

白云鄂博矿床稀土矿物稳定同位素特征及其意义^{*}

方 涛 裘愉卓

(中国科学院地球化学研究所, 贵阳)

提 要: 稀土元素是白云鄂博矿床最有特色的矿产。本文在详细讨论了稀土矿物氧、碳同位素制样方法的基础上, 对矿床中晚期脉、白云石型矿石、萤石型矿石中的主要稀土矿物进行了系统的氧、碳同位素分析。其中, 晚期脉中的氟碳酸盐矿物的碳、氧同位素值较低, 具有幔源热液结晶的特点; 白云岩型矿石中氟碳铈矿 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-1.1\text{‰} \sim -3.4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 在 $8.6\text{‰} \sim 12.0\text{‰}$; 独居石 $\delta^{18}\text{O}$ 在 $5.7\text{‰} \sim 11.4\text{‰}$, 磷灰石 $\delta^{18}\text{O}$ 在 $6.3\text{‰} \sim 9.4\text{‰}$; 萤石型矿石中氟碳铈矿 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-5.2\text{‰} \sim -5.8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 在 $3.6\text{‰} \sim 5.5\text{‰}$; 独居石 $\delta^{18}\text{O}$ 在 $3.5\text{‰} \sim 4.5\text{‰}$ 。结合矿床地质特征分析, 矿区萤石型矿石和晚期脉的形成可能与深源热液有关; 而白云岩中的稀土矿化作用则表现出多源多期次的特点。

主题词: 白云鄂博矿床 稀土矿物 氧同位素 碳同位素

白云鄂博矿位于内蒙中部, 是世界著名的超大型综合性矿床, 尤其是矿床的稀土资源储量丰富。自本世纪初该矿床发现至今的几十年间, 中外学者在此做了大量的工作, 并提出了多种成因假说: ①特种高温热液交代说; ②中元古沉积成因说; ③沉积变质-热液交代说; ④岩浆碳酸岩说; ⑤海底火山沉积说; ⑥后生热液交代说等等^[1]。近年来, 随着超大型矿床理论的提出和分析测试水平的提高, 在矿床研究方面又取得了许多新的进展, 同时, 对其成因过程的争议较多。以往, 人们工作的重点主要集中在矿床的矿物组成、地球化学特征和铁矿物的形成条件等方面, 如许多稳定同位素工作和包裹体工作都是围绕铁矿物来进行的。但近年来, 越来越多的证据表明, 稀土元素可能与铁矿物有着不同的成矿过程和成矿历史。由于稀土是矿床最有特色的成矿元素, 巨量稀土元素大规模富集的原因是白云鄂博矿床学研究中最有争议也最令人瞩目的地方, 矿床新发现的稀土矿物就有十多种, 年代学的突破也是通过稀土矿物的 Th/Pb、Sm/Nd 同位素分析获得的。因而, 本文试图通过稀土矿物的稳定同位素分析, 对矿床的形成过程做一些初步的讨论。

1 矿床地质特征

矿床位于华北地块北缘, 处于内蒙古古陆北缘的白云鄂博裂谷带中。区域地层为早元古代的二道洼群和中元古代的白云鄂博群。二道洼群为一套片麻岩和花岗混合岩, 白云鄂博群为一套由粗、中粒砂岩、碳质板岩、灰岩、白云岩组成的浅变质岩系, 矿体围岩为其中的 H8 白云岩。整个区域断裂十分发育, 有一系列东西向的走向断层和紧密褶皱。在矿体的东部和南部有大面

^{*} 国家自然科学基金及中国科学院矿床地球化学开放实验室联合资助
方 涛, 男, 30 岁, 助研, 从事矿床及同位素地球化学工作。邮政编码: 550002
1995-09-18 收稿, 1996-05-21 修改回

积的海西期黑云母花岗岩出露,在矿体东部白云岩与花岗岩的接触带发育有少量的铌、稀土和铁矿化。另外,在矿区还有部分碱性、基性岩出露,其分布常与一定的构造有关。在含矿围岩上部的 H9 地层中,发现有部分基性、碱性和酸性火山岩和火山碎屑岩^[5,6]。自东至西,整个矿床可分为东接触带、东矿、主矿、西矿四个矿段。其中主、东矿矿体最大,铁和稀土等矿质最为富集。而且这里碱质热液交代作用强烈,发育了一套以霓石、钠闪石为代表的碱性矿物组合,矿体呈纺锤形,上盘主要为钾长石板岩、黑色板岩、黑云母板岩和少量白云岩,下盘主要为白云岩。矿石类型主要有萤石型矿石、白云石型矿石、块状铁矿石、霓石型矿石、钠闪石型矿石、黑云母型矿石、矽卡岩型矿石等。矿区主要稀土矿物有独居石、氟碳铈矿、黄河矿、氟碳铈钡矿、氟碳钙铈矿、氟碳钡铈矿、褐帘石、易解石、铈磷灰石等^[1](图 1)。

