

沉积物演化与某些层控矿床的形成

赖应钱

(广东省地质科学研究所)

内容提要:产于沉积建造包括火山沉积建造中的许多层控金属矿床,往往是沉积盆地内沉积物在沉积期后不同演化阶段上的派生产物。弥漫在沉积物中的地层水,在沉积建造所经历的沉积、成岩、后生直至变质的不同演化阶段,水温 and 水质也随之发生变异,从而对分散在沉积物中的不同金属成矿物质具有不同淋滤萃取能力,使它们有先有后地发生迁移,而后在地球化学障壁部位尤其是在不同水质的混合带附近发生沉淀,形成不同矿化特色的矿床。每一个汇水-径流-排泄单元,就是一个成矿地质单元。这些矿床的控矿地质因素,很大程度上就是控制沉积物形成和演化的因素,尤其是控制地层水水温水质演化和活动规律的古水文地质因素,与油气藏的形成既有相似之处也有差别。

主题词: 沉积物演化 金属元素活化转移窗口 成矿地质单元 水质混合带

许多金属矿床产出于一定地层层位之中,因此早年孟宪民提倡“沿地层找矿”^①,近年来人们习惯于将它们称做“层控矿床”。本文拟讨论其中一些矿床与沉积物演化之间的内在联系,并以粤北地区产于泥盆系中的矿床为例,探讨有关这些矿床区域成矿机理的若干基本问题。

一、沉积物演化的一般特征与成矿介质溶液来源

除了宇宙成因矿床和某些岩浆矿床而外,对于绝大多数金属矿床来说,成矿介质水的来源和活动问题,是个根本问题。因为没有成矿介质水的活动,就没有随之发生的金属物质迁移,也就无所谓金属物质的沉淀和矿床的形成。在矿床产于沉积地层中的地质条件下,成矿介质水往往来自沉积地层本身,对此国外一些学者(如B. H. 霍洛多夫, 1982; J. S. 汉诺等, 1979; R. W. 哈钦森等, 1980; A. T. 特瓦利列利德泽, 1981)有过不少论述。

众所周知,沉积地层中含有大量同生孔隙水。它们大多是地壳表层水(在海相地层条件下是海水,在可接受大气降水补给的条件则参与有地表水)。这些地层水,随着沉积物在沉积、成岩、后成直至变质的不同阶段上的演化,水温和水质也相应发生变异和演化,从而对分散在沉积物中的金属物质具有不同选择性的淋滤萃取能力,成为成矿介质溶液的主要来源。因此,了解此种来自沉积物但又不断发生变异的地层水在沉积期后不同演化阶段上的基本特点,就成为探讨某些层控矿床区域成矿作用的主要前提和基础。

当沉积物与沉积盆地中的底层水隔绝之后,就开始进入成岩阶段,继而进入后成(成岩期后)阶段。成岩与后成阶段之间并没有截然界线,其划分目前也尚无统一方案。参照前人资料,本文将成岩阶段划分在约相当于沉积物处于温度大约 135℃ 以下,孔隙度减小至只有 10% 左右,膨胀性粘土第三次脱水基本结束之时(表 1)。此后发生的变化意味着已经固结

① 孟宪民等(1965)“沿一定层位找矿是今后找矿的重要方向”

成岩的沉积物进入了后成阶段以至变质阶段。沉积物在沉积期后各个演化阶段上的某些基本特征,大体如表1所示。

表1 沉积物演化阶段及基本特征

Table 1. Evolutionary stages and basic characteristics of the sediments

沉积物演化阶段(本文)	粘土和有机质变化阶段(1)	有机质转化进入气态溶液中主要成分(1)	有机降解带(2)	石油形成阶段(3)	岩石形成阶段(3)	成煤阶段(3)	大致温度(°C)(3)	粘土脱水特征和脱水阶段(4)	水的类别	粘土或灰泥孔隙度(%)	盐度	细菌及生物化学作用	某些石油研究人员的成岩阶段划分(5)
沉积-降解阶段		有机质氧化分解产生有机酸、CO ₂	含氧氧化带		成岩作用	(泥炭)			同生底層水	70-90	正常	重	
成岩阶段	早期(I)	二氯化碳-硫化氢阶段	初始成油期,有机质分离出H ₂ O、CO ₂ 、H ₂ S、气态烃、沥青类、硫酸盐按顺序产生大量H ₂ S	硫酸盐还原带	准备阶段	褐煤	10-20	粘土脱水曲线 第一次脱水作用	同生孔隙水			重	早成岩阶段
	中期(II)	沥青-石油阶段	主要成油期,石油、烃类、水溶有机质占优势	热液成岩带	主要生后作用	长焰煤	60		同生孔隙水			不	中成岩阶段早期
	晚期(III)	脱水阶段	主要成气期,主要生成气态烃,有少量H ₂ S和CO ₂	热液成岩带	最后阶段	气煤	80-90		同生封存水	30		重	中成岩阶段晚期
	早期	二氯化碳-硫化氢-二氯化硅阶段	有机质分解产生H ₂ O、CO ₂ 、H ₂ S、CH ₄ 、SiO ₂		晚后生作用	肥煤 焦煤 半无烟煤 无烟煤	115-120 135 150 165 180 210		同生残余水及深埋地表水	10 <10	增高	重	晚成岩阶段
后成阶段	晚期						300						

