

湘中地区中奥陶统“桃江式”锰矿的 成矿作用研究

蒋德和 杨振强 赵时久

(地矿部宜昌地质矿产研究所 湖北 443003)

提 要 湘中地区“桃江式”锰矿产于中奥陶统磨刀溪组斜坡相—盆地边缘相沉积之中。发育锰矿层1~2层,锰矿层具有粒序层理、平行层理、斜纹层、水平纹层及角砾状等构造,夹于深水低能的暗色泥岩之中,是一种碳酸盐重力流沉积。其形成受区域构造、岩相古地理、沉积事件及水介质物理化学条件等的影响。其沉积学和地球化学特征显示锰质主要由海底热水补给,是一种热水成矿作用的产物。

关键词 “桃江式”锰矿 重力流沉积 热水成矿 成矿作用

第一作者简介 蒋德和 男 33岁 助理研究员 沉积学

湘中地区中奥陶统是华南一个重要的含锰层位。该区中奥陶统地层出露齐全,层序完整,沉积特征明显。产于中奥陶统磨刀溪组中的“桃江式”锰矿,以富锰低磷的优质锰矿而引人注目,被列为冶金部“八·五”期间重点找矿与勘探的目标之一。作者于1990~1991年受聘于冶金部中南地勘局长沙地质调查所,负责指导和参加“湘中锰矿1/10万岩相古地理和遥感地质调绘”项目,该项目已通过专家评审,认为达到国内先进水平。本文是该项目成果的一部分,现整理出来,仅供借鉴与参考。

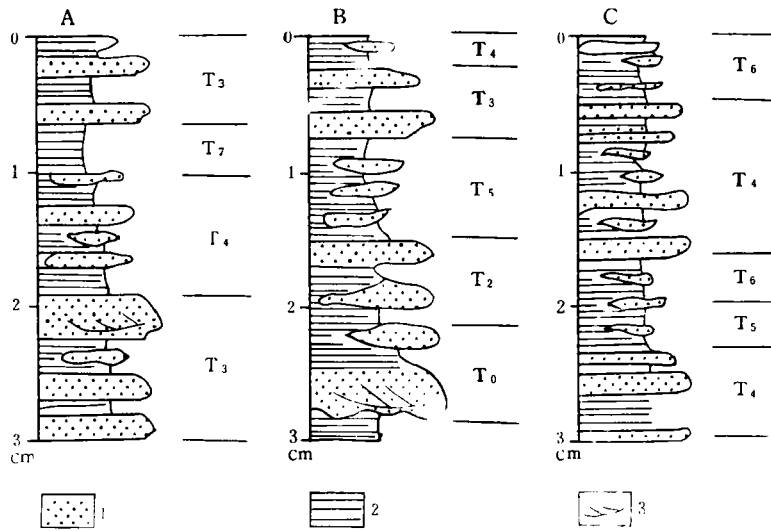
研究区范围北起益阳,南至涟源县,东起宁乡县灰山港,西止于安化—溆浦县一线。该区中奥陶统包括了下部的胡乐组和上部磨刀溪组,后者地层厚度为5~25.4m,东部地层厚,西部地层薄,主要由细碎屑岩、硅质岩等组成。在研究区东部桃江—益阳一带,磨刀溪组中夹有碳酸锰矿层1~2层。其矿层上下均可见到细屑浊积岩沉积,常见为CDE或DE组合(图版1,2)。本文将主要讨论锰矿的沉积地质特征、成矿控制因素和成矿机理等问题。研究区沉积相特征、岩相古地理演化规律等将另文介绍。

1 锰矿床的沉积学特征

1.1 含锰岩段的沉积序列及岩相组合

研究区中奥陶统沉积相组合序列可分为东部的斜坡型和南部的盆地型两种。具工业意义的锰矿层均位于斜坡型地层中。

盆地型的沉积序列由盆地边缘亚相、盆地黑色页岩亚相及硅质岩亚相组成。岩石类型主要为含放射虫(或笔石)黑色页岩及硅质页岩、放射虫硅质岩、纹层状硅质岩及条带状粉砂—含粉砂泥岩等组成。为远源细屑浊积岩、盆地原地细粒悬浮沉积及化学沉积等(图1)。



A. $T_3 \rightarrow T_4 \sim T_{7,3}$ 组合 B. T_0 (或 T_2) $\sim T_5 \sim T_3 \rightarrow T_4$ 组合
 C. $T_4 \rightarrow T_6 \sim T_4 \sim T_6$ 组合 (新化炉观) 1. 粉砂岩及粉砂质页岩 2. 页岩 3. 沙纹层理
 图 1 研究区中奥陶世远源浊积岩主要组合类型