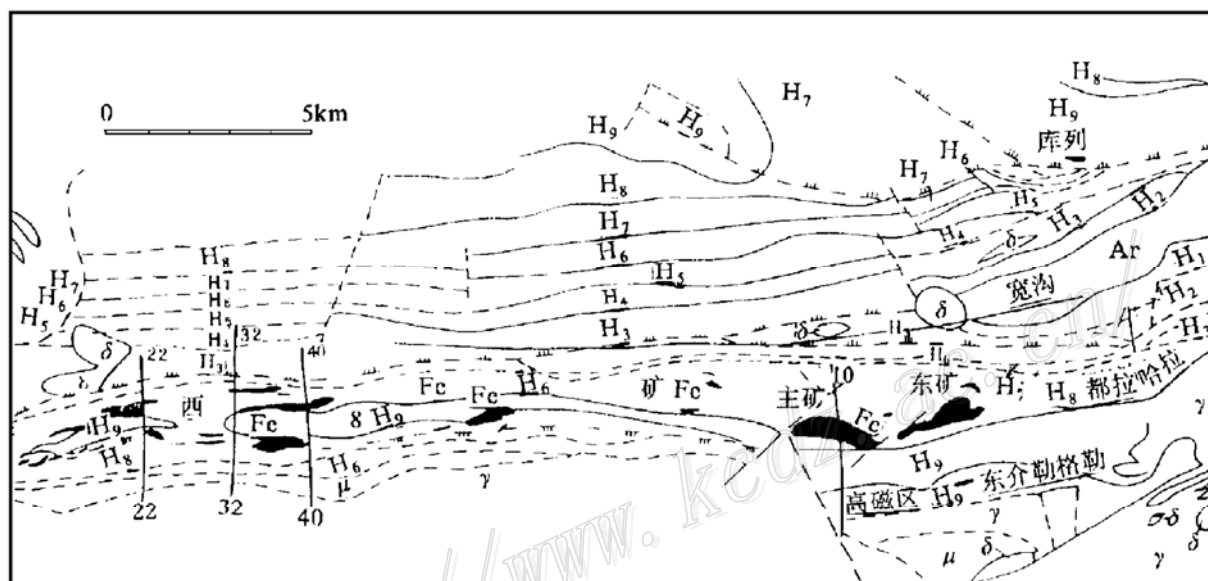


图 1 白云鄂博矿区地质略图^[1]

Q—第四系冲积层;H₁—黑色板岩;H₂—白色石英岩;H₃—暗色板岩;H₄—暗色石英岩;H₅—暗色板岩;H₆—浅色石英岩;H₇—硅质灰岩;H₈—白云岩泥质灰岩;H₉—板岩粉砂岩火山碎屑岩;γ—花岗岩;δ—闪长岩;μ—混合岩;Ar—片岩片麻岩;Fe—铁矿

Fig. 1. Geological sketch map of the Bayan Obo ore district.

Q—Quaternary alluvium;H₁—Black slate;H₂—White quartzite;H₃—Dark slate;H₄—Dark slate;H₅—Light-colored quartzite;H₇—Siliceous limestone;H₈—Dolomite, argillaceous limestone;H₉—Slate, siltstone, pyroclastic rock;γ—Granite;δ—Diorite;μ—Migmatite;Ar—Schist, gneiss;Fe—Iron deposit.

2 实验方法

对于稀土矿物的稳定同位素分析以前研究工作很少,因而,我们首先对不同类型的稀土矿物的碳、氧同位素制样方法进行了研究^[3]。

2.1 黄河矿、氟碳铈钡矿

对黄河矿、氟碳铈钡矿等复氟碳酸盐矿物,由于它们在酸中溶解速度较快,主要采用高温磷酸法制样。即将样品置于真空封闭的反应器中,在(75±1)℃水浴中与 100% 的浓磷酸反应,制取的 CO₂ 纯度高,样品反应完全。同时用 BrF₅ 法测得黄河矿标样(ZK50-111)的全氧同位素值,通过两方法的对比,求得黄河矿磷酸法的换算系数:

$$\beta = (\delta_A + 1000)/(\delta_B + 1000) = 1.001032$$

式中 δ_A 为 BrF_5 法测定的全氧同位素组成, δ_B 为磷酸法测定的氧同位素值。同理, 对其它矿物的测定数据也进行了换算。

2.2 氟碳铈矿

氟碳铈矿虽然在盐酸中溶解度很大, 但在浓磷酸中溶解度似乎有限, 而且, 在 160°C 以下溶解速度非常慢。因而用磷酸法无法分解样品, 故采用热分解法制样。将样品磨细, 在真空中封入含 Pt 丝的细石英管中, 将石英管在 800°C 恒温加热 1 小时。每批试验同时放入两个氟碳铈矿标样做检测样品, 且样品在粒度、反应温度、时间等条件上保持一致。实验结果, 同位素测定值平行性较好(表 1)。

