

# 锰成矿作用的新认识

## ——兼论中国锰矿

黄世坤 林琦

(冶金部地质勘查总局资料馆·河北三河)

本文认为,沉积锰矿不仅围绕古大陆分布,而且可出现在广海中。含锰建造既可以是滨海—浅海沉积物,也可以是半深海—深海沉积物。海底热水沉积矿床主要受古构造——深大断裂、裂谷等控制。

**关键词:** 海底热水成矿; 板块俯冲带成矿; 中国锰矿床



地质·矿床

自18世纪中叶欧洲发现和利用氧化锰以来,对锰的成矿作用研究日益深入。从锰的沉积成矿、表生氧化富集、火山—热液成矿,直至多成因的层控锰矿床,人们对成矿的认识不断向前推进。近20余年,随着海洋地球物理调查的展开,红海重金属软泥和东太平洋隆起顶部富铁锰金属沉积物的发现,直至海底中央海岭的系统研究,对锰成矿作用的认识亦在进一步深化。将今论古,基于现代洋底扩张的事实,海底热水成矿说,越来越受到重视。本文试就锰的热水成矿作用和中国锰矿的认识,提出一些不成熟的看法。

### 问题的提出

多年来,对锰矿床的形成作用和物质来源的认识,大致可归纳为两大类:①陆源说。认为成矿环境主要发生在古陆边缘,受限于陆缘浅海或浅海陆棚环境,是常温常压下冷水沉积(包括藻类沉积)的产物。因此,锰矿床应围绕古大陆分布,并在Al—Fe—Mn的分异系列中距大陆较远处沉淀。②火山成矿说。认为锰矿的发育与地槽发展早期阶段的火山喷发有关,矿化发育在火山沉积岩系中。

然而,随着找矿实践的深入,人们发现上述认识与实际矛盾,问题不断被提出:

1. 古地理研究表明,我国下雷、木圭、东平等著名矿床,均为台地海沟相沉积产物,附近并不存在提供成矿物质的古陆。

2. 一些矿区常见与传统陆源沉积分异说矛盾的岩相分区,如瓦房子锰矿、斗南—白显锰矿,近陆一方为碳酸盐相(还原相),远陆一方为碎屑岩相(氧化相)。

3. 不少锰矿床或其围岩夹层中常见火山岩碎屑及凝灰质岩屑,如花垣锰矿、木圭锰矿、大塘坡锰矿等。火山物质的发现,显示此类矿床与内力地质作用的某些“亲缘”关系。

4. 一些过去认为是变质生成的硅酸盐矿物出现在“正沉积矿床”中,如蔷薇辉石、锰铁叶蛇纹石等,这些矿物既非成岩作用形成,又非区域变质作用生成(区域无变质作用迹象)。

传统认识的突破,是在近年大洋调查发现现代热水沉积和成矿之后,研究者们将现代海底热水成矿作用与古代形成的矿床作了大量的对比研究,得出了令人信服的结论。Franklin和Rona以及我国的涂光炽、王秀璋、陈先沛等,对海底热水成矿作用都作了大量的研究。

### 海底热水成矿作用

自1966年红海海底扩张中心发现热水矿化作用以来,相继发现的海底热水矿化点达120多处。这

些矿化点都有着各自的热水循环系统, 进行着复杂的成矿作用。涂光炽等是这样总结目前流行的海底热水成矿模式的: 海水(可能部分大气降水、岩浆水)组成对流室, 其驱动力是大洋壳热流或局部的侵入-喷出体。当海水下流到对流室中时被加热, 与岩石反应形成还原弱酸性盐溶液, 并从岩石中

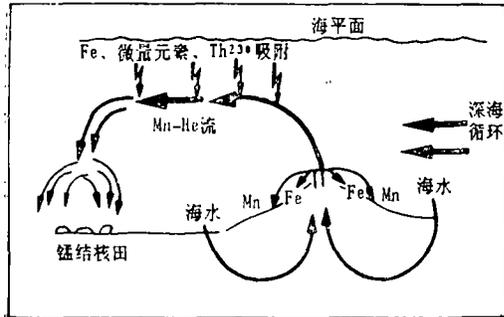


图1 海底热水成锰示意图  
(据C.Ialcu)

淋出金属(图1)。然后沿渗透带上升到接近海底处, 与海水或孔隙水混合、沸腾或与围岩反应产生矿物沉淀, 其最初的反应是在近海底形成蚀变岩筒及网脉型岩石。在喷出孔口的海水-岩石界面上由于化学反应快, 形成块状硫化物土丘, 当溶液通过土丘继续流动, 则形成层状矿体。

