

# 楚雄盆地有机质、膏盐与砂岩铜矿生成关系的有机地球化学证据与机理<sup>①</sup>

庄汉平<sup>1</sup> 冉崇英<sup>2</sup> 何明勤<sup>2</sup> 卢家烂<sup>1</sup> 刘金钟<sup>1</sup>

<sup>1</sup> (中国科学院广州地球化学研究所广州 511640)

<sup>2</sup> (昆明工学院国土系,昆明 650093)

**提 要** 云南楚雄中生代陆相盆地发育了良好的含煤、含铜和含膏盐的三位一体的建造组合。煤、膏盐和砂岩铜矿床中有机质在丰度、类型、成熟度、可溶有机质及生物标志物上既有一定差异,又有一定的相似性。煤和膏盐均参与了砂岩铜矿成矿作用,煤系为改造成矿作用提供了丰富的还原性有机质,膏盐提供了氧化性的  $\text{SO}_4^{2-}$ ,间接提供了硫源。

**关键词** 楚雄盆地 有机质 膏盐 砂岩铜矿床 有机地球化学

**第一作者简介** 庄汉平 男 26 岁 博士生 有机地球化学

某些活泼金属元素改造矿床、有机质矿床和膏盐矿床常密切共生,如江西栖霞山铅锌多金属矿床产于三叠系含膏盐的两个层位有天然气显示<sup>[7]</sup>。地史上存在包括煤、铜、盐在内的多次成矿周期<sup>[3]</sup>。金属-膏盐-有机质三者之间可能存在一种必然的生成联系。

云南楚雄中生代陆相盆地是一个不可多得的膏盐-金属-有机质三位一体的完整实例,产出有著名的滇中砂岩铜矿、一平浪煤矿、一平浪盐矿等矿床。本文以楚雄盆地中若干矿床为例,系统地搜集了铜、盐、有机质矿床的有机地球化学证据,并探讨了三者的生成关系。

## 1 地质概况与矿床特征

楚雄盆地处于康滇地轴大陆裂谷环境<sup>[1]</sup>。康滇大陆裂谷控制了中生代含煤、含铜和含膏盐建造<sup>[2]</sup>。盆地四周为深大断裂所限,在盆地边缘和铜矿附近发育了许多同生断裂。

盆地中新世代地层从下往上依次发育了含煤、含铜和含膏盐建造(图 1),反映了湖盆由海陆交互的全盛(成煤)期,逐渐萎缩成内陆盆地,在干燥条件下沉积了红色砂岩(含铜砂岩),乃至最终湖水枯竭,形成含膏盐建造。

楚雄盆地产出了一系列的煤矿、砂岩铜矿和盐矿。本文涉及的矿床有:一平浪煤矿、郝家河铜矿、六苴铜矿、一平浪盐矿,此外还有罗苴美油页岩,会机关科参 1 井。主要矿床的矿床特征简述如下。

一平浪煤矿田位于元谋-绿汁江断裂东侧一平浪背斜东西翼。矿田内构造十分发育,煤

① 国家自然科学基金(49173168)和有机地球化学国家重点实验室资助项目(OGL-9213)。

收修改稿日期:1995-06-08

层产于上三叠统一平浪煤组,是一套砾岩、细砂岩和煤层组合。一平浪煤标号 FM 26,为肥煤级。

地层	层序	图示	主要岩性	矿化	建造
中生界	赵家店组		红色砂岩,泥岩		含膏盐建造
	江底河组		红色砂岩,粉砂岩, 灰绿色泥岩(油页岩)	一平浪盐矿 罗苴美油页岩 大村,团山铜矿	
	马头山组		紫色砂岩,砂砾岩	郝家河铜矿 六苴铜矿	
	普昌河组		紫红色泥质砂岩,泥岩	铜矿化	
	高峰寺组		灰色砂岩,泥质砂岩	凹地苴铜矿	
	侏罗系		灰色泥岩,紫色, 灰绿色砂岩	铜矿化	
	三叠系	一平浪组		灰黑色粉砂岩,泥岩, 夹煤层	祥云煤矿 一平浪 煤矿 宝顶煤矿
云南驿组			黄绿色页岩,灰岩		
古生界			灰岩		

图 1 楚雄盆地含煤、含铜、含膏盐建造组合

Fig. 1 The assemblage of coal-bearing, red cupiferous and red evaporite formations in Chuxiong Basin.