表 1 氟碳铈矿热分解法制样分析结果(‰)
Table 1. Analyses of bastnaesite with thermal decomposition

样品	MP-11		44-M-4			ZK50-0-7	
$\delta^{11}\text{C}_{\text{PDB}}$	-8.59	-8.56	-3.21	-3.32	-3.25	-5.70	-5.75
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	7.41	7.70	9.24	8.83	8.72	3.54	3.63

因热分解法只放出矿物全部氧原子的 $2/3$, 因而需利用全氧数据进行校正。用 BrF_5 法测定了部分氟碳铈矿样品的全氧同位素组成, 对比热分解法的数据, 得到氟碳铈矿的热分解法换算系数的平均值:

$$\beta = (\delta_A + 1000)/(\delta_B + 1000) = 1.00231$$

式中 δ_A 为 BrF_5 法测定的全氧同位素组成, δ_B 为热分解法测定的氧同位素值。通过换算系数对相应的测定结果进行了换算。

2.3 独居石

独居石为稀土磷酸盐矿物, 磷酸盐氧同位素分析国内外大都采用 BiPO_4 转化法, 但因独居石在酸中溶解度有限, 无法采用此方法, 故直接用五氟化溴法进行分析。此条件下实验表明, 独居石在近 200°C 的低温条件下虽然可以与 BrF_5 反应, 但速度很慢, 在 550°C 以上, 独居石可以在适当的时间内达到几乎完全的产率, 且数据具有较好的平行性(表 2)。

表 2 独居石条件实验数据表
Table 2. Conditional experiment data of monazite

样号	样重 (mg)	反应温度 ($^\circ\text{C}$)	时间 (h)	产率 (%)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)
1	24.27	576	14	101.23	11.4
2	20.53	598	14	102.28	11.3
3	22.18	546	14	101.04	10.9
4	22.11	594	14	97.70	11.4
5	—	200	14	—	—

注: 1~4 号样由中国地质科学院万德芳分析; 5 号样由广州地化所申佑林分析

3 分析结果与数据讨论

3.1 晚期脉中的稀土矿物

首先,我们对矿床晚期脉中的稀土矿物进行了碳、氧同位素分析。矿床晚期脉中稀土矿物种类丰富,个体粗大,矿物组合与围岩关系密切,脉体在各种矿石类型中都有产出,脉壁边界清晰,大多切断矿层。对其成因众说不一:有人认为与成矿后期的构造运动有关,属于淋滤矿质在构造裂隙中沉积生成的^①;也有人认为与最后一次热液成矿作用有关^[8],其中赵景德根据晚期脉中易解石和黄河矿的内部 Th/Pb、Sm/Nd 等时线分析,认为晚期脉与加里东期成矿作用有关^[8];有些学者通过晚期脉中易解石的铅同位素分析,认为与海西期热液成矿作用有关^[1]。

我们选择了晚期脉中分布较广的两种稀土矿物做了稳定同位素分析(黄河矿和氟碳铈钍矿),分析结果见表 3。

表 3 晚期脉中部分稀土矿物碳、氧同位素组成(‰)

Table 3. Carbon and oxygen isotopic composition of some REE minerals from the late stage veins

样号	样品名称	产状	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDS}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
主 1-1	黄河矿	主矿晚期脉	-4.0	9.4
ZK74-19	黄河矿	主矿钠闪石型矿石中钠闪石黄河矿脉	-5.5	9.0
M-H	黄河矿	东矿晚期脉	-4.4	8.9
86-215-1	黄河矿	东矿块状铁矿石中萤石黄河矿脉	-4.3	8.2
ZK50-111	黄河矿	主矿辉石型矿石中黄铁矿重晶石脉	-4.0	8.2
BY1073	黄河矿 ^①	—	-3.90	12.71
BY1091	黄河矿 ^①	—	-5.06	10.71
BY1251	黄河矿 ^①	—	-4.92	11.18
BY1261	黄河矿 ^①	—	-5.03	11.23
M-BA	氟碳铈钍矿	东矿晚期脉	-7.8	8.4
W-16	氟碳铈钍矿	东矿晚期脉	-4.8	6.7
BY1250-1	氟碳铈钍矿 ^①	—	-5.11	10.25
BY12502	氟碳铈钍矿 ^①	—	-5.19	10.10
BY1010	氟碳钙铈矿	—	-5.33	11.02
22-2-12	氟碳铈矿	萤石氟碳铈矿重晶石脉	-5.1	6.7
MP-11	氟碳铈矿	美国 Mountain pass 矿床白云石矿脉	-8.5	7.5
BY1172	氟碳铈矿 ^①	—	-4.12	6.39