### 1. 热水成矿构造环境及控制因素

水、金属、热源, 是热水成矿作用的3个基本要素。它们通过海底热水循环完成了热水成矿的过程。可见, 海底热水循环体系是热水成矿作用所必需的成矿环境。近年洋底中央海岭系的系统研究及热水循环系统研究的长足进展, 发现成矿的热水循环系统不局限于洋中脊扩张系统, 除大洋扩张中心外, 类似的构造环境还包括: ①扩张性的裂谷(大陆边缘、大陆之间、大陆内裂谷及大洋中脊)在大陆的延伸; ②火山岛弧, 沿拉张性深大断裂出现的弧前、弧间、弧后及广海内的深水盆地等。这些拉张性断裂带在空间中作为热水溶液的循环通道, 控制着热水沉积物的发育。

除必须的循环通道外, 只要深部有1个隐伏的岩浆热源(包括岩浆房及派生的侵入体), 存在有渗透性高的大面积的岩石, 以及具有金属丰度足够的岩石, 在有水的条件下, 即可完成1个完整的热循环体系, 从而完成热水成矿的过程。

### 2. 热水成矿机理探讨

一般认为热水成矿作用是发生在海底火山作用的间歇期, 近年E.Ponatti根据热水喷溢作用的不同过程划出不同类型的沉积物, 循环上升的含矿热水, 在沉积时可因上升的快慢、海水下浸的快慢、温度梯度的高低等, 出现不同的沉积状况:

①溢出海底之前就在岩石内沉淀, 在上升管道附近的岩石中形成交代和裂隙充填的矿床, 如浸染状的硫化物矿化、块状硫化物脉以及铁-锰氧化物、氢氧化物脉等, 称之为喷溢期前的沉积。

②溢出海底的热水溶液与海水混合形成的沉积物, 称为喷溢期沉积, 其沉积物可因此时海水含盐度的不同产生不同的矿物堆积, 如红海因存在高盐度比重大于海水的热卤水, 则沉淀出多层的金属硫化物并与铁、锰氧化物及氢氧化物、石膏共生; 太平洋的加拉帕戈斯扩张中心则是低盐度热水呈沸腾式的喷发, 先形成“黑烟筒”式的块状硫化物, 接着其外围又形成层状的铁、锰氧化物及氢氧化物层。此时热水溶液与冷海水混合程度以及温度下降的快慢, 溶液的pH、Eh值变化的速度都影响铁、锰的分离程度, 有时可出现铁、锰的彻底分离。

③喷溢到海水中的热水溶液, 含部分溶解度较高的元素, 可被强大的海底洋流带到远处沉淀, 称为喷溢期后沉积。这些元素多半是类似Fe、Mn的溶解度较高的元素, 可被海流带出成百上千公里外的盆地内沉积, 此时Fe、Mn分离往往较好。

### 3. 洋脊的扩张速率影响热水沉积作用的发生

Rona认为, 快速扩张洋脊产生的热水沉积作用频率高, 沉积物规模较小, 多以块状硫化物为主, 而慢速扩张的洋脊的热水作用频率低, 但规模较大, 多是铁、锰沉积物。L.M.Cathle认为, 热液活动的通道起始活动期, 首先沉淀的是硫化物, 当处于平衡活动期则沉淀富铁粘土泥, 再就是锰的氧化泥的沉积。

海底热水循环系统是一个复杂的作用过程, 对它的全面认识有待进一步研究。Udo Fehn1986年提出, 扩张轴外的低温对流圈观点, 认为大洋扩张轴外侧的洋底热循环可以由逐渐冷却的洋壳引起, 并随着冷却的洋壳扩张而运动, 形成轴外的、被沉积物覆盖的大洋壳上的金属矿床。这类矿床可随板块迁移相当距离。G.P. Glasby1988年又提出了板块俯冲带的热热水成矿机理, 并认为只有20%的热水流出现在大洋扩张中心, 80%在轴外。

现代海底热水成锰作用给我们提供了大陆古代

锰矿床形成过程的再认识。苏联M.M. Медиславский认为,世界一些大型锰矿床,如尼柯波尔、恰图拉、格鲁特艾兰德、伊米里等矿床都是海底热水成矿作用形成的。它们都与地球发育的海洋扩张时期地裂及裂谷作用有关,锰矿床主要形成于地裂作用产生的边缘海或洋壳扩张时的裂谷区。涂光炽认为我国热水沉积矿床发育广泛,多具一定规模,广西下雷锰矿就是典型的热热水沉积矿床。他认为太古代的热热水沉积矿床具有普遍性,是现代勘查和开发的重要矿床类型;后太古代热热水沉积矿床则主要发育在海沟、岛弧、洋脊等构造活动带,规模相对较小,分布范围比较局限

