铈族元素占优势是镁铁质、超镁铁质和碱性火成岩中磷灰石的稀土 元素分配特点。此外,Eu 明显亏损(Eu/Eu<sup>\*</sup>=0.37)。所有这些特点均与苏联欧洲部分某地的 超基性一碱性岩中磷灰石的稀土元素分配型式基本类似(图1,No.2)。海相磷块岩中的磷灰石 则是另一景象,Ce 一般明显亏损,La 或 Nd 显得占优势。

e. 在 Yb/Ca-Yb/La 图解中(图 5),本区样品处于岩浆钙磷酸盐成因区,这说明本文样品是 岩浆作用的产物。

3.2 成矿阶段的推定 上面提及氟磷灰石稀土元素分配型式特点与全岩(包括矿石)的类 似,以此为依据,并结合岩体(包括矿体)和围岩(中基性变质岩)的产状关系,可以探讨岩浆的 演化,从而推定氟磷灰石的成矿阶段。

a. 在岩浆作用过程中,随着岩浆分异作用的进行,稀土元素的总量的和轻稀土相对于重稀土均有增加的趋势,并且稀土元素的总量的增加主要体现在轻稀土相对于重稀土含量的增加 上。已有的资料表明,轻稀土元素富集与岩浆的碱性程度有关。

众所周知,稀土元素的碱性程度从 La 至 Lu 逐渐递减。碱性较强的轻稀土元素与二价碱土

第六卷 第一期

金属(主要是 Ca)相似。这样,轻稀 土元素伴随碱土金属元素而富集。 赵案庄矿区中的超基性岩是偏碱性 的,其中的轻稀土元素比重稀土元 素更富集。由于氟磷灰石是稀土元 素的主要载体,那么其中的稀土元 素必然富集,并且轻稀土元素远远 高于重稀土元素。因此,作者据此判 断,本区岩浆作用过程中,应出现岩 浆分异作用,氟磷灰石形成于岩浆 作用的晚期阶段。

b. Eu 负异常可作为岩浆作用 中出现分异的标志,这是 Eu 的性状 所决定的。据前人研究,在比较还原 的条件下,Eu 以 Eu<sup>2+</sup>的型式存在, 它的性状与碱土金属(如 Ca<sup>2+</sup>、Sr<sup>2+</sup>

等)类似,故易分散在斜长石等矿物中,以致 Eu<sup>2+</sup>与其它 稀土元素分离。因此,随着岩浆结晶作用的进行,残余岩 浆的 Eu/SREE 比值有降低的趋势。

下面谈谈本矿区的地质产状。

氟磷灰石主要产于蛇纹石磁铁矿和磁铁蛇纹岩中。 矿体与岩体呈渐变关系,没有明显的界线。岩体(包括矿 体)的围岩是中基性变质岩。根据上述产状可以推断,在 岩浆作用过程中,曾发生岩浆分异作用,上部为中基性岩 浆,下部为富含挥发份F、Cl、H<sub>2</sub>O、P的超基性岩浆。在此 岩浆作用过程中,由于还原性较强,Eu 多呈 Eu<sup>2+</sup>形式存 在,与碱土金属相伴分散在中基性岩浆中,与其它稀土元 素分离。

随着构造发生,上部中基性岩浆首先溢出,形成中基 性岩浆岩,其中的斜长石优先捕获 Eu<sup>2+</sup>。此后,下部的超 基性岩浆侵入,形成超基性岩(包括矿体),其中 Eu 含量 较低。由于氟磷灰石是稀土元素的主要载体,故它的 Eu 含量也较低,显示明显的 Eu 负异常。因此,作者认为本区 的岩体、矿体和它们中的氟磷灰石所显示的 Eu 负异常可



NO.1 蛇纹石磁铁矿石,NO.2 磁铁蛇纹岩,NO.3 蛇纹石化斜硅 镁石橄榄顽火辉石岩

#### 图 4 超基性岩和有关矿石的稀土元素分配型式



ore





以作为岩浆分异作用的标志。氟磷灰石是岩浆作用晚期阶段的产物。

c. 当岩浆发生分异作用时,水和其它挥发份多富集到残余岩浆中,这就使得 F、OH 等离子 有参加磷灰石晶格的可能性,其中 OH 置换 F 似可作为磷灰石产于岩浆作用晚期阶段标志之

d. 岩浆作用过程中,从早期到晚期的氧化作用逐渐增强,故 Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup>比值可以在一定程 度上反映岩浆演化过程。按本区氟磷灰石与磁铁矿密切共生,说明成矿对氧化作用较强,Fe<sup>3+</sup> 与 Fe<sup>2+</sup>共存,Fe<sup>3+</sup>除了与 Fe<sup>2+</sup>形成磁铁矿外,还有部分 Fe<sup>3+</sup>呈细分散赤铁矿混入氟磷灰石中。 由此可见氟磷灰石形成于成矿的晚期阶段。