①引自曹荣龙(1994)^[2]

其中,黄河矿平均 $\delta^{13}\text{C} = -4.59\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 8.55\text{‰}$; 氟碳铈钍矿平均 $\delta^{13}\text{C} = -5.73\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 7.55\text{‰}$; 氟碳钙铈矿 $\delta^{13}\text{C} = -5.33\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 11.02\text{‰}$; 氟碳铈矿 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-4.1\text{‰} \sim -5.3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 在 $6.4\text{‰} \sim 6.7\text{‰}$, 氧同位素富集顺序大致为氟碳铈矿 < 氟碳铈钍矿 < 黄河矿; 碳同位素

① 任英枕,白云鄂博矿床的主要地质热事件与成矿时代,1990,白云鄂博矿床成因讨论会上报告

富集顺序大致为黄河矿>氟碳铈矿>氟碳铈钡矿和氟碳钙铈矿。碳、氧同位素富集顺序的差异可能与结构中 CO_3^{2-} 离子的位置和对称有关。值得注意的是,在表 3 中我们引用了曹荣龙(1994)的部分数据,其数据与我们的分析结果有比较明显的差异。原因除了系统误差以外,氧同位素校正系数是一个重要因素。由于碳酸盐矿物在分解过程中只放出 2/3 的氧原子,因而分解过程存在氧同位素分馏,且因不同矿物而有所不同,如不进行校正,可能会带来一定的误差。而对碳同位素数据的影响并不大。因而,在氧同位素平均值计算中,未考虑这些数据。总的来看,这些矿物的碳、氧同位素组成偏低,与幔源物质的碳、氧同位素组成接近。世界上典型的幔源成因的岩浆碳酸岩,其 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $6.0\text{‰}\sim 8.5\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-5\text{‰}\sim -8\text{‰}$ 。在矿区白云岩碳、氧同位素组成投影图上(图 2)也可看出,这些矿物的同位素组成投影点与幔源成因的碳酸岩十分

