

滇东南中三叠统法郎组锰矿床成因的新认识

杜秋定¹⁾, 伊海生²⁾, 惠博²⁾, 武向峰²⁾, 陈三运²⁾, 陈广义²⁾

1) 中国地质调查局成都地质矿产研究所, 成都, 610082;

2) 成都理工大学沉积研究院, 成都, 610059

内容提要: 产于滇东南中三叠世拉丁期法郎组地层中的锰矿床, 锰矿石出现氧化锰矿与碳酸盐锰矿混合存在现象, 没有明显的变质现象, 为沉积成因。矿石中一般都含有生物碎屑。我们对采自这一地区的斗南、岩子脚、老乌、土基冲等典型矿床的锰矿石样品, 进行了系统的薄片显微镜和扫描电镜观察, 同时应用 X 射线衍射对矿石矿物成份作了相应分析。观察到这些矿石中的鲕、豆状结构是由蓝绿藻类微生物凝聚作用形成的显微叠层构造, 具有核形石特有的核心和包壳, 其明一暗纹层相间的显微结构特征可以与现代深海大洋铁锰结核相类比。本文通过对核形石显微结构特征的观察和对锰矿物生成时介质环境的讨论, 初步研究结果表明, 锰矿形成可能位于古氧化还原界面附近, 该区锰的富集可能与微生物活动密切相关。

关键词: 锰质核形石; 微生物成因; 氧化还原界面; 中三叠统法郎组; 滇东南地区

锰矿是冶金工业的重要原料, 随着冶金工业快速发展, 锰矿石需求量不断增加。滇东南地区是我国南方优质富锰矿产区, 锰矿床主要分布于东南部的建水—邱北一带(图 1), 含锰层位几乎全部产于中三叠统法郎组地层中。前人虽然对滇东南锰矿锰质来源及聚锰环境作了广泛研究(郑荣才等, 1991)。但是并未注意到矿石中出现的鲕、豆状结构以及这些构造的建造者——蓝绿藻类微生物可能对锰质富集具有极为重要意义。本文通过对滇东南几个矿区锰矿石显微结构的观察, 对矿石中广泛出现地鲕、豆状结构进行详细地研究, 通过与现代深海锰结核结壳的叠层构造进行对比, 提出了滇东南地区锰矿石中锰质的富集过程可能与蓝绿藻类微生物参与有密切的关系(曹瑞骥, 1986; 伊海生等, 1994, 2008)。同时, 对研究区的锰矿出现氧化锰矿与碳酸盐锰矿混合存在现象, 我们试图从海平面变化引起古海洋氧化还原界面波动的角度, 对锰矿沉淀提出新的解释。

1 区域背景

1.1 区域地质背景及含矿层特征

滇东南锰矿床产于中三叠世拉丁期的法郎组地层中, 为一套海相泥岩、粉砂岩、砂岩夹碳酸盐沉积。

含锰岩系产于上三叠统乌格组碎屑岩之下, 中三叠统个旧组灰岩之上, 它与上下两组之间有一沉积间断面存在。法郎组有两个含锰段, 下含锰段位于法郎组的中一下部, 上含锰段位于法郎组中—上部, 除斗南外并非每个剖面上、下含锰段的锰矿层均同时并存, 岩子脚剖面只有下部锰矿层, 上部矿层尖灭, 老乌剖面只有上部锰矿层, 下部矿层尖灭。矿体上、下盘围岩均为薄层状含锰泥岩或泥岩、泥灰岩局部含生物碎屑。泥岩成分主要为泥质物, 大多数泥质物发生轻微结晶作用, 部分变成显微鳞片状粘土矿物和绢云母类矿物。

锰矿石有氧化锰矿石和原生碳酸锰矿石两类: ① 氧化锰矿石, 斗南、岩子脚、老乌地区原生氧化锰矿物是褐锰矿为主的, 而土基冲矿区的次生氧化锰矿石由硬锰矿组成。② 碳酸锰矿石, 主要为菱锰矿, 一般零星产于氧化锰矿层或较深部位, 是未氧化的原生碳酸锰。脉石矿物有石英、长石及粘土矿物, 另还有一些碳酸盐矿物及微量的自生矿物和稳定的重矿物。

1.2 采样位置及分析方法

本次研究所采矿石样品, 位于云南省砚山县斗南白菇上含矿段及斗南下含矿段、文山州文山县老

注: 本文为“十一五”国家科技支撑计划项目(编号 2006BAB01A12-5)的成果。

收稿日期: 2009-10-10; 改回日期: 2010-04-07; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 杜秋定, 男, 1983 年生。硕士研究生。沉积学专业。通讯地址: 610082, 成都地质矿产研究所; Email: dqjuding@163.com。

