

大石桥菱镁矿矿床矿石地质地球化学特征^①

罗耀星 朱钧瑞 王耀坤

(天津冶金地质研究院) (青山怀镁矿)

内容提要: 大石桥菱镁矿矿石的残余沉积构造及交代结构均很发育。菱镁矿交代白云岩、粗、中、细粒菱镁矿依序交代。副矿物分残余沉积变质矿物、热液矿物、残余热液矿物及次生矿物四类。菱镁矿为一组 $\text{MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ 固溶体, 其铁含量依温度降低而增加, 组分均匀性则依世代演化而降低。凡离子半径与镁近似的微量元素随镁自围岩至矿石迁移, 反之, 则随钙分散。矿石中碳、氧同位素组成均不因流体冷却、分馏系数增大而变, 可能有含适度轻氧的卤水不断注入, 碳则因阳离子交换自白云岩继承而来。确定了矿物生成顺序表。

主题词: 矿物生成顺序 副矿物分类 $\text{MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ 固溶体 微量元素 碳、氧同位素

对大石桥以白云岩为主岩的晶质菱镁矿矿床成因, 作者^[1]提出了(蒸发)沉积-热液富集的看法。本文提供了矿石构造与结构、 $\text{MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ 固溶体、微量元素和碳、氧同位素等方面的证据, 并对Johannes^[7,8]实验结果的应用作进一步探讨。

一、矿石构造与结构

菱镁矿矿物参数、矿物组分及矿石化学特征, 已有文献论述^[2-9]。本节只讨论矿石构造和结构, 借以对共生矿物进行分类, 因这是众说纷纭的一个方面。

矿石中交代残余构造及结构都很明显。前者有残余层状、残余条带、残余交错层及残余化石遗迹, 均断续残缺或模糊而轮廓不清, 且随着颜色的变淡和(或)粒度变粗逐渐消失^[1]。有人以此作为沉积或沉积变质假设的依据^[10-12], 不过交代成因的岩矿石中原岩组构的残余也是常见的。例如次生白云岩保存的原岩构造、结构及生物遗迹就较为完整, 那末白云岩变菱镁矿, 当然也不应例外。此外, 菱镁矿矿体中的蚀变

图1 小圣水寺矿体西南部地质图

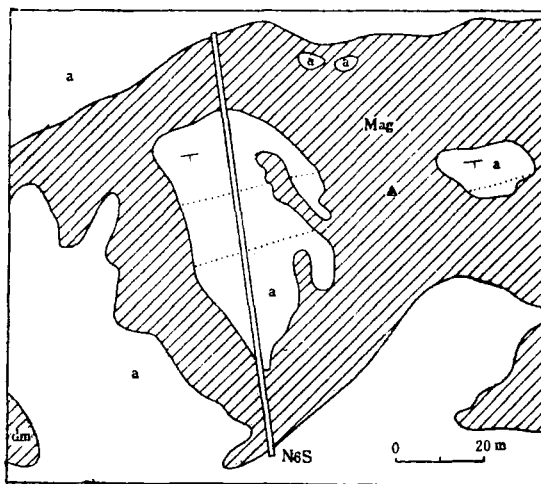
(据罗耀星等1953年资料修改)

Mag—菱镁矿; dm—白云石菱镁矿;
a—蚀变白云岩; N6S—探槽编号; ▲—
含残余方解石的标本采集点; 虚线范
围内有三层白云质灰岩
($\text{CaO/MgO} = 5.5-6.42$)

Fig. 1. Geological map of the
southwestern part of
Xiaoshengshuisi orebody.

Mag—Magnesite; dm—Dolomite
magnesite; a—Altered dolomite;

N6S—Serial number of trench; ▲—Sampling
point of magnesite containing relict
calcite. Within the area bordered by
dotted line there are three layers of
dolomitic limestone ($\text{CaO/MgO} =$
 $5.5-6.42$).



① 本文为1985年10月在长春“国际早前寒武纪成矿作用讨论会”上宣读的《大石桥—海城菱镁矿地质》一文的部分内容

白云岩残留体也很多,两者常呈港湾状接触^[1]。菱镁矿与白云石及不同粒度菱镁矿之间常见侵蚀结构(图版Ⅱ-1)、交代残余结构^[1],局部见缝合线结构(图版Ⅱ-2)。蚀变白云岩因受热液作用而变得成分不均,接近菱镁矿晶体处铁含量上升而镁含量下降,在背散电子图上显现灰白色晕(图版Ⅱ-1),示受 $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Cl}_2$ 热液之影响(详后)。但微粒菱镁矿呈分散状而外围无灰白色晕,成分上似未受热液影响,可能是原岩^[1]重结晶而成。宏观上可见细粒→中粒→粗粒→粗粒脉状菱镁矿的交代充填构造序列^[1]。镜下见细粒菱镁矿一般为半自形叶片状(图版Ⅱ-3),而中、粗粒者为半自形至他形,少数为菱形,后者可能与形成温度较低有关^[10]。常出现粗粒交代中粒、中粒交代细粒的现象(图版Ⅱ-2、3)。三者间边界弯曲,粗粒者中含中粒,中粒者中含细粒晶体的残余。

