

内蒙东升庙硫化物多金属矿矿区 同生断层的一些证据及矿床成因

江晓庆

(地质出版社, 北京)

提 要: 东升庙硫化物多金属矿矿床产于华北地台北缘狼山群细碎屑岩、碳酸盐岩中。矿区内发育大量沉积-重力构造, 地层厚度及岩性变化甚大, 表明矿区很可能存在同生断层。据同位素分析结果、包裹体测温及成分分析资料、成矿组分的空间分布特征以及围岩的地球化学特征等, 认为矿床属弱变质喷气-沉积矿床。

主题词: 硫化物多金属矿 沉积-重力构造 矿床成因 内蒙东升庙

东升庙硫化物多金属矿床是元古宙狼山成矿带内众多硫化物多金属矿中的一个特大型矿床, 位于华北地台北缘。矿床受狼山-渣尔泰元古宙裂陷槽次级断陷盆地控制, 位于盆地边缘^[5]。矿区出露地层主要为元古界狼山群低绿片岩相变质岩系, 其次为不整合覆于其上的白垩系以及第四系。

狼山群分3个岩组, 其中第二岩组为含矿岩组, 第一、三岩组为不含矿的碎屑岩建造。第二岩组由下而上分为5个岩段: ① Pt 1₁¹ 为灰白色石英岩, 平均厚 8.6 m; ② Pt 1₂¹ 为块状白云岩夹少量碳质千枚岩, 底部有含磷变质砂岩, 平均厚 72 m; ③ Pt 1₃¹ 主要为含碳质千枚岩、含石墨片岩, 夹白云岩, 平均厚 107.14 m; ④ Pt 1₄¹ 下以白云岩为主, 夹碳质千枚岩, 上为灰岩夹千枚岩, 平均厚 129.59 m; ⑤ Pt 1₅¹ 主要为深灰色含绿泥石碳质千枚岩, 平均厚 61.89 m。

矿区地质特征详见笔者发表于《中国地质科学院院报》第27期上的“内蒙古东升庙硫多金属矿矿区地质特征”一文。

1 同生断层的一些证据

研究表明, 狼山-白云鄂博成矿带在中元古代为一大陆边缘裂谷带(王辑、李双庆, 1985; 孟庆昌, 1986; 王东方, 1987; 阎积慧、陈怀亮, 1986), 白云鄂博矿区内存在同生断层以及丰富的沉积-重力构造(包括火山岩中的; 李继亮, 1983)。由于东升庙矿区的地质划分对比及矿体的连接工作非常困难, 到目前为止尚无好办法; 加上矿区内存在大量沉积-重力构造, 且前人在同一成矿带内的白云鄂博矿区曾做过同生断层方面的工作并取得了一定

江晓庆, 男, 1963年生, 地质学硕士, 现从事地质编辑工作。邮政编码: 100010
1992-6-8 收稿, 1993-8-18 修改回

成果。因此,笔者在野外工作期间萌发了做同生断层方面工作的想法。本篇论文在这方面只是初步尝试,如能起到抛砖引玉的作用,正是笔者之所求。

1.1 沉积-重力构造

沉积-重力构造是在断陷盆地中,由于盆地中心的下降或盆地两侧的抬升造成了较大的地形差异,使已成层的半固结沉积物在重力作用下,整体沿斜坡慢慢潜移的过程中所形成的各种构造。在东升庙矿区,这些构造主要表现为揉皱,其次为小同生断层、滑块及张性角砾。

矿区内的揉皱具有王东坡^[4]所列举的沉积-成岩期形成的揉皱的所有特征,因篇幅所限,且其形成于沉积-成岩期这点为大多数研究者所接受,故这里不一一列举。

图 1-a 示白云岩中的白云岩滑块,紧靠滑块底部为一很薄的平行滑块底部的白云岩纹层,此纹层是滑块滑动时拖拽其下的沉积物形成的。图 1-b 示大块白云岩滑块插入黑色碳质千枚岩中,也说明后者的形成深度比前者的大。在图 1-c 中,上部块状白云岩落在下部纹层

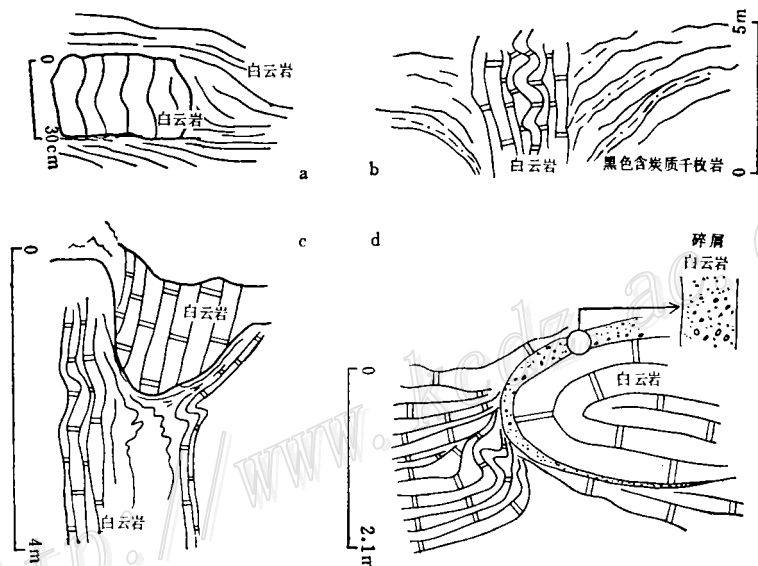


图 1 沉积-成岩期形成的滑块

Fig. 1. Slide block formed during the sedimentary-diagenetic period.