Fig. 1 The distal turbidite sequences of the Middle Ordovician in the study area

斜坡型的沉积序列由盆地黑色页岩亚相、斜坡重力流亚相组成。含锰 1~2 层、构成黑色页岩→碳酸锰矿→粘土岩,或是黑色页岩→碳酸锰矿或含锰灰岩→粘土岩→粉砂质页岩或黑色页岩的沉积序列。其中的锰矿层或含锰灰岩大多数是由内碎屑组成,如藻灰结核、砂屑和粉屑等。这些碎屑颗粒在岩层或矿层中常形成粒序层理等粒度递变沉积构造;在微观结构上,显微镜观察均是杂基支撑的结构类型。这些特征均显示它们是一种是浊流的高流态、快速堆积的产物。另外,从锰质碳酸盐岩与暗色泥岩在沉积环境方面的矛盾也可得到证实,只有重力流沉积才有可能使浅水碳酸盐搬运到深水的环境中沉积。最近赵东旭(1992)也提出该锰矿重力流沉积的观点^[1],与作者的认识是完全相同的。斜坡型的沉积主要分布于益阳南坝、桃江响涛园、安化梅子洞等地。

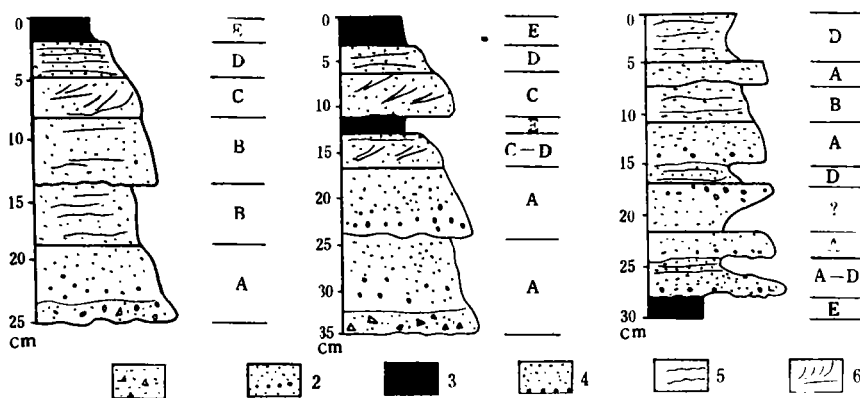
1.2 锰矿层的沉积构造及结构特征

1.2.1 “斑点状”构造

这是研究区锰矿层中见到最为普遍的沉积构造。所谓的“斑点”主要为碳酸盐颗粒,绝大部分为核形石,另见有部藻鲕、生物屑、砂屑等(图版 3),部分颗粒见有破碎及变形现象。内碎屑颗粒含量达 30~60%,大部分颗粒被菱锰矿交代,但有时可见到交代残余的碳酸盐颗粒。同时颗粒间的杂基亦被锰质交代。但从薄片仍中可看出矿石的原岩为杂基支撑结构。矿层常显示颗粒由大到小的正粒序层理,底部有时可见到冲刷面;另外,还可见到平行层理、斜纹层等构造。常构成以 A 段或 B 段开始的浊流沉积(图 2)(图版 4、5)。形成所谓“斑点状”锰矿石。

1.2.2 条带状构造

由核形石微晶碳酸锰条带与微晶碳酸锰(或钙质泥岩、粘土岩)条带交互形成条带状。具波状~水平层理,少数呈块状或呈小型沙纹层理。多数为似层状~层状,少数为透镜状,厚度多在3~10mm之间,有时可达2~3cm。微晶碳酸锰条带具水平层理,呈似层状~层状,厚0.3~3mm,少数可达1~2cm。二者常构成浊流沉积的C、D段或D、E段组合。形成条带状锰矿石。



1. 砂砾屑碳酸锰 2. 砂屑碳酸锰 3. 黑色页岩 4. 粒序层理 5. 水平层理 6. 沙纹层理

图2 研究区“斑点状”碳酸锰矿重力流沉积序列

Fig. 2 The spotted mangansparth gravity flow deposit sequences

1.2.3 角砾状构造

这种构造较为少见。角砾状锰矿石中的砾屑含量5~40%,多数在10~30%之间。砾屑成份主要为核形石、微晶碳酸锰及含生屑微晶碳酸锰等。砾石多呈次棱角状~次圆状;砾径大小多为0.2~2cm,少数可达5~10cm。砾石多具定向排列,少数呈叠瓦状或杂乱堆积,说明其经过一定的滑塌然后成为碳酸盐碎屑流沉积,构成角砾状矿石(图版6、7)。