## 中国热水沉积锰矿

广义的热热水沉积矿床,是指“由热热水对流体系在地表及近地表处所形成的矿床”(涂光炽等)。矿床赋存于火山岩及沉积岩两大岩系中,矿床兼有热热水、火山及沉积特点。

### 1. 我国热热水沉积锰矿产出特征

(1) 前已述及,热热水沉积矿床常见于扩张性断裂盆地,诸如大陆、大洋裂谷带,以及与大陆边缘岛弧相伴随的弧前、弧间、弧后等断陷盆地。目前我国已知的多数大、中型和小型锰矿床均见于这

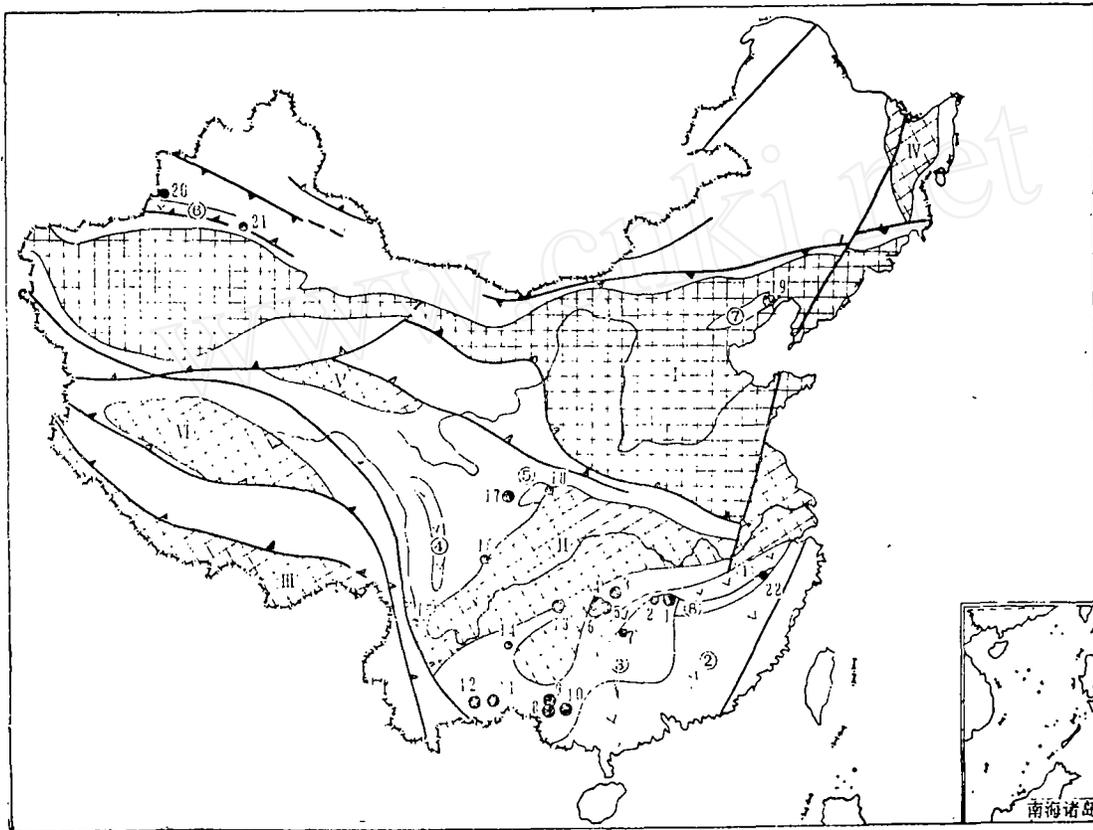


图2 中国锰矿分布与古板块构造示意图

(据李春昱等修编)