状白云岩之上,在它们的接触面上,基质(纹层状白云岩)发生了强烈变形且变形程度与形态明显受滑块控制。该现象见于东升庙沟北端沟底。图 1-d 示滑块的固结程度很低,因而在滑动过程中形成了“平卧褶皱”。滑块边缘可见一厚约 15~20 cm 厚的碎屑白云岩层,可能为崩塌沉积。见于 4 号勘探线地表。

图 2 所示水下滑坡现象见于 12、14 勘探线之间。图中 Pt 1₂ 石英岩中断处之南几米处有一与之相“呼应”的小块石英岩,附近可见到丰富的揉皱。

图 3-a 示一小同生断层。图 3-b 示含硅质条带的白云岩中的揉皱及塑性的角砾。

在矿区地表常可见到岩性、产状变化极大的现象,如不仔细观察,易作出错误的结论。如图 3-c 中上、下白云岩之间应为沉积-成岩期形成的滑移面,因下部白云岩中的硅质条带在滑移面处发生弯曲(其弯曲方向显然代表了上部白云岩的滑动方向),而且上、下白云岩

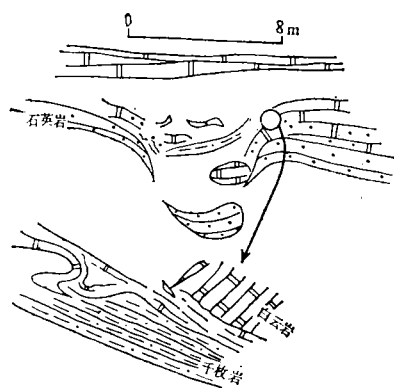


图2 水下滑坡现象

Fig. 2. Landslide under water.

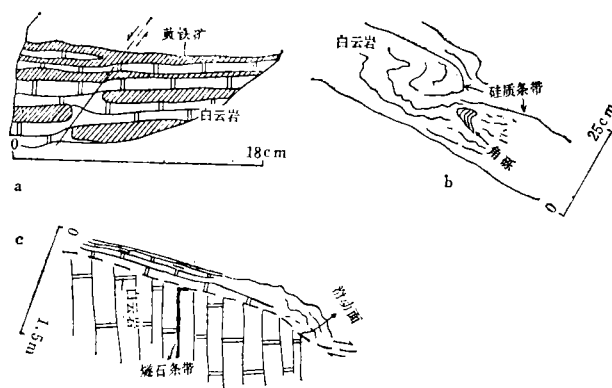


图3 沉积-成岩期形成的几种构造

Fig. 3. Several sorts of structures formed during the sedimentary-diagenetic period.

之间有不显纹理的“过渡层”，但没有任何裂隙。

在15、19勘探线间，可见到图4所示现象，表明这里很可能存在同生断层。这里没有一目了然的断层面，只有塑性变形带。

在7勘探线铁帽采场北约50m一房子后，可见到这样的滑塌堆积：基质成分较均匀，为白云岩，纹理不明显；滑块（角砾）大小不一，有明显的塑性变形。

滑块A轴倾向及揉皱轴面倾向经极射赤平投影后可以用来判断滑块滑动方向及沉积物滑移方向（即盆地中心方向，见图5）。

1.2 含矿岩组及矿体的厚度等值线图^①及勘探线剖面图

图5为含矿岩组（不包括Pt l_2^s ）的厚度等值线图。该图反映成矿盆地总体上呈近东西向，东北部有一近南北向的分支；还反映地层厚度变化巨大。矿体总厚度等值线图与此图有惊人相似之处，这里不赘述。

笔者在野外注意到Pt l_2^s 在近东西方向上变化很大，因此单独用Pt l_2^s 的厚度作等值线图会得到新的信息。在图6中，Pt l_2^s 的等厚线形态表明，相应沉积期的沉积中心的形态和位置（7勘探线附近）与图5的不一致，而Pt l_2^s +Pt l_4^s 的等厚线形态表明其相应沉积期有两个沉积中心。Pt l_2^s 期及Pt l_2^s +Pt l_4^s 期的岩石、矿石厚度等值线图也具有相似的特征，说明岩石、矿石具有同样的沉积中心。

图7南部的“铜矿体”呈线状分布，位于小型逆断层之下，图中的位置是据逆断层的断距将“矿体”南移后画出的。该“铜矿体”未达工业品位，这里是为表明铜矿化与同生断层的关系而特意画上去的。相当于Pt l_2^s +Pt l_4^s 沉积期形成的铜矿体位于同期沉积盆地中心。

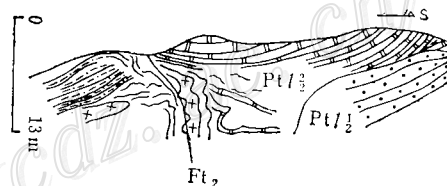


图4 同生断层的露头

Fig. 4 Exposure of contemporaneous faults.