表中(1)主要据B. H. 霍洛多夫(1982); (2)据Lynne E. Johnson lbach (1982); (3)据A. A. 卡尔泽夫和N. B. 瓦索耶维奇(1972); (4)据E. A. 小佩里和J. 毫尔(1972)粘土脱水曲线; (5)转引用自刘凤坪和刘励(1981); 其余内容参考了叶连俊(1973)、傅家模(1975)、J. S. Hanor (1979)、Harvey Blath (1980)、廖士范(1982)等资料

原始沉积物中所包含的同生孔隙水在数量上是十分巨大的。在沉积阶段,泥质岩石的孔隙度可达70—90%,砂质岩石可达40—45%,其内均为孔隙水所充满。也就是说,水的数量等于甚至远远大于沉积物本身。即使在成岩阶段,仅仅在泥质岩石由蒙脱石转化为伊利石的过程中,所排出的水仍可达沉积物原始体积的10—15%。B. H. 霍洛多夫据前高加索东部第三纪粘土矿物实际成分所作的估算,认为每1 m³粘土可放出100—110 kg水。如按地层厚度1000 m、伊利石化面积9000 km²计算(这些数字均小于粤北东部地区泥盆系桂头群的厚度和分布范围),则释放出的总水量只比黑海的水量(75 Tt)①少一个数量级。

显然,沉积物不同的形成环境、成分、渗透性,原始孔隙溶液的不同性质,它们所处的不同成岩阶段,都将导致地层水性质的差别。对于海相细砂泥质沉积物来说,其中所包含的原始孔隙溶液为海水(在有膏盐沉积的环境下则一开始就是盐度比正常海水高得多的卤水),它在各成岩阶段上的水质演化,与表1中所列的特征比较一致,对此许多文章^{[1-3]②}中已有详细论述。特别值得着重指出的是,随着埋深增大而发生的成岩过程中,由于地热升高、有

① B. H. 霍洛多夫, 1982, 对后成作用的新认识

② B. H. 霍洛多夫(1982)“对后成作用的新认识”; J. S. Hanor (1979)“热液流体的沉积成因”; R. W. 哈钦森等(1989)“流体向深部渗透和矿石沉积”; A. Г. Твалирелидзе (1981)“热液沉积硫化物成矿作用的地球化学”; J. B. Boles和J. G. Franks (1979)“得克萨斯西南部威尔科克斯组砂岩中粘土的成岩作用”; Lynne E. Johnson lbach (1982)“古海相沉积中有机质含量和沉积速率的关系”; A. G. Collins (1980)“油田卤水的起源和演化”; 刘凤坪、刘励编译(1981)的“国外油气运移研究”; 张锦泉编译(1982)的“泥质岩的成岩作用”

机质分解、硫酸根还原、粘土脱水（同时金属物质解吸）、薄膜渗滤效应、烃类物质在高温还原条件下放出 H_2 等的作用，使中后期成岩阶段封存及残留的孔隙水、有机质不断消耗， H_2S 不断减少，盐度不断升高，水质由 $HCO_3-(SO_4)$ 型向Na-Cl型、Na-Ca-Cl型过渡，酸碱度趋向于偏酸性，对沉积物的淋滤萃取能力增强，成矿物质不断往水中聚集。其中最有意义的差别是，在早期成岩阶段，水温较低，一般在 $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下，水中以富含 H_2S 为主要特征；在中期成岩阶段，水温增高，约为 $60-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，盐度也开始增高，但水中以富含可溶有机质为主要特征；在晚期成岩阶段，水温进一步增高，约为 $80-135\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，除了含可溶有机质外，盐度显著增高。到了后成阶段，除了温度和盐度进一步增高外，卤族元素中F可能渐居优势，pH值趋向于减小。

对于陆相粗碎屑沉积物而言，由于原始的淡水沉积环境，以及有机质稀少且又易于迅速氧化，成岩孔隙水中 H_2S 浓度总是低的。但是由于长石类矿物的分解可使K含量增高，而且可以得到一些来自基底岩石的裂隙水的补给，此种裂隙水主要是在不整合面之下的老地层中由大气降水下渗演化而来。

对于较纯的海相碳酸盐软泥沉积而言，它在早中期成岩阶段与上述海相细砂泥质沉积物的演化趋势基本上是一致的，但受粘土脱水的影响小。当有机质分解完全后，则愈往成岩后期尤其在后成阶段，与碳酸盐岩处于平衡状态的残留孔隙水将明显地偏碱性。不纯碳酸盐岩中的水质演化则视其中泥质物含量的多寡而有所变化。