郝家河铜矿床位于牟定斜坡朵基背斜与狮子山背斜之间。矿体赋存于马头山组郝家河上亚段( $K_2mx_2$ ),是一套砾岩、含砾砂岩和砂岩组合。矿体产于中-粗粒砂岩中,呈似层状、透镜状产出。矿体受构造控制明显,背斜轴部和断裂附近多厚矿、富矿。金属矿物以辉铜矿为主,矿石呈浸染状、层纹状、团斑状(亦称斑点状)和脉状构造。一般认为矿床属沉积成岩改造造成矿成因<sup>[1]</sup>。

一平浪盐矿位于元谋-绿汁江断裂西侧元永井背斜。矿体赋存于江底河组元永井段( $K_2jy$ ),是一套红色粉砂岩和紫色泥砾岩组合。盐矿体呈层状,产状较稳定,受断裂切割。矿石呈砾状、角砾状、层状和似层状构造。主要盐矿物是  $NaCl$ ,  $CaSO_4$  和  $Na_2SO_4$ 。

罗苴美油页岩产于楚雄县罗苴美村。油页岩系灰绿色-灰褐色泥岩,赋存于江底河组罗苴美段( $K_2jl$ )。矿体呈层状,厚 0.8 m 左右,局部延伸稳定,区域侧向尖灭。

## 2 有机地球化学证据

### 2.1 有机质丰度

将砂岩铜矿床成因与有机质和膏盐联系起来最初可能是发现在铜矿中含较丰富的有机质,并在流体包裹体中有烃类组分和很高的盐度。我们选取了代表性样品 36 件,有机碳分析结果见表 1。总的看来,有机碳含量在不同矿床以及同矿床不同矿石、矿物之间的分配是

不均匀的。后文将详细讨论。

表 1 岩、矿石中有机质丰度

Table 1 Abundances of organic matter in ores and rocks

矿区	岩 矿 性	样品数	C <sub>org</sub> (%)		Cu (%)
			范围	均值	
一平浪盐矿	含石盐泥砾岩	2	0.04—0.05	0.05	0.0033
	含石膏泥岩	3	0.06—0.08	0.07	0.0210
	石盐晶体	1	0.04	0.04	0.0074
	石膏晶体	1	0.04	0.04	0.0061
	泥砾岩中砾石	1	0.05	0.05	0.0063
	泥砾岩中胶结物	1	0.04	0.04	0.0042
罗苴美	灰绿色泥岩(油页岩)	4	0.62—0.74	0.68	0.0063
六苴铜矿	脉状矿石	2	0.04—0.05	0.05	5.20
	层纹状矿石	2	0.06—0.06	0.06	2.80
	浅色砂岩	2	0.01—0.02	0.02	0.0180
	紫色砂岩	2	0.04—0.06	0.05	0.020
郝家河铜矿	脉状矿石	2	0.24—0.34	0.29	29.50
	团斑状矿石	2	0.12—0.22	0.17	15.00
	层纹状矿石	2	0.07—0.08	0.08	4.70
	浅色砂岩	2	0.05—0.06	0.06	0.21
	紫色砂岩	2	0.07—0.09	0.08	0.0140
会机关科参 1 井	紫红色泥岩*	1	0.08	0.08	0.0198
一平浪煤矿	灰黑色砂岩	4	0.12—0.94	0.38	0.0127

\* 此样取自楚参 1 井 3285.0 m 处, 相应地层为侏罗系冯家河组(J<sub>1</sub>f)