① 这些图的原始厚度资料均取自内蒙化工地质队钻孔编录资料

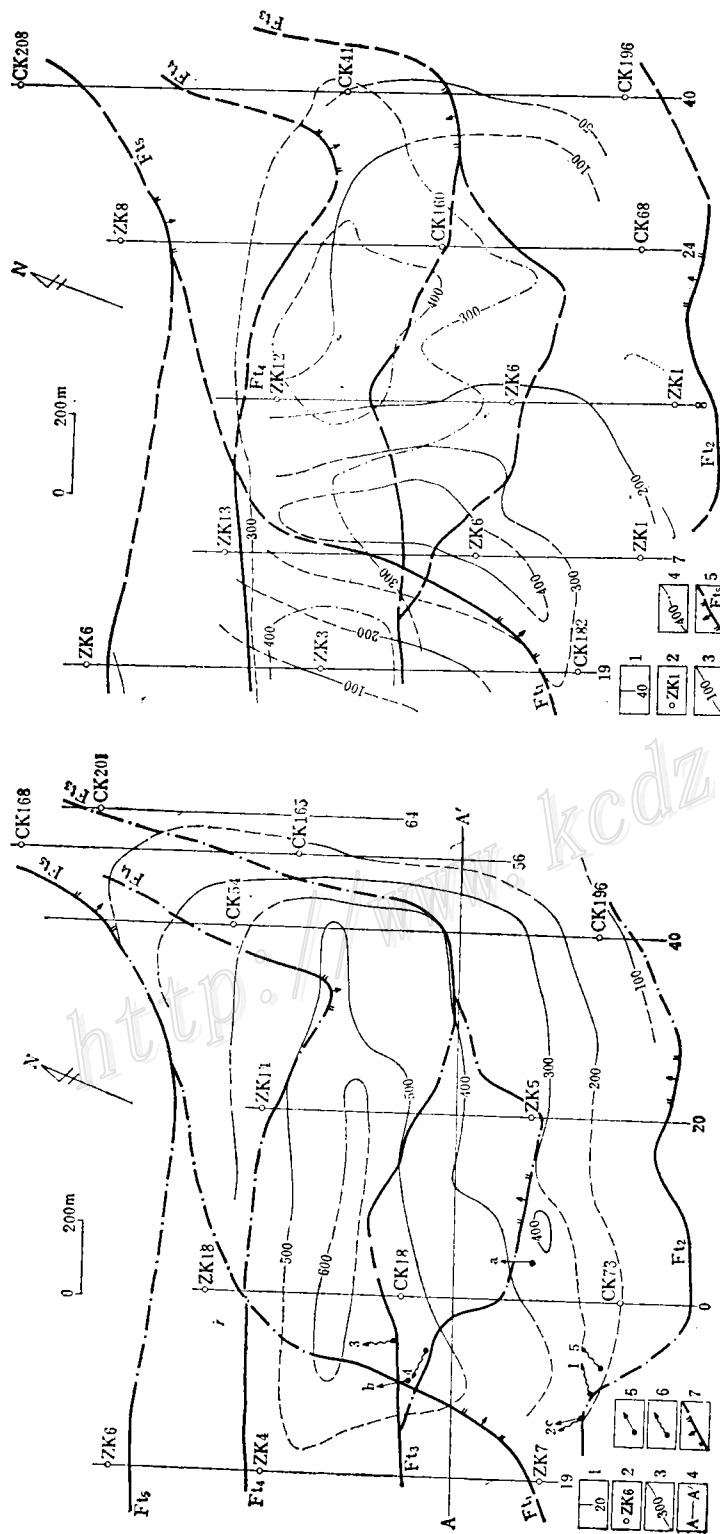


图 5 含矿岩组 (不包括 $Pt l_2^5$) 等厚线图

1—勘探线及其编号; 2—钻孔及编号; 3—厚度等值线; 4—勘探线横剖面位置;
5—滑坡A轴倾向; 6—褶皱轴面倾向; 7—同生断层

Fig. 5. Isopach map of the ore-bearing formation (excluding $Pt l_2^5$).
1—Exploration line and serial number; 2—Drill hole and serial number;
3—Isoline of thickness; 4—Position of the cross section of the exploration line; 5—Dip of Axis A of the slide block; 6—Dip of wrinkling axial plane; 7—Contemporaneous fault.

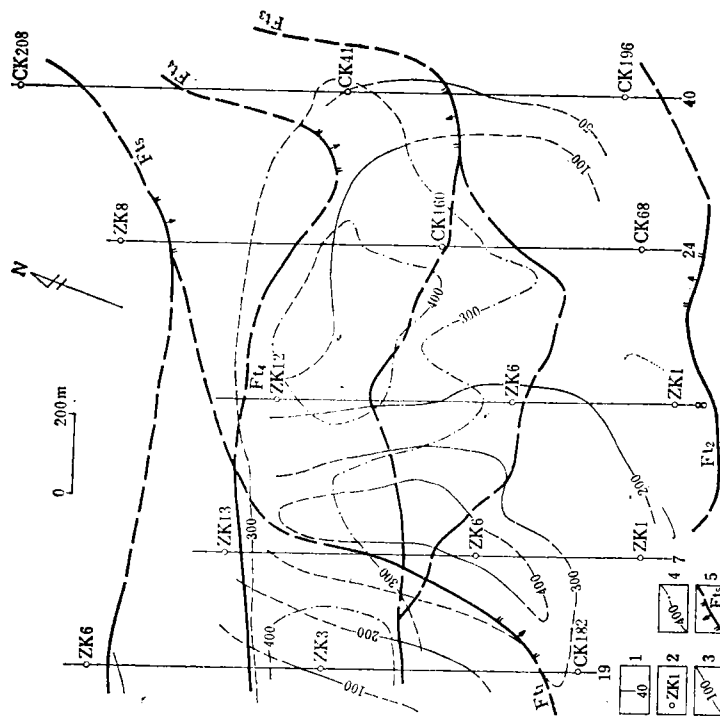


图 6 $Pt l_2^3$ 及 $Pt l_2^4$ 的等厚线图

(图例 3 为 $Pt l_2^3$ 厚度等值线, 图例 4 为 $Pt l_2^3 + Pt l_2^4$ 厚度等值线, 其它图例同图 5)

Fig. 6. Isopach map of $Pt l_2^3$ and $Pt l_2^4$.
3—Isoline of thickness of $Pt l_2^3$; 4—Isoline of thickness of $Pt l_2^3 + Pt l_2^4$; other symbols as for Fig. 5.

