论白云鄂博矿床含矿围岩

——白云岩的热水沉积成因

杨子元 Lawrence J. Drew

(冶金部天津地质研究院) (U.S. Geological Survey)

提 要 根据区域构造演化特点、白云岩的产状、岩石学与地球化学特征等着重阐述了白云鄂博矿 床含矿围岩——白云岩的热水沉积成因和其物质来源具有壳幔混合的特点,指出裂谷+泻湖是控 制本区白云岩形成的有利构造要素。

关键词 白云鄂博 白云岩 热水沉积

1 地质概况

白云鄂博地处华北地台北缘与内蒙板块的相邻部位,经历了由元古代基底的裂陷作用到 古生代板块的俯冲作用^[1],白云鄂博群及产于其中的 H₈ 含矿围岩是随这一过程发展演化的产 物。本区的基底岩石由二道注群和五台群混合岩、片麻岩、花岗伟晶岩以及磁铁石英岩等组成, 白云鄂博群不整合地覆盖于五台群之上。由于同沉积断裂——宽沟断裂的长期活动使得矿区 (宽沟以南)缺失上白云鄂博群。宽沟南北地层的差异与地幔及宽沟断裂活动的加强有关,为了 达到物质及能量的平衡和补偿,原有的沉积环境被破坏,控制沉积作用的物理化学环境,物质 来源及构造条件重新调整,以求在新的条件下达到能量-环境-物质之间的平衡。这一过程的结 果在宽沟南北 H₈ 地层岩性的明显差异上充分表现出来:宽沟南 H₈ 为一套以白云岩为主的裂 谷泻湖相沉积,而宽沟北 H₈ 则为一套以灰岩为主的正常广海相沉积。

2 含矿围岩——H₈白云岩的岩石学

白云鄂博铌-稀土-铁矿床与 H₈ 白云岩关系密切,白云岩的 RE₂O₃ 含量高达 6%(wt),本身 已构成稀土矿石。

2.1 H₈ 白云岩产出特征与形成时代

H₈ 白云岩分布于上白云鄂博群上部,与上覆的H₉ 黑色板-页岩及下伏的H₇ 云母片岩、灰

岩呈整合接触。在矿区呈东西向带状展布,东西长>18km,南北宽<3km,厚度、岩相变化显著。 Ha 白云岩经改造后,原始沉积特征保留较少,在局部地区见波痕、斜层理等原生沉积构造与藻 丝状体的生物残留结构^[2]。尽管受交代作用的影响,Ha 地层仍具有一定的韵律性和成层性。Ha 白云岩的岩性本身虽不是均一的,但其主体为白云岩,因此将 Ha 统称为 Ha 白云岩或含矿白云 岩。

关于 H₈ 白云岩的形成时代已有相当多的论述^[3,4,5,6],方法不同所得结果基本相同,普遍 认为其形成年龄在 1500Ma±(表 1),该年龄值与宽沟北 H₈ 碳质灰岩中方铅矿的 U-Pb 法年龄 一致^[4],说明宽沟南北 H₈ 岩段是同时异相的产物。

笔者曾在主矿 H_s 层位铁矿石中发现管藻丝状体微化石(Siphonophycus sp.)^[7],该属在高于庄组、雾迷山组地层中也有发现,它的发现进一步说明 H_s 含矿层位的形成时代为中元古代。