1.2.4 块状构造

多为厚层斑点状碳酸锰矿石,由于强烈重结晶作用使原始结构完全遭受破坏而成,镜下常呈粉晶~细晶结构,偶见残余的核形石等颗粒,形成所谓块状矿石。

1.3 锰矿层矿物学及地球化学特征

1.3.1 矿物学特征

本区锰矿石可分三种类型:碳酸锰矿石、氧化锰矿石及硅酸锰矿石。

碳酸锰矿石 矿石矿物以菱锰矿及锰方解石为主,呈它形粒状集合体,粒径0.01~0.1mm,含量50~80%。其次为含锰方解石和方解石,粒径0.05~0.3mm,含量10~50%。有时含5~20%的锰白云石以及10~30%的粘土矿物及硅质,少量重晶石等。菱锰矿和锰方解石主要形成于准同生阶段,与该阶段同步进行的碳酸盐岩矿物的重结晶作用和 Mn^{2+} 的交代置换作用关系密切。含锰方解石和白云石主要形成于成岩阶段,重晶石主要形成于同生~准同生阶段。

氧化锰矿石 氧化锰矿石分布在近地表部位(一般氧化深度0~20m),结构松散,呈蜂巢状、网格状、多孔状。主要矿物成分以钠水锰矿物为主,偶见复水钠锰矿及思苏塔矿。脉

石矿物则以粘土质矿物为主,主要包括伊利石、蒙脱石、石英等。矿体呈带状、透镜状赋存于氧化带中,与原生碳酸锰矿呈透镜状关系,可分为氧化带、过渡带(半氧化带)及原生带。氧化带矿石品位一般在 11.06~23.79%之间。

硅酸锰矿石 主要以石英碎屑及硅质散布于矿石中,石英碎屑常组成粉砂级集合体,充填于孔隙中。在安化高明锰矿床中见有大量的石榴石出现,呈自形或交代碳酸锰矿,为火山岩体侵入造成的岩浆接触变质产物。个别硅酸锰矿的锰含量可高达 55.01%。

1.3.2 地球化学特征

经多元素分析,锰矿石主要由 Mn、SiO₂、TFe₂O₃、Al₂O₃、CaO、MgO、K₂O、Na₂O、P 等组成,其总和达 90%以上。另有伴生的微量元素 Ba、Zn、V、Sr、S、Cu、TiO₂ 等,其变化规律为:

(1)矿石中 Mn 一般占 14.46~27.92%,平均 15.93%。矿石中含锰量的高低,明显受矿石类型控制,一般来说,条带状和块状矿石的品位较高,斑点状矿石品位较低。若以含锰量 17%、22%为界,将碳酸锰矿石划分为低、中、高三种品位档次,本区则以低品位矿石为主。

(2)有害组份 P 的含量较低,变化范围 0.05~0.134%,当锰含量大于 9%时,P 与 Mn 将呈现负相关关系。

(3)成渣组份中,SiO₂ 含量平均 21.06%,随着泥质、砂质等陆源碎屑含量增高而增大,最高达 53.24%(如大一2 样)。其它成渣组份一般都较低,Al₂O₃ 平均 4.03%,CaO+MgO 平均 18.51%,一般 SiO₂+Al₂O₃ 含量高时,CaO+MgO 含量就低。

(4)TFe₂O₃,矿石中总铁含量比较稳定,平均为 5.64%,Mn 与 TFe₂O₃ 具有一定的正相关关系。

(5)其它微量元素,含量甚微,且比较稳定,经宜昌地质矿产研究所化验室分析,均未达到综合利用的价值。其中 Ba、Cr、Zn 等含量比较高,Al/(Al+Mn+Fe)比值为 0.2,显示了一种热水沉积作用的特点。

2 锰矿床的成矿控制因素

2.1 区域构造背景

中奥陶统磨刀溪组是湘中锰矿的重要层位。在构造旋回上属于加里东构造运动前的一短暂的相对宁静时期。早奥陶世开始,湘中地区受到华夏板块上升的影响,出现了厚度近千米的细碎屑浊积岩。研究区北、西侧主要为深水碳酸盐浊积岩和浅水碳酸盐台地沉积。与研究区的关系是一种由浅水台地向强烈拗陷的深水盆地的过渡关系,在这种过渡地带的沉积特点必然是浅水、深水沉积物共存,并且发育着各类型的重力流沉积。至中奥陶世,研究区则主要为斜坡相和盆地相沉积,仍为扬子板块东南被动边缘的一部分,是被动陆缘上一非补偿性的深海缺氧拗陷盆地。华夏板块的挤压运动和研究区深大断裂活动带来的锰质,奠定了该区锰矿形成的基础。而构造活动的相对稳定时间(8~20Ma),为湘中锰矿沉积创造了良好的区域构造条件。