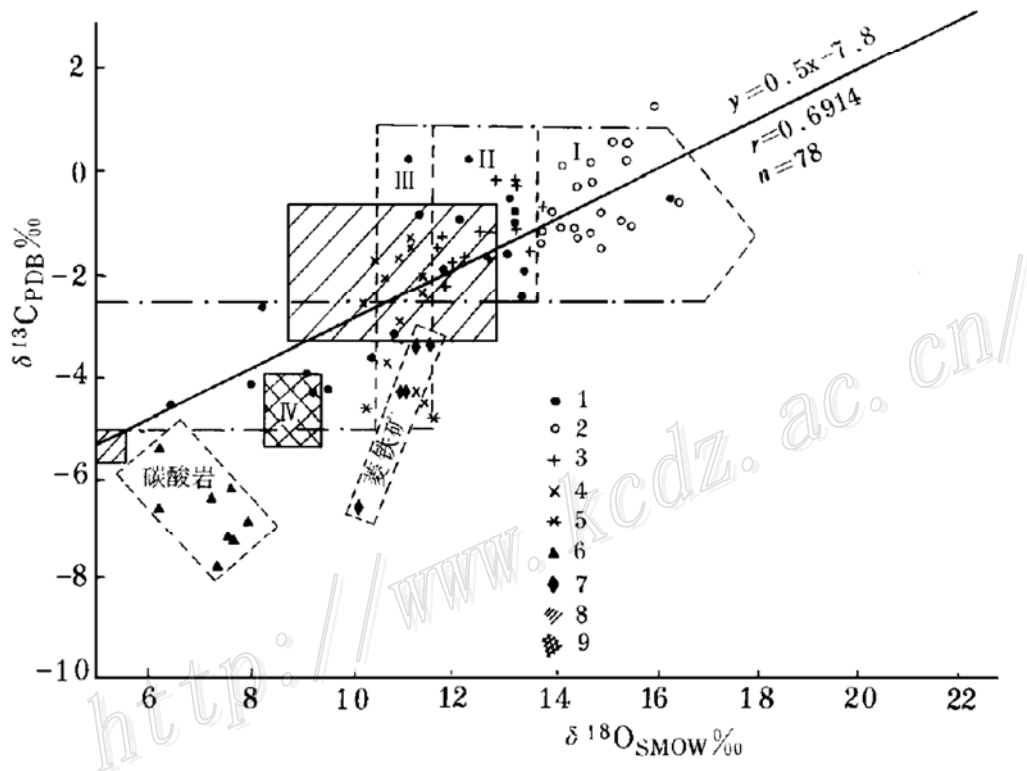


图 2 白云鄂博矿床白云岩及稀土氟碳酸盐矿物氧、碳同位素组成

1—白云岩;2—围岩白云岩;3—矿化白云岩;4—含矿白云岩;5—混合岩中脉状白云岩;6—碳酸岩;
7—菱铁矿;8—氟碳铈矿;9—黄河矿

Fig. 2. Oxygen and carbon isotopic composition of dolomite and REE.

1—Dolomite;2—Surrounding dolomite;3—Mineralized dolomite;4—Ore-bearing dolomite;5—Veinlike dolomite
in migmatite;6—Carbonatite;7—Siderite;8—Bastnaesite;9—huanghoite.

接近,只是氧同位素组成有一定的横向漂移,这可能与天水的混入有关。因为,天水中碳的含量很有限,而氧却是大量的,因而混合过程对碳同位素影响不大,只是使氧同位素值有一定量的改变。同时,稀土最富集的矿石类型——萤石型矿石中的氟碳铈矿的碳、氧同位素组成,与晚期脉稀土矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 十分接近。赵景德用 Th/Pb、Sm/Nd 法所测定的萤石型矿石中独居石的内部等时线年龄与晚期脉年龄十分接近^[8]。同时分析的一个典型幔源成因的美国加州 Mountain Pass 矿床的氟碳铈矿样品,其碳、氧同位素组成也接近这个范围。所有这些都说明,晚期脉的形成可能代表了一次与成矿有关的热液活动,而不是成矿后的构造。热液破坏活动,

其形成的热液很可能大部分是来源于较深的地幔热液。

3.2 萤石型矿石

同时,我们还对矿区萤石型矿石中的两种主要的稀土矿物独居石和氟碳铈矿进行了稳定同位素分析,分析结果见表 4。

表 4 白云鄂博矿床独居石、氟碳铈矿、白云石稳定同位素组成(‰)
Table 4. Stable isotope composition of monazite, bastnaesite and dolomite from the Bayan Obo ore deposit

样号	产状	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Mon}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Bas}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{Bas}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Dol}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$	$t(^{\circ}\text{C})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$
ZK86-2	主矿下盘暗红色粗晶白云岩	11.4	11.7	-1.3	12.6	-0.45	488	10.3
Z-1	主矿东北灰白色白云岩	11.1	11.7	-2.8	12.9	0.17	362	8.2
ZK86-101	主矿下盘萤石化白云岩	10.4			11.3	0.00	563	10.0
D-1	东介格勒探槽纯白色白云岩	10.0						
70-23-2	东矿下盘灰色白云岩		8.6	-2.1				
ZK62-2	主矿下盘灰白色粗晶白云岩	9.9	12.0	-1.1				
W-32-111	西矿钻孔闪石化细晶白云岩	9.4			11.1	-0.27	382	6.9
ZK62-18	主矿下盘闪石化白云岩	8.5	11.0	-3.4	11.3	-0.7	193	-0.29
主-4	高磁区探槽萤石化白云岩	8.5	12.9	-0.4				
98-2-1	东矿西北灰白色大理岩	8.3	10.7	-3.0				
1620-3	东矿西北纯白色细粒大理岩	6.8	11.8	-3.0				
Q-8-4	西矿 2 号矿体闪石化白云岩	6.8			8.8	-2.72	325	3.1
80-12	东接触带细粒铁灰色白云岩	6.3						
W-32-321	西矿钻孔细晶白云岩	5.7			7.3	-1.91	401	3.5
ZK50-0-7	主矿西北萤石条带状矿石		3.6	-5.6				
86-23-A3	东矿 1682 水平东北条带状矿石		5.5	-5.8				
ZK86-8-1	主矿稀土条带状矿石	4.5	5.5	-5.2				
2-KP	主矿稀土萤石条带状矿石	4.0						
1-KP	主矿稀土萤石条带状矿石	3.5						
XM-1	新疆伟晶岩独居石	7.0						