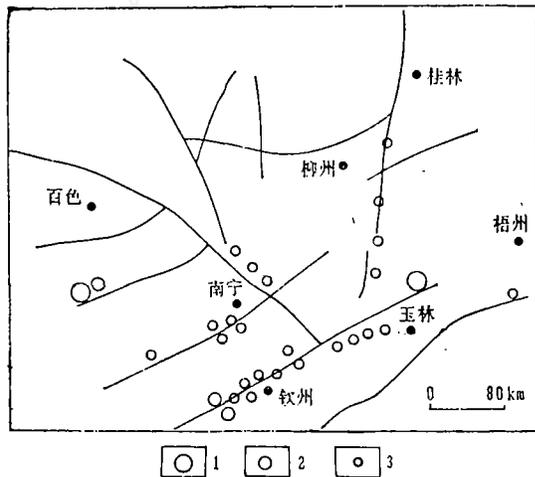
I—塔里木—中朝地块; II—扬子地块; III—印度地块; IV—佳木斯中间地块; V—柴达木中间地块; VI—羌塘中间地块; ①—江南古岛弧; ②—武夷—云开古岛弧; ③—右江—湘桂弧间盆地; ④—玉树—木里古岛弧; ⑤—龙门山古岛弧; ⑥—中天山古岛弧; ⑦—燕辽内克拉通盆地; ⑧—萍—乐拗陷; 1—湘潭(锰矿床,下同); 2—棠甘山; 3—民乐; 4—大塘坡; 5—大原; 6—扬立掌; 7—江口; 8—下雷; 9—湖润; 10—东平; 11—斗南; 12—建水; 13—遵义; 14—格学; 15—鹤庆; 16—轿顶山; 17—虎牙; 18—黎家营; 19—瓦房子; 20—昭苏; 21—莫托沙拉; 22—乐华

种类型的盆地中(图2、表1)。锰矿床的分布受深大断裂及同沉积断裂控制,如广西境内主要锰矿床几乎无一例外地分布在五大断裂(宁明、南宁、灵

山、博白等)及其两侧的狭长地带(图3);发育在湘、黔、川三角地带的早震旦世含锰岩系中,成群的大、中型矿床也多沿着北东向展布的松桃—独山

### 中国热水锰矿床的构造类型

构造位置及盆地类型	沉积建造特征	矿床实例
1. 华北板块北缘内侧凹陷带	厚大陆源碎屑—碳酸盐岩层中夹含锰粉砂—泥质建造，底部少量火山岩	瓦房子
2. 江南古岛弧与扬子古板块间弧后盆地	厚的半深水泥质建造夹含锰黑色页岩，多有中、酸性凝灰岩	民乐、大塘坡、大屋、扬立掌
3. 玉树—木里古岛弧与扬子板块西缘弧后盆地	深礁相变为深水硅质—黑色页岩相，无火山岩	轿顶山、大瓦山
4. 扬子古板块与哀牢山俯冲带间弧后盆地	较深水碳酸盐岩与硅质岩，向上变为陆源碎屑岩，夹拉斑玄武岩	鹤庆
5. 中天山古岛弧以南的弧后盆地	厚的细碧岩—硅质岩建造与中、酸性火山—沉积建造，锰、铁共生	莫托沙拉、卡兰谷
6. 右江—湘桂弧间盆地	碳酸盐建造夹含锰硅质岩及粉砂—泥质岩建造	下雷、湖洞、木圭、龙头、后江桥、遵义、平乐、荔浦、斗南、建水
7. 龙门山古岛弧与玉树—木里古岛弧间盆地	厚的碎屑—复理式沉积，夹较多中、酸性火山碎屑沉积，锰铁共生	虎牙、黑水
8. 中天山古岛弧与克地敏古岛弧间盆地	厚的碳酸盐建造，几无火山碎屑岩	昭苏
9. 江南古岛弧前盆地	薄的较深水含锰黑色页岩建造，无火山物质	湘潭、棠甘山
10. 扬子板块东南侧萍—乐前陆盆地	陆源碎屑相变为厚的碳酸盐层，硅质建造，锰、铁共生，少量火山灰	乐平花亭
11. 龙门山古岛弧内盆地	厚大细碧岩—沉积岩系顶部	黎家营



**图 3 广西晚泥盆世锰矿分布与活动断裂**  
(据莫斯霖)

1—大型锰矿床，2—中型锰矿床，3—小型锰矿床及矿点

深断裂两侧分布，这些断裂带对矿化区的沉积相、沉积环境及沉积建造都起着直接控制作用。

(2) 锰矿常与硅质岩共生，许多锰矿床中几乎均见有硅质岩。如广西 4 个主要含锰层位都有硅

质岩和碧玉岩等，桂西南上泥盆统五指山组发育的下雷、土湖等矿区含锰岩系是由深灰色泥质条带扁豆状灰岩、含锰灰岩、硅质岩、含锰硅质岩组成；上泥盆统榴江组发育的木圭锰矿，其含锰层即夹于硅质岩、硅质页岩及燧石层中，部分含锰薄层即含锰硅质灰岩；桂中地区发育在大塘阶中的龙头锰矿，含锰岩系中也含有硅质扁豆体，底板是灰岩、硅质岩互层；中三叠统百逢组含锰层则是与硅质灰岩、凝灰质硅质泥岩、泥灰岩呈互层。其他含锰岩系如二叠系当冲组、栖霞组，三叠系加福组、中三叠统松桂组等，都见有硅质岩层及其他夹层。