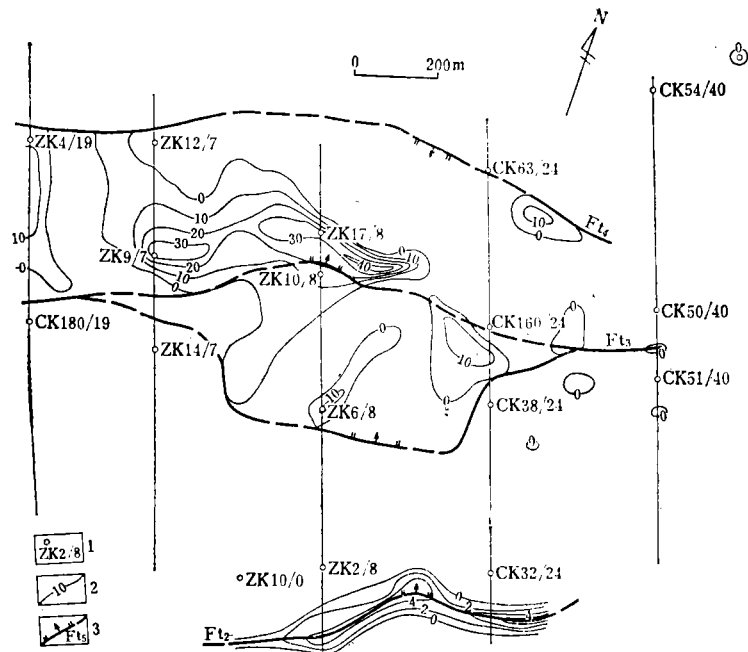


图 7 含矿岩组中铜矿石厚度等值线图
(图例 2 为铜矿体厚度等值线, 其它同图 5)

Fig. 7. Isopach map of copper ore in the ore-bearing formation.
2—Isoline of thickness of copper orebody; other symbols as for fig. 5.

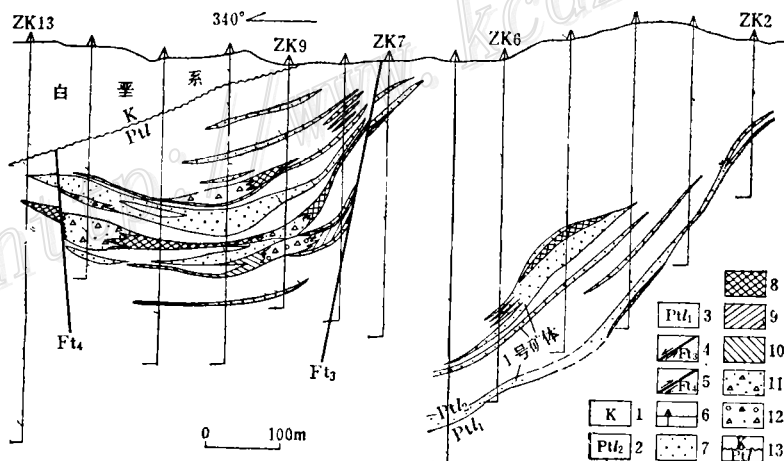


图 8 7号勘探线剖面图

(据内蒙古化工地质队资料改编)

1—白垩系; 2—狼山群第二岩组; 3—狼山群第一岩组; 4,5—同生断层及编号; 6—钻孔; 7—硫矿体; 8—硫锌矿体; 9—锌矿体; 10—铜硫矿体; 11—“碎屑型”锌硫矿体; 12—“碎屑型”铜硫矿体; 13—角度不整合

Fig. 8. Geological section along the No. 7 exploration line.

1—Cretaceous; 2—2nd Formation of Langshan Group; 3—1st Formation of Langshan Group; 4,5—Contemporaneous fault and serial number; 6—Drill hole; 7—Sulfur orebody; 8—Sulfur-zinc orebody; 9—Zinc orebody; 10—Copper-sulfur orebody; 11—“Clastic type” zinc-sulfur orebody; 12—“Clastic type” copper-sulfur orebody; 13—Angular discordance,

在7号勘探线剖面(图8)中,ZK 7附近的矿层有向上收敛之势,这很可能是同生断层长期活动的结果。这一现象在15号勘探线剖面中也有反映。在15号勘探线剖面(因篇幅所限未引用)中 PtI_1 与 PtI_2 的分界线被同生断层强烈错开。一号矿体(位于 PtI_2^2 下部)只分布于ZK 3与ZK 5之间表明在沉积期那里为受断层控制的较深水环境。

在勘探线剖面中,在地层岩性、厚度、含矿性变化极大的地方,很可能存在同生断层。此外,根据剖面中地层界线被错开的情况、地层厚度等值线变化情况、沉积-重力构造的发育情况、不同类型矿石的厚度变化情况、矿体产状的变化情况,也可推测或确定同生断层的位置。图6中的 F_{t1} 主要是根据 PtI_2^2 (+ PtI_1^2)厚度等值线图、近东西向的剖面图(位置见图5,图中 PtI_1 与 PtI_2 的界线被错开)确定的。 F_{t2} 主要是根据地表露头观察(如图2、4)和铜矿化呈线状分布的现象确定的,在14号勘探线剖面上也有反映。 F_{t3} 、 F_{t4} 、 F_{t5} 也是根据以上方法确定或推测出来的,形成于 PtI_2^2 + PtI_1^2 沉积期。