注:Mon—独居石;Dol—白云石;Bas—氟碳铈矿。独居石数据由中国地质科学院矿床所分析;白云石数据由裘秀华、董丽敏分析; $\delta^{18}\text{O}$ 相对于 SMOW 表示, $\delta^{13}\text{C}$ 相对于 PDB 表示

萤石型矿石中氟碳铈矿 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-5.2\text{‰} \sim -5.8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 在 $3.6\text{‰} \sim 5.5\text{‰}$;独居石 $\delta^{18}\text{O}$ 在 $3.5\text{‰} \sim 4.5\text{‰}$,都明显低于矿区白云石型矿石中的样品,同时分析的一个新疆伟晶岩脉中典型

岩浆成因的独居石样品, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 7.0‰, 矿区萤石型矿石中独居石 $\delta^{18}\text{O}$ 远远低于此值, 这可能说明萤石型矿石绝非简单的岩浆演化成因的热液交代而成, 而是与一种 $\delta^{18}\text{O}$ 值异常低的热液活动有关。从氟碳铈矿的碳同位素组成来分析, 这种流体很可能是幔源的。由于萤石型矿石中矿物颗粒都非常细小, 至今仍没有可靠的包裹体测温数据, 而且其同位素平衡温度也难于准确的计算, 但从矿石中 $\Delta_{\text{Mon-Bas}}$ 的大小来看, 其形成温度可能介于 200~300℃ 之间。

3.3 白云石型矿石

表 4 列出了矿区白云石型矿石中白云石、独居石、氟碳铈矿的碳、氧同位素组成的部分分析结果。白云石型矿石中氟碳铈矿的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 -1.1‰~-3.4‰, $\delta^{18}\text{O}$ 在 8.6‰~12.0‰, 变化范围不很宽。其中主、东矿样品平均值基本一致, 而东矿略低, 矿体中随着矿化强度的增加, 样品中氟碳铈矿 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低。全部氟碳铈矿碳、氧同位素组成有较好的相关性, 相关关系为: $\delta^{18}\text{O}=0.6334, \delta^{13}\text{C}=0.3022, r=0.6067$, 如考虑到晚期脉中的氟碳酸盐矿物, 则其相关关系为: $\delta^{18}\text{O}=0.6105, \delta^{13}\text{C}=7.6701, r=0.5524$ 。而白云石型矿石中独居石的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围较氟碳铈矿大, 大约在 4.5‰~11.4‰ 之间, 其中主矿和东矿样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值也大致一致, 但主矿样品略高, 西矿和接触带样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值都较低。独居石和白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 相关关系为:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Mon}}=1.0321 \quad \delta^{18}\text{O}_{\text{Dol}}=2.0596 \quad r=0.9606$$

魏菊英(1983)^[5]曾对矿区白云岩的碳、氧同位素组成及其变化规律做过系统的工作, 发现白云岩氧同位素组成从围岩白云岩→矿化白云岩→含矿白云岩, $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐降低, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化较小(见图 2), 并认为这可能反映了两种不同热液的混合作用。氟碳铈矿 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间变化规律与白云岩类似, 同一样品中氟碳铈矿与白云石碳、氧同位素组成的相关关系较好(见图 3、图 4)。白云岩碳、氧同位素组成的相关关系为: $\delta^{18}\text{O}$ 为 0.57‰, $\delta^{13}\text{C}$ 为 -8.76‰, r 为 0.7074,