(3) 近年随着研究程度的提高，不少沉积锰矿区都发现含火山岩类物质，有的甚至在镜下清晰可见火山物质条纹与锰矿条纹相互构成叠层理，或互相混合物堆积成条带状（如民乐等地），显示锰矿沉积与火山的内在联系，同时锰矿区及其邻区还常伴有重晶石、碧玉、硅质岩等热水沉积的典型矿物及岩石。

(4) 同一矿床可出现沉积、充填、交代融蚀等不同形态的矿体，矿体一般为多层。如民乐锰矿，矿体界线与围岩层理一般为整合接触，但局部

有穿切层理的现象，这在矿体呈分枝状和透镜状产出的部位较为清楚。

(5) 矿石成分比单纯的沉积矿床复杂，常见一些热液矿物组合。矿石中铁锰不易分离，Fe/Mn 比值较低，如江口、棠甘山等，或在同一区域Fe、Mn矿化相随，如遵义锰矿(图4)，尤以火山岩系中的热水沉积矿床表现更为典型。

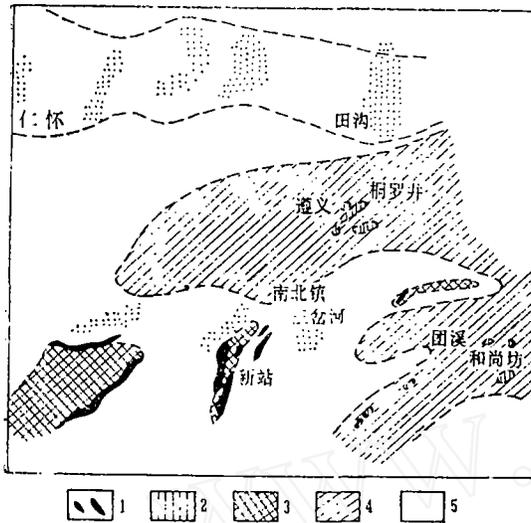


图4 遵义龙潭组底部铁锰矿矿  
产分布及相变规律示意图

(据贵州冶勘三队地质科简化)

1—粘土—菱铁矿相; 2—粘土—碳酸锰矿相; 3—  
粘土—绿泥石铁矿相; 4—锰质粘土、锰质灰岩、  
锰硅质岩相; 5—粘土—黄铁矿相

(6) 矿石及围岩中常见Ba、Ni、Co、Ti、Sb、B、F等标志性微量元素。Ba在海水中多呈硫酸钡沉淀，矿石中Ni、Co、Ti等较富，一般Co>Ni。

Marching指出，热水沉积物中，As含量可达200ppm，Sb为7ppm，而远海沉积中的As仅为10ppm，Sb则为2~3ppm，因此可用它们来区分两种沉积物的成因。

此外，热水沉积含锰岩系上下常见铅锌矿化、黄铁矿化等，这在福建兰桥、湖南后江桥、阳新银山等地均可见到。

(7) 海底热水沉积的稀土元素(REE)分布也有其特征，一般在富集的稀土元素中独缺Ce。英国BP研究中心提出，海洋水生铁锰矿床比起总的沉积物有着高含量的REE(与北美页岩对照)，水生

铁锰结核一般比总的岩石生成物质富集5~10倍，与水生铁锰矿床相比，热液矿床也富集了REE，但也是其中缺Ce。

## 2. 实例分析

(1) 广西大新下雷锰矿床 锰矿层产于上泥盆统五指山组灰岩中，深灰色、紫红色、猪肝色碳酸锰层夹在扁豆体灰岩、钙质泥岩、硅质岩条带的泥灰岩中，岩层及矿层中纹层理发育，含牙形石类、浮游介形类及少量竹节石。锰矿为层状，多层，原生矿石为碳酸锰及硅酸锰—碳酸锰矿石，原生锰矿物主要由菱锰矿、钙菱锰矿、锰方解石等组成，区内硅酸锰矿物有蔷薇辉石、铁锰叶蛇纹石、红锰铁矿、锰帘石等。

矿床显示的热液沉积特征有：

①矿层见黑云母、蔷薇辉石、铁锰叶蛇纹石等热液硅酸盐矿物，过去认为是变质作用形成，而区内未见任何区域变质显示。区内硅酸盐矿物或成单层，或与碳酸锰矿物混杂成微条带、互层及相互环绕组成豆鲕状，鲕粒核见自形—半自形板柱状蔷薇辉石的粗大晶体。

②具有别于单一冷水沉积成的一套复杂的矿物组合，除以上硅酸盐矿物外，还有褐锰矿、赤铁矿、磁铁矿、阳起石、黄铁矿、方硫钴镍矿、硫钴矿、硫镍钴矿、辉钴矿、辉铁镍矿、针镍矿等。