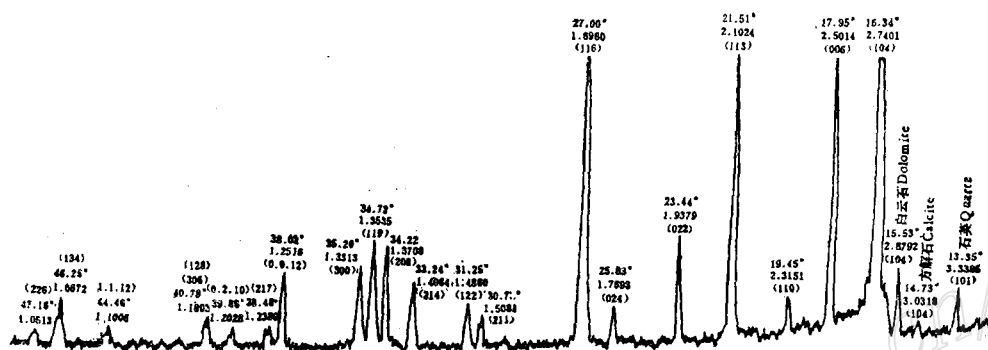


图2 菱镁矿粉晶X射线衍射图

(采样点见图1)

Fig. 2. X-ray powder diffraction pattern of magnesite (See Fig. 1 for sampling point).

副矿物可分残余沉积变质矿物、蚀变矿物、残余热液矿物及次生矿物四类。前者如石英(图版Ⅱ-1、4)、白云石(图版Ⅱ-2)、绢云母(图版Ⅱ-3)及少量方解石和黄铁矿。石英主要为硅质的结晶残余。绢云母仅见于少数细粒矿石中,中、粗粒者中尚未发现。方解石之存在曾被否认^[2,11],其实在本区矿石中确实存在,见于交代白云质灰岩的菱镁矿中(图1,图2),染色后镜下观察呈残斑斑状。黄铁矿产于残余层面中或其附近,似为原沉积矿物残留。蚀变矿物以滑石为主,次为透闪石、镁绿泥石等,与细、中、粗粒菱镁矿共生。滑石分三类:①鳞片状滑石,产于滑石化千枚岩或成薄膜产于残余层面间;②柱状滑石,多呈方柱石假象,产于与围岩含方柱石的层位相当的矿石或蚀变岩中(以上两类应为含镁热液交代原岩中的含硅矿物而成);③暗绿色至黄绿色块状滑石,产于裂隙中,含较多铁、钙等杂质。镁绿泥石及透闪石含量都很少,但原岩为硅质灰岩或硅质白云质灰岩时,出现大量的透闪石(如大安口)。故这一类矿物的形成也与原岩残留成分有关。残余热液矿物包括含镁菱铁矿及含镁菱锰矿^[2]、脉状白云石及浅色滑石。前两者含量很少,呈微粒分布于菱镁矿晶隙、微裂隙或解理中(详后)。脉状白云石附近的矿石中,镜下可见自形白云石楔入菱镁矿中。浅色滑石呈浅绿或白色,成块状或片状产于矿体或外围裂隙中。上述残余热液矿物在不同的空间,但微量元素及碳、氧同位素似与成矿热液有联系(详后)。次生矿物为赤铁矿、褐铁矿。此外,偶见石英小脉或串珠状石英沿裂隙分布。

前已指出,残余沉积变质矿物绢云母只见于细粒矿石中。此外,残余微粒石英也以细粒矿石中较多。结合下节所述,我们认为由细→中→粗粒矿石的转换,不是单纯的“重结晶”,而是通过矿液组成变化,在温度波动性降低时,晶体的律性生长,进一步清除硅、铝等杂质和改变 $\text{MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ 固溶体组成,应属交代产物。

二、 MgCO_3 - FeCO_3 固溶体

据实验资料^[7,9,11],大于250℃(但在250℃时尚未见固溶体分解)时,在“热液”装置中出现 MgCO_3 - FeCO_3 的完全的固溶体系列。故热液菱镁矿一般都含有适量成固溶体产出的 FeCO_3 。作者对不同粒度的菱镁矿进行了温度和成分测定,分析结果如表1。应指出,由于矿体内裂隙发育,200m深的样品仍有较多表生高铁矿物从中、粗粒菱镁矿中析出,估计原始溶混的 FeCO_3 含量还要高些。从表1可知,固溶体中 FeCO_3 含量严格随温度的降低而升高。但由于不同粒度矿石的温度区间互相穿插^[1],当温度与世代超覆时, FeCO_3 含量依温度而变,但成分的均匀性则依世代而变。如菱镁矿化白云岩中的微粒菱镁矿,生成最早,尽管温度(325℃)较细粒矿石(348℃)为低,但成分均匀,似是一次形成的。而矿石中的细粒及早期形成的中粒菱镁矿则显示了至少两次的生长特征,但无韵律,而晚期的中、粗粒菱镁矿则显示多次明显的生长韵律。 Mn 含量与 Fe 同步变化,但晚期 Mn 含量有升高趋势。