2.2 岩相古地理条件

岩相古地理条件是“桃江式”锰矿形成的重要控制因素之一。从沉积相的分析来看,该锰矿仅形成于斜坡相带,即斜坡相是锰矿形成的必要条件之一。岩相组合分析表明,它们必须赋存于黑色页岩和灰色块状粘土岩之间,其岩相组合序列为黑色页岩微相→碳酸锰微相→

粘土岩微相,没有这种岩相组合的地区也就不能成矿。斜坡相带不仅有利于碳酸盐以重力流形式搬运,沉积形成较松散的沉积物,而且斜坡相带常常是缺氧水体的作用带,富 Mn 的水体也是沿该相带运动的,一旦缺氧事件终止,锰质既可就地沉积,也可交代松散的碳酸盐沉积物形成锰矿层。此外,斜坡相带常常是断裂构造活动带,常常成为含锰矿液的通道。

2.3 沉积事件对成矿作用的影响

“桃江式”锰矿的形成是与一些沉积地质事件分不开的,主要表现在如下几个方面:

一是缺氧事件的影响,湘中地区中奥陶统沉积是一套缺氧环境的产物^[2]。从本次研究来看,中奥陶统锰矿层之下(包括磨刀溪组下部和胡乐组),以一套有机炭含量高(>1%),黄铁矿条带及结核十分发育的黑色页岩组成,含大量浮游生物化石。 $\delta^{34}\text{S}$ 值为较低的负值(-27.5~-8‰),确具有缺氧沉积物的标志,可认为是盆地缺氧事件的产物。其缺氧的原因目前尚不十分清楚,可能是由于海平面上升所致,并受深海热水上翻和生物还原作用的影响。缺氧带水体常成为一种弱酸性还原水体,在这种水体中锰被不断溶解、还原,使水体中较分散的 Mn^{2+} 离子相对富集,为成矿提供了先决条件。

其二是风暴浪和地震(包括同沉积断裂活动所引起的)等营力诱导的重力流事件,台地上或水下隆起上未固结的碳酸盐沉积在这些营力作用下进行再次搬运沉积,形成具鲍马序列的碳酸盐重力流沉积。前已述及,本区锰矿层常由 ABC 或其中某两段组成,具有浊流沉积所常见的结构和构造等,并产于深水低能的黑色页岩中。这一沉积作用过程对锰矿形成十分重要,表现在两个方面:一是重力流的搬运沉积,打破了缺氧事件所造成的局限宁静的还原环境,缺氧事件终止,锰质有能够沉积的条件。二是重力流沉积物可作为锰质的载体,被锰质交代而成矿。

第三是海底热事件的影响,主要包括海底火山活动之前的喷气喷流活动,及同沉积断裂带勾通深部热源等。海底热事件的作用提供了锰的物质来源。

2.4 锰矿沉积的水介质条件

水介质的物理化学条件控制了 Mn^{2+} 离子的迁移和沉积。锰矿沉积时水介质条件变化分为两个阶段,第一阶段即水体的缺氧还原阶段,在这一阶段水介质为弱酸性的还原条件,沉积物则主要为前述的含有机炭、黄铁矿高的黑色页岩。据我们对一些黑色页岩进行 PH 值分析结果来看,大部分都小于 7,与上述分析是吻合的。从锰的地球化学行为来讲,锰是属于过渡元素,有多种可变的化合价,在富有机质还原缺氧的介质中具有稳定不沉淀的特点^[3]。因此,在这一阶段锰质只能在水体中溶解、迁移和相对富集,但不能成矿。第二阶段由于浮游生物的生命活动吸收了大量水体中游离的 CO_2 以及碳酸盐重力流的搬运沉积和底流的运动等作用,水介质的物化条件发生了变化,转变为一种弱碱性弱氧化的环境,这种介质条件利于锰质的沉积成矿,使上述富集在水体中的 Mn^{2+} 得以沉淀。

2.5 成岩作用对锰矿有富集作用

矿石品位与其重结晶作用关系密切,特别是胶结物的重结晶作用,具有高品位的矿石主要是经重结晶作用后的条带状矿石和块状矿石。

此外,成岩过程中有机炭的分解和运移也是不可忽视的成矿富集因素,“桃江式”锰矿的同位素组成是轻碳/轻氧为起点($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} - 17\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} - 13\%$),说明该锰矿还经历了有机质热解脱羧基作用阶段,在围岩中释放出大量轻碳的生物碳($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} - 20\%$) 在颗粒间孔隙中活动。当时埋藏古温度可能达到 80°C 以上(据 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算得出),在这种成岩条件下有利于