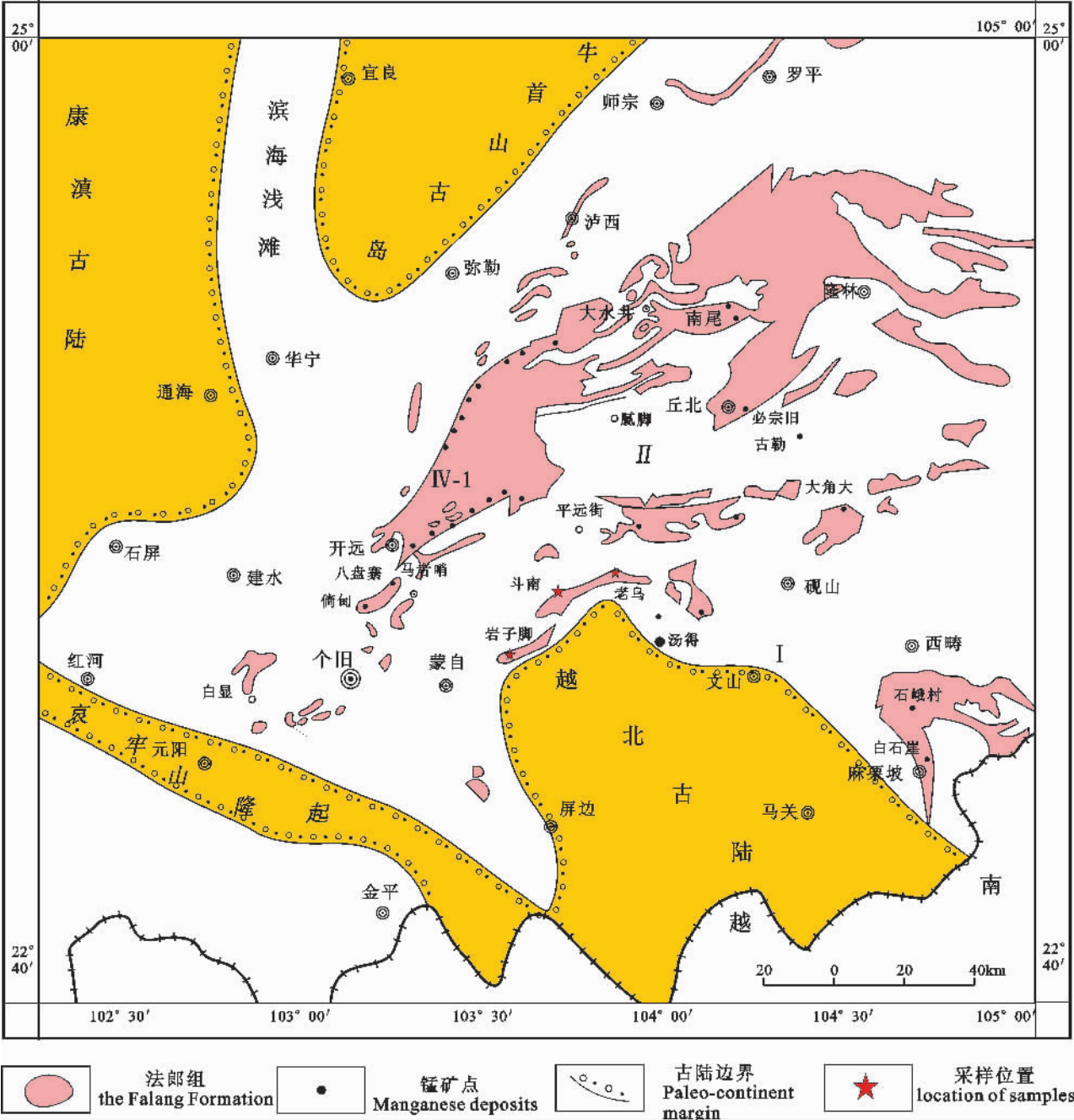


图 1 滇东南地区法郎组及锰矿点分布示意图(据刘国基等^[1]简化)
Fig. 1 Distribution of Falang Formation and manganese deposits and ore occurrence
in Southeastern Yunnan(simplified from Liu Guoji et al. ^[1])

乌,红河州蒙自县岩子脚锰矿点及砚山县平远镇土基冲矿点。所采层位均为拉丁期法郎组含锰建造。所采的矿石类型为:灰黑色鲕、豆状灰质锰矿石,紫红色条状灰质锰矿石及块状灰质锰矿石。从所采的矿石类型中挑选有代表性的矿石样品磨制薄片观察。按矿石中鲕、豆状形态及组成矿物褐锰矿、钙菱锰矿的不同,进一步筛选磨制阴极发光薄片。

2 鲕、豆状结构锰矿石特征

2.1 外部结构及形态特征

(1) 氧化锰矿石呈黑色,条痕为褐黑色,中等硬度,主要矿石矿物为硬锰矿,呈显微他形粒状或鳞片结构,粒径在 0.01~0.03mm 左右,常聚集为密集的点群产出,呈不规则斑点状、长扁豆状和条带状。

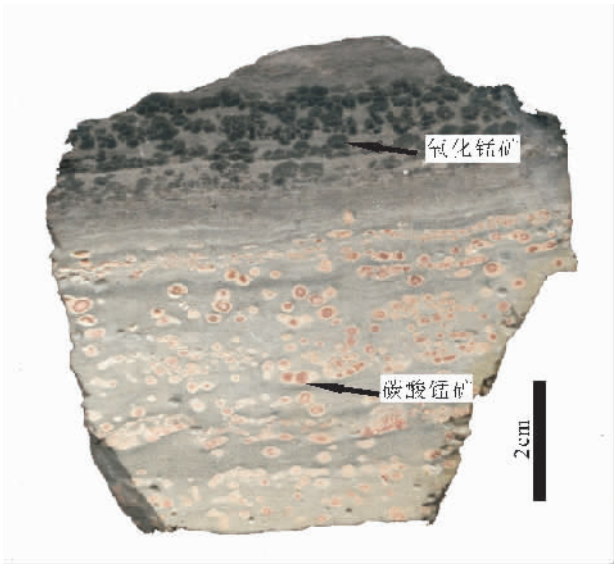


图 2 砚山县土基冲矿点锰矿石样品
Fig. 2 The samples of manganese ore from the Tujichong ore occurrence, Yanshan County

矿石花斑状构造,常呈不规则的微细脉状、条带状和斑点状产于泥质物中或与泥质物呈互层状。氧化锰矿在泥质物中具体产出形态为:① 当泥质物为主时,氧化锰矿成不规则的细脉穿插在泥质物中,形成一种网脉状构造;② 当泥质物较少或氧化锰矿含量

相当多时,氧化锰矿和泥质物则形成彼此相间的黑色质点和白色、灰白色质点产出或是黑色氧化锰呈斑点、斑块产于泥质物中,或泥质物呈斑点、斑块状产于氧化锰矿中。

(2) 碳酸锰矿石:浅紫红色,中等硬度,主要矿石矿物为菱锰矿,呈粉晶—微晶状、他形粒状结构,晶粒十分细小,大多数在 0.01~0.04mm 间,并聚集为 2~3mm 大小,呈鲕、豆状、斑点状、扁豆状、条带状或串珠状分布于泥状物中,核心和圈层特征显著,其分布有明显的规律性或定向性,即沿岩石的层理方向展布,呈微层状构造。