据Johannes^[7,9]的实验,当温度高达350℃时,形成贫铁富镁碳酸盐固溶体,当温度低至250℃时,则相反。但平衡溶液中 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 比值的变化,也能导致固溶体成分的变化。据此有四点值得注意:①据实验^[8,12],含矿热液应为 $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Cl}_2$,作用于白云岩形成含铁菱镁矿。但与此热液平衡的碳酸盐固溶体成分明显地依温度而变。即同一成分的平衡溶液在低温下形成的固溶体比高温下形成的富 FeCO_3 。本类型矿床温度变化接近或大于100℃,但高、低温固溶体 FeCO_3 含量变化不大,故必然不断有大量高

表1 菱镁矿化学成分(电子探针分析)及形成温度与 MgCO_3 - FeCO_3 固溶体中的 FeCO_3 含量的关系Table 1. Electron microprobe analyses of magnesite and the relationship between its formation temperature and FeCO_3 content of MgCO_3 - FeCO_3 solid solutions

标本号	矿物	起 煤 温 度 (℃)	MgCO_3 (%)			$\text{FeCO}_3(\text{MgCO}_3)$ (%)			CaCO_3 (%)	背散射电子图象特征
			白色部分	灰白部分	黑色部分	白色部分	灰色部分	黑色部分		
Y4	细粒菱镁矿	348	98.92			0.63(0.06)			0.37	成分轻微不均, 淡灰部分沿暗灰部分晶隙或微张裂发育(图版Ⅱ-4)
Q12	微粒菱镁矿	325	98.31			1.00(0.11)			0.57	成分均匀(图版Ⅱ-1)
Y8	中粒菱镁矿	312	96.47		98.46	3.30 (0.08)		0.68 (0.05)	0.13— 0.79	成分不均, 白色部分沿黑色部分微张裂网分布
Q10	粗粒菱镁矿	307	95.96	97.15	98.29	3.64 (0.11)	2.62 (0.08)	1.53 (0.03)	0.14— 0.28	出现明显的生长韵律(图版Ⅱ-5)
Y7	中粒菱镁矿	280	94.54	94.98	96.43	5.16 (0.21)	4.75 (0.19)	3.38 (0.18)	0.00— 0.14	生长韵律很明显(图版Ⅱ-6)

注: Q12为细粒矿石中的菱镁矿化白云岩残留体; 天津冶金地质研究院电子探针组曹东一、赵彤分析

$\text{Mg}^{2+}/\text{Fe}^{2+}$ 比的矿液补充, 使平衡溶液组成朝富 Mg^{2+} 方向转化, 以减少低温固溶体中的 FeCO_3 含量。②生长韵律的出现说明成矿热液活动是脉动式的, 既有温度的颤动性变化, 也有矿液组成的频繁波动。③欲形成高镁优质矿石, 必须具有高温和低位 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 比值的成矿溶液。其中温度最重要, 如果低于200℃, 除非是几乎不含铁的热液, 否则是困难的。国内、外同类型矿石中, 在中、高温(230—400℃)叶片状菱镁矿中出现低温(150℃左右)高镁低铁优质矿石(有些已证明成菱形六面体晶形), Bone^[10]曾设

想为沉积成岩成因,但沉积成岩形成者常含较多的白云石和石膏等盐类矿物^{〔13,24〕}。因此,其成因尚未解决。或者是低温热液作用叠加的结果(并改变了晶形),或者是另一种完全不同的不含 Fe^{2+} 的热液作用形成的,但两种可能都缺乏足够的证据。④含镁菱铁矿和含镁菱锰矿应是在矿液中 Mg^{2+} 大量消耗, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 比值增高的条件下,于很低温度下形成的残余热液矿物。

三、痕量元素

由于包体太小^{〔1〕}及一些技术上的原因,未能取得包体成分,但是根据Berthelot-Nerst 均匀分布定律,矿石中痕量元素的相对含量大体与平衡溶液中的相适应^{〔14〕}。未蚀变白云岩 $\text{Na} > \text{K}$, Mn较低而Sr和Ba较高,几乎不含 FeCO_3 ;矿石则相反。被选择测试的菱镁矿样品,完全不含钾矿物。虽然白云岩中硫含量很低,但白云石与石膏是不相容的,特别在变质作用时,石膏被还原而硫流失。故石膏的缺失及硫的低含量不能表明白云岩与蒸发作用无关。蚀变白云岩和菱镁矿含溶混的 FeCO_3 ,不可能是蒸发沉积成因,特别是菱镁矿,因为蒸发沉积的镁盐(成岩时形成菱镁矿)一般不含低铁^{〔15〕}。故含低铁的蚀变白云岩与菱镁矿只能与热液作用有关^{〔8,16〕}。通过热液作用,Fe、Mn、Ti自未蚀变岩石经蚀变岩石至菱镁矿或滑石有规律地富集,而Sr、Ba则在热液作用下分散,Mg、Ca也分别被富集和分散。大凡离子半径较小者随Mg一起迁移富集,大者则相反。故Fe、Mn在菱镁矿化作用中的聚集似乎是个规律^{〔14,25〕}。钛则主要富集于脱硅作用形成的含硅镁热液,在早期滑石中大量析出,在不同世代滑石中有规律地降低(表2)。因此矿液有迁移亲石元素的