2.2 H₈ 含矿白云岩的岩石类型

根据产状、结构、构造及矿物共生组合特征,H。含矿白云岩可划分为二种类型:同生白云 岩与变质白云岩。

位置	岩矿石名称	测试方法	采用的年齡(Ma)	资料来源		
主矿下盘	白云岩中浑园状磷灰石	磷灰石 U-Th-Pb 法	1600	蔡秀成等,1982		
	白云岩	方铅矿普通铅法	1250 1650	屠格林诺夫等, 1963		
矿体北坡	白云岩	方铅矿普通铅法	1350~1650			
宽沟背斜北翼	H ₈ 碳质灰岩	方铅矿 U-Pb 一致年龄	1529. 4	中科院地化所,1983		
H ₈	白云岩	方铅矿粗铅法		エム 上本科士体 1069		
H ₈	白云岩中浸染状方铅矿	方铅矿粗铅法	1500 ± 150	1. A. 下重件大守、1903		
东矿 1634 水平 重晶石一方铅矿脉		方铅矿 H•H 模式年龄	1502	胡霭琴,1976		
矿体下盘	白云岩中浸染状独居石	独居石 U-Th-Pb 法	1500 ± 100	中科院地化所,1960		
	白云岩中浸染状独居石	独居石 ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 法	1400~1500	赵景德与 Tosdal, 1988		
东矿钻孔 CK57.240m 白云岩中浸染状方铅矿		方铅矿 Φ 值年齢	1435.8	中苏合作队,1959		
矿体下部 白云岩中浸染状独居石		独岩石 U-Th-Pb 法	1500 ± 100	中苏合作队,1959		

表 1 H_s 白云岩同位素年龄测定结果摘录 Table 1 A summary of isotopic age for H_s dolomite

2.1.1 **同生白云岩** 呈暗灰一暗灰黑色,在变质的钠闪石化白云岩中呈残留体状,因岩石 颗粒细小且没有明显的构造变形痕迹,故将其归为同生白云岩类。同生白云岩在显微镜下由微 粒状白云石,含铁白云石、铁白云石质点、它形萤石集合体及细粒脉状独居石所组成,少量黄铁 矿颗粒浸染于白云石质点之间。独居石细粒集合体呈脉状贯穿于变质的钠闪石化白云岩及其 残留体中(本文也称之为同生白云岩),显然不是同沉积的。同生白云岩中黄铁矿自形晶的存在 说明岩石形成于封闭一半封闭相对还原的环境;而萤石的存在则说明环境盐度高,可能与海底 热泉或热卤水的活动有关。

2.2.2 变质白云岩 在区内广泛分布,构成主要的含矿围岩,是同生白云岩经区域变质或

热液交代重结晶改造而成的。主要组成矿物有 Ca-Mg-Fe-Mn 碳酸盐系列矿物、磁铁矿、钠闪石 及稀土矿物等。其中 Ca-Mg-Fe-Mn 碳酸盐系列矿物包括白云石、铁白云石、含铁白云石、锰铁 白云石、含锰方解石、方解石等,其中最常见的是白云石、铁白云石与含铁白云石。

X 射线分析表明:不同成因产状的铁白云石的 d 值和有序度有一定的差别,H。白云岩的铁白云石有序度普遍较低(表 2)。

岩石类型	编号	岩 石 描 述	d ₁₀₄	d113	d ₁₀₈	d110	do ₂₈	有序度 In15/In10	注
H ₈ 白 云 岩	88β-71a	粗粒白云岩	2.890	2.194	1.807	1.787	1.446	0. 226	CuKa
	88β-128	中粗粒白云岩	2.892	2.194	1.907	1.788	1.446	0.5	FeKa
	X-664	定向排列闪石化白云岩	2.885	2.194	1.804	1.786	1.444	0.5	FeKa
	88β-60	中粗粒白云岩	2.888	2.194	1.808	1.788	1.446	0.67	FeKa
热液白 云岩脉	886-1116	粗粒铁白云石碳酸岩脉	2. 881	2.189	1.801	1.783	1. 443	1	CuKa
	铁白	云 石	2.90	2.20		1.79			

表 2 不同成因产状铁白云石 X-射线衍射分析 Table 2 X-ray diffraction analysis for ankerite of different origin