③含矿岩系含大量硅质层，并由其组成互层、夹层、条带等。

④矿石中硫、氧、碳同位素组成除显示为海水沉积特征外，碳酸锰矿石中的 $\delta^{13}C$ 均为负值，分布较集中于-2.83~-14.29% (18个样中仅2个样近于0的正值，据广西四队)，近似于岩浆岩中的碳酸盐矿物，显示碳部分来自深源。

⑤岩性组合及古生物组合表明，锰矿产于台地上沿张性断裂发育的断陷台沟内。西部那坡发育有基性火山岩，坡荷一带五指山组下部扁豆状灰岩中夹有海底火山喷发细碧岩，说明下雷附近可能有隐伏岩浆源，为热水沉积不仅提供了物源和热源，还提供了热水循环体系(图5)。

(2) 广西桂平木圭锰矿 锰矿产于上泥盆统榴江组中部及底部，由原生含锰灰岩经次生氧化成偏锰酸矿层，是典型的风化锰矿床。锰矿发育3个含锰层，除底层产于东岗岭灰岩侵蚀面上外，其余2层产于榴江组硅质岩、硅质泥岩、硅质灰岩中。围岩中可见碧玉岩、燧石条带及凝灰岩。区内主要

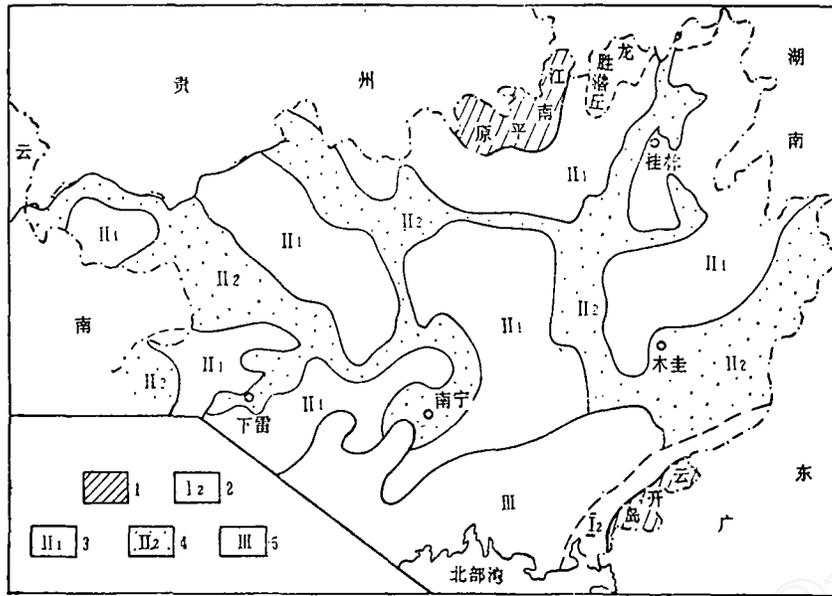


图 5 广西晚泥盆世（法门期）沉积相古地理图

（据《广西泥盆纪沉积相古地理及矿产》简化）

1—古陆；2—滨岸碎屑岩带；3—台地；4—台沟相带；5—海槽

生物化石为浮游介形类和竹节石及牙形类。

据古地理研究，提出该含锰层应划归二叠系下统茅

锰矿所表现的热水沉积特征为：

①含锰层与硅质岩共生，硅质岩中的乳房状、结核状燧石普遍发育。陈先沛等认为，这种结核是热水溶液在盆地底部近表面条件下产生的特殊构造，是温度较高的含 $\text{SiO}_2$ 溶液注入未固结的泥硅质沉积物中经交代、充填和结晶作用而成。

②含矿岩系含凝灰岩、闪长玢岩、碧玉等中性火山岩夹层，与区域一致，均属次碱性玄武岩—粗安岩—英安岩系，是大陆裂谷中火山活动的产物，代表陆棚的热点（陈先沛等）。

③矿石内见球晶石英的球粒化（重结晶）及褪色作用，可见不规则的石英和碳酸锰的细网脉，显示热水沉积交代作用。

④矿层微量元素Ba、Co、Ni偏高，并与锰呈正相关，Co/Ni大于2，均显示热水沉积特点（图6）。

⑤多层矿，水平纹层发育及其古生物组合均反映与下雷锰矿相似。

（3）贵州遵义锰矿是产于贵州二叠系的大型原生碳酸锰矿床，多层菱锰矿产于含黄铁矿水云母的粘土岩中。贵州地矿局102、103队及研究所等单位，沿用的是原地层归属，含矿层划归二叠系上统龙潭组第一段（ $P_2L^1$ ）。1981年贵州省区测队根