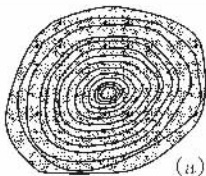
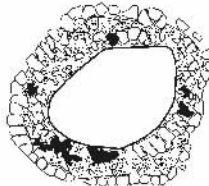
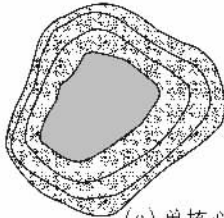
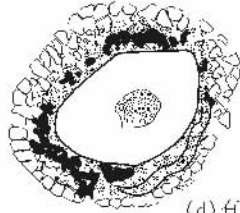
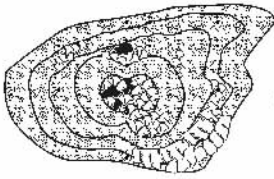
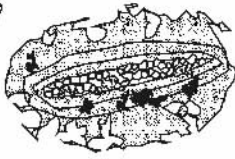
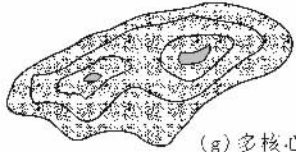
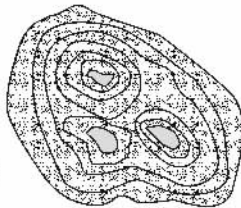
2.2 鲕、豆状结构显微特征

被选取制做薄片的样品,呈灰黑色、紫红色块状、条带状和斑状构造。鲕、豆状结构矿石表面可以观察到圆形、椭圆形以及不规则形状的颗粒,呈分散状产出,含量 30%~40%,颗粒粒径 1~3mm,大小不等,局部甚至可以观察到同心环带构造。显微镜下研究鲕状、豆状结构的特征,具有核形石特有的核心和包壳,按核心和包壳类型的不同,详细描述如下。

2.2.1 核心

核心是核形石形成的基础,纹层围绕核心层分布。核心的形状对核形石的外形有一定的影响,特

表1滇东南锰矿石中核形石的不同形态
Table1 The different oncolith types in manganese ore of Southeastern Yunnan

无核	 (a) 无核明暗层交替	 (b) 无核边缘为亮层		
单核	 (c) 单核心的规则纹层	 (d) 有核无层	 (e) 单核心的波状纹层	 (f) 纹层随核心形态变化
多核	 (g) 多核心波状纹层	 (h) 多核心波状纹层		

别是一些薄壳核形石,核形石的形态只是核心形态的反映。随着纹层厚度的增加,核心形态的显露相对减弱。因核心物质不尽相同,不同的环境,不同相带,都可以不一致。核心有无及核心物质类型的不同是本文核心描述的依据。

(1) 无核的核形石,这类核形石,核形石大小 0.45~1.5mm 不等。一类只有富屑的亮层及富藻的暗层交替组成,核形石纹层中含有细小的石英颗粒(表 1a)。另外一类无核的核形石,纹层形态已经不明显,外层为 0.03mm 左右的亮的碳酸盐矿物圈层,其余只显现褐—黑色的褐锰矿(表 1b)。

(2) 单核的核形石,此类核形石的核心类型丰富多样,也占核形石的大多数。核心为生物碎屑,岩石碎屑,偶见自生的钠长石。① 生物碎屑(表 1c),从与核形石伴生的生物类型来推断,核心有介壳,棘皮动物及腹足的存在。棘皮动物骨板的单晶结构比较明显,一般大小为 0.3mm 左右;腹足生物的壁为亮晶方解石,体腔被泥晶方解石填充,由泥晶纹层缠绕;介壳生物,晶粒结构,生屑长 1mm,宽 0.3mm 左右,呈长条状,纹层随核心形态的变化而改变(表 1f)。② 岩石碎屑,碳酸盐碎屑,泥晶到微亮晶,大小 0.9mm 左右,近似球形,纹层由富屑的亮层及富藻的暗层交替组成。单核的核形石,有的也只有核心存在,没有纹层结构显现(表 1d),有核无层。

(3) 多核心的(表 1g,h),包括两个及两个以上的核心,这类核型石不是很多。复核核形石较大,2.5mm 左右,它包含两个较小的核形石,大小 0.6~0.8mm,泥晶结构。多核核形石较小,1.5mm 左右,核心大小为 0.15~0.3mm,由三个核心组成,纹层由富屑层和富藻层交替组成。多核心核形石包壳纹层由于受核心的制约,所以纹层内层常常呈现波状弯曲。

2.2.2 纹层

纹层,核心的包围物质,是核形石研究的重点。我们可以用肉眼观察到核形石由颜色深浅不同的两种纹层交织叠覆。实际上,深浅纹层是由更细微的单元纹层组成,并非单纯代表一期藻类的活动与否。圈层明暗的深浅是单元纹层组合在宏观上的表现。亦即深色纹层中可以有許多贫藻单元纹层,而浅色纹层中也可以包括许多富藻单元纹层,关键是富藻单元纹层分布的密集程度(Baturin et al., 1983; 李熙哲等, 2000; Arenas et al., 2007)。叠层石和核形石生长过程中,不仅仅只是一种形态的变化,基于它的形态、厚度以及纹层垂向的结构,作为分类描述的

依据。

(1) 较为规则平滑和轻微起伏的薄纹层。纹层由浅色的微晶灰岩,微亮晶灰岩与之交替的为暗棕、黑色微晶灰岩,总体上来讲,纹层连续,平滑或具轻微的波状。核形石大小一般为 0.5mm,一般二十几层,包壳的厚度为 0.2mm。规则的暗色层由泥晶方解石组成,纹层厚度较小,一般 6.7~10 μ m,极为规则,在包壳缠绕方向上,纹层性质基本不发生变化(图版 I-1)。与之对应的微亮晶纹层,由微亮晶方解石组成,厚度比暗层稍大一些,在 6.7~33.5 μ m。明、暗层平行排列形态规则,但是在沿着包绕方向都有明显向顶端变薄的趋势。规则的明、暗层平行排列,说明两类纹层形成时的水动力条件一致,当时的水动力较强,核形石发生了滚动,与底质发生频繁的联系。

(2) 波状和弧形交错的厚层(图版 I-2,表 1a)。这样的纹层和 1 类纹层相比,纹层起伏呈波状,皱状,连续性较差,厚度增加。核形石大小一般为长轴 0.8~1mm,短轴 0.6mm,包壳的厚度为 0.35mm。明层由微亮晶的方解石厚 0.06~0.1mm;暗层为泥晶方解石,厚度和明层相差不大,被锰矿浸染,有不规则的藻斑点。总体上纹层呈波状,在包壳缠绕方向上有厚度的变化;个别局部孤立呈穹状突起,交错成一定的角度。说明当时核形石形成时,水体呈间歇性的变动。