表2 不同世代滑石脉主要特征变化表

Table 2. Major characteristics of talc veins of various generations

世 代	颜 色	SiO_2 (%)	Ti (ppm)	Mn (ppm)
1	暗 绿	37.52	1385	27
2	黄 绿	54.11	700	45
3	淡 绿	58.35	260	44
4	青 白	60.20	90	35

注:世代划分据〔1〕;Sr、Ba变化无规律,故略

能力。从痕量元素的继承关系也可看出滑石及白云石脉与菱镁矿的亲缘联系。亲铜元素(以S、Pb为例)一般含量极微,分布无规律。S在热液作用下几乎无变动,Pb则有散失,可能热液中未富集亲铜元素。Sn的来源待查。

四、碳、氧同位素

采样严格按照菱镁矿世代和温度,并参照电子探针分析结果系统采取,测试结果列于表3,变化规律示于图3。

作者已指出,区内与断裂带有关的热液活动分布广泛^{〔1〕},区内大多数白云岩受其影响因而其 $\delta^{18}\text{O}$ 值较同时代有代表性的沉积白云岩的偏低,但仍然高于菱镁矿。如果本区菱镁矿是沉积的,则理应远较同层位的沉积白云岩富重同位素,因沉积菱镁矿所需高盐度或蒸发作用强度远大于沉积白云岩^{〔18,24,26,27〕}。低级区域变质作用下,岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值一般不发生明显变化^{〔19〕},因此很难理解本矿床为沉积变质成因。本区碳、氧同位素组成也与碳酸盐在成岩阶段同位素组成变化大的特征^{〔17,20〕}截然不同,表明与成岩作用无关。碳、氧同位素都不很低的比值排除了生物作用的可能性。有些文献^{〔21〕}将Keith等^{〔22〕}判别侏罗纪以后海相和淡水灰岩的含盐度(即依灰岩的碳、氧同位素值经验公式得来的值Z)应用于本区白云岩和菱镁矿,值得商榷。

表 3 青山怀菱镁矿矿床矿物碳、氧同位素组成

Table 3. Carbon and oxygen isotopic composition of minerals from the Qingshanhuai magnesite deposit

编 号	矿 物 名 称	起爆温度(℃)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}(\text{‰})$
Y 4	灰色残余条带状细粒菱镁矿	348	-1	-16.6
Y 1	浅褐色细粒菱镁矿	330	-0.6	-16.9
Y 5	白色中粒菱镁矿	312	-1.2	-16.2
Y 7	灰色中粒菱镁矿	280	-0.8	-17.1
Y 14	粗粒脉状菱镁矿	270	-0.8	-16.3
Y 13	梳状粗粒脉状菱镁矿	265	-1.1	-16.1
Y 15	脉状白云石	202	-10.9	-19.1

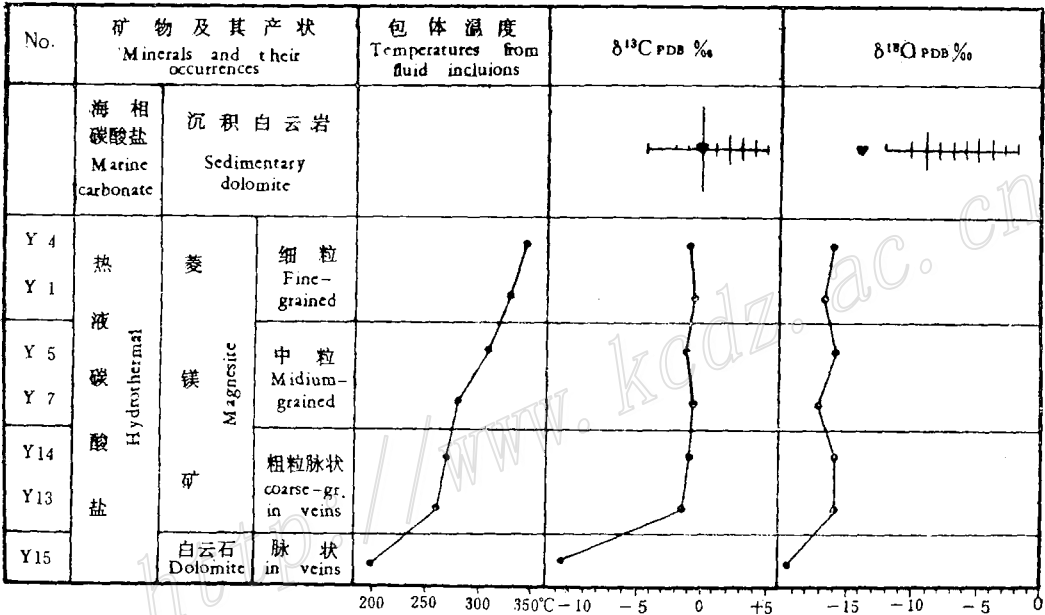


图 3 青山怀菱镁矿矿床碳、氧同位素组成变化图

▼—本区白云岩平均值⁽²⁾, 元古代沉积白云岩的代表性数值选自Veizer等⁽¹⁷⁾

Fig.3. Variation in carbon and oxygen isotopic composition of the Qingshanhuai magnesite deposit.