1.3 同生断层对地层划分对比及矿体连接的影响

在东升庙沟中北部,含矿岩组中的白云岩明显可分为上、下两部分:下部沉积-重力构造发育,岩石成层性差;上部则正好相反。这一现象站在沟底一眼就能看出来。有人据此推测存在逆掩断层。事实上,下部岩石应形成于 F_{t1} 、 F_{t2} 活动期,且其位置与 F_{t1} 大致相当,故有上述特征;而上部岩石则形成于 F_{t3} 、 F_{t4} 、 F_{t5} 活动期且距它们较远,故成层性好。据此,笔者认为含矿岩组拟划分为二个与同生断层活动期相对应的亚岩组为宜,不宜按岩性划分。两个亚岩组分别为 $PtIn_1^1$ (包括原 PtI_1^1)、 $PtIn_2^2$ (不包括原 PtI_2^2)。

一号矿体的连接较容易,因其形成时同生断层刚开始活动不久,地形分异不明显。 $PtIn_2^2$ 中的矿体很难连接,最好按岩性连接,因在短距离内矿体应赋存在同一岩性的围岩中。

由于含矿岩组的上、下界线均较平滑(上界略有起伏)且含矿岩组内目前唯一能确定的逆掩断层只有 F_8 (PtI_2^2 底部,垂直断距约20m±),因而很难想像含矿岩组厚度变化巨大的原因是褶皱的叠覆和逆掩断层的存在。

2 矿床地质特征及矿床成因分析

2.1 岩浆活动与成矿活动的关系

在含矿岩组内(不包括 PtI_1^1),存在多层英安流纹岩,其层位越高,酸性越强^[2]。英安流纹岩严格局限在含矿层位内这点说明与其有关的岩浆活动与成矿活动是同时的。推测上述岩浆活动为成矿活动提供了热能。

2.2 喷气岩

实际上,以金云母、黑云母、滑石为主的层状岩石很可能是喷气岩(热液基本不交代沉积物或岩石),阳起石、透闪石常位于离喷口不远的位置^[1],滑石则产在喷气口边缘^[8],也应该是喷气岩的组成矿物。由于含矿岩组的变质程度仅相当于低绿片岩相,因此阳起石、透闪石、滑石不是区域变质作用的产物,只能是热液喷气产物。原 PtI_1^1 石英岩及个别钻孔打到的石英岩丘实际上是在热液喷口附近形成的,不是一般意义上的沉积岩^[2]。

2.3 矿石的结构构造及矿体的基本特征

矿石的结构有微粒结构、显微莓球结构(罕见)、它形—自形晶结构、变胶状结构。溶蚀

交代结构、出溶结构和变形结构,绝大多数形成于成岩期^[2]。构造主要有层纹-条带状构造、浸染状-块状构造,次有不规则串珠状-球状构造、沉积-重力构造、脉状及网脉状构造。

矿体主要呈似层状、层状,局部呈囊状及不规则状(主要是由“碎屑型”矿石组成的铜铅锌硫复合矿体及喷口附近形成的“铁核”)。从层位上看,矿床可分为二个系列:下部为赋存于 $Pt\ I_2^*$ 下部白云岩内的以黄铁矿为主的系列;上部为以多金属硫化物为特征的系列,但向上逐渐变为以黄铁矿为主。这二个系列在时间、空间上分别与 $Pt\ I_2^*$ (+ $Pt\ I_2^*$) 沉积期和 $Pt\ I_2^*$ + $Pt\ I_2^*$ 沉积期的同生断层活动的时间、空间相对应。

2.4 矿床地球化学特征

成矿组分的空间分布特征 铜趋向于集中在热液通道出口附近,总体上呈线状、带状展布,位置上与同生断层相当。铜矿体成层性极差,延伸很短。铜矿石绝大部分是“碎屑型”矿石。矿石中的碎屑可以是矿石,也可以是围岩,它们应是崩落作用或滑塌作用的产物,分布在因同生断层形成的陡坡下。铅主要与锌一道集中于碎屑岩型矿石中。这种矿石组成的矿体很不规则。含铜的“碎屑型”矿体比不含铜的“碎屑型”矿体的延伸距离小得多。后者常过渡为非“碎屑型”矿体。层状的铅矿体很少见到,且其厚度小、延伸短。非层状的、大的铜矿体之上往往是铅锌硫复合矿体,表明热液向上运移至海底附近时首先沉淀黄铜矿,然后沉淀方铅矿、闪锌矿,由于闪锌矿可单独构成单锌矿体。故推测层状的闪锌矿沉淀于离喷口稍远的位置。以黄铁矿占优势的矿石多分布于离断裂较远的位置,这点可由该类型矿石主要分布于勘探线剖面两侧及矿石中含较多重晶石证实。磁黄铁矿的分布相对均匀,但主要分布于断裂附近。它可单独构成“铁核”(可含滑石,如8勘探线 ZK 6),如同现代海底所见到的那样。

整体上看,含矿岩组底部和顶部以单硫矿石($FeS_2 > FeS$)占优势,而中部以铜、铅、锌矿石($FeS > FeS_2$)占优势。这从总体上反映了成矿热液经历了从低温、低多金属→相对高温、高多金属→低温、低多金属的过程。与此过程相对应,成矿盆地经历了从浅水、断裂活动开始、白云岩沉积、地形分异不明显→相对深水、断裂活动加剧、白云岩+碳泥质沉积、地形分形明显→浅水、断裂活动减弱并停止、白云岩沉积、地形变平坦的过程。高温热液利于从围岩中淋滤出多金属。

由于地势相对较高的位置不易受还原性强的热液喷气的影响,因而这里 Eh 值相对较大,利于菱铁矿的沉淀,如在56勘探线打到厚层菱铁矿体。据此,应加强在盆地外侧寻找菱铁矿体的工作,但要注意盆地发展的阶段性。