## 2.2 岩矿石中的分散有机质

代表性的 47 块光片和 26 块薄片的详细观察, 发现铜、盐、有机质矿床中分散有机质类型、赋存特征各不相同。

根据形成时间和光学特征可以简单地将郝家河铜矿中有机质区分为沉积有机质、成岩有机质和改造有机质, 它们分别形成于原始沉积阶段, 成岩期和改造成矿期。它们在不同岩矿石中的分布特征是不一样的。紫色砂岩中分散有机质稀少, 以分散在矿物基质中的凝块状沉积有机质为主, 有机质在透光显微镜下呈凌乱的暗褐色, 中间黑色。浅色(无矿)砂岩也以凝块状沉积有机质为主, 有机质与胶结物、杂基结合在一起, 并且与石英颗粒、胶结物呈交代现象。浸染状矿石中可分出两组有机质, 一组为杂基和胶结物中黑色斑点状沉积有机质; 另一组可能是成岩有机质叠加少量改造有机质, 有机质沿砂岩颗粒间隙连续充填, 形成条带状, 有机质与砂岩碎屑、胶结物呈交代结构, 并从四周向中心交代辉铜矿, 这组有机质包围第

一组有机质,显示出后期加入的特征。层纹状矿石中以成岩有机质为主,可能也有少量改造有机质叠加,有机质呈云雾状,主要为镜质体,这些有机质分散于层纹中的胶结物、粘土矿物中,或充填于矿物间隙,并交代辉铜矿。团斑状和脉状矿石中为改造有机质。团斑状矿石中镜质体和辉铜矿混合充填于碎屑颗粒间隙,与石英长石边缘呈平直过渡,显示出快速充填特征。脉状矿石中有机质沿石英裂纹、间隙分布,条带状、褐红边,少量与辉铜矿交代。

一平浪盐矿中分散有机质以凝块状有机质为主,橙红色,与粘土矿物结合在一起。还有少量镜质体,分散在泥质物中。

一平浪煤系中含丰富的有机质,我们选择煤系地层中的灰黑色砂岩观察。砂岩中有机质主要为镜质体和壳质体,有残留的植物根系,荧光下可见根系内沿裂纹渗出的许多有机质。

罗苴美油页岩含丰富的碎屑有机质,主要是孢子体和藻类体,橙黄色,浅黄红色,荧光下浅黄色;还有少量镜质体,条带状,黑色。

### 2.3 可溶有机质

选取代表性样品七件:郝家河铜矿床紫色砂岩(MZO1(样号,下同))、浅色无矿砂岩(MQ01)、层纹状矿石(MC02)、脉状矿石(MM09)、一平浪盐矿含石膏泥岩(YY02),一平浪煤系砂岩(TG02)、罗苴美油页岩(LY03)。样品经除尘、清洗后粉碎到80-120目,低温下吹干后用氯仿索氏抽提(74°C)72小时,抽提产物在层析柱上进行族组分分离。

#### 2.3.1 族组成特征

表2 氯仿沥青A族组成  
Table 2 Components of Bitumen A

样号	MZ01	MQ01	MC02	MM09	LY03	YY02
C <sub>org</sub> %	0.08	0.07	0.08	0.34	0.68	0.07
氯仿沥青A(mg)	5.0	15.8	3.8	6.3	174.5*	7.4
饱和烃(mg)	2.5	6.6	1.3	3.5	16.9	4.1
芳烃(mg)	0.2	0.4	0.2	0.2	6.1	0.2
胶质(mg)	1.0	5.5	1.5	2.3	7.7	2.3
沥青质(mg)	—	—	—	—	1.1	—
总烃/C <sub>org</sub> (%)	1.9	5.0	1.0	0.5	13.2	3.6
抽提率(ppm)	28.0	79.0	21.0	30.0	1060.0	44.0

\*用于族组份分离的沥青A为30.4 mg.