表 3 几种碳酸(盐)岩的元素对比值统计

岩石类型	Nb/Ta	Zr/Hf	Sr/Ba	Cr/Ni	Th/U	≌Ce/∑Y
白云鄂博白云岩	100~500	19~33	$\frac{0.12 \sim 69}{2.5(18)}$	$\frac{0.5 \sim 1.9}{1.01(5)}$	50	48~80
世界各地岩浆 碳酸岩 ^[12]	$\frac{5 \sim 325}{41(1814)}$	$\frac{31 \sim 240}{126(2093)}$	$\frac{0.05 \sim 4}{1.53}$	$\frac{0,52\sim 3.2}{1.40(2194)}$		$\frac{1 \sim 177}{18(79)}$
地壳沉积 碳酸盐岩	1~10	63	61	0. 55	0.77	8.5

 Table 3
 Element ratio statistics for carbonate and carbonatite

* <u>变化范围</u> * 平均值(样品数)

2.3 H。含矿白云岩的岩石化学

按石灰岩与白云岩的 CaO/MgO 比值分类法,本区白云岩的 CaO/MgO 比值主要分布于 1.5~5.2之间,(少数样品高达 48,个别样高达 88),其岩石类型属于白云岩、方解质白云岩与 白云质灰岩及石灰岩。

在 AlFeTi/3-k—AlFeTi/3-Na 图解上(图 1),发现本区的白云岩及钠闪石化白云岩的投影 点具有良好的线性关系,说明岩石受到一定程度的钾和钠的混合交代影响。但点的分布仍然逼 近于由页岩→泥岩→白云质泥灰岩→钙质页岩的沉积岩的演化方向。

3 白云岩的地球化学

3.1 **微量元素地球化学**

由表3可知,本区白云岩的元素对 比值既不同于典型的岩浆碳酸岩,也不 同于典型的沉积碳酸盐岩。Nb/Ta 比值 比岩浆碳酸岩及沉积碳酸盐岩的均高; Zr/Hf 比值却比二者的均偏低;Sr/Ba 比 值在 2.0 值附近变化,比较接近于岩浆 碳酸岩的;Cr/Ni比值接近于 1.0,界于 岩浆碳酸岩与沉积碳酸盐岩之间;ΣCe/ ΣY 比值高,本区白云岩具有富集轻稀土 的特点。

在第一过渡元素的"W"分布模式图 上(图 2),本区白云岩的 W 分布趋势明 SHY-受 Na质混合岩化岩石演化方向 显,并以 Mn 为高峰, Ni 为低谷,其分布 ZJV-中基性喷出岩 形式与沉积碳酸盐岩的一致,而与火山 成因的碳酸岩差别较大。

3.2 稀土元素地球化学 由于本区 H₈ 白云岩普遍受后期含 s-砂岩 稀土热液的交代,因此其稀土配分模式 STR--砂质碳酸盐岩

不能真正反映其成因。但在 Sm/Nd 比值 对数分布图上(图 3),本区白云岩、含铁 白云岩、闪石化白云岩及含稀土白云岩 的 Sm/Nd 比值变化于 0.072~0.102(11 个样平均为 0.083),相对于沉积岩



KMY一受 K 质混合岩化岩石演化方向 YS一硬砂岩 Rh—流纹岩 NR一泥岩、页岩 CVR一钙质页岩 DND-白云质泥灰岩 FSR一长石砂岩 图 1 白云岩及钠闪白云岩(样号1~13)的原岩恢复图解 Fig.1 AlFeTi/3- k- - AlFeTi/3- Na plot for dolomite and riebeckite dolomite

(0.142~0.217)、狼山群碳酸盐岩(0.177~0.273)(12个样平均 0.214)及世界各地岩浆碳酸 岩(0.1~0.25,71 个样平均 0.1565)而言,本区的 H。白云岩类富集轻稀土、Sm/Nd 比值不同 于典型的岩浆碳酸岩或沉积岩与沉积的碳酸盐岩。

在 La/Sm-La 图解上(图 4),世界各地典型岩浆碳酸岩的投影点高度集中;而本区白云岩、 钠闪白云岩及含铁白云岩的投影点则高度离散,La/Sm 比值变化大。这不仅反映了本区白云 岩,钠闪白云岩及含铁白云岩中稀土元素的非单一源,而且还反映了二者在成因上或形成方式 上的差异,即本区含矿围岩----白云岩与碳酸岩浆或岩浆的结晶分异无关。而矿区内碳酸岩脉 投影点的分布基本与分离结晶线平行,说明碳酸岩脉与(碱性)岩浆的分异作用有关。