应当指出，上述各种形成于不同沉积建造、沉积环境和成岩阶段的地层水并非是孤立地存在的。它们不仅可能接受由沉积盆地外围渗来的大气降水的补给，尤其重要的是，它们可以在同生断层引导下发生水力联系，构成复杂的地下径流排泄系统。而且还由于不同地区地热梯度的差别，成岩演化进程也将发生差别，导致地层水的水质、水温及其对沉积物中所能淋取的元素也产生差别，以致同一地层层位在不同空间部位和时间演化阶段上，可能形成矿种组合和矿化特色并不相同的矿床。

粤北产于泥盆系中的主要金属矿床，具有硫铁、铁铜多金属或铅锌锑汞等不同矿化特色或矿种组合^[4]。但是它们的成矿介质水，根据已有的氢氧同位素资料，结合成矿地质环境进行分析，来源于地层水的可能性最大。

例如，大宝山铁铜多金属矿床 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值有两组：一组为 $-1.28-3.36\text{ }^{\circ}\text{‰}$ ，一组为 $6.52-7.29\text{ }^{\circ}\text{‰}$ ^①。前一组往往为构成矿床主体的层状矿体所具有，可能主要来自矿层下部桂头群碎屑岩中的孔隙水。因为该地层下部为陆相沉积而上部为海相沉积，即前者原始孔隙水为淡水，它们往上渗流排泄时，与后者环境中的及海盆底层的海水发生混合，因而其 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值偏向负值。后一组往往为脉状及角砾状矿石所具有，可能是在较高温度下具变质水性质的残留孔隙水，而不一定是“岩浆水”。凡口黄铁铅锌矿床 δD_{H_2O} 值为 $-60\text{ }^{\circ}\text{‰}$ ， $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $6.16\text{ }^{\circ}\text{‰}$ ^②，可以解释为岩浆水、变质水或某种类型（如阿尔伯达）较高温度的地层水。如果联系到该矿床具体地质环境，特别是岩浆活动微弱而地热温度可达 $205-210\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上（据岩石和化石体腔中沥青反射率^[5]及下石炭统煤层由烟煤组成），显然解释为较高温度的地层水更符合实际地质情

① 葛朝华、韩发（1984）“广东大宝山多金属硫化物矿床海相火山热液—沉积成因地质地球化学特征”

② 赖应钺、卢炳、江启长、黄慧玲、曹建劲（1984）“粤北泥盆系中主要金属矿床成矿地质条件”。后文中有关粤北的地质资料未另注明出处者均引自该研究报告

况。乐家湾锑矿床与矿化有关的硅化岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值在 -1.21 — $+1.39\%$ 之间,平均为 -0.34% ,表明很可能是来自纯碳酸盐岩中的由海水演化而来的富含 SiO_2 的碱性溶液,与有淡水补给的含砂泥质岩石中的孔隙水相互混合的结果,矿床即在两种沉积物的相变部位(同时也是不同水质类型的混合部位)上形成。

粤北地区已有的某些微量元素资料和硫铅同位素资料,亦能证实地层水参与成矿作用,这将在下一节中叙述。矿物包裹体成分资料中也得到反映:尽管许多矿床的成矿作用发生在不同水质的混合带上(详后),在成矿物质沉淀之后随地热增温过程而转变成结晶矿物时,包裹于其中的气液包裹体大都是经混合后与结晶产物处于平衡状态时的反应残余物,因而所测得的盐度往往偏低,但比之正常海水仍然要高,例如凡口矿区闪锌矿中包裹体平均盐度为 5.4 质量%,大宝山矿区平均盐度则为 12.82 质量%^①。

二、产于沉积地层中金属矿床的主要成矿物质来源

一般地说,金属矿床的成矿物质来源不会超越于运矿介质溶液的径流范围。在成矿介质溶液主要来自地层水的情况下,金属物质也应当主要来自其径流区域内的淋滤萃取对象,即来自沉积建造内部或互有水力联系的相邻沉积建造。它们原先又都来自陆源或同期火山沉积物。