有机碳与矿化的关系 在含碳千枚岩中,矿化不强时,有机碳含量与矿化强度呈正相关关系;但矿化很强时有机碳相应减少。一般而言,海水深度越大,水底的 Eh 值越低,加上热液本身相对海水是偏酸性的且其 Eh 值较低(下面将要讨论),因此不利于白云石的沉淀,但有利于有机碳的保存。这就是白云岩与有机碳及铜铅锌矿化的关系不如千枚岩与它们的关系密切的原因。

硼、钡、锰、磷的地球化学特征 硼主要以电气石的形式赋存于岩石中。含丰富电气石(可达30%~50%)微纹层的岩石常可在薄片观察到。黑电气石-镁电气石系列在海底喷气矿床中是常见的^①。矿区电气石具黄-黄绿色多色性,推测为钙镁电气石。单纯靠粘土对

① H. D. Gardner 及 Lan. Hutchison, 1985, 加拿大育空地区麦克米兰山口 Jason 铅锌矿床地质学、矿物学及地球化学研究,地质科技情报,1986,第4期

硼的吸附不可能提供电气石质岩石中那么多的硼, 因为含最大量硼 (2000×10^{-6}) 的粘土岩仅能产生 9 % 的电气石。硼的最可能来源是海底喷气。

钡、锰在千枚岩、白云岩中的含量均与矿化强度呈正相关关系。锰常构成喷气—沉积矿床的外晕, 其在围岩中的异常高含量 (在 Pt I₂ 千枚岩中达 3850×10^{-6}) 是这类矿床的特征之一。

在 Pt I₂ 一号矿体底板及 Pt I₂ 底部见有厚度小于 10 m 的含磷地层, 其中磷以胶磷矿形式存在。含磷沉积常分布在含金属沉积里, 代表喷气活动早、晚期沉积的“氧化层 (含较多氢氧化物)”。矿区内二层含磷沉积代表了二次大的喷气—沉积成矿期 (分别相当于二组 同生断层活动期) 的最早阶段的热液活动, 是成矿作用的前奏。

2.5 成矿热液性质

不同矿物中包裹体的爆裂温度测试结果表明矿物的形成温度分两组: a. $90 \sim 120^\circ\text{C}$, 代表弱矿化石英脉及层状黄铁矿、重晶石的形成温度; b. $169 \sim 215^\circ\text{C}$, 代表强烈矿化的脉体及喷口附近生成的矿物的形成温度。矿化脉体及“碎屑型”矿石中脉石矿物的包裹体均一温度 ($183 \sim 249^\circ\text{C}$) 大大高于爆裂温度, 这一现象是由于包裹体中 CO_2 含量过高 (见表 1) 引起的。

表 1 矿化石英脉中石英所含包裹体的气液相成分 (10^{-6}) 及包裹体的 pH、Eh 值

Table 1. Gas and liquid composition and pH and Eh values of inclusions in quartz from mineralized quartz veins

含 量 样号	成 分	H ₂ O	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	CO	F ⁻	Cl ⁻
1		274.9	323.95	0.02	1.12	11.46	微	—	0.069	6.774
2		301.2	69.68	0.12	3.66	10.49	0.3	—	0.755	7.502
含 量 样号	成 分	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	pH	Eh	
1		0	3.822	4.419	1.298	0	0.484	7.08	-0.58	
2		0	1.744	3.992	0.234	0	0.932	7.08	-0.63	

表 2 表明, 包裹体的气、液比较大, 据此以及存在少量气、液单相包裹体可推测成矿流体在通道中是沸腾的。流体的沸腾导致其温度、压力降低, 至使硫化物的溶度积降低, 因而沉淀下来, 形成脉状、网脉状矿石。

现设流体喷出时的温度为 240°C , 盐度为 6.45%, 则据 Finlow Bates T. (1980) 所作的不同盐度下热液的沸腾曲线^[7]可求得海水的深度上限为 340 m。据包裹体的盐度和形成温度求得其平均密度为 0.87 g/cm^3 , 此值低于海水的密度 (1.03 g/cm^3)。设热液的温度为 200°C , 压力为 $3 \times 10^6 \text{ Pa}$ (相当于 300 m 水深), 则包裹体的 pH、Eh 值分别为 7.08 和 -0.605 (平均)。

2.6 硫、铅、碳、氧同位素

硫同位素 矿区硫化物的 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 最低为 -0.6, 最高为 35.1, 平均 28.33, 极差

表 2 矿化脉体中石英所含包裹体的气、液比及盐度

Table 2. Gas-liquid ratios and salinity of inclusions in quartz from mineralized veins

样 品	测试矿物	产 状	气液比 (%)	包裹体大小 (μ)	冷冻温度 (℃)	盐度 (wt% NaCl)
1	石 英	矿化脉体	变化范围：12~28 平均：18.4 (N=7)	3×8~12×16	变化范围：-2.6~-4.6 平均：-3.7 (N=7)	变化范围：4.8~7.8 平均：6.45(N=7)
2	石 英	矿化脉体	变化范围：10~30 平均：19.7 (N=7)	3×9~8×17	变化范围：-2.4~-5.0 平均：-3.76 (N=7)	变化范围：4.4~8.2 平均：6.44(N=15)

注：表中N为测试的包裹体个数

35.7‰。硫同位素组成变化较大，在 $\delta^{34}\text{S}$ 直方图上呈波浪状分布，无塔式效应。不同层位内产出的矿物硫同位素组成有一定差异，黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大(3.29‰~32.5‰)，“碎屑型”矿石内的磁黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 14.59‰~19.79‰，反映硫可能部分来源于地壳深部^[5]。原生矿石硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值从深部到浅部有增大趋势，这种变化为海底喷气-沉积成矿提供了证据，属于缺少正常海水硫酸盐补给的封闭沉积盆地成矿环境^[5]。