颗粒间富 Mn 溶液的沉淀和交代。随着埋藏成岩作用的加剧,轻碳向重碳方向发展($\delta^{13}\text{C} - 17\text{‰} \rightarrow -4\text{‰}$),进而由方解石转变成菱锰矿。

4 成矿机理讨论

4.1 锰矿的物质来源

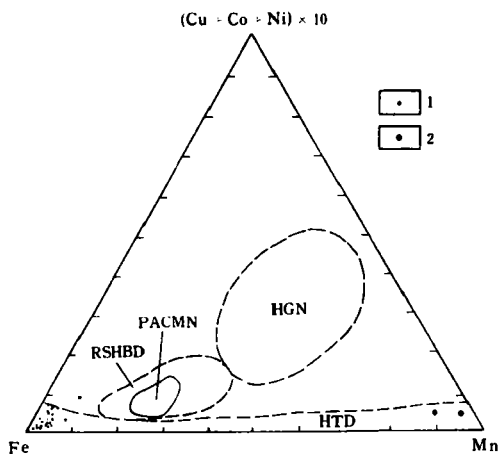
“桃江式”锰矿的物质来源问题,前人已作过一些研究,认为其沉积环境为陆缘近海湖,锰质来源于陆源。其主要依据是桃江地区北邻古陆,而且基底地层中有数层含锰地层,在地表风化剥蚀作用下,锰质随地表径流带入盆地,为锰矿的形成提供物质来源^①。

据我们对该区沉积环境、盆地类型以及一系列地球化学特征等的研究来看,研究区中奥陶统沉积主要为斜坡—盆地相的产物,前面一些讨论也阐明了这个问题,是属于一种比较深水的正常海洋环境。这从锰矿石的“斑点”(主要为核形石,以重力流形式再次搬运沉积的)的核心中主要含底栖生物(如腕足类等)及含矿围岩中含大量笔石、放射虫等浮游生物化石得到证实。当时研究区北侧的“江南古陆”尚未形成,充其量只能是在离研究区较远的地区有古岛或者水下高地存在,南部的沱山岩体形成更晚,是印支—燕山期的产物,因此陆源不大可能成为主要的成矿物质来源。鉴于此,我们提出该区锰质为海源的观点,“桃江式”锰矿是热水沉积成矿作用的产物。海底热水来源的方向有两个,一是研究区北邻的“江南大断裂带”的活动所带来的,二是南侧盆地深处断裂带局部扩张活动所带来的,从现有的资料看,可能以前者为主。锰矿热水来源的证据表现在如下几个方面:

① 锰矿层之上的灰色块状粘土岩分布范围

基本上与锰矿层一致,在平面图上呈北宽南窄的三角形,分布面积前者略小于后者,表明二者是有一定的成因联系。本次的研究成果认为,粘土岩的形成是受火山活动控制的,表现在北部地区的益阳南坝一带粘土岩层位中有火山凝灰岩^[4],往南至桃江响涛源一带的粘土岩中仍含有一定数量的火山碎屑,并见有残留的蒙脱石等矿物,说明中奥陶世晚期确有火山活动。该火山活动很可能与研究区北侧的“江南大断裂带”的活动有关,火山活动的前奏主要表现为一系列深大断裂的活动,并成为沟通地壳深部的通道,沿断裂带上涌的大量富金属的热水溶液,同时也带来基底含锰地层中的锰质,为锰矿形成提供物源。

② 锰矿石的 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 比值为 0.2,是热水来源的另一证据。据研究认为与热水



1. 含锰岩系 2. 锰矿石
HGN—水成结核
RSHBD—红海热卤水矿床 HTD—热水沉积
图3 锰矿石及含锰岩系 Fe-Mn-(Cu+Ni+Co)×10 三角图解(据 Bostrom, 1983^[6])
Fig. 3 Variation diagram of Fe-Mn-(Cu+Ni+Co)×10 of manganese and ore-bearing rocks (after Bostrom, K., 1983)

① 苏长国等,1987,湖南桃江中奥陶统优质锰矿成矿条件及找矿方向研究(矿床研究报告)。

沉积作用有关的沉积物的该比值是很低的,海底热水喷口处则常低至 0.1 以下,而正常海洋沉积物则为 0.6 左右。另在锰矿石及部分含锰岩系样品的 $\text{Fe-Mn}-(\text{Cu}+\text{Ni}+\text{Co})\times 10$ 的三角图上,绝大部分投点是落在热水沉积区域的(图 3)。

③锰矿石中 Ba 含量高,高者达 3000ppm,东部地区含矿岩系平均亦达 2235ppm,高于红海热卤水富锰沉积物中 Ba 的平均含量。另外,无论矿层还是含矿岩系的裂隙中均见重晶石、天青石等产出,这是热水沉积作用的另一标志。