按沉积环境分析,一个位于不整合面之上的完整的海侵—海退旋回,除火山沉积建造外,通常由下部碎屑岩建造—中部碳酸盐岩建造—上部碎屑岩建造组成。碎屑岩建造的沉积物主要来自陆源,尤其下部碎屑岩建造中保留有较多与之邻近的基底岩石(包括基底地层和其中的火成岩)的原有特色。例如在粤北早中泥盆世桂头群碎屑物中,来自寒武系者可能含较高的W,来自奥陶系者可能含较高的Cu,来自加里东期花岗岩者可能含较高的Pb。它们都可以成为提供成矿金属物质的矿源岩。粤北地区泥盆系地球化学资料也表明,桂头群中W、Sn、Cu、Sb等元素含量均较高。在碳酸盐岩建造中,一些金属元素如Pb、Zn、Fe等,也可以通过有机络合物或螯合物的形式被搬运,并为碳酸盐软泥所吸附而与之共沉淀^[6],成为提供金属物质的矿源岩。而位于碎屑岩与碳酸盐岩两类建造之间的过渡岩石,往往为滨海潮坪相或浅海相的细砂泥质或不纯碳酸盐沉积物。正如历来有关沉积岩地球化学资料及现代海洋调查资料^[7]所表明的,这类岩石通常都具有较高的金属元素丰度,更具有提供金属物质的潜力。粤北地区在此过渡部位上普遍有黄铁矿化,成为重要的矿源层;广西泥盆系下部碎屑岩中普遍含Sn较高,尤以向碳酸盐岩的过渡部位为最高^②。至于火山沉积物,它可以呈夹层出现于上述各种沉积建造之中,甚至可能单独构成巨厚的火山沉积建造。它们含有更为丰富的金属物质,具有提供金属物质的巨大能力。

当前,认为正常沉积矿床的成矿金属物质主要来自陆源并与沉积环境有关,争议较小;而对于沉积期后形成的矿床,以及火山热液沉积矿床,其金属物质来源问题则看法颇多。原因主要在于,这些矿床大多属于传统矿床学的热液矿床,历来强调其金属物质来自岩浆衍生物,而迄今又尚无确切说明其具体来源和迁移过程的示踪剂。不过据粤北泥盆系中一些矿床提供的资料,表明成矿金属物质来自沉积物的可能性确实很大。

① 喻铁阶等(1982)“粤北凡口—大宝山地区铅锌矿床气液包裹体研究”

② 郑传伦(1982)“广西锡矿主要成矿条件的初步研究”

例如, 凡口矿区地层中Pb、Zn含量随地层层位降低而降低(表2)。导致出现这种现象的最可能的原因是, 下部层位在成岩孔隙水渗流并往同生断层汇集排泄时, 很大一部分Pb、Zn被淋取走了; 而当同生断层停止活动即地下径流系统窒息后, 上部层位中的Pb、Zn才少受或免受淋洗而能够较多地保存于原处。矿区内系统的原生晕剖面资料 and 不同层位元素含量统计资料也都有与此相似的特征^①。例如在元素含量概率统计曲线上, 壶天群中的Pb呈较好的对数正态分布, 而在主要含矿层位天子岭中亚群中则呈多峰曲线, 其中两个主峰(120及33 ppm)似乎分别反映了元素淋洗前后的含量分布特征。同时, 50件铅同位素样品的高 μ 值也反映Pb主要来自上地壳; 这些样品(相关系数为0.9143)能够较好地构成一条相交于3亿年的等时线, 反映成矿作用可能主要发生于地层的成岩阶段。

表2 凡口矿区各层位Pb、Zn含量统计表
Table 2. Pb and Zn contents of various stratigraphic horizons in the Fankou ore district

地 层 层 位				代 号	基本岩性	平均厚度(m)	样品数(个)	Pb(ppm)	Zn(ppm)
石 炭 系	壶 天 群			$C_{2+3}ht$	碳酸盐岩	450	334	131.83	199.53
	帽 子 峰 组			D_3m	碎屑岩	72	4	86.3	158.6
泥 盆 系	上 统	天 子 岭 群	上 段	D_{3t}^{c-2}	碳酸盐岩	75	37	60.9	168.9
			下 段	D_{3t}^{c-1}		48	22	63.0	139.9
			中 亚 群	D_{3t}^b		105	62	51.2	104.3
			下 亚 群	D_{3t}^a		262	63	34.3	72.5
		东 岗 岭 组		D_2d		96	12	20.5	66.1
		桂 头 上 亚 群		D_{1-2gt}^b	碎屑岩	145	12	12.0	77.6

分析单位: 壶天群由地质科学院物探研究所和706地质队(1960—1962)分析, 其他各层位由广东省地矿局中心实验室(1981—1983)分析

凡口矿床规模巨大, 意味着汇集成岩(成矿)地层水的径流区域亦即淋洗作用所波及的地域范围比较大, 故在地层岩石的地球化学特征上有着比较明显的反映。一般中小型矿床, 则未必都反映得那么明显和规则。不过有些蚀变作用明显的矿区, 有时也可以看到一些类似的迹象。例如马口黄铁矿区, 未经受大理岩化(包括退色化)的岩石普遍含星点状和微细条带状黄铁矿和磁黄铁矿, 而经受了大理岩化的岩石则变得洁白纯净, 硫铁矿物荡然无存, 矿体即赋存于其中的角砾岩化地段。这似乎表明成矿物质在大理岩化岩石中的消失及其在角砾岩化地段的聚集, 是同一地质作用过程的两个方面, 即矿质很可能来自经受过淋洗而发生了蚀变的岩石。