铅同位素^[5] 本区铅主要分布在地幔铅平均演化曲线附近，可能为幔源铅。由于该区多金属硫化物矿床受同生深断裂、断陷盆地控制，铅同位素特征反映了本区的铅为沿同生断裂经海底喷气活动向上迁移的地幔铅。

碳、氧同位素 表 3 中 1~5 号样为层状含矿和不含矿白云岩中的白云石，在图 10 中用

表 3 白云石的碳、氧同位素组成

Table 3. Carbon and oxygen isotopic composition of dolomite

样号	岩石名称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
1	白云岩	16.29	-3.45
2	白云岩	20.33	-0.62
3	含矿白云岩	21.00	-0.35
4	含矿白云岩	15.14	-4.59
5	含矿白云岩	23.25	-2.93
6	含矿白云石-石英脉	16.73	-6.2
7	含矿白云石-石英脉	17.36	-7.1
8	含矿白云石-石英脉	16.22	-14.2
9	含矿白云石-石英脉	15.4	-10.9
10	含矿白云石-石英脉	18.18	-6.1
11	含矿白云石-石英脉	19.31	-7.5
12	含矿白云石-石英脉	18.59	-3.2
13	含矿白云石-石英脉	16.01	-6.9
14	巨晶白云岩	16.63	-4.4

注：1~5 号样据天津地质调查所(1983)，其余为作者所作

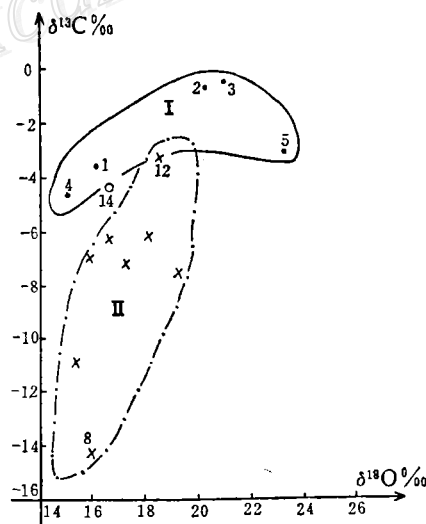


图 9 矿化脉体及围岩中白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图

Fig. 9. $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ diagram of dolomite from mineralized veins and wall rocks.

① 冶金部天津地质调查所，1983，内蒙中部中元古界铁铜多金属层控矿床成矿地质条件及找矿远景（科研总结报告）

“•”表示；6~13号样为含矿白云石-石英脉中的白云石，以“×”表示；14号样为巨晶白云岩中的白云石，以“○”表示。

前寒武纪碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为20.024‰，海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值则为0.0‰，白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 大多在-2.1‰~+2.7‰之间且不随地质时代变化。矿区层状白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均为19.2‰，分布于海相碳酸盐变化范围之内，而 $\delta^{13}\text{C}$ 平均为-2.39‰，略低于正常海相白云岩的下限。

6~13号样在图9中呈长条状分布（Ⅱ区），该长条形的一端与1~5号样分布区间（Ⅰ区）的中间部位相接。对这一现象可作如下解释：热液在喷到海底之前与围岩中的白云石发生同位素交换反应，结果使热液的 $\delta^{13}\text{C}$ 升高。这种交换反应越强烈，沉淀在脉中的白云石的 $\delta^{13}\text{C}$ 就越大。从图9中Ⅱ区的样品点大多与Ⅰ区较接近来看，混合作用是很强烈的。混合路径的下端应大致代表无混合情况下热液白云石的同位素组成。从Danny M. Rye和Neil Williams (1981)的白云石-水的碳、氧同位素分馏曲线^[6]可知，在热液白云石形成温度不同的前提下，白云石的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化小而 $\delta^{18}\text{O}$ 变化很大，因而我们可以肯定图9中Ⅱ区热液白云石 $\delta^{13}\text{C}$ 变化大的原因是混合作用而不是温度的变化。如果白云石形成于240℃，则其 $\delta^{13}\text{C}$ 与热液的 $\delta^{13}\text{C}$ 相差很小（据上述分馏曲线图），这点亦可佐证上述结论。

使得Ⅱ区样品点的线性分布特征不很明显的原因有：a. 不同样品形成于不同的热液活动阶段，而不同阶段热液的 f_{O_2} 、pH值、温度及碳和氧同位素组成可有小的变化；b. 样品不纯，混有方解石及铁白云石。

若脉体是变质期形成的，则其中白云石的碳、氧同位素组成在变质温度不高的情况下应与母岩相近，即Ⅰ区稍向左下方移动，形成与Ⅰ区形态相似的 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 分布区。事实否定了上述假设，表明矿化石英白云石脉不是变质作用的产物，而是沉积-成岩期喷气活动的产物。

层状白云石的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏低可能与热液与海水的混合有关。

14号样为块状巨晶白云岩，其中残留为中-细晶白云岩斑块，由此以及该样品点在图10中位于Ⅰ、Ⅱ区交界部位推测其可能为层状白云岩的热液蚀变产物。

2.7 成矿机理分析

东升庙成矿盆地是白云鄂博-渣尔泰-狼山裂谷带中一个很小的半封闭的盆地，它是因区内同生断裂的活动而形成的。这些同生断层控制了盆地的沉积作用，也给成矿溶液提供了通道。岩浆活动为成矿热液的生成和运移提供了热能。成矿所需的部分硫及几乎全部金属是热液淋滤所经过的岩石而得来的，其余的硫来自海水硫酸盐。