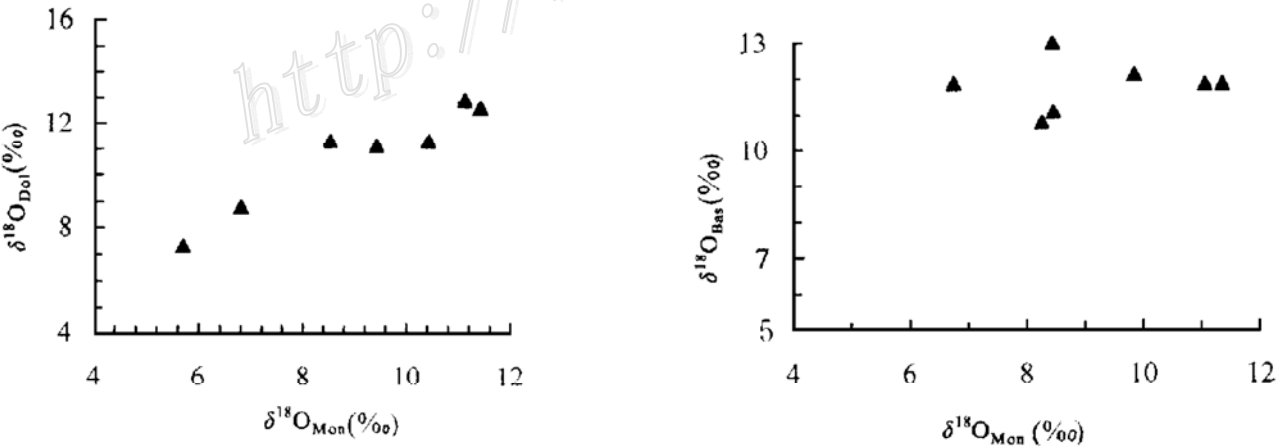


图 3 白云鄂博矿床独居石、白云石氧同位素组成相关图(左图)

Fig. 3. Correlation of oxygen isotopic composition between monazite and dolomite in the Bayan Obo ore deposit (left).

图 4 白云鄂博矿床白云石型矿石中独居石、氟碳铈矿氧同位素组成相关图(右图)

Fig. 4. Correlation of oxygen isotopic composition between monazite and bastnaesite in the Bayan Obo ore deposit (right).

与氟碳铈矿的碳、氧同位素相关关系相近。所有这些都说明,白云岩中氟碳铈矿的碳、氧绝非完全深源的,而是与围岩白云岩有一定的关系。进一步说,可能是一种有效水岩比 W/R 在 0.5 以上的交代作用的结果^[7]。在这种交代作用的条件下,由于围岩中大量 CO_3^{2+} 离子的缓冲干扰作用,离萤石型矿石较远的氟碳铈矿样品,碳、氧同位素值较高,而近于萤石型矿石的样品,由于较多深源物质的加入,碳、氧同位素组成较低。

白云岩中独居石的 $\delta^{18}O$ 值比对应的白云岩要低,通过理论计算的独居石-水氧同位素分馏方程^①:

$$10^3 \ln O_{Mon-H_2O} = -0.09 - 4.224(10^3/t) + 3.8959(10^6/t)$$

结合 Sheppard(1970)的白云石-方解石方程和 O'Neil(1969)的方解石方程,计算了独居石的形成温度和热液 $\delta^{18}O$ 值,也列于表 4。从计算结果看,独居石的形成条件变化较大,形成温度主要在中高温(325~563℃),但也有低温形成的独居石存在。从成矿溶液的氧同位素组成看,可明显分为两组:一组与岩浆水氧同位素组成接近,同时,形成温度也较高;另一组氧同位素组成非常低,形成温度大都在 400℃ 以下。结合矿区的年代学数据,我们发现矿区白云岩中独居石的年龄变化很大,从 1500×10^6 a 的 Th-Pb 年龄^[1]到 532×10^6 a 和 407×10^6 a 的单矿物年龄^[8],反映出矿区独居石的多来源和多次成矿。我们的工作也进一步表明,至少有部分独居石的形成是与岩浆热液相联系的。

应用 $BiPO_4$ 转化法,我们还对矿区白云石型矿石中的磷灰石进行了氧同位素分析,分析结果列于表 5^[4]^②。矿区磷灰石 $\delta^{18}O$ 值分布在 6.43‰~9.4‰,这些氧同位素值不仅明显低于现代沉积磷酸盐的氧同位素组成,而且与同时代的磷酸盐沉积地层相比也明显偏低。从计算的成矿溶液的 $\delta^{18}O$ 来看,也表明许多磷灰石的形成可能与岩浆热液有关。

表 5 白云鄂博矿区磷灰石氧同位素组成(‰)

Table 5. Oxygen isotope composition of apatite from the Bayan Obo ore deposit(‰)

样 号	产 状	$\delta^{18}O_{Ap}$	$\delta^{18}O_{Dol}$	$t(^{\circ}C)$	$\delta^{18}O_{H_2O}$
东介-2	东介格勒磁铁矿白云岩中	9.4			
BS-2	西矿 10 号矿体南白云岩中	7.9			
J-3-5	菠萝头山南侧探槽白云岩中	7.3	10.2	505	8.13
J-1-20	东矿以东接触带白云岩中	6.8	10.0	470	7.47
90-4-11	主矿 1698 水平白云岩中呈条带状	6.3	14.2	180	1.9

4 结 论

(1)稀土矿物的稳定同位素分析是探讨稀土矿床成因的一个有力武器,因为它可以直接反映出稀土成矿时的温度和溶液条件。这对于多期成矿的复杂矿床就更为必要。

① 方涛等,白云鄂博矿床独居石氧同位素组成特征及其意义,待刊
② 方涛,白云鄂博矿床稀土矿物同位素研究(学位论文)