(3) 柱状纹层。这样的纹层分为双列连生桥状(图版 I-3,4)和单柱状的隆起(图版 I-5),纹层呈丘状凸起,似柱状。双列连生的柱状,纹层不连续,两个柱状体之间有间断,连接处呈一定角度,尖端指向核心。柱体高 2.12~2.72mm,宽 1.21mm。纹层由亮晶的方解石 0.15~0.65mm 和厚度相差不大的泥晶层交替构成。内部纹层收敛于核心,外部纹层则从底端收敛凸向核心。有些核形石纹层呈单柱状的丘状,高 1.5 mm,宽 1.21~1.51mm,明暗层的厚度相差不大,0.0303~0.09 mm。单柱状的纹层和双列相比,形体要小一些,且纹层厚度要细一些,纹层在包绕方向比较平滑、连续性好。

(4) 共生的凝块石。作为微生物碳酸盐岩的一种类型和微生物生命活动相关的产物,凝块石常常与核形石共生,形成特别的颗粒碳酸盐岩(梅冥相, 2007)。滇东南锰矿石中的凝块石(版 I-6),大小不一,多与核形石共生,但有时又单独产出。凝块石颗粒一般 0.15~0.3mm,最大的可达 0.45mm,小的 0.06mm,隐晶—泥晶为主,形态多样,棱角一次棱

角—浑圆状,胶结物由泥微晶到亮晶。显示水动力是一个逐渐增强的过程。图中一些凝块石除了微生物泥晶外,还包有少量微晶的生物碎屑,显示出极明显的凝聚作用和捕获作用特征。

3 氧化还原界面与锰成矿的关系

在沉积地球化学场中,锰、铁、磷、硅等元素由于相似的地球化学习性常常伴生在一起。在 Eh—pH 关系图上看到,溶解 Mn^{2+} 具有较大的稳定场。还原条件下,如果体系中增添碳酸盐就会形成比较稳定的含锰固态矿物。在海水中, CO_3^{2-} 略有增加, Mn^{2+} 就会生成菱锰矿。

由于锰矿物沉淀时受介质所控制,所以锰化合物的稳定性与 Eh—pH 值有密切关系(Garrcls and Christ,1965;Hem and Corpper,1959;Hem,1972)。在锰—水系统的 Eh—pH 稳定关系(图 3)中,显示了锰的固态物质的稳定区域、溶解度及锰氧化物的类型。锰有三种稳定氧化态: +2, +3 和 +4 价,如图所示,氧化物包括 MnO_2 (软锰矿), Mn_2O_3 , Mn_3O_4 , 在低的 Eh 值条件下,氢氧化锰也处于稳定态,复杂的溶质还有 $MnOH^+$ 和 $HMnO_2^-$ 。由于 Mn^{3+} 在沉积环境中的不稳定性, Mn^{3+}/Mn^{2+} 的氧化还原对则控制着溶液中 Mn^{2+} 沉淀(图 4)。

海盆中的锰可能是内生热液和陆地上的外生作用以及海岸区域供给的。通过对现代海盆(黑海,波罗的海,加拿大 Sannich Inlet, 卡里亚科海沟)自然条件下的热力学分析研究,表明在无机含水系统中 Eh—pH 平衡关系控制着不同锰化合物的溶解和沉淀(Krauskopf, 1957), 另外, HCO_3^- , SO_4^{2-} , HPO_4^{2-} 和有机质也影响着锰的沉淀(Hem, 1963, 1972, 1981; Stumm and Morgan, 1970)。

经过对矿物生成时介质环境的讨论,肯定锰矿物的沉淀取决于锰在海水的溶解度和物理化学稳定场的因素。在盆地边缘,由于陆地的水体注入使海水淡化,促使藻类及各种生物的繁殖,此时的介质性质是偏酸性的。当海进后,水体加深,海水中的 $CaCO_3$ 成分由浅至深增高,介质由偏酸性渐变为弱碱至碱性环境中。碱性介质中,海水相对变深,水循环差,是呈弱挠动的深水环境,锰矿物沉淀时所需的物理化学环境是由氧化界面控制的。也就是说,氧化界面的升降控制着介质的性质及锰矿的生成。

4 讨论

人们普遍认为,核形石是微生物在分泌粘液过

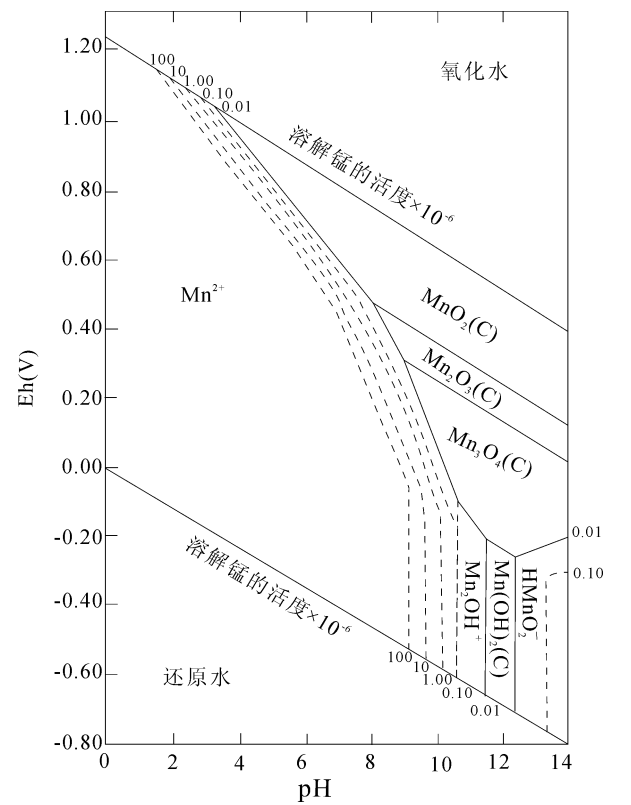


图 3 锰—水系统中锰的溶解度和固体与溶液的
稳定关系图(数据引自 Hem,1972)