3.3 H。白云岩的同位素地球化学

1.1







Fig. 2 Chondrite normalized transition element diagram for carbonate and carbonatite 前人在 C、O、S、Sr、及 Sm-Nd 等同位素方面已做了大量工作,但对同位素结果的解释一直 存在矛盾,本文通过对比研究认为本区白云岩系沉积成因的,但有深源物质的加入。

3.3.1 H₈ 白云岩的 C、O 同位素

本区白云岩、矿化白云岩及脉状白云石碳酸岩的 C、O 同位素组成见表 4。H。白云岩的 δ¹³C 值与元古代海相白云岩的接近,变化于(-0.54~+0.7)‰,平均-0.5‰,且与沉积碳酸盐岩 的接近;而 δ¹⁸O 值变化于+12.67~+15.5,平均+14.33‰,比典型岩浆碳酸岩的要高,比宽 沟北 H。石灰岩,元古代海相白云岩及典型沉积碳酸盐岩的要低,这可能与深部来源的热水溶 液和海水的掺杂与混合作用有关。

本区碳酸岩脉的 C、O 同位素(δ¹³C<-2.5%,δ¹⁸O<12%)组成接近于岩浆碳酸岩,与 H₈





Fig. 5 Mg^{2+}/Ca^{2+} T(C) equilibrium diagram for carbonate minerals

白云岩的相差较大。由表4发现:白云岩矿化 后,C、O同位素比值均有所降低,这可能与矿化 过程中 CO2的释放有关,同时也可说明为什么 有的样品的同位素比值落于岩浆碳酸岩区的缘 故。

3.3.2 白云岩及组成矿物的锶**同位素组成**

碳酸盐岩及组成矿物的锶同位素组成与物 质来源、形成时代及构造环境有关,*7Sr/**Sr 比 值随地质年代的增长而增加(卜威尔等,1962)。 本区 H₈ 白云岩及组成矿物:方解石、独居石、磷 灰石的 *7 Sr/** Sr 比值分布于 0.7032 ~ 0.7093^[4~6],一般在 0.7032~0.7065。而当时 (1500Ma)沉积碳酸盐岩的*7Sr/**Sr 的最低值为 0.705,当时上地幔的**7Sr/**Sr 比值为 0.702 (Veizer 和 Compston,1976),说明有"幔源锶"的 加入,系"壳幔"混合所致。

白云岩成因浅析

目前关于矿区含矿围岩——白云岩的成因

看法主要有:沉积的、海相火山沉积的、岩浆的与复合成因的(后者系指区内的石灰岩为沉积的,而白云石碳酸岩是后期侵入叠加上去的)。以上诸成因观点有的强调白云岩的沉积作用,有 的强调碳酸岩浆的侵入或喷溢作用,但仅此并不能对岩石及矿床的成因做出比较满意的解释。 本文根据当时所处古地理位置、白云岩的产状、岩石学及地球化学特征认为白云岩是热水沉积 成因的,物质来源于壳幔混合,并经历了区域变质和热液交代作用的改造。

4

4.1 白云岩热水沉积一成岩机理简述

根据大地构造位置、区域地层的展布与岩石组合特征认为本区在中元古代时期演化为一 独具特征的大陆边缘裂谷泻湖盆地^[1.8.9],矿区含矿围岩——H。白云岩即形成于该盆地中。裂 谷+泻湖决非一个封闭体系,而是一个有利于元素富集与储存的重要空间,是壳幔进行物质交 换的场所。