▼—Average isotopic values of dolomite in this area. Representative values of proterozoic sedimentary dolomite are from Veizer et al. (1976).

因二叠纪以前的淡水与海相灰岩的氧同位素值已无区别, 泥盆纪两者的碳同位素值已接近, 故三叠纪前已不存在应用 δ 值的条件。尤其是石灰岩与白云岩和菱镁矿的形成条件不同, 同位素分馏亦异, 对于蒸发环境形成的白云岩尤其是菱镁矿, 含盐度已无意义, 由此得出的海相沉积成因, 依据不满。因此本区菱镁矿的稳定同位素特征应与热液作用有关。

菱镁矿的碳、氧同位素分馏资料很少, 不能编制热液菱镁矿与热液或 CO_2 在不同温度下保持同位素平衡时的等 δ 值线图。鉴于菱镁矿与方解石的结晶格子相同, 参考根据碳酸盐结晶格子物理模式计算的碳酸盐-水、碳酸盐- CO_2 在不同温度下的同位素平衡常数⁽²⁸⁾, 可假定“流体中大量气相在温度降低、分馏系数增大

时控制碳酸盐的重碳含量^[21], 这一假设原则上适用于菱镁矿。从图3就可设想: 菱镁矿化时 CO_3^{2-} 中的碳是通过来自含 MgCl_2 卤水中的阳离子交代作用直接从白云岩继承而来, 菱镁矿中的碳与热液中的气相完全无关, 故其重碳含量也与温度变化无关。菱镁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值基本稳定, 其变化并不与由于冷却, 溶液与固相不断进行同位素交换而分馏系数增大, 重氧含量相应降低的液体呈简单的函数关系。因此推测可能有含适度 $\delta^{18}\text{O}$ 值的卤水不断加入以掩盖温度变化带来的影响。结合 $\text{MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ 固溶体组成变化及碳同位素特征, 这样可能性很大。

到了白云石脉形成期, 热液被大量地下热水掺和致重氧含量与盐度都大大降低, 此时形成的白云石的重氧含量主要受溶液中重氧含量的控制, 以致除抵消温度降低可能带来的变化外还有余。同时脉状白云石与菱镁矿不同, 是从热液中沉积的, 热液中的碳是其碳的主要来源, 故热液系统的气相控制其重碳含量。由地下热水导致的氧化条件使白云石的重碳含量也大大降低, 反映了被掺和的残余热液特征。

五、结 束 语

Lippmann^[22]强调 Mg^{2+} 的结合是一个吸热反应。此外, 较低热能实际上不能征服的动力学障碍也阻止菱镁矿在常温下结晶。Johannes^[12,23]通过实验也证明, 菱镁矿的交代作用, 最低从 100°C 开始, 但主要完成于 $200\text{--}400^\circ\text{C}$ 。本文进一步补充了形成优质菱镁矿的热液特征。热液应为 $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Cl}_2$ 溶液交代白云岩 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + (\text{Mg}, \text{Fe})\text{Cl}_2 \rightarrow 2\text{Mg}(\text{Fe})\text{CO}_3 + \text{CaCl}_2$, 而白云石遭蚀变时则铁含量也升高(图版II-1)。热液期的矿物生成顺序如表4。在整个热液作用过程中, 碳、氧同位素组成、温度与矿物世代、 $\text{MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ 固溶

表 4 热液作用下矿物生成顺序表

Table 4. Paragenesis of minerals at the hydrothermal stage

		残余沉积 ~变质矿物	热液矿物	残余热液矿物	次生矿物
石 英					
白云石					
方解石					
绢云母					
菱 镁 矿	细粒				
	中粒				
	粗粒				
	脉状				
滑 石	鳞片状				
	柱 状		暗绿 黄绿	浅色	
	块状				
含水镁硅酸 盐矿物					
含镁菱铁矿					
含镁菱锰矿					
脉状白云石					
赤 铁 矿					
褐 铁 矿					

体组成及矿液组分^[1]等的变化, 构成一个矿化旋回(参考Fritz^[6]的概念)。热液以富镁、含铁、贫硅、 $\text{K} > \text{Na}$ 为特征, 具有迁移亲石元素的能力。但热液来源尚须进一步研究。区域内有强挤压带和微含菱镁质的白云岩。Япатъева^[29]指出, 承压热液最易溶解菱镁矿, 其次是白云石。参考前述部分痕量元素聚集与分散的规律, 推测物质来源可能至少一部分来自围岩。虽然进一步研究还是必要, 也可根据围岩富沉积菱镁矿, 方柱石常见^[1], 初步假定其为(蒸发)沉积—热液富集成因。矿石中出现的菱铁矿显示矿液中残余