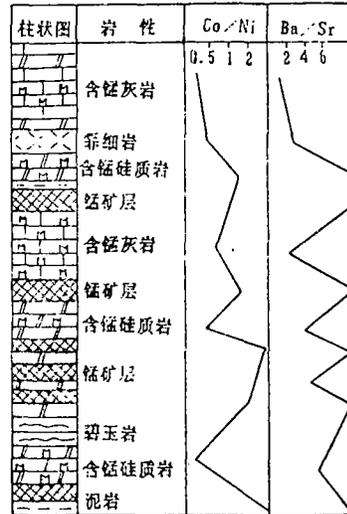


图 6 木圭上泥盆统剖面中

Co/Ni和Ba/Sr比值

（资料来源同图5）

口组顶部层位中。按其划法，该含锰层位就不再是黔中孤立层，而能与我国广大南方二叠系含锰层位（如孤峰组、当冲组）进行对比，笔者采用这一新划法。

就占有的资料分析, 我们认为遵义锰矿应是海底热水沉积锰矿床, 理由如下:

①含锰层夹于黄铁矿质水云母粘土岩中, 顶底板均见硅质灰岩及含燧石灰岩, 尤其在与其下二叠统玄武岩的部分接触界面也见有硅质岩及硅化灰岩, 显示出硅质岩产出与该期海底喷溢玄武岩的相关性。

②区域上该期矿产沿玄武岩外侧分布, 有明显的分带性, 黄铁矿居中, 铁矿围绕其分布, 锰矿则在最外层分布(见图4); 而单个锰矿则为铁锰矿石, 同层位铁矿床中也含有大量的锰, 锰与铁的亲密关系, 表现了热水沉积物的特征。

③锰矿与区域玄武岩的亲密关系还表现在玄武岩中含有较丰富的锰,  $MnO_2$  多大于0.2%, 高者可达0.35~0.71%; 而就微量元素来说, 矿层所含大量玄武岩屑含 $TiO_2$ 高达4%, 几乎与锰矿石中 $TiO_2$ 含量相近。据王庆生等资料, 锰矿层距玄武岩一般为30~100km, 均反映了锰矿沉积与海底火山喷发口有一定距离。

④矿石中见少量玄武岩质晶屑、玻屑。晶屑呈尖锐棱角, 玻屑呈飞鸟状、弓屑状等。这些物质可能为较远处基性火山喷发、细小火山灰质点随水流扩散沉积而成, 表明成矿前期的海底基性喷发活动与成锰有关。

⑤整个矿床中普遍含有热液矿物硫锰矿, 多分布于矿层的下部。硫锰矿早期为微晶, 后期为中粗晶, 少量呈脉状体与黄铁矿共生或连生。硫锰矿的粒度变化反映喷溢早一晚期的混合海水溶液的温度不断升高。

⑥矿石中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为-24.53~+24.00‰, 硫锰矿中的 $\delta^{34}S$ 为-22.49~+19.45‰, 其变化幅度近似于热水沉积物, 将其对照H.J. 勒斯勒、H. 朗格的《自然界中硫同位素 $\delta^{32}S$ 和 $\delta^{34}S$ 分布情况》中的图表, 则恰在热水沉积区间。

矿石中碳同位素  $\delta^{13}C$  为-2.965~-8.086‰, 接近于内生成因的 $\delta^{13}C$  (-5.3~-7.0‰)。

⑦王庆生等的昆明冶金研究所资料说, 深灰色锰矿石中含有微量钙钛矿及轻稀土矿物的细小包裹体, 其稀土含量也表现为Ce短缺。

遵义锰矿形成作用的特征是, 上部覆盖着沼泽沉积的煤层, 故人们误认为属于海陆交互相沉积。笔者则认为, 上覆盖地层岩相不足以判定锰质的沉积作用, 只能代表成矿以后的环境变化。正如湘潭

式锰矿夹在冰积砂、砾层中一样, 成锰与冰川作用无关。成锰后的区域构造变化, 即便是逐渐过渡式的改变, 也不能代表成锰期的沉积环境。相反, 锰矿层下的白泥塘硅质钙质层, 虽然与锰矿层之间有不整合面, 可能是局部基底地形造成, 并不能因此表明其间有沉积间断, 而白泥塘层与锰矿层出现的范围近似, 且含锰层“包”在白泥塘层之中, 白泥塘层又普遍含锰, 它们之间微量元素含量也有近似之处, 所有这些都表明二者应属连续沉积。