Fig. 3 Stability fields of solid and solute and solubility
of manganese as functions of pH and redox potential in
system Mn—H₂O(dates from Hem,1972)

程中捕获、粘结碎屑物质或碳酸钙质点,围绕核心加积而成,而微生物生长和新陈代谢所形成的沉积构造,以叠层石最引人注目;同时,在沉积地球化学场中,锰、铁、磷等元素由于相似的地球化学习性常常伴生在一起。因此,借鉴铁、磷叠层石成矿的研究成果,对研究锰核形石有一定的帮助。

叠层石与沉积锰矿共生已被大量的文献所证实。Doyen (1973) 曾描述过扎伊尔前寒武纪 Kisenga—Kamata 锰矿带的 Kamata 地区,不同地层中锰碳酸盐矿石中的聚环叠层石 Collenia。Litherland & Malan(1973)曾描述过南非博茨瓦纳 Kgwakwe 丘陵区约 2000 Ma 的前寒武纪锰矿床,在其矿石堆中见有叠层石构造的锰矿石,他们认为这种锰叠层石可能是直接形成的,也可能是碳酸盐交代生成的。在印度 Udaipur Rajashun 附近的 Maton 和 Bargaon 地区,锰氧化物与叠层石紧密伴生的前寒武纪磷质层有关(Roy, 1976, 2006)。Jenkyns(1970)曾描述过古地中海地区的侏罗纪红

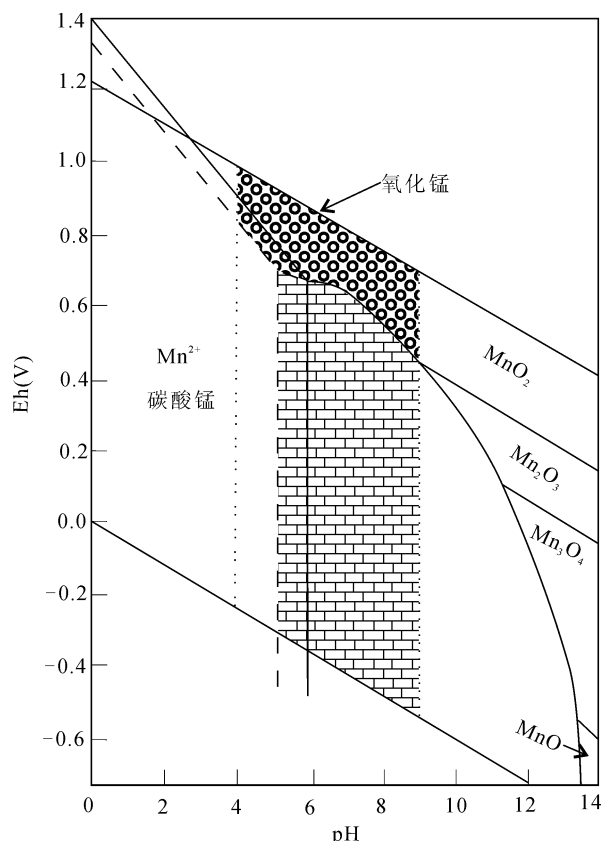


图 4 氧化锰和碳酸锰在天然水中的稳定性

(据 Roy, 2006; 数据引自 Krauskopf, 1957)

Fig. 4 Stability of Mn oxides and Mn carbonates in natural water (from Roy, 2006; dates from Krauskopf, 1957)

色石灰岩中的古锰结瘤和古铁锰结瘤与藻叠层石相互伴生的情况。现代海洋中锰矿叠层石也有许多报道。Monty (1973) 认为现代锰结瘤就是海洋的叠层石, 如 Blake 高地的锰结瘤 (水深 500~1100m) 具有很细而有规则的层纹构造, 具波状特征, 并发育有较好的圆柱构造, 这些构造是由丝状的细菌聚集了铁及锰的氧化物而形成的, 并断定, 不同类型的细菌可以形成不同成分的结瘤。此外, 他还强调, 在大多数情况下, 要区分叠层石是细菌成因还是蓝藻类成因是困难的, 而且叠层石构造并不总是与透光带有关。许东禹 (1998) 认为, 铁锰结核的内部构造、矿物和化学成分反映了结核的形成环境和生长机制; 海底沉积物和孔隙水及底层水中微生物生态演替改变了结核生长的微环境, 即氧化和还原环境交替出现, 从而形成了结核的纹层、柱状和树枝状构造; 不同的微生物可以产生不同的结核构造。

我国关于现代海洋锰结核的研究, 张富生等

(1995)、边立曾等 (1996)、林承毅等 (1996)、邓昱等 (2006) 等, 他们先后对深海锰结核的描述方法和术语进行了定义概括, 深海锰结核新类型—锰质核形石及结核结壳中超微生物化石的发现, 认为这些超微化石所代表的超微生物群正是铁锰结核体的建造者。此外, 还有学者在深海发现了铁细菌, 甚至还在实验室中培养出了铁锰细菌 (阎葆瑞等, 1994), 这些都为生物成因注入了新的活力。然而遗憾的是, 迄今为止谁也没能在结核体中发现正在起建造作用的微生物活体。胡文宣等 (1999) 利用研究生物体最有效的高精度荧光显微镜, 对 1997 年底刚从东太平洋采回的铁锰结核进行了系统研究, 发现了建造这些结核的大量微生物“活体” (已死亡), 铁锰结核内部发育良好的微生物显微荧光结构, 微生物的生命活动与铁锰结核的成因密切相关。我们有充分理由认为, 锰结核在形成过程中, 微生物起着极其重要的建造作用, 这些微生物的叠层构造, 就是核形石, 而深海锰结核就是锰质核形石。

我国沉积锰矿的特征是鲕粒结构, 锰质叠层石少见。在湘中、湘西, 黔东北及川东南等地早震旦世碳酸盐型湘潭式沉积锰矿, 鲕状结构的矿石最为典型, 在该矿石中发现有很大一部分为球状锰矿小颗粒, 具有蓝藻化石细胞的形态特征, 黎盛斯 (1985) 认为沉积碳酸盐矿物的生成应与古藻类生物的生命活动发生过直接关系。