铁质的存在。按东阿尔卑斯菱镁矿—菱铁矿带的资料,两种矿床受同一巨型挤压带控制。那末本区是否有在适宜的构造和低温条件下富集菱铁矿之可能?值得探索。

承吉林地质勘探公司研究所王义文测试碳、氧同位素,天津冶金地质研究院曹东一作电子探针分析,卓肇昆作X射线粉晶衍射分析,谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] 罗耀星等 1989 从几个地质特征初步探讨大石桥晶质菱镁矿矿床成因 矿床地质 第8卷 第1期
- [2] 张秋生等 1984 中国早前寒武纪地质及成矿作用 吉林人民出版社
- [3] 朱国林 1984 辽东半岛滑石—菱镁矿矿床地质特征及其成因 长春地质学院学报 总36期
- [4] 王英华等 1983 氧、碳同位素组成或与碳酸盐岩成岩作用 地质论评 第29卷 第3期
- [5] 廖士范 1983 关于碳酸盐岩(矿)成岩作用阶段划分、稳定同位素特征以及表生阶段改造机理的讨论 沉积学报 第3期
- [6] P. Fritz 1976 沉积岩石中矿床的氧和碳同位素 《层控矿床和层状矿床》第2卷 地质出版社(1980)
- [7] Johannes, W., 1969. Siderit-Magnesit-Mischkristallbildung in System Mg^{2+} - Fe^{2+} - CO_2 - Cl_2^{2-} - H_2O . Contr. Mineral. Petrol., Vol. 21, pp. 311-318.
- [8] Johannes, W., 1979, Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. N. Jb. Mineral. Abh., B113, H. 3pp. 274-325.
- [9] Nishihara, H., 1956, Origin of the bedded magnesite deposits of Manchuria. Econ. Geol., Vol. 51, pp. 693-711.
- [10] Bone, Y., 1983, Interpretation of magnesites at Rum Jungle, N. T., using fluid inclusions. J. Geol. Soc. Austral., Vol. 30, No. 3/4, pp. 375-381.
- [11] Rosenberg, P. E., 1963, Synthetic solid solutions in the systems $MgCO_3$ - $FeCO_3$ and $MnCO_3$ - $FeCO_3$. Am. Mineral., Vol. 48, pp. 1396-1400.
- [12] Johannes, W., 1967, Experimente zur metasomatischen Magnesitbildung. N. Jb. Mineral. Mh., H. 11, pp. 321-333.
- [13] Langbein, R., Peter, H., und Schwahn, H.-J., 1982, Karbonat-und sulfatgesteine Kalkstein-Dolomit-Magnesit Gips-Anhydrit. VEB Deut. Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- [14] Dean, W. E., 1978., Trace and minor elements in evaporites. Marine evaporite, S. E. P. M., short course, No. 4, Oklahoma, pp. 86-104.
- [15] Goldschmidt, V. M., 1954, Geochemistry. Clarendon Press, Oxford.
- [16] Frost M. T., 1984, A further large magnesite deposit along the Savage River in northwestern Tasmania. Econ. Geol., Vol. 79, pp. 404-408.
- [17] Veizer, J., and Hoefs, J., 1976, The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks. Gechim. Cosmochim. Acta, Vol. 40, pp. 1387-1395.
- [18] Alderman, A. R., 1965, Dolomitic sediments and their environment in the South-East of South Australia. Gechim. Cosmochim. Acta, Vol. 29, pp. 1355-1365.
- [19] O'Neil, J. R., 1979, Stable isotope geochemistry of rocks and minerals. Lectures in Isotope Geology, Ed. by Jager and Hunziker, Springer, pp. 235-263.
- [20] Keith, M. L., and Weber, J. N., 1964, Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. Gechim. Cosmochim. Acta, Vol. 28, pp. 1787-1816.
- [21] Bottinga, Y., 1969, Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water-vapor. Gechim. Cosmochim. Acta, Vol. 33, pp. 49-64.
- [22] Lippmann, F., 1973, Sedimentary carbonate minerals. Springer.
- [23] Johannes, W., 1966, Experimentelle Magnesitbildung aus Dolomit + $MgCl_2$. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 13.

- pp. 51-58.
- [24] Каржаув Т. К., Петров Н. П., и Чиж Л. М., 1978. Магнеситы Соляных Отложений западного Узбекистана. Ташкент «Фан».
- [25] Тимесков В. А., Крутиков В. Ф., и Богданов Н. Г., 1983, Геохимия марганца в Карбонатных породах магнеситовых месторождений СССР. Сов. Геол., No. 12, Стр. 93-101.
- [26] Казаков А. В., Тихомирова М. М., и Плотникова В. И., 1957, Система карбонатных равновесий (Доломит, Магнесит). Тр. ИГиН АН СССР, Вып. 152, Геол. Сер., No. 64, Стр. 13-58,
- [27] Смолин П. П., Шевелев А. И., Урасина И. П., и др., 1984, Генетические Типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита. М. «Наука».
- [28] Голышев С. И., Педалко Н. Л., и Печенкин С. А., 1981, Фракционирование стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатных системах. Геохимия, No., 10, 1427~1441.
- [29] Янатьева О. К., 1954, О растворимости доломита в воде в присутствии уголекислоты. Изв. АН СССР. Отд. Химич., No. 6, Стр. 1119~1120.

GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE ORE FROM THE DASHIQIAO MAGNESITE DEPOSIT

Luo Yaoxing and Zhu Junrui

(*Tianjin Geological Academy, Ministry of Metallurgical Industry, Tianjin*)

Wang Yaokun

(*Qingshanhuai Magnesite Mine, Yingkou, Liaoning*)

Abstract

This paper deals with four major features of the magnesite ore, namely, ore structures and textures, solid solutions in the system $MgCO_3$ - $FeCO_3$, mobility of some important trace elements and carbon and oxygen isotope composition.