—表示没有检出

TG02样获得饱和烃1.2毫克,芳烃、非烃馏分3.6毫克,抽提率为 $58 \times 10^{-6}$ 。其余样品的沥青A族组成见表2。总的看来,铜矿样品和盐矿样品抽提率很低,一般 $< 30 \times 10^{-6}$ 。沥青A主要由饱和烃和胶质组成,芳烃很少,没有检测出沥青质。油页岩中含丰富的沥青A,抽提率达 $1060 \times 10^{-6}$ ,沥青A主要由饱和烃组成。

#### 2.3.2 生物标志物特征

将饱和烃作色-质分析。色质条件:Finnigan Mat 4515型色谱质谱仪,电离电压70 eV,350 mA。SE-54石英毛细管柱,程序升温70-290°C,速率4°C/min,载气为氮气。数据处理在

INCOS 系统上进行。正构烷烃和类异戊二烯烃参数在总离子流图(RIC)、M/Z<sup>85</sup>和M/Z<sup>183</sup>质量色谱图上进行, 萘、甾分别在M/Z<sup>191</sup>和M/Z<sup>217</sup>质量色谱图上进行。

正构烷烃和类异戊二烯烃: 正构烷烃碳数主要分布C<sub>13</sub>-C<sub>35</sub>之间(表3)。铜矿样品和煤系砂岩、膏盐样均为双峰型(图2), 主峰碳数为C<sub>17</sub>和C<sub>29</sub>(或C<sub>26</sub>、C<sub>27</sub>)。油页岩为单峰形, 主峰碳数为C<sub>27</sub>。OEP值除油页岩外均大于1。Pr/nC<sub>17</sub>、Ph/nC<sub>18</sub>除油页岩外均小于1。所有样品Pr/Ph < 1。有意义的是在RIC图上均检测到一定量的β-胡萝卜素(图2), 成其以MQ<sup>01</sup>为突出。

萘烷: 所有样品均有一个完整系列的萘烷, 而且以αC<sub>30</sub>藿烷为主峰。T<sub>m</sub>/T<sub>s</sub>比值除油页岩外均小于1(表4)。C<sub>31</sub>22S/(22S+22R)比值差异较大, 铜矿样品在50%左右, TG<sup>02</sup>和LY<sup>03</sup>较小。此外, 还检出了丰富的伽玛蜡烷。伽玛蜡烷指数(伽玛蜡烷/αC<sub>30</sub>在0.15-0.34之间)。

甾烷: 主要由C<sub>27</sub>、C<sub>28</sub>、C<sub>29</sub>规则甾烷构成, 一般重排甾烷含量低, 但LY<sup>03</sup>样重排甾烷含量很高, 甚至超过谷甾烷。ccc型甾烷的C<sub>29</sub>20S/(20S+20R)比值除LY<sup>03</sup>较小(37.4%)外, 其余样品均在43-55%之间(表4)。