至于作为组成金属硫化物矿床重要组分的硫, 就粤北而言, 无论硫同位素资料还是岩石地球化学资料, 都表明它来自有关的沉积环境或沉积物。尽管粤北各矿床的 $\delta^{34}S$ 平均值并不相同而且差别很大, 甚至同一矿床(如凡口)早晚不同阶段的不同硫化物也有明显差别, 但都只不过是沉积一成岩环境和温度, 以及硫的再转移次数等许多因素综合作用的反映, 其初

① 赖应钱(1981)“仁化凡口矿区古断层的存在及其控矿意义”

始来源均系海水硫酸盐的还原硫。尤其有意思的是,尽管粤北泥盆系碳酸盐岩中以盛产硫化物矿床(包括众多的黄铁矿床)而著称,但S在区域各碳酸盐岩地层中的丰度值(270—520 ppm)却远远低于世界碳酸盐岩的丰度值(1200 ppm,据涂里千和费德波,1961)。这只能作出如下解释:正是由于S往矿床中聚集才造成了它在地层中的相对亏损,即参与成矿作用的S来自地层。

三、一些成矿金属元素的活化迁移条件和迁移形式

无论传统矿床学理论或热力学原理,还是近年来一些对现代成矿作用的实地调查资料和成岩成矿实验资料,都说明水溶液的温度和性质对金属元素的迁移起着决定性的作用。分析粤北泥盆系中的主要金属矿床资料,发现一些元素的迁移大体上依 $\text{Fe} \rightarrow \text{Pb}$ 、 Zn 、 $(\text{Hg}) \rightarrow \text{Sb}$ 、 $(\text{Hg}) \rightarrow \text{Cu}$ 、 $\text{W} \rightarrow \text{Sn}$ 的次序。这一顺序伴随介质水温度的增高和相应的水质类型的变化。现分别讨论如下:

Fe 在成岩阶段(以凡口为例), Fe^{2+} 往往较 Pb 、 Zn 为早即在较低的温度下发生迁移。从黄铁矿包裹体成分(盐度为11.2%)推测,此时溶液中的盐度已比较高。从前述地层水一般演化趋势推测,此时溶液中含有较多可溶有机质并可能呈偏酸性。从岩矿石中Fe与Cl(54件样品相关系数为0.5775)尤其是与I(54件样品相关系数为0.8416)密切的正相关关系推测,Cl在成矿空间内是否大量逸失对Fe的沉淀似无重大影响,而I在非蒸发岩条件下的存在则与有机质分解有关^②。由此可以认为, Fe^{2+} 很可能是在较低温度(小于80℃)下在偏酸性的溶液中呈氯络合物或有机络合物迁移的,尤其可能以后者占主导地位。乐家湾矿区能够搬运大量 SiO_2 的碱性溶液,却几乎没有迁移 Fe^{2+} 的能力因而极少含 Fe^{2+} 的矿物,也反证了 Fe^{2+} 在较低的温度下只随偏酸性的溶液迁移。但在较高温下,如马口矿区, Fe^{2+} 在碱性溶液中也能发生迁移,推测此时水中含 HS^- 较高, Fe^{2+} 可能是与 HS^- 络合迁移的。如果是高温的酸性溶液,如大宝山,则对 Fe^{2+} 的搬运能力是极强的。

Pb、Zn、Hg 从凡口矿区Pb、Zn晚于Fe及地层水一般演化趋势推测,Pb、Zn迁移时的温度大约在80℃以上,大体相当于粘土第二、三次脱水阶段。苏联黑海切列肯半岛的钴丰富Pb、Zn的卤水温度(80℃)和密西西比油田卤水温度(100—140℃)^①可为佐证。凡口矿区,矿石中的Pb、Zn与Cl、I呈很密切的对数负相关(如 $r_{\text{Cl}-\lg \text{Zn}} = -0.8130$, $r_{\text{I}-\lg \text{Zn}} = -0.8644$),表明Cl、I在成矿空间的逸失能促使大量Pb、Zn络合物分解,导致Pb、Zn的沉淀。但I含量仅约为Cl的1/10,表明Pb、Zn在溶液中的主要迁移形式可能是氯络合物。岩矿石中Mg与Cl显著的正相关还表明,Mg也曾参与成矿作用,Cl主要是与Mg结合为 MgCl_2 迁出的。由此导致铅锌矿物中气液包裹体的Cl、Mg含量降低,同时导致据此计算的盐度(5.4%)比之黄铁矿(11.2%)反而要低的假象。

凡口矿区还伴生有大量Hg(几乎全部赋存于闪锌矿中),与Zn相关非常密切, $r_{\text{Hg}-\text{Zn}} = 0.9690$,可见Hg可与Pb、Zn在相同的水温水质条件下迁移,其主要迁移形式也很可能是氯络合物。

Sb、Hg 在粤北,单一锑矿床与硅化岩紧密共生,单一汞矿床则在空间上邻近锑矿带

② J. S. Hanor (1979) “热液流体的沉积成因”