(4) 云南鹤庆锰矿 该锰矿是近年新发现的小型富锰矿床, 矿石中氧化锰矿石含Mn在40%以上, 碳酸锰矿石含Mn也大于28%。矿区位于古扬子板块西侧与哀牢山俯冲带之间的弧后盆地南部, 产于上三叠统松桂组, 含锰岩系为粉砂-泥质岩建造, 多层矿体与硅质岩关系密切, 含大量海绵骨针、有孔虫等微体生物化石。矿体表现有明显的热水沉积特征:

①含矿岩系与中、基性火山喷发关系密切, 区域及夹层中含拉斑玄武岩、橄榄玄武岩、苦橄玄武岩等基性火山岩类。

②矿体呈稳定层状、多层, 延伸较大, 下层矿已控制长约800m。

③有一套较高温形成的矿物组合, 如黑锰矿、黑铁矿、蜡硅锰矿、钡镁锰矿等, 与硬锰矿、菱锰矿共生。

④有一系列热水沉积锰矿的地球化学特征, 如Cu、Pb、Zn含量较高, Zn高可达0.65~0.47%,  $Co/Ni > 2$ , 平均达3以上, 最高达8(据刘红军), 矿石及硅质岩中轻稀土富集, 有明显的Ce、Y负异常(据刘红军)。

⑤锰矿与硅质岩关系密切, 凡有硅钙质层(即含Ca硅质岩)处就有下锰矿层。

## 结 语

对我国不少原生沉积锰矿床, 过去多认为属陆源提供锰质的正沉积矿床。依现有资料分析, 笔者认为其中大部分应是在拉张构造环境中形成的较深水的海底热水沉积矿床。按其不同构造部位可分为: 分布于板块内侧断裂盆地、陆内裂谷、弧后、弧前、弧间等盆地, 以及前陆盆地和古岛弧等类型, 其间还可进一步划分各种含锰建造, 待进一步研究。而我国的锰矿又以碳酸锰矿为主, 中科院地化

(下转第29页)

成。这一基本出发点无疑是对的,尤其对专门研究更是如此。但是,据我们掌握的资料,许多的长石中U含量很少超过2~3ppm,尤其华北地区一般均低于1~2ppm,因此,对中、新生代岩浆岩来说,其校正数接近在实验误差范围内,尤其是 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值校正更小,而蒋的讨论文章(《地质评论》,V 35, No5)中所列举长石含U量可达7.8ppm以上,那一般是含U异常花岗岩(或含U花岗岩)中才能出现。因此,我们在一般性的研究中,可以不必考虑测定长石中含U、Pb量进行校正,以减少测试工作量,尤其是进行对比、示踪等研究,更可省略。

### 结 论

1. 地壳物质中不存在单阶段演化铅,它们均

为多阶段演化的普通铅;

2. 因此,采用对比、示踪研究更有价值,不仅能研究物质来源、构造—化学环境,还能指导找矿勘查工作;

3. 仅仅对岛弧火山环境中火山—沉积岩系中某些整合块状硫化物矿床的矿石铅,也许适宜于进行模式年龄计算;

4. 普通铅演化之谜仍未真正解决,而Pb—Pb年龄以及异常铅两阶段、三阶段年龄计算问题,尽管有一定价值,但还需深入研究;

5. 目前认识水平上,建立区域铅构造模式也许更有实际意义。

## Present Status and Aspects of Lead Isotope Geology

Zhang Ligang

(上接第10页)

所陈先沛等认为菱锰矿是热水沉积的典型矿物(《层控矿床地球化学》2卷),那么我国绝大多数碳酸锰矿床是否都为热水成因?值得深入探讨。

从热水沉积机理出发,得出以下几点认识,供找矿参考:

1. 沉积锰矿不仅围绕古大陆分布,完全可以出现在广海中。

2. 含锰建造既可以是滨海—浅海沉积物,也

可以是半深海—深海沉积物。

3. 海底热水沉积矿床主要受古构造—深大断裂、裂谷等控制,找矿时应将岩相古地理与古构造分析结合起来,沿构造线找矿。

4. 一些低磷优质锰矿和富锰矿,特别是原生氧化锰矿床,往往与海底火山—热水沉积矿床有关。

## A New Understanding on the Metallogenesis of Manganese, with Notes on China's Mn-deposits

Huang Shikun Lin Qi

The authors believe that the distribution of sedimentary Mn deposits are not restricted to around the old landmass only, but also in the present seas. Mn-bearing formations are littoral-shallow sea sediments, and may be bathyal-deep sea sediments as well. Submarine hydrothermal-sedimentary Mn-deposits are controlled mainly by palaeostructures (deep fracture and fault trough).