④从 Ni/Co 比值来看,正常海洋沉积一般小于 6.7。与火山活动有关的沉积物则大于 6.7。从该区的统计资料来看,含锰岩系中只有盆地相黑色页岩和硅质岩的 Ni/Co 比值大部分小于 6.7;矿区的粘土岩大于 6.7,最大为 10.3;锰矿底板黑色页岩也有一部分大于 6.7;而锰矿石的两个样品分别为 14.3、19.9。这说明研究区受热水沉积作用的影响是不均一的。在 Ti/V 比值方面,该比值大于 20 者与火山作用有关,而粘土岩与锰矿石一般都大于此数,锰矿之下的黑色页岩及盆地相的硅质岩一般都小于此数。

⑤从碳、氧同位素资料来看,锰矿石及部分含锰灰岩的碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 的变化范围为 $-17\sim-2\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 的变化范围为 $-8\sim-15\%$ 之间。据研究正常海相碳酸盐沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值有相对窄的变化范围($0\pm 4\%$),深海沉积中的白垩和远洋灰岩有更窄的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围(Hudson, 1977; Scholle and Arthur, 1980),与地壳深部来源的无机碳有关的沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 -7% 左右,而生物在成岩作用阶段热解脱羧基形成的有机碳则有大的负值($<-16\%$)。用氧同位素计算出的介质古温度为 $50\sim 117\text{C}$ 。从上面的这些资料可以看出,“桃江式”锰矿的碳主要来源于生物有机碳和地壳深部的无机碳,热水渗透直接参与成矿作用①。

综上所述,我们提出锰矿的热水来源的观点是比较符合该区的地质实际的。

4.2 成矿模式讨论

从前面讨论的锰矿成矿控制因素以及锰的物质来源等问题可以看出,“桃江式”锰矿主要形成于斜坡相中,沉积、成矿作用受构造活动、锰质来源、沉积事件及古地理环境等因素的影响。综合前述的资料建立的“桃江式”锰矿成矿模式包括了两个阶段(图 4)。

第一阶段:锰质的迁移和相对富集阶段

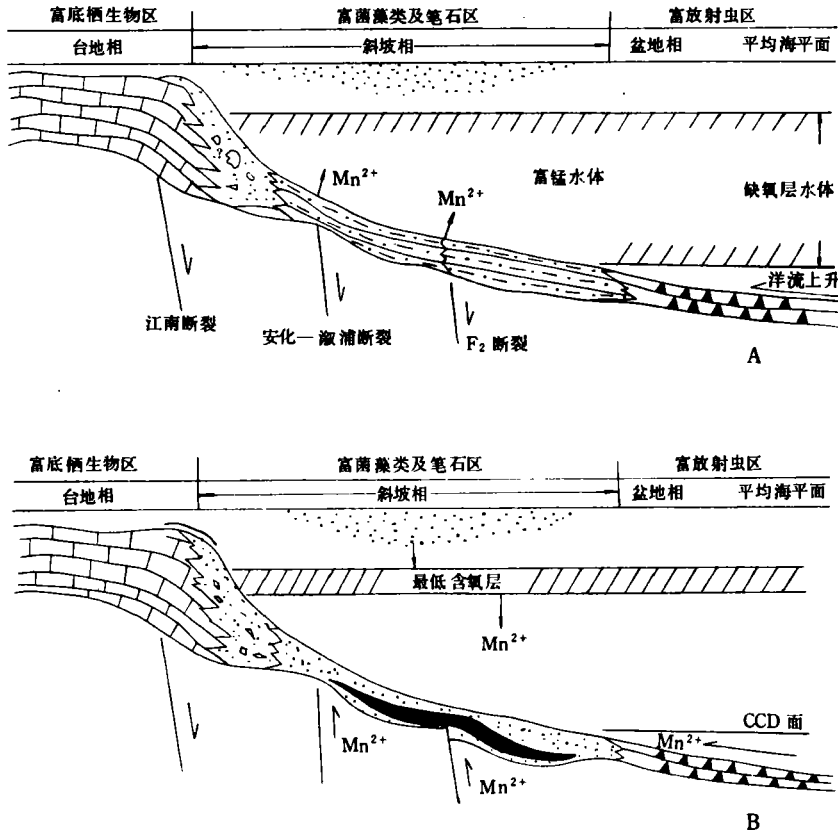
“江南大断裂带”的活动和盆地深部断裂带的局部扩张等提供的大量富锰热水溶液,为锰矿的形成奠定了物质基础。海平面上升、洋流上翻及微生物的生命活动等的作用形成了研究区中奥陶世的缺氧事件,具弱酸性还原条件的缺氧层水体中锰质能大量溶解、迁移和相对富集。被动大陆边缘非补偿拗陷盆地的特点使这种缺氧富锰水体能较长时间保存,不致于很快流失而进一步使锰质富集(图 4A)