3.3 形成条件 磷灰石产于不同时代的各种岩石类型中。据前人的实验研究<sup>(7)</sup>,在 200℃ 至 1250℃、低压下都能合成磷灰石。姜善春等(1964)<sup>(3)</sup>为了解表生条件下磷酸盐矿物形成机 理,在常温(18~28℃)、常压、PH6~9条件下进行不同体系的合成试验。其中在有氟体系中,形 成氟磷灰石还是氟-羟磷灰石主要取决于 HPO<sup>2</sup><sup>--</sup> 和 F<sup>1-</sup>的浓度。

从上述各节可见,成矿时的组份和浓度对形成氟磷灰石起着重要作用,温度和压力居于次 要地位。当 HPO<sup>2</sup> 的浓度大于 Ca 或 HCO<sup>3</sup>、且有足够的 F<sup>1-</sup>时,则形成氟磷灰石。如 F<sup>1-</sup>的浓 度 (、Cl<sup>1-</sup>参加晶格尚感不足时,只要该成矿阶段有水参与作用,则将有部分 OH 置换 F<sup>1-</sup>。 本文样品可能就是在类似这样组份量比条件下形成的。

4 几点认识

a. 根据化学成分、物性、X 射线衍射分析提供的信息,该矿物应定为氟磷灰石或羟-氟磷灰 石。从离子结合规律来看,Si<sup>4+</sup>不应参加氟磷灰石的晶格。另外,根据氟磷灰石呈不均匀的肉红 色以及它与磁铁矿密切共生推断,该成矿阶段的氧逸度较高,Fe<sup>3+</sup>与 Fe<sup>2+</sup>共存。它们除了组成 磁铁矿外,还有部分 Fe<sup>3+</sup>呈细分散赤铁矿混杂于氟磷灰石晶体中,故 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 不是氟磷灰石的固 有组份。

b. 根据恢复原岩(矿石)获得的典型超基性岩和有关矿石的矿物组合、氟磷灰石的稀土元 素特征、在 Yb/Ca—Yb/La 图解上的成因判别以及水参加结晶作用等特点,氟磷灰石应属于岩 浆作用晚期阶段的产物。

c. 赵案庄铁矿中的氟磷灰石一般以副矿物出现,但也有较富集地段,形成磷灰石蛇纹石磁铁矿体。因此,对于这种矿床类型,我们不仅要着重富铁矿的研究,而且也应考虑综合利用磷的问题。含磷灰石较多的铁矿石,经选矿可获得磷灰石精矿。这种精矿是制造过磷酸钙、磷酸、高效肥料和工业用磷的基本原料。含磷灰石较少的铁矿石可炼磷铁,然后用磷铁炼钢。

为了扩大该种类型的矿物原料基地,今后普查时,应在有岩浆分异作用的那些超基性岩分 布地区搜集资料,进行岩石学和矿物学研究。

参考文献

.(1)中国科学院地球化学研究所,矿物 X 射线粉晶鉴定手册,科学出版社,1978

〔2〕曲高生,我国某地天然氟一羟磷灰石的发现,矿物学报,5(2)1985

〔3〕姜善春、陈友明、潘均,氟对磷酸盐矿物形成影响的试验研究,地质科学,(4)1964

〔4〕闻辂,梁婉雪、章正刚、黄进初,矿物红外光谱学、重庆大学出版社,1988

〔5〕黄伯龄,矿物差热分析鉴定手册,科学出版社,1987

[6] 蒋永年、陈勇华,河南舞阳赵案庄铁矿的成因探讨,中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊(第16号),1986

(7)Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., Rock-forming Minerals, Longmans, V. 5, 1962

(8) Fleischer, M., and Altschuler, Z. S., The relationship of the rare – earth composition of minerals to geological environment, Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 1969

(9) Joinf Committee on Powder Diffraction Standards (JCPDS), 1971

(10) Maravic, H. V., and Morteam, G., Petrology and Geochemistry of carbonatite and synnite complex of Lueshe (N. E. Zaire), Lithos, 13, 1980

(11)Silverman, S. R., Fuyat, R. K., and Weiser, J. D., Quantitative determination of calcite associated with carbonate-bearing apatites, Am: Mineral. 37, 3~4, 1952

# STUDY OF FLUOR—APATITE IN ZHAOANZHUANG IRON ORE DEPOSIT AT WUYANG COUNTY, HENAN PROVINCE

#### Jiang Yongnaian

(Tian jin Institute of Geology and Mineral Resources)

#### Abstract

The fluro—apatite in Zhaoanzhuang iron ore deposit is comprehensively studied by means of polarizing microscope, chemical analysis (including REE), differential thermal analysis, X—ray differaction, infra—red absorption spectrum and REE distribution. The origin of the mineral is discussed in detail on the basis of the data obtained. It is relatively dispersed in the iron ore bodies but local concentration can be observed. Therfore, attention should be paid to its utilization in the future.