产出。从Sb与SiO₂密切的关系推测,搬运它们的是偏碱性的介质溶液。美国西部的Steamboat区含Sb硅质热泉温度大多在90℃以上,而且水温越高碱性越强,热泉中的Sb含量也越高^①,由此推测能够促使Sb活化转移的温度,与Pb、Zn相近或略高些。据乐家湾矿区Sb与Cl/Sb比值呈密切的对数负相关推测,其迁移形式也可能主要呈氯络合物。西岸汞矿产于锑矿带邻侧并伴有弱石英化,估计Hg的迁移形式与Sb大体相同。

Cu 据大宝山矿区的地质环境和矿物包裹体成分分析,促使铜活化迁移的介质溶液,本质上与凡口矿区没有什么不同,但具有更高的温度。据J. P. N. 巴德哈姆(1981)意见:“在较高温度下,Cu的溶解度增大,因而在200℃以上时,Cu变成主要组分(如爱尔兰矿床)”^②。

Sn 据矿物共生组合推测,谢家山矿床Sn可能主要在较高温度的偏酸性的介质溶液中呈氟络合物形式迁移。刘玉山等(1983)的实验研究结果表明,只有氟化物温度在200—400℃时才能使Sn达到或超过成矿溶液所需的最低浓度^③。郑传仑所引用的资料指出:“锡从地层中活化迁移成矿比Pb、Zn和Hg要困难得多,要求温度高,一般应在250℃以上,并要求有足够的矿化剂”^④。

由上可见,除正常沉积矿床而外,对于火山热液沉积矿床、成岩矿床和后成矿床来说,成矿元素从沉积物中活化迁移出来,需要具有一定水温和水质的介质溶液。这与沉积建造在沉积期后不同演化阶段上所经历的地热增温区间及所派生的水质类型是一致的。普西(1973)认为世界上大多数石油处于65.9—148.9℃,并把此称做石油的“液态窗口”^{〔8〕};H. A. 明斯基等认为只有温度大于90℃时才能出现广泛的石油运移,否则析出的石油与岩石相互吸附而残留原地,不可能被水携带运移^{〔9〕}。与石油的形成和运移相类似,沉积建造中各种金属元素也都有各自的“活化转移窗口”。这无疑值得今后更广泛深入地进行研究。因为能够派生并汇集从这个“窗口”迁移出来的成矿溶液的地方,就可能出现具有相应元素组合和矿化特色的矿床。

四、沉积地层中成矿介质水的径流排泄和矿体就位

鉴于层控矿床的形成和分布主要取决于成矿介质水的活动规律,因此可以说,成矿规律研究问题很大程度上是研究古水文地质条件和古水文地球化学问题。

地下水活动的全过程,包括补给、径流和排泄;并依具体地质构造条件不同,可分别构成不同的水文地质单元。每个单元具有自由独立的补给或汇水范围和径流排泄系统。

沉积地层中的同生孔隙水,在沉积物与底层水隔绝之后,在成岩—后生进程中因压实作用不断消耗静储量,水质也随之发生演化。由于所处的地质构造条件不同,即使同一地层层位的不同地段,也可能分别属于不同的水文地质单元,各自构成汇水径流排泄系统。在上覆地质压力或地热温度差异的驱动下,其总的流向是沿侧向由下向上,向构造高地上盖层变薄处或高地热中心部位汇集。当存在有同生断层时,还将导致不同沉积建造中的孔隙水发生水力联系,并以同生断层为主要排泄通道,构成更为复杂的地下径流排泄单元或系统。同时,

① F. W. Dickson和G. Tunell“美国西部与现代温泉有关的汞锑矿床”

② J. P. N. Badham (1981) “沉积母岩中的铅锌矿床”

③ 刘玉山、陈淑卿(1983)“锡石溶解度和锡的迁移形式的实验研究”

④ 郑传仑(1982)“广西锡矿主要成矿条件的初步研究”

由于不同地段的地热梯度不同,沉积建造中沉积物所处的演化阶段包括所派生出的孔隙溶液性质也将不同,影响对不同元素的淋取能力,最终导致所形成的矿床矿种组合也不相同。每一个汇水-径流-排泄单元,就是一个成矿单元。矿体在此单元内的形成部位,往往集中在排泄区附近。这是因为此部位是物理化学条件的突变地带,经常发生不同类型水质的混合,导致温度、成分、浓度、pH值、Eh值等均发生急剧变化,易于使原来呈搬运状态的金属物质发生沉积。其中有两种特别值得注意的矿体就位方式:一种是直接排泄于海盆底部与海水发生混合(例如现代红海中央地堑中的成矿,大宝山热液沉积矿床);另一种是接近于排泄点时,来自不同含水层、具有不同水温和水质的水发生混合(例如凡口矿床,其成矿作用过程可示意如图1,乐家湾矿床亦属此)。即使是萨布哈模式的层控矿床,其形成部位实质上也是在水质混合带上,只不过这种混合是发生在淡水排泄区与受蒸发海水的相遇处。E·A·巴斯科夫(1979)认为,许多金属矿床均位于古地下水的排泄区^[10],这是很有道理的。