白云石的晶体结构高度有序,但温度的升高加速了离子的运动,使得 ca²⁺、Mg²⁺能在较短 的时间内找到它们应该所处的位置,从而加速晶体的生长^[10]。本区的同生白云岩由白云石、铁 白云石质点、萤石、自形晶黄铁矿组成,铁主要为低价铁,说明沉积环境盐 度高,是一个"对外" 比较封闭,"对内"比较活跃的体系。矿区白云岩的元素对比值(Nb/Ta、Zr/Hf、U/Th、Cr/Ni、 ΣCe/ΣY)、稀土元素地球化学、碳、氧同位素组成及⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始比值都反映了壳幔混合的特 点。此外,铁白云石的有序度低(0.2~0.7)(部分有序度较高者可能与变质有序化过程有关), 说明铁白云石形成的速度较快,进而反映了沉积环境的温度也较高。用均一法、冷冻法测得白 云石和萤石中包体的均一温度为 70~140℃,盐度为 15~19Wt%NaCl^[4],其中低温都分反映了 白云石、萤石沉积时水体的温度,而较高温部分则反映了区域变质或热液交代时的温度。

表 4 本区及世界各地不同成因碳酸(盐)岩的 C.O 同位素组成

Table	4 $\delta^{18}O_{00}^{9}$ and δ^{1}	${}^{3}C\%_{0}$ values for carbonate rocks	of different or	igin from Bayan	OBo and those in the world	
岩石类	型 样品号	产 状	δ ¹⁸ Osmow‰	δ ¹³ Сррв‰	资料来源	
Hs 白 云 岩	主 ZK -10-17	主矿钻孔下盘围岩	+15.5	+0.7		
	东 ZK-67-32	东矿钻孔下盘围岩	+14.5	- 0. 6	魏菊英等 (1983)	
	西 ZK~88-9	西矿钻孔上盘围岩	+14.8	-1.1	(1365)	
	BE-D018	东矿 1609 水平 19 行	+ 14. 19	- 0. 54		
	BE-R015	东矿顶板	+ 12. 67	-0.96	本 文	
	BE-D119	东矿 1634 水平 17-1 行	+ 11.61	- 1. 54	*	
₩ 化 白 云 岩	东 ZK-67-25	东矿钻孔 323m	+11.7	-1.4		
	西 ZK-88-17	西矿钻孔 358m	+11.0	-2.9	魏菊英等 (1983)	
41	西 ZK-88-8	西矿钻孔 143m	+11.4	-2.0	(1986)	
白云石碳酸岩脉	88B-122	主矿上盘 Hs 板岩中的碳酸岩 脉	+9.63	- 3. 68	本	
	88B-74	东矿 1602 水平粗粒白云石碳酸 岩脉	+9.23	-4.64	文	
	北 80-14	宽沟混合岩中的脉状碳酸岩	+10.3	- 4. 6		
	北 80-13	宽沟混合岩中的脉状碳酸岩	+10.2	- 2. 5	载	
	北 80-15	宽沟混合岩中的脉状碳酸岩	+11.6	-4.8	菊	
宽石	北 80-6	宽沟以北 Hs	+ 20. 4	- 2. 9	(央 (等	
为灰 北岩	北 80-4	宽沟以北 Ha	+19.3	-2.9	(1983)	
Hs	跌 79-1-1	宽沟以北 Ha	+18.3	2. 8		
元古代海相白云岩			$+23.5\pm2.6$	$+0.95\pm2.5$	Veizer,J 和 Hoezes,J,1976	
沉积碳酸盐 岩			+24.1	0±4	库克哈伦柯等,(1962) H.J. 勒斯勒等,(1972)	
岩浆碳酸岩			+6-+12	-7-+0.5	А.л. 维诺格拉多夫等(1971)	
			+6-+8.5	-5.08.0	Taylor (1974)	
			+ 5. 5	-8.994.49	库克哈伦柯等(1962)	

设想沿断裂下渗的海水在深部循环后从洋壳或上地幔获取大量的 Mg²⁺、Fe²⁺、TR³⁺等成 矿元素及 F-等挥发组份,由于海水经深部循环后温度升高,提供了形成有序白云石所需的活 化能,降低了白云石与方解石平衡时的 Mg²⁺/Ca²⁺ 比值(图 5)。此外,在高温条件下(260~ 450℃),即使 Mg²⁺/Ca²⁺ <1 的溶液也能对石灰岩发生广泛的白云岩化^[11]。