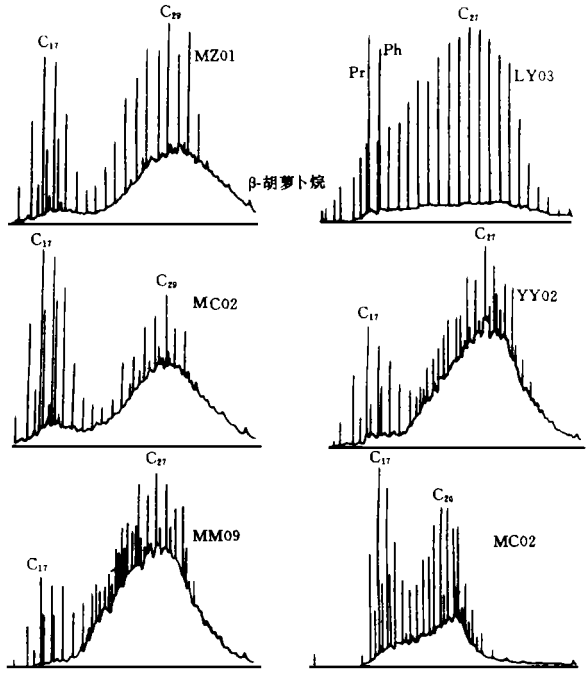


图2 部分样品的总离子流图

Fig. 2 Total ion current trace of some samples

表3 正构烷烃及类异戊二烯烃参数  
Table 3 n-Alkanes and isoprenoid parameters

样号	MZ <sup>01</sup>	MQ <sup>01</sup>	MC <sup>02</sup>	MM <sup>09</sup>	YY <sup>02</sup>	TG <sup>02</sup>	LY <sup>03</sup>
峰形	双峰	双峰	双峰	双峰	双峰	双峰	单峰
正烷烃碳数分布	C <sub>14</sub> -35	C <sub>15</sub> -36	C <sub>15</sub> -34	C <sub>15</sub> -35	C <sub>14</sub> -35	C <sub>15</sub> -34	C <sub>13</sub> -35
主峰碳数	C <sub>17</sub> , C <sub>29</sub>	C <sub>17</sub> , C <sub>29</sub>	C <sub>17</sub> , C <sub>29</sub>	C <sub>17</sub> , C <sub>27</sub>	C <sub>17</sub> , C <sub>27</sub>	C <sub>17</sub> , C <sub>26</sub>	C <sub>17</sub>
OEP	1.21	1.80	2.03	1.21	1.30	1.21	0.95
Pr/nC <sub>17</sub>	0.23	0.25	0.23	0.46	0.29	0.35	2.62
Ph/nC <sub>18</sub>	0.33	0.40	0.39	0.67	0.43	0.59	3.58
Pr/Ph	0.70	0.83	0.64	0.76	0.80	0.85	0.76

表 4 萜烷、甾烷参数

Table 4 Parameters of terpanes and steranes

样号		MZ01	MQ01	MC02	MM09	YY02	TG02	LY03
萜 烷	$T_m/T_s$	0.76	0.85	0.86	0.75	0.82	0.92	1.14
	$C_{31}22S/(22_2+22R)\%$	56.7	48.3	55.4	57.3	56.9	63.2	45.4
	$\gamma$ 蜡烷/ $\alpha R_{30}$	0.29	0.21	0.17	0.17	0.15	未测	0.34
	$\beta$ 胡萝卜烷	+	+++	+	+	+	+	+
甾 烷	$C_{29} \text{甾} S/(20S+20R)\%$	43.2	48.4	47.3	50.2	54.3	55.0	37.4
	$C_{27} \text{甾} R)\%$	14.1	12.8	24.4	29.7	34.0	30.4	50.1
	$C_{28} \text{甾} R)\%$	32.1	38.4	30.3	30.3	27.6	32.4	28.5
	$C_{29} \text{甾} R)\%$	53.8	48.8	45.3	40.0	38.4	37.2	21.4

+表示检出;+++表示检出量大。

## 2.4 干酪根

将氯仿抽提后的岩样作干酪根分离,结果郝家河铜矿紫色砂岩(MZ01)和浅色砂岩(MQ01)未分出足够数量的干酪根。将分离出的干酪根粉末制成干酪根光片,在MPV-3显微光度计下观察。

### 2.4.1 干酪根镜下特征

油页岩干酪根主要有一些孢子体和藻类体。孢子体呈圆形、椭圆形,或不规则状,黄色、浅黄色。藻类体相对较大,长条形,多边形和长条不规则状,呈黄色或黄红色。有时可见菌解无定形体,荧光下呈浅蓝色,椭圆形。此外有少量的镜质体。

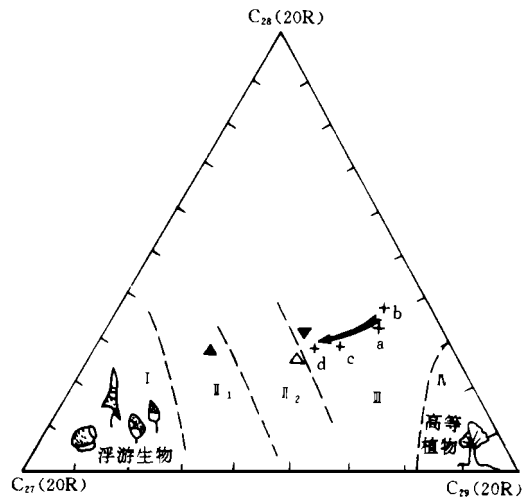
膏盐样中形态有机质少见,主要是镜质体和菌解无定形体。

层纹状矿石和脉状矿石干酪根几乎均由镜质体组成。脉状矿石中镜质体比层纹状矿石中镜质体相对粗大一些,亮度更高一些,镜质体呈破碎粒状,在一些镜质体中心有黄铁矿核心,黄铁矿与周边镜质体渐变过渡。