第二阶段:锰矿沉积成矿阶段

北侧邻区海底高地上的未固结的碳酸盐沉积(主要为核形石、部分藻鲕和砂屑),在风暴浪、地震或同沉积断裂活动等营力诱导下,形成碳酸盐重力流事件,沉积了一套钙屑浊积岩。重力流及底流的运动使缺氧事件终止,薄的最低含氧层离开底层水而抬升。此外,火山喷发之前的海底热水喷流(气)及生物和微生物大量吸收水体中游离的 CO_2 等作用也改变了水介质的物理化学条件,使原本为弱酸性还原的水体转变为利于锰质沉淀的弱碱性弱氧化的水体。锰从热液中及最低含氧层底部富锰海水中沉淀出来形成含锰灰泥(最后成为条带状或块

① 杨振强等,1993,湘中地区奥陶系和震旦系含锰层中稳定同位素组成的沉积学新解释,岩相古地理,待刊。

状泥晶碳酸锰矿石);或者在准同生阶段和成岩早期交代由碳酸盐重力流形成的尚未固结的各种粒屑碳酸盐沉积,被交代的碳酸盐内碎屑仍然保持原来颗粒形态,并见有未完全交代的生物碎屑(图版8)。被锰质交代的粒屑碳酸盐最后成为“斑点状”锰矿石。晚期成岩阶段的重结晶作用和热卤水的活动有利于锰的再次迁移富集,形成较高品位的矿石(图4B)。



(A). Mn^{2+} 迁移、富集 (B). Mn^{2+} 沉淀、交代碳酸盐软泥

图4 中奥陶世“桃江式”锰矿成矿模式图

Fig. 4 Mineralization model of "Taojiang-type manganese" of the Middle Ordovician

(A). Mn^{2+} migration and enrichment (B). Mn^{2+} precipitation and replacing carbonate ooze

致谢:原项目由中南地勘局长沙地调所张五琦高级工程师领导,王大发、秦世玉、邓顺慈等高工和曹景良、何云法、陈孟君及施磊等参加了野外和室内研究工作,宜昌地矿所雷芳同志清绘了全部图件,在此表示深深的谢意!

收修改稿日期:1993-4-8

参 考 文 献

- (1) 赵东旭,1992,湖南桃江奥陶系磨刀溪组锰质岩的内碎屑结构和重力流沉积,岩石学报,8(4):386~394.
- (2) 饶雪峰,范德康,1990,湘中桃江中奥陶统黑色岩系岩石学地球化学及成因,岩石学报,6(3):78~86.

- [3] J. B. 梅纳德著,丁禾译,1986,沉积矿床地球化学,北京:地质出版社。
- [4] 湖南地矿局,1988,湖南省区域地质志,北京:地质出版社。
- [5] K. Bostrom,1983,Genesis of Ferromanganese Deposits—Diagnostic Criteria for Recent and Ancient Deposits, (Hydrothermal processes at Sea—floor Spreading Center). Ed. P. Rone et al. ,Plenum Press, 473~489.

Studies of Ore—Forming Process of “Taojiang—type manganese”, Middle Ordovician in Central Hunan Province