对于有大气降水参与的孔隙水而言,它不像同生孔隙水那样主要只有消耗静储量,而是还可以得到较充裕的外来水源补给。它们可以是潜水也可以是承压水,并在水头压力的驱动下发生流动,同时水质也逐渐发生变化。在此种水文地质条件下,成矿部位除了排泄地段附近外,在补给段转为径流段的地带,尤其在稳定的地下水位上下,也是一个物理化学条件的转变地带,同样有利于矿床的形成。卷筒式砂岩型铜铀矿床的形成即属于此,英德红岩表生富集的岩溶充填型胶状黄铁矿体也属于此。当然,除了靠近补给段和排泄段这两端之外,在漫长的径流段本身的某些部位,例如生物体或生物化学堆积体、两种岩性或岩相的过渡带,以及其他存在物理化学障壁的部位,也可形成一些矿床。谢家山层状砂卡岩型锡矿床,即可能由于桂头群碎屑岩建造中偏酸性的高温地层水,上升到东岗岭组碳酸盐岩建造之中后,因为介质环境的改变引起化学反应而形成。

总之,正如许多地质学家已经指出的,许多金属矿床的形成与油气藏的形成有很多相似之处^①。它们都是沉积盆地中随沉积物的演化(包括其中孔隙水的演化)而派生出来的产物。不过它们之间也有重大的差别:如果说油气的形成取决于生、储、盖条件,油气田的分布主要在有“盖”的地区,则金属矿床的形成不能有“盖”而只能和必须有“障”,即地球化学障壁。这种障壁如同特殊的过滤纸一样允许有大量水流通过,但可以捕捉和固定下其中的金属物质。因为只有大量水流通过即存在较长时间不间断的水循环活动,才能将原来分散的金属物质源源不断地携带到障壁处聚集起来,构成工业矿床。各种物理化学条件转变地段尤其是各种不同类型水质的混合地段,都是聚集成矿物质的有效屏障。而如果存在不容泄水的“盖”并为其所“圈闭”,则将使水循环活动终止而变得死水一潭,水中即使富含金属物质亦仍呈分散状态而不能富集成矿。由此可以推测:尽管沉积期后所经历的演化阶段相同,但油气田不会与金属矿床同在一个部位上出现。也就是说,仍有富含金属元素的油田水存在的地区不会形成金属矿床,而金属矿床只出现在那些不利于类似油田地层水保存的地区。所谓金属矿化和有关矿床的形成,就是此种已经消失了的古地下水活动所留下来的石化了的遗迹。如果与油气的形成条件(生、储、盖)相比较,则金属矿床的形成取决于源(水源和矿源)、移(迁移条件和形成)、障(成矿就位的地球化学障壁)条件。梶原良道(1982)曾指出日本黑矿

① 徐光炘(1985)“层控矿床若干问题讨论”

和石油在宏观上分别展布于近平行的相邻空间地带,并认为它们的形成是同源的^①。这很可能具有相当普遍的意义。

最后还需提到,由于在一个独立的古水文地质单元中,重要的层控矿床往往分布在排泄区附近。据此可以推想,如果它具有较大的汇水范围并集中在一个通道排泄,则在此通道附近将形成个数不多但规模巨大的矿床,除此之外还想在此区内再找到此种大矿可能性就很小了,而只能到此区之外的另一个独立的汇水-排泄单元中去寻找;反之,如果汇水范围不大且又分散排泄,则在排泄区附近往往矿化普遍而规模不大。因此,对于决定古地下水汇水范围、径流方向、排泄位置和排泄方式的古地质构造条件,特别值得引起重视和深入研究。

五、结 论

产于一定地层层位中的许多金属矿床,从本质上说,是由于沉积盆地内处于沉积期后不同演化阶段上的沉积物,其内包含有不同水温和水质的古地下水,在地压、地热或水头的驱动下,对径流范围内的沉积物发生物理化学作用淋取成矿物质,而又在物理化学条件发生突变的部位上发生沉淀的结果。所谓控矿地质因素,首先是控制沉积物形成和演化的各项因素,尤其是控制其中古地下水水温水质演化和活动规律的古水文地质因素;有关区域成矿规律研究问题,很大程度上是研究此种与沉积物演化有关的古水文地质条件问题。