In the ore both relict sedimentary structure and metasomatic texture are observed. The former comprises relict bedding, relict banding, relict cross-bedding, and relict fossil remains whereas the latter includes metasomatic relict, corroded and sutured textures. Dolomite is replaced by magnesite, and fine-grained magnesite is replaced by medium-grained one which, in turn, by coarse-grained one. Magnesite grains of different sizes are associated with different accessory minerals and have different iron contents. The accessory minerals may be classified into four groups: (1) relict minerals such as quartz, dolomite, calcite, and sericite; (2) hydrothermal minerals like talc, tremolite and Mg-chlorite; (3) residual hydrothermal minerals, including Mg-bearing siderite, rhodochrosite, veined dolomite and light-colored talc; and (4) secondary minerals, e. g., hematite and limonite.

The FeCO_3 content of the solid solutions of MgCO_3 - FeCO_3 system increases with the falling of the ore-forming temperature, while the inhomogenization of the constituents of the solutions depends upon the evolution of mineral generations. In backscattered electron image, the earliest microgranular magnesite from magnesitized dolomite shows uniform composition, whereas the fine-grained and earlier medium grained one from minerals of earlier generations displays both light grey area and dark grey area interlacing in the crystals. Moreover, in the late medium- and coarse-grained magnesite of later generations, rhythmic variations manifested by some 1—2% difference in FeCO_3 content outline the pulsatory growth of crystals. During the mineralization, such trace elements in dolomite as Ti^{4+} , Fe^{3+} , and Mn^{2+} whose ionic radii are all similar to the size of Mg^{2+} were transported together with magnesium from the unaltered dolomite to the ore; on the contrary, Sr and Ba were dispersed.

The variation in carbon isotope composition of the ore suggests that the magnesite might have inherited carbon from the replaced dolomite, for in spite of the variation in gas phase of the ore fluids during the falling of the ore-forming temperature, the $\delta^{13}\text{C}$ values of ores remained constant. The oxygen isotope composition of the ore was also constant and did not rise as the temperature of the ore fluids got lower. Hot brine with proper $\delta^{18}\text{O}$ values might have uninterruptedly flowed in to counterbalance the effect of falling temperature. During the formation of dolomite veins, the ore-fluids were so greatly mixed with hot groundwater that they turned from reducing state to oxidizing, and that their light oxygen isotope content became much more than that necessary to balance the effect of falling temperature.

In conclusion, the authors firmly hold that the ore deposit is evaporation-sedimentation followed by hydrothermal enrichment in genesis.

图版说明

图版 I

1. 糖粒状钠长石 (1) 交代斜长石斑晶 (2) 凹山 $\times 37.5$ 正交偏光 正文17页
2. 钠长石 (1) 和绢云母 (2) 交代斜长石斑晶并形成净边 吉山 $\times 9.375$ 正交偏光 正文17页
3. 闪长玢岩钠化形成的钠长石岩 凹山 $\times 37.5$ 正交偏光 正文17页
4. 第 I 阶段钠长石 (1) 集合体被第 II 阶段钠长石 (2) 交代和穿插 吉山 $\times 9.375$ 正交偏光 正文17页
5. 磁铁矿 (1) 交代钠长石 (2) 吉山 $\times 9.375$ 正交偏光 正文19页
6. 磁铁矿 (1) 交代包裹方柱石 (2) 梅山 $\times 37.5$ 单偏光 正文19 页
7. 磁铁矿 (1) 交代石榴子石 (2) 梅山 $\times 9.375$ 单偏光 正文19页
8. 磁铁矿 (1) 交代包裹透辉石 (2) 梅山 $\times 37.5$ 单偏光 正文19 页