成矿热液上升至海底附近时，由于海水深度不大，因而热液会突然沸腾并伴随温度降低，从而使硫化物沉淀下来而形成各种脉体。由于黄铜矿溶度积极小，因此其在成矿热液喷出海底之前就先沉淀了，这就是铜矿体沿断裂呈线性分布的原因（如日本黑矿）。溶度积较小的方铅矿在矿石中含量较低，只有当热液向上通过因滑塌作用或崩落作用而形成的碎屑堆积体时，它才易于集中，因为这时碎屑物对热液的温度、压力的降低起了缓冲作用，且这种缓冲作用使溶度积稍大的矿物如磁黄铁矿、黄铁矿在“碎屑型”矿石中的比例降低而方铅矿、闪锌矿比例升高。如果没有这种缓冲作用，则方铅矿、闪锌矿会与大量磁黄铁矿、黄铁矿一道沉淀，从而使铅、锌的品位降低。这可能就是矿区缺乏层状铅锌（尤其是铅）矿石的

原因。

水深相对较大的地段温度也较高(近喷口), pH 值较低, Eh 值很低, 可溶性总硫含量也因黄铜矿、方铅矿、闪锌矿的沉淀变得更低, 因此这里易于形成磁黄铁矿。卤水池边缘的浅水地段则易于黄铁矿的形成。相对酸性的热卤水使得铜、铅、锌矿石与含碳千枚岩关系密切, 黄铁矿与白云岩关系密切。

在喷口附近, 形成了丘状矿体及层状的以滑石岩、黑云母岩、绿泥石岩为代表的喷气岩。喷气活动在热卤水池及其附近形成的岩石中留下了明显的锰、硼晕。

热液喷出海底后与海水混合, 然后扩散, 形成热卤水池。金属硫化物在池底沉淀, 形成层状矿体。

多期、多阶段的喷气活动形成了多层矿体。这些喷气活动以及同生断层的影响使矿化网脉、矿体、喷气岩之间的关系以及网脉之间的关系变得非常复杂。

总之, 岩浆活动、同生断裂的活动、成矿热液的生成与运移以及特定的含矿岩组和容矿岩石这些因素之间不是孤立的, 而是紧密相联的, 它们又都受控于区域性的裂谷作用。

参 考 文 献

- 1 D A F Hendry. 塔斯马尼亚 Prince Lyell 矿床中的绿泥石、多硅白云母和菱铁矿及其矿床的成因. 刘瑞珊译. 经济地质, 76 (2). 北京: 地质出版社, 1981.
- 2 江晓庆. 内蒙古东升庙硫多金属矿矿区地质特征. 中国地质科学院院报, 第27期. 北京: 地质出版社, 1993.
- 3 K H 乌尔夫主编. 层控矿床与层状矿床 (第二、九卷). 北京: 地质出版社, 1976.
- 4 王东坡, 王德勤, 陈宗团. 沉积重力构造. 长春地质学院院报, 1983, (2)
- 5 夏学惠. 内蒙狼山成矿带东升庙多金属硫铁矿床成矿特征及成因探讨. 矿床地质, 1992, 11 (4)
- 6 Rye D M, Willigms N. Studies of the base metal sulfide deposits and Mc Arther River, Northern Territory, Australia; III. The stable isotope geochemistry of the H. Y. C., Ridge, and Cooley Deposits. Econ. Geol., 1981, 76 (1)
- 7 Finlow-Bates T. The chemical and physical controls on the genesis of submarine exhalative orebodies and their implications for formulating exploration concepts, a review. Geol. 1980, D 40
- 8 Lonsdale P F et al. A high-temperature hydrothermal deposit on the seabed at a gulf of California spreading center. Earth and Plan. Sci. Lett., 1980, 49 (1)

SOME EVIDENCE FOR CONTEMPORANEOUS FAULTS IN THE DONGSHENGMIAO SULFIDE POLYMETALLIC ORE DISTRICT IN INNER MONGOLIA AND THE GENESIS OF THE ORE DEPOSIT

Jiang Xiaoqing

(Geological Publishing House, Beijing)

Key words: sulfide polymetallic deposit, sedimentary-gravity tectonics, genesis of ore deposit, Dongshenmiao in Inner Mongolia

Abstract

The Dongshengmiao sulfide deposit located on the northern margin of the North China platform is a Middle Proterozoic deposit, and the mineralization spots lie in a third-grade fault basin within the Langshan-Bayan Obo rift system. Some evidence shows that there exist contemporaneous faults in the ore district which might have served as channelways for hydrothermal solutions in the process of mineralization and controlled the evolution of the basin.

There is also evidence for the presence of volcanic activity that took place simultaneously with the ore-forming process, and this volcanic activity might have provided heat for the hydrothermal activity.

Some exhalites have been observed in the ore deposit, such as biotitite and chloritite.

Isotopic studies indicate (1) Pb came from the depth of the crust; (2) sulfide was derived from seawater and hydrothermal solution; and (3) C and O in dolomite of ore veins were mixtures of hydrothermal solution and sedimentary dolomite.

B and Ba contents of wall rocks are extremely high, implying the existence of hydrothermal exhalative activities.

From the bottom of the orebody upward and from the center to both sides there is indistinct zoning of elements: $\text{Cu(FeS)} \rightarrow \text{Pb(FeS)} \rightarrow \text{Zn(FeS)} \rightarrow \text{Fe(FeS}_2) \rightarrow \text{Fe(FeCO}_3)$.

Studies on inclusions in minerals show that the seawater was less than 340m in depth and the temperature of the hydrothermal solution was $240^\circ\text{C}_\pm$.

The ore deposit is of exhalative-sedimentary type.