### 2.4.2 镜质体反射率

在MPV-3显微镜下寻找颗粒较大,表面光滑平整的镜质体进行测试,油浸反射,放大800倍。测试结果如下:

油页岩: $R_{\min}^0 = 0.376$ ,  $R_{\max}^0 = 0.846$ , 主要分布在0.50-0.70之间,平均0.583%。层纹状



a. 紫色砂岩 b. 浅色砂岩 c. 层纹状矿石 d. 脉状矿石  
△·膏盐 ▲·油页岩 ▼·煤系砂岩;  
I、I<sub>1</sub>、I<sub>2</sub>、II、III、IV. 有机质类型

图3 甾烷C<sub>27</sub>、C<sub>28</sub>、C<sub>29</sub>(20R)三角组成图

Fig. 3 Triangle diagram of C<sub>27</sub>、C<sub>28</sub> and C<sub>29</sub>(20R) steranes

矿石,  $R_{\min}^{\circ} = 2.444$ ,  $R_{\max}^{\circ} = 3.854$ , 主要分布在 3.1—3.3 和 3.5—3.8 两个区间, 平均 3.471%。脉状矿石,  $R_{\min}^{\circ} = 3.948$ ,  $R_{\max}^{\circ} = 4.982$ , 主要分布在 3.9—4.1 和 4.5—4.7 两个区间, 平均 4.202%。膏盐:  $R_{\min}^{\circ} = 1.128$ ,  $R_{\max}^{\circ} = 1.692$ , 主要分布在 1.2—1.4 之间, 平均 1.354%。煤系砂岩,  $R_{\min}^{\circ} = 0.828$ ,  $R_{\max}^{\circ} = 1.886$ , 主要分布在 1.0—1.5 之间, 平均 1.234%。

### 3 有机质、膏盐与砂岩铜矿生成关系机理探讨

(1) 有机碳含量是一件重要的有机地球化学指标。盐矿中的有机碳是很低的(表 1), 无论是全岩还是结晶矿物, 抑或胶结物和砾石, 有机碳含量  $< 0.1\%$ , 这可能与极高盐度环境抑制生物发育有关。铜矿床中紫色砂岩、浅色砂岩有机碳含量也较低,  $< 0.1\%$ 。矿石高于围岩。改造期矿石(脉状和团斑状矿石)可达 0.34, 高于成岩期矿石(浸染状和层纹状矿石), 而且在改造期矿石中铜品位随有机碳含量升高而明显升高, 显示出铜与有机质在改造期同沉淀特征。郝家河铜矿较六直铜矿高, 这可能与控制改造期矿石发育的断裂构造有关, 牟定郝家河铜矿断裂构造普遍比大姚六直铜矿发育。一平浪煤矿有机质无疑是最丰富的。从整个建造组合来看(图 1), 从底部的含煤建造到顶部的含膏盐建造, 有机碳是逐渐减少的, 仅在湖盆萎缩期局部地方有油页岩沉积, 与此相反, 地层中膏盐含量却是增加的。砂岩铜矿就赋存在这两种变化的交替期的红色砂岩中。由此看来, 砂岩铜矿有机碳偏高就显示出异源有机质加入的特征了。