(2) 氟碳酸盐矿物碳、氧同位素分析需注意转换系数的应用,并根据不同的矿物采用不同的分析方法,否则,会给分析数据带来较大的误差。

(3) 通过晚期脉中氟碳酸盐矿物的氧、碳同位素分析,我们认为矿区萤石型矿石和晚期脉的形成很可能是与深源热液的直接作用有关,代表了一次强烈的热液成矿作用。

(4) 白云石型矿石中氟碳铈矿的氧、碳同位素变化规律与白云岩有一定的相似性,表现出一种缓冲开放体系的交代作用的特点。

(5) 矿区稀土矿物的形成温度主要在中高温,但形成条件变化较大,表现出与多种成矿热液相联系的多次成矿的特点,但其中岩浆热液的作用似乎是必不可少的。

参 考 文 献

- 1 中国科学院地球化学研究所. 白云鄂博矿床地球化学. 北京:科学出版社,1988,535P
- 2 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. 中国科学(B辑),1994,(12):1298~1307
- 3 方涛,裴愉卓,裴秀华. 白云鄂博矿床稀土氟碳酸盐矿物碳、氧同位素特征及其成因意义. 科学通报,1994,(21):1982~1985
- 4 方涛,裴愉卓等. 白云鄂博矿区磷灰石氧同位素研究. 矿物学报,1995,(15)2:163~167
- 5 魏菊英,上官杰冠. 白云鄂博矿床围岩白云岩的氧、碳同位素组成及其成因,岩石学研究,第二辑. 北京:地质出版社,1983,14~21
- 6 袁忠信,白鸽,张宗清等. 内蒙白云鄂博矿区 H_9 中火山岩岩石特征及其意义. 矿床地质,1995,14(3):197~205
- 7 张理刚等,大型、超大型铜、贵金属矿床水岩体系氧同位素演化模式,第五届全国矿床会议论文集. 见:矿床地质专业委员会编. 北京:地质出版社,1993,160~161
- 8 Chao B C T, Back J M et al. Host-rock controlled epigenetic, hydrothermal metasomatic origin of the Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit, Inner Mongolia, P. R. C., Applied Geochemistry, 1992, (7):443~458

STABLE ISOTOPIC COMPOSITION CHARACTERISTICS OF REE MINERALS FROM THE BAYAN OBO ORE DEPOSIT AND THEIR GENETIC IMPLICATIONS

Fang Tao and Qiu Yuzhuo

(Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guiyang 550002)

Key words: Bayan Obo ore deposit, REE mineral, oxygen isotope, carbon isotope

Abstract

REE minerals are the most characteristic ore resources in the Bayan Obo ore deposit. Based upon a detailed discussion on the analytical procedure for determining isotopic compositions of REE minerals, the authors studied some main REE minerals from the late stage veins, banded fluorite ores and dolomite ores. Fluor-carbonate minerals from the late stage veins have relatively low carbon and oxygen isotopic values, implying an involvement of mantle-derived solution. Oxygen isotopes vary in the range of 8.6‰~12.0‰ for bastnaesite, 5.7‰~11.4‰ for monazite, and 6.3‰~9.4‰ for apatite from dolomite ores; 3.6‰~

5.5‰ for bastnaesite, and 3.5‰~4.5‰ for monazite from banded fluorite ores. $\delta^{13}\text{C}$ values are $-1.1\text{‰} \sim -3.4\text{‰}$ and $-5.8\text{‰} \sim -5.2\text{‰}$ for bastnaesite from dolomite ores and that from banded fluorite ores respectively. Based on these data together with an analysis of the geological features of the ore deposit, it is held that the formation of banded fluorite ores and late stage veins in the ore district might have had to do with deep source hydrothermal solution, whereas REE are characterized by multi-source multiphase mineralization.

~~~~~  
(上接第 20 页 Continued from p. 20)

zoic gold deposits account for 61.3% of the total gold deposits in volcanic terrains and contribute 73% of the reserves. Late Paleozoic gold deposits are next in number and reserves. In terms of geographic distribution, Mesozoic gold deposits are dominant in eastern China (in volcanic terrains with metamorphosed basement), while Paleozoic ones predominate in western China. The most important gold deposits in China's volcanic terrains are of epithermal type. In comparison with the other five types, this type accounts for 47% of the total number and 44.3% of the total reserves. On the basis of the relations of the distribution of gold deposits to rock associations and structures in volcanic terrains, the authors advance the viewpoint of multifactor mineralization, i. e., gold deposits are formed by circulation of hydrothermal fluids together with auriferous substances at the intersection of two sets of faults (or terranes).