夏学惠 (2001) 对燕辽成矿带元古宙黄铁矿叠层石丘堆式沉积与块状硫化物的富集作用的研究表明, 黄铁矿叠层石呈丘堆式产出是一种特殊海底喷气热水环境中, 嗜热微生物不断吸附、富集成矿元素, 并将硫酸盐还原为 H_2S , 菌藻类吸附的 Fe^{2+} 与 S^{2-} , 形成了黄铁矿叠层石。Berner (1981), Roy (2006) 对锰矿的沉积环境做深入研究, 他们认为在氧气富足的条件下, MnO_2 类型的矿物才能稳定存在, 在低氧或缺氧的环境中, Mn^{4+} 离子被还原成 Mn^{2+} 离子。由于细菌硫酸盐的还原增加碱度, 碳酸锰矿物是在缺氧硫化物环境中优先沉淀。

研究区的锰矿为氧化锰矿与碳酸盐锰矿混合存在, 都是沉积成因, 没有明显的变质现象。矿石一般都含有生物碎屑, 因此可以判断锰矿形成是位于古氧化还原界面附近, 由于海平面的不断升降, 氧化锰矿也随之不断的溶解沉淀, 最终使得贫氧层孔隙水中锰离子的浓度达到最佳值, 形成锰碳酸盐。由于氧化锰矿溶解不完全, 形成氧化锰矿与碳酸盐锰矿混合存在现象。

根据研究区法郎组的沉积相特征、原生锰矿的形成条件和锰的地球化学特征,笔者等认为斗南锰矿的形成经历了以下几个阶段(图 5):① 锰的聚集阶段(图 5a),由于锰从沉积物中淋滤出来,随海水或河流带入海洋,在贫氧的底层水和空隙中, Mn^{2+} 逐渐富集起来并达到一定的浓度;② 氧化锰的形成阶段(图 5b),由于间歇的海侵,富氧的海水流入,溶解的锰被氧化成氧化物颗粒,在一定时期内海水底部的滞留作用,细的颗粒在海洋底部富集起来。③ 碳酸锰矿的形成阶段(图 5c),随着海水中氧的消耗,缺氧系统环境再次建立,锰再次被溶解成 Mn^{2+} ,细菌硫酸盐的还原增加碱度,加上高的 Mn^{2+} 浓度,在一定条件下过饱和 Mn^{2+} 离子则形成碳酸锰矿物。

滇东南锰矿石中出现的大多数是鲕、豆状,具环带状结构的核形石,还有少部分的凝块石与之相伴生。毋庸置疑的是锰矿核形石中有较多的藻类存在。研究区的锰矿为氧化锰矿和碳酸盐锰矿混合存在。矿石一般都含有生物碎屑,因此可以判断锰矿

形成是位于氧化还原界面附近,由于海平面的不断升降,氧化锰矿也随之不断地溶解沉淀,最终使得贫氧层孔隙水中锰离子的浓度达到最佳值,形成锰碳酸盐。由于氧化锰矿溶解不完全,形成氧化锰矿与碳酸盐锰矿混合存在的现象。

5 结论

滇东南鲕、豆状锰矿石中呈分散状态产出的球状、椭球状以及不规则形状的颗粒,这些颗粒在显微镜下研究,具有核形石特有的核心和包壳,并且核心和纹层形态复杂多样,常常有凝块石与之相伴生。通过与现代大洋深海铁锰结核相类比,这些具有同心环带构造的鲕、豆状结构,与锰矿的原始成因关系极为密切,蓝绿藻类微生物可能对锰质富集具有极为重要意义。锰矿物的沉淀取决于锰在海水中的溶解度和物理化学稳定场的因素,由于古海平面的不断升降,导致氧化还原界面的迁移,形成氧化锰矿与碳酸盐锰矿混合存在的现象,因此氧化界面对控制着介质的性质及锰矿的生成也起着至关重要的作用。

致谢:本文在写作过程中,得到了项目组的支持。特别是参加野外工作的成都理工大学博士夏国清,硕士荣建锋、李盛俊、杨伟、孙瑕、达雪娟、马雪等,在此特致谢意!

注 释 / Note

① 刘国基,刘作铭,伍昌弟,何勤,周跃军,等. 1984. 滇东南中三叠统锰矿远景评价调查报告. 昆明:云南省地质矿产局第二地质大队内部资料。

参 考 文 献 / References

边立曾,林承毅,张富生,杜德安,陈建林,沈华梯. 1996. 深海锰结核——核形石的新类型. 地质学报,70(3):232~236.
曹瑞骥. 1986. 藻类在含铁叠层石成因中的作用. 微古生物学报,8(2):185~193.
邓昱,马翔,盛东,洪建明,边立曾,林承毅,张富生. 2006. 电子显微镜在深海锰结核研究中的应用. 电子显微学报,25(增刊):350~351.
邓昱,张富生,林承毅,边立曾,洪建明,陈建林. 2006. 深海锰结核壳中超微生物化石的电镜观察. 电子显微学报,25(增刊):352~353.
胡文宣,周怀阳,顾连兴,张文兰,陆现彩,潘建明,符琦,张海生. 1999. 深海(铁)锰结核微生物成因新证据. 中国科学(D辑),29(4):362~367.
黄思静,卿海若,胡作维,裴昌蓉,王庆东,王春梅,邵晓勇. 2008. 川东三叠系飞仙关组碳酸盐岩的阴极发光特征与成岩作用. 地球科学,33(1):26~34.
黎盛斯. 1985. 当前我国锰矿地质工作中的几个问题. 见:中国锰矿地质文集. 地质矿产部区域地质矿产地质司编. 北京:地质出版