(2) 生物标志物可以反映原始有机质来源和类型, 并能指示出沉积环境和有机质成熟度。在总离子流图上, 铜矿样品、膏盐样和煤系砂岩样均呈双峰型, 反映它们的原始有机质为陆生高等植物和湖生生物的混合来源。一般认为  $\alpha\alpha\alpha$  20R 构型的  $C_{27}$ 、 $C_{28}$ 、 $C_{29}$  甾烷三角组成图是判别有机质类型的良好指标<sup>[6]</sup>, 在这种三角图(图 3)上, 铜矿样品全落在 III 型有机质区域, 煤系也为 III 型, 膏盐为紧靠近 III 型的 II<sub>2</sub> 型, 而油页岩明显不同, 为 II<sub>1</sub> 型。7 件样品 Pr/Ph  $< 1$ , 含较高含量的  $\beta$ -胡萝卜素以及伽玛蜡烷指数在 0.17—0.34 之间, 表明有机质形成于一陆相半咸水(一咸水)的还原性湖泊<sup>[4][5]</sup>。有机质成熟度可以从一些甾、甾烷参数以及  $R^{\circ}$  值上反映出来, 除油页岩外的样品  $T_m/T_s < 1$ , 表明它们已越过生油高峰,  $C_{31}22S/(22S + 22R)$  甾烷比值以及  $C_{29}\alpha\alpha\alpha 20S/(20S + 20R)$  甾烷比值均在 50% 左右, 表明它们已演化到了终点或接近终点。 $R^{\circ}$  值可以反映有机质的成熟作用, 铜矿床脉状矿石(MM09)和层纹状矿石(MC02)取样距离不过 1 米, 产于断裂隙中的脉状矿  $R^{\circ}$  值比产于未受宏观构造破坏岩石

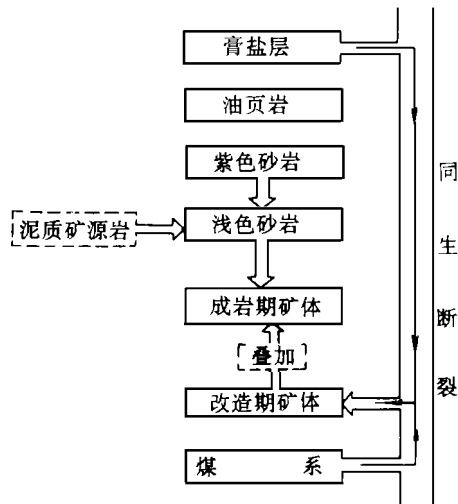


图 4 有机质运移线路

Fig. 4 Circuit of organic matter migration

一陆相半咸水(一咸水)的还原性湖泊<sup>[4][5]</sup>。有机质成熟度可以从一些甾、甾烷参数以及  $R^{\circ}$  值上反映出来, 除油页岩外的样品  $T_m/T_s < 1$ , 表明它们已越过生油高峰,  $C_{31}22S/(22S + 22R)$  甾烷比值以及  $C_{29}\alpha\alpha\alpha 20S/(20S + 20R)$  甾烷比值均在 50% 左右, 表明它们已演化到了终点或接近终点。 $R^{\circ}$  值可以反映有机质的成熟作用, 铜矿床脉状矿石(MM09)和层纹状矿石(MC02)取样距离不过 1 米, 产于断裂隙中的脉状矿  $R^{\circ}$  值比产于未受宏观构造破坏岩石

中的层纹状矿石  $R^{\circ}$  值高 0.73%, 明显反映出改造期有机质的热液成熟作用。煤系砂岩和膏盐尽管甯、蒞参数与铜矿差别不大, 但  $R^{\circ}$  值仅 1.234 和 1.354, 这主要是由于煤系和膏盐主要经埋藏成熟作用所致。总的说来, 油页岩尚处于低成熟阶段, 煤系和膏盐处于高成熟阶段, 而铜矿中有机质已到了最终甲烷气阶段<sup>[8]</sup>。

(3) 有机质来源直接关系到砂岩铜矿的成因。从分散有机质和有机碳丰度来看, 成岩期形成的浸染状矿石和层纹状矿石有机质主要来自地层本身及附近的泥质矿源岩, 改造期可能少量叠加其上, 如浸染状矿石中的第二组有机质。改造期形成的脉状和团斑状矿石中有机质以成熟度较高的镜质体为主, 并显示出快速充填特征,  $R^{\circ}$  与有机碳含量均明显高于围岩, 因此改造期有机质主要是异地来源的。从建造组合来看, 膏盐层有机碳  $< 0.1\%$ , 不大可能为铜矿化提供成矿意义的有机质。油页岩尽管有机质