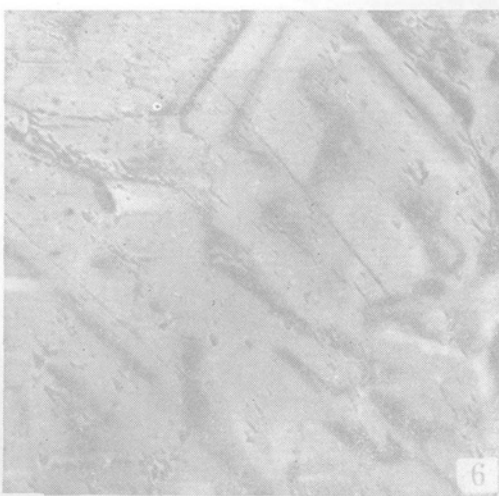
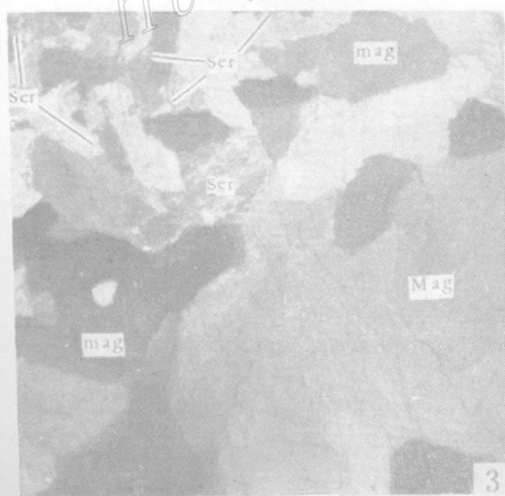
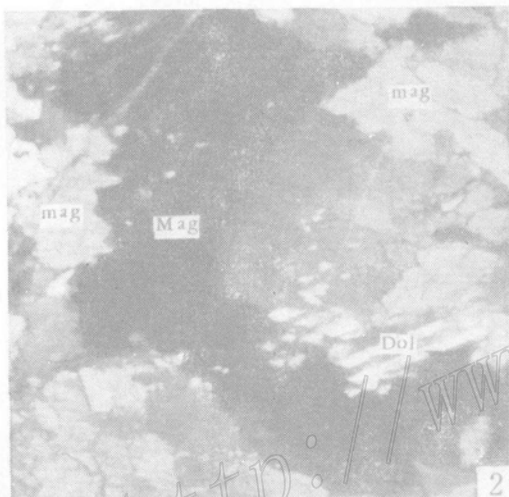
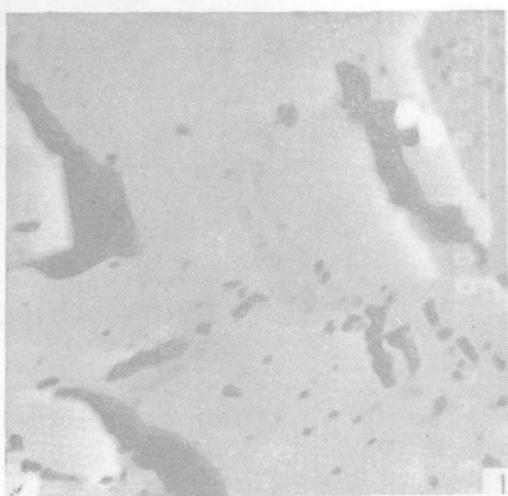
图版 II

1. 菱镁矿化白云石侵蚀结构; 菱镁矿 (黑, 成分均匀) 沿白云石 (灰, 成分不均) 晶隙或裂隙交代。邻接交代晶体的白云石出现灰白色晕, 其铁含量较高。白色小点为石英。背散射电子图象 $15\text{kV } 2.5 \times 10^{-9}\text{A}$ 白标 = $100\mu\text{m}$, 样品号 Q12 正文78页
2. 菱镁矿矿石交代残余结构: 粗粒菱镁矿 (Mag) 中有中粒菱镁矿 (mag) 的小“岛屿”状残余 (灰色小点或残块), 消光方向未变。中、粗粒菱镁矿间局部见缝合线结构。白云石 (Dol) 具残缺双晶 $\times 22$ 正交偏光 正文78页
3. 菱镁矿矿石: 波状消光, 绢云母 (Ser) 仅残留于叶片状细粒菱镁矿中。中粒菱镁矿 (mag) 中有细粒者的“岛屿”状残余 $\times 22$ 正交偏光 正文78页
4. 细粒菱镁矿含蚀变白云岩交代残留体 (白色区), 菱镁矿 (淡灰和暗) 成斑杂状示成分轻度不均, 淡灰者含 FeCO_3 较高。石英在菱镁矿中成白色小点, 为硅质交代残余。背散射电子图象 (工作参数同图版 II-1) 样品号 Y4 正文78页
5. 一个粗晶菱镁矿: 矿物具生长韵律, 韵律的 FeCO_3 含量差 1—2%。生长过程中因应力作用局部韵律或成叠状。黑色斑点为赤铁矿。背散射电子图象 (工作参数同图版 II-1) 样品号 Q10 正文79页
6. 中粒菱镁矿: 具生长韵律, 但部分韵律受溶蚀而残缺不全, 韵律 FeCO_3 含量差约 1.4—1.8%。黑色斑点: 放电者为褐铁矿, 不放电者为赤铁矿。背散射电子图象 (工作参数同图版 II-1) 样品号 Y7 正文79页

图版 III

1. 棋盘格子状钠长石 $\times 48$ 正交偏光 正文65页
2. 细小颗粒状钠长石 $\times 48$ 正交偏光 正文65页
3. 白云石角砾 外圈铀矿化 (白色), 原大 正文71页
4. 细网脉状沥青铀矿与角砾外圈的铀矿化 (白色) 原大 正文71页
5. 纹层状白云岩 见黄铁矿斜穿细纹层, 黑色不规则颗粒为黄铁矿 $\times 120$ 正交偏光 正文72页
6. 含铀方解石脉边 (中部灰色) 的咸化水白云石亮边 (白色) $\times 60$ 单偏光 正文74页
7. 咸化水白云石 (白色) 交代充填方解石脉 (中部灰色) 后之残留结构 $\times 60$ 单偏光 正文74页
8. 钛铁矿沿解理裂隙交代金红石 $\times 15.6$ 单偏光 Ru—金 红石; Il—钛 铁矿 (黑色); Ga—石 榴子石; Om—绿辉石 正文89页

图版 II



图版 III