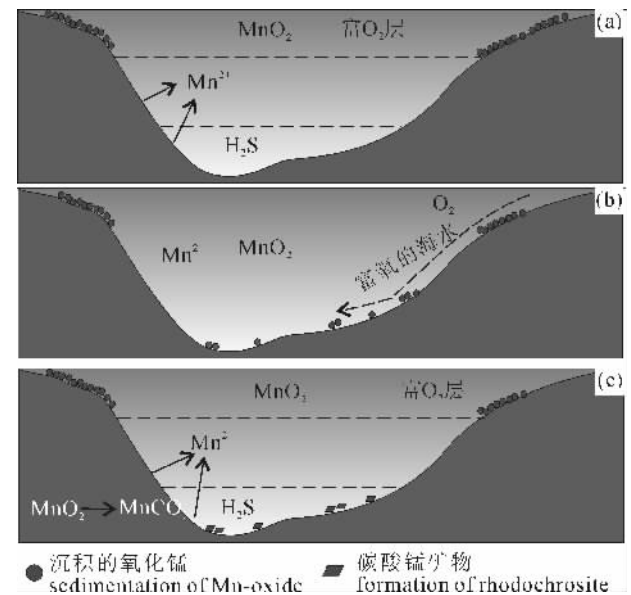


图 5 滇东南地区锰矿形成示意图

Fig. 5 Schematic figure showing formation process of the Mn deposits in Southeastern Yunnan

(a) 海水停滞期,锰从沉积物中淋滤出来,并在贫氧的海水中富集;(b) 短期海水的氧化, Mn^{2+} 被氧化,氧化锰在深水富集;(c) 缺氧环境的重建,氧化锰的还原和碳酸锰矿物的形成
(a) Stratified water column, manganese is leached from the sediments and enriched in the anoxic water; (b): short term oxygenation, oxidation of a Mn^{2+} , accumulation of Mn-oxide in the deepest part of the basin; (c): renewal of anoxic conditions in bottom water, reduction of Mn-oxide and formation of rhodochrosite

- 社,358~364.
- 李熙哲,管守锐,谢庆宾,汪泽成. 2000. 平邑盆地下第三系官中段核形石成因分析. 岩石学报,16(2):261~268.
- 林承毅,张富生,边立曾,周旅复,陈建林,沈华梯. 1996. 深海锰结核中微生物的分类及串珠状超微生物化石的研究. 地质通报,41(9):821~824.
- 梅冥相. 2007. 微生物碳酸盐岩分类体系的修订:对灰岩成因结构分类体系的补充. 地学前缘,14(5):222~234.
- 梅冥相. 2007. 从凝块石概念的演变论微生物碳酸盐岩的研究进展. 地质科技情报,26(6):1~9.
- 石油地质勘探专业标准委员会. 1994. 岩石样品阴极发光鉴定方法(SY/T5916-94). 北京:石油工业出版社.
- 夏学惠. 2001. 黄铁矿叠层石丘堆式沉积与块状硫化物的富集作用. 化工矿产地质,23(3):129~133.
- 许东禹,阎葆瑞. 1998. 海底铁锰结核纹层和柱状构造成因的探讨. 海洋地质与第四纪地质,18(3):31~36.
- 阎葆瑞,张胜,张锡银,等. 1994. 太平洋中部水—岩系统中微生物活动及其成矿作用. 北京:地质出版社,1~99.
- 伊海生,林金辉,周忌忌,李军鹏,黄华谷. 2008. 可可西里地区中新世湖泊叠层石成因及其古气候意义. 矿物岩石,28(1):106~113.
- 伊海生,曾允孚,夏文杰. 1994. 扬子台地东南大陆边缘上震旦统硅质岩的超微结构及其成因. 地质学报,68(2):132~143.
- 张富生,边立曾,林承毅,周旅复,杜德安,陈建林,沈华梯,韩喜球. 1995. 深海锰结核中螺旋状超微生物化石的发现及其意义. 高校地质学报,1(1):110~116.
- 郑荣才,张锦泉. 1991. 滇东南斗南锰矿重力流沉积及其聚锰环境. 成都地质学院学报,18(4):65~74.
- Arenas C, Cabrera L, Ramos E. 2007. Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). Sedimentary Geology,197:1~27.
- Baturin G N, Dubinchuk V T. 1983. Biomorphie Ultramicroscopic Structures in Pelagic Ferro manganese Concretions. Oceanology,23(6):997~999.
- Berner R A. 1981. A new geochemical classification of sedimentary environments. J. Sediment. Petrol.,51,359~365.
- Doyen L. 1973. The manganese ore deposit of Kisenga—Kamata (Western Katange) mineralogical and sedimentological aspects of the primary ores. in: Amstutz C C and Bernard A J. eds. Oresin Sediments. Berlin;Springer,93~100.
- Garrels R M and Christ C L. 1965. Solutions, minerals and equilibria. New York;Harper and Row,172~266.
- Hem J D, Cropper W H. 1959. Survey of ferrous—ferric chemical equilibria and redox potentials. U. S. Geological Survey, Menlo Park, California, W 1495—A: 31.
- Hem J D. 1972. Chemical Factors that Influence the Availability of Iron and Manganese in Aqueous Systems. U. S. Geological Survey, Menlo Park, California, 443~450.
- Hem J D. 1981. Rates of manganese oxidation in aqueous systems. Geochimica et Cosmochimica Acta,45:1369~1374.
- Jenkyns H C. 1970. Fossil nodules from the west Sicilian Jurassic Eclogae. Geol. Helv.,63:741~774.
- Krauskopf K B. 1957. Separation of manganese from iron in sedimentary process. Geochemica et Cosmochimica Acta, 1(2): 61~84.
- Lithefland M, Malan S P. 1973. Manganiferous stromatolites from the Precambrian of Botswana. J. Geol. Soc. Lond.,129:543~544.
- Monty C. 1973. Les nodules de manganese sont des stromatolites oceaniques. Compt. Rend. Acad. Sci.,276:3285~3288.
- Monty C. 1984. Stromatolites in Earth History. Terra Cognita, 4(4):425~430.
- Roy S. 1976. Ancient manganese deposits. In: Wolf K H. ed. Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits, Vol. 7. Amsterdam; Elsevier Sci. Pub. Co.,395~470.
- Roy S. 2006. Sedimentary manganese metallogenesis in response to the evolution of the Earth system. Earth-Science Reviews,77(4):273~305.

A new recognition about genesis of manganese ore deposits in the Falang Formation of Middle Triassic, Southeastern Yunnan

DU Qiuding¹⁾, YI Haisheng²⁾, HUI Bo²⁾, WU Xiangfeng²⁾, CHEN Sanyun²⁾, CHEN Guangyi²⁾

1) Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Chengdu, 610082;

2) Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059

Abstract: The manganese deposit in the Ladinian Falang Formation of the Middle Triassic, produced in the Southeast of Yunnan. In research areas both have Mn oxide and Mn carbonates, which is sedimentary not obviously metamorphism and most of them have bioclast. Concentric rings structure are obviously observed in oolitic and pisolitic manganese ores. The thin sections from manganese ore samples are systematically observed from typical deposits in Dounan, Yanzijiao, Laowu and Tujichong. The microstructures of oolitic and pisolitic ores are detailed described on the observation of microscope. It is suggested that these concentric laminar structures in manganese deposits are origin of blue—green algae micro-organism and similar to common oncolitic structures. They have nucleus and encrustation fabric that can be compared with present Fe—Mn nodule in modern deep ocean environment. The preliminary study results show that Mn enrichment in this region probably relative to micro-organism activity, also finding

biodetritus in the manganese ore, which means manganese ore close to the redox level.

Key words: Manganese oncolite; microbiogenic; redox level; the Falang Formation, Middle Triassic; Southeastern Yunnan

图 版 说 明 / Explanation of Plates

- 1. (一), 较为规则平缓 and 轻微起伏的薄纹层, 纹层由浅色的微晶灰岩, 微亮晶灰岩组成。
- 2. (一), 核形石由波状和弧形交错的厚层组成, 黑色不透明的为褐锰矿。
- 3. (一), 弧形交错的厚层双列连生桥状。
- 4. (一), 照片 3 的局部放大。
- 5. 假柱、单柱状的隆起的纹层。
- 6. 与核形石伴生的大小不一的凝块石。
- 7. 核形石在显微镜下, 核心为泥晶—微晶而不显示纹层。

- 8. 核形石只有一个亮而薄的边缘存在, 而不显示核心。
- 1. (一), Flat or slightly wavy thin lamination composed of light coloured micrite, microsparite or spar laminae.
- 2. Wavy or irregular thick lamination, the dark opaque mineral is braunite.
- 3. The wavy or irregular thick lamination, like double bridge. 4. enlarged one of the photo 3.
- 5. Pseudocolumnar or columnar lamination.
- 6. The different types of thrombolites associated with oncolite.
- 7. The nuclei of the oncolite consist of micrite— microsparite.
- 8. The boundaries of the oncolite is light laminae, but no nuclear.

《顾知微文集》评介

2008 年值中国科学院院士顾知微先生诞辰 90 周年暨从事地质工作 70 周年之机, 中国科学院南京地质古生物研究所启动了编纂《顾知微文集》工程, 于 2010 年 4 月由中国科学技术大学出版社出版。

顾知微先生 1918 年 5 月生于江苏南京市, 1942 年毕业于西南联合大学地质地理气象系, 早年在经济部中央地质调查所工作。1948 年获中国地质学会第四届许德佑先生纪念奖金。

1951 年至今在中国科学院南京地质古生物研究所工作, 曾任中国地质学会助理书记、中国古生物学会常务理事、荣誉理事、全国双壳类学科组领导小组组长。1980 年当选为中国科学院学部委员(院士)。1982 年, 他作为主要参加者之一的《大庆油田发现过程中地球科学工作》获国家自然科学基金一等奖。他是我国著名的地质学家、地质矿产勘查学家、古生物学家、地层学家、科普作家, 尤其是对中国古贝类、双壳类古生物学和中生代陆相地层学有很深造诣。

《顾知微文集》为全铜版纸硬皮精装本, 大 16 开 464 页, 约 90 万字, 图文并茂, 全面而深刻地反映了顾知微院士的生平, 学术成就和开拓创新精神及崇高道德风范。

书之前有图版 16 页, 含彩色及黑白照片共 67 帧, 多数为首次公开发表的珍贵历史照片。

正文分四大部分:

(1) “无脊椎动物古生物学: 双壳类化石”。包括学术论文 16 篇, 如: “四川西部下三叠统上部铜街子组的动物群”(英文《中国地质学会志》, 1946), 《中国的瓣鳃类化石》之核心部分——“中国非海相瓣鳃类化石的面貌和分布”(1980), “论中国非海相中生代地层及瓣鳃类化石的分布与发展”(1980 年),

“龙爪沟群和鸡西群双壳类化石群的时代”(2000)。

(2) “生物地层学: 古、中生界及相关命题”, 包括学术论文 19 篇(部)。如: “关于铜街子系”(《地质论评》1946), 《中国的侏罗系和白垩系》(1962), 《中国侏罗纪地层对比表及说明书》(1982), 《中国白垩纪地层对比表及说明书》(1982), 《论我国非海相侏罗系和白垩系的分界》(1983), 《陆相侏罗系》(2000), 《论闽浙运动》(2005)。

(3) “普及科学知识: 传播与启示”。包括了他的五篇短小精悍的科普文章: “为科学而科学的路走得通吗?”(1948)、“中国科学的绊脚石”(1948)、“科学要深入民间去”(1948)、“重新探寻祖国的地下资源”(1949)、“菩萨在哪里?”(1950)。

(4) “闪亮人生: 科学之路”, 包括五篇自传及抒情文章: 为纪念前地质调查所成立 80 周年而写的“我在前地质调查所的地层古生物工作”(1996)、为《中国科学院院士自述》所写的自述条目(1996)、为中国科学院院士工作局所编之《科学的道路》撰写的“我的古生物学科之路”(2005)、“我的追忆: 童年、少年、青年”(回忆录之一部分, 朱光琪、徐均涛整理, 2008)。为纪念尹赞勋逝世 10 周年而写的“怀念建猷夫子(1994)”。

该书后面还附有“顾知微著作目录”(84 篇; 1946~2005)、“顾知微地质工作报告目录”(9 篇; 1944~1955; 徐均涛、邓龙华、马振刚整理), 以及陈楚震、文世宣为他写的传记(载 1991 年出版的《中国现代科学家传记·第 2 集》), 黄旭曦的访谈录“顾知微——细微之处见精神”载(1996 年出版的《科海星光》, 刘何健、汤炯写的“顾知微”(载《江苏科技报》2005 年 12 月 9 日 A5 版), 最后是“顾知微简历及大事记”(徐均涛整理)。

(刘荣灿 供稿 章雨旭编辑)