影响古地下水水温水质演化、汇水范围大小、水量多寡及其活动规律的地质因素很多,例如沉积盆地的大地构造性质,沉积物所处的旋回部位、沉积环境和沉积相,沉积建造的性质、厚度及其组合特征,地热梯度及沉积物所经受的地热升温状况,同生构造和后生构造的性质及其展布格局,以至与大气降水有关的汇水面积、地下水位、侵蚀基准面的稳定性等等,限于篇幅在此未能一一阐述。但是为了深入探索在地层的什么地方或部位才会有矿,会有什么矿和为什么会有矿,即在进行区域成矿规律研究和矿产预测时,不能不充分考虑到这些因素及其综合作用的结果。

总而言之,许多金属矿床是其所在区域具体环境条件下由沉积物从接受沉积到沉积期后不同演化阶段上派生出来的,其形成与整个区域的地质演化密切相关。这一基本观点孟宪民(1962)就曾一再强调过:“多数矿石如同包围它的围岩一样是同生的而且是同一起来源的”^①。在这里“同生”的含义如同包含有“沉积”与“成岩”以及“主矿”与“子矿”^②一样,即包括沉积物及其派生产物。相反,绝对不宜把形成此类金属矿床的成矿作用,孤立于整个区域地质演化过程之外,仅仅看作是某种单独发生的特殊的地质作用。

① 魏原良道(1982)“黑矿矿床成因论的新观点——黑矿、石油同源说”

② 孟宪民认为中国古书上记载的古代采矿语言“主矿”是指层状矿体,“子矿”则为由“主矿”派生出来的脉状(穿层)矿体

参 考 文 献

- [1] W. V. 恩格尔哈特 (王东坡等译) 1982 《沉积物和沉积岩的成因》 地质出版社
- [2] O. B. 希什金娜 (王成厚译) 1975 《海洋软泥水的地球化学》 地质出版社
- [3] 中国科学院地球化学研究所有机地球化学与沉积学研究室编 1982 《有机地球化学》 科学出版社
- [4] 赖应钱 1980 广东泥盆系的含矿性 地质论评 第27卷 第1期
- [5] 涂光炽等 1984 《中国层控矿床地球化学》(第一卷) 科学出版社
- [6] 李佩兰等 1982 铅锌硫化物矿源层形成机理的实验研究 中南矿冶学院学报 第2期
- [7] 吴瑜瑞编著 1982 《海洋环境化学》 科学出版社
- [8] 西北大学地质系石油地质教研室编 1979 《石油地质学》 地质出版社
- [9] 林丕杰编译 1976 石油地质中关于地热的一些研究 《石油地质译文集》 科学出版社
- [10] E. A. 巴斯科夫 (沈照理译) 1979 《成矿规律研究中的古水文地质分析》 科学出版社
- [11] Meng Hsien-min, 1962, The problem of genesis and classification of ore deposits. Scientia Sinica, Vol. III, No. 10.

THE EVOLUTION OF SEDIMENTARY MATERIALS AND THE FORMATION OF CERTAIN SORTS OF STRATABOUND DEPOSITS

Lai Yingjian

(Institute of Geological Sciences, Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangdong
Province, Guangzhou, Guangdong)

Abstract

Lots of metallic deposits, mainly volcanic hydrothermal sedimentary deposits, diagenetic deposits and epigenetic deposits, occur in definite stratigraphic horizons and might have rather differential mineralization characteristics and ore assemblages.

These deposits seem to have been formed through the following processes. Driven by geopressure, geotherm or water head, the paleogroundwater of different qualities and temperatures enclosed in sediments of different evolutionary stages in sedimentary basins must have had physical-chemical reaction with the sediments in the runoff area it flowed through and thus leached out ore-forming substances from them. Later, these ore-forming materials precipitated at the positions where drastic physical-chemical changes took place and hence formed ore deposits. In these processes, the quality and temperature of paleogroundwater evolved with the evolution of sediments and, in conformity with the specific geological and structural conditions, made up respective independent hydrogeologic units, whereas the metallogenic materials were leached out

and then migrated in turn in accord with the different qualities and temperatures of the paleogroundwater, as exemplified by the area of Devonian sediments in northern Guangdong where the migration proceeded mainly in order of Fe-Pb, Zn, (Hg)-Sb and (Hg)-Cu, W, Sn; afterwards, ore deposits were formed through the precipitation of these elements at geochemical obstacle places, of which, the zone near the drainage area where water of different qualities mixed was of the greatest significance for ore emplacement.

Every catchment—run off—drainage unit of paleogroundwater thus made up a metallogenic geologic unit in which the formation of metallic deposits was basically similar to the formation of oil-gas fields, i.e., both were derivatives of sedimentary evolution. Nevertheless, metallic deposits were most likely to be formed at geochemical obstacle places where water could flow freely and might catch ore-forming substances; mineralizations, therefore, are fossilized relics left over by this sort of paleogroundwater activities.

It is therefore concluded that the so-called ore-controlling geologic factors are actually various factors governing the formation and evolution of sediments, especially paleohydrogeologic factors governing the evolution of water quality and temperature of paleogroundwater as well as its regularity of activities. This subject deserves due attention and intensive studies.

<http://www.kcdz.ac.cn/>