白云鄂博地区在当时所处的古地理和古构造环境具备高温、高盐度和海水进行深部循环

的构造条件,当富含成矿元素和挥发份的深部循环海水以热泉或喷气的形式间歇性地注入海 盆时,在灰泥质沉积物的界面上发生准同生交代作用从而生成了准同生白云岩,但并不排除蒸 发浓缩作用形成白云岩的可能性。目前这种准同生白云岩(或同生白云岩)及未被交代完的灰 岩在变质的或被热液改造的重结晶白云岩中呈残留体状。

4.2 白云岩的后生变化

本区 H₈ 白云岩沉积后主要经历了区域变质和热液交代作用的改造。据赵景德等(1991)研究,区域变质发生的标志之一是变质闪石——镁铁钠闪石的形成,它沿白云质大理岩的叶理定向产出,其 K-Ar 年龄在 802~704Ma;J. Philpotts 等(1991)测得稀土矿物的 Sm-Nd 等时线年龄为 975Ma;它们可能都反映了区域变质的年龄。关于热液交代主要与成矿过程有关,这里不做进一步讨论。

本文的编写得到孙未君教授的指导,论文初稿得到高凡研究员与孟庆润高级工程师的审 阅并提出宝贵建议,在此一并致谢。

参考文献

- $1 \quad \text{Lawrence J Drew, et al. The Bayan OBo iron-rare earth-niobium deposits, lnner Mongolia, China. Lithos, 1990, (26), 43 \sim 65$
- 2 孟庆润 ·论白云鄂博铁矿含矿围岩——白云岩的沉积成因及其沉积环境分析 ·地质论评,1982,(5):481~489
- 3 赵景德,等(李永明译). 以多种证据建立的白云鄂博希土矿床成矿矿物的生成顺序. 地质找矿论丛,1991,(4):1~ 10
- 4 中国科学院地球化学研究所.白云鄂博矿床地球化学.科学出版社,1988,397、438~439、478~496
- 5 Philpotts J, et al. Some Nd and Sr isotopic systematics for the REE-enriched deposit at Bayan OBo, China. Chem Geol, 1991, (90), 77~188
- 6 Nakai S等(杨子元译). 白云鄂博稀土矿床 La-Ba 年代测定及 Nd 和 Sr 的同位素研究. 矿山, 1991, (2); 41~44
- 7 杨子元.白云鄂博铌-稀土-铁矿床中发现管状衣鞘类微化石.地质找矿论丛,1989,(1):98
- 8 王鸿祯.中国地壳构造发展的主要阶段.地球科学,1982,(3):155~173
- 9 李断亮.两个元古代裂陷槽的细碧角斑岩系.岩石学研究,1982,第一辑
- 10 Krauskopf K B. Introduction to Geochemistry (2rd edition). 1979
- 11 Barnes H L. 热液矿床地球化学(下). 地质出版社, 1979
- 12 Самойлов В С. Геохимия карбонаынтов, Изд. "НАУКА, "М. 1984

ON THE HOT-WATER SEDIMENTARY ORIGIN OF DOLOMITE—HOST ROCK OF BAYAN OBO DEPOSITS, LNNER MONGOLIA, CHINA

 Yang Ziguan
 Lawrence J. Drew

 (Tian yan Geological Academy 300061, Tian jin, China)
 (U. S. Geological Survey Reston, VA22092)

Abstract

Based on the regional geologic evolution and the occurence, petrological, geochemical studies of dolomite, this paper emphasizes On the hot-water sedimentary origin of dolomite—— host rook of Bayan OBo deposits—— with material probably derived from the mixing of mantle and crust. it has been pointed out that the conjunction of rift and Lagoon acted as the favourable structure control of H_8 dolomite.