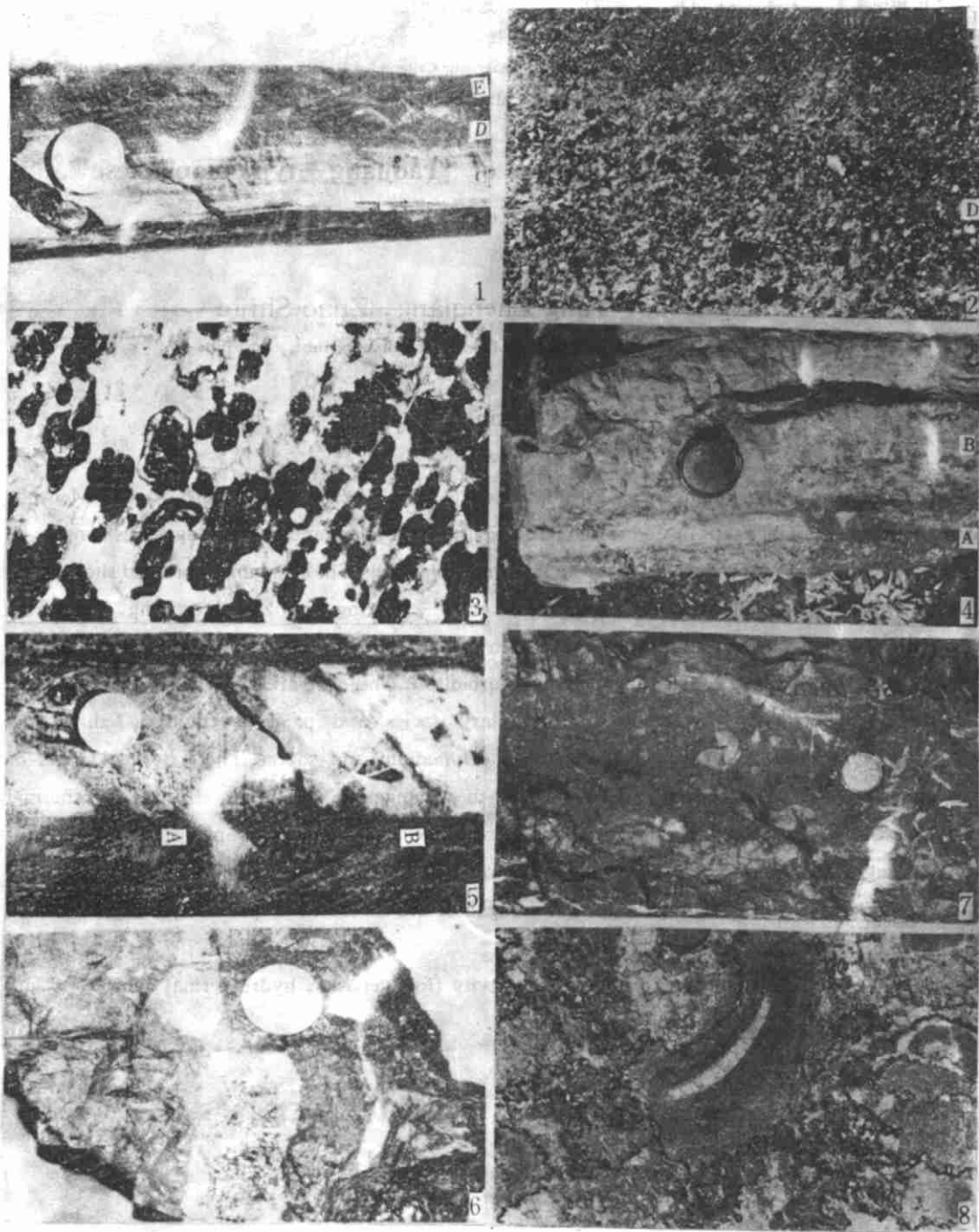
Jiang Dehe, Yang Zhenqiang, Zhao Shijiu

(Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Hubei, 443003)

Abstract

The “Taojiang—type manganese” is situated at the slope—basin margin facies zone of Modaoxi Formation, Middle Ordovician in Central Hunan province. The manganese—bearing series consists of manganese ore, black carbonaceous mudrock and mass clayrock. The manganese ore bed shows a lot of graded bedding, parallel bedding, small scale cross—bedding, horizontal bedding, bracciated structure and scour mark structure ……etc. ,with ABCE or ABE Bouma sequence, which may be recognized as carbonate gravity flow deposits (turbidite). The formation of manganese ore was affected and controlled by tectonics, sedimentary facies and palaeogeography, sedimentary geological events and physicochemical condition of medium and so on. There are evidences of sedimentology and geochemistry showing that the manganese originates from hydrothermal exhalation and extrusion at the spreading sea—floor. The mechanism of manganese ore is divided into two stages; first stage is Mn^{2+} migration in anoxic water; second stage is Mn^{2+} precipitation and replacing carbonate ooze. The higher content manganese ore is formed to benefit by recrystallization in the late diagenesis stage of the sedimentary rock.

Key words: “Taojiang—type manganese”, gravity flow deposits, hydrothermal exhalation, ore—forming process



图版说明:1. 陆源碎屑浊积岩 CDE 组合, 比例尺: 贰份硬币。 2. 陆源碎屑浊积岩 DE 组合, $(-)\times 20$ 。 3. “斑点状”锰矿石, 斑点为核形石、砂屑等, $(-)\times 20$ 。 4. 锰矿层浊流沉积 ABCDE 组合, 桃江响涛源。 5. 锰矿层浊流沉积 ABE 组合, 桃江响涛源, 比例尺: 贰份硬币。 6. 角砾状碳酸锰矿石, 益阳南坝, 比例尺为壹份硬币。 7. 角砾状碳酸锰矿石, 桃江响涛源。 8. 锰质交代残留的核形石; 核心为腕足化石碎片, 未被交代, $(-)\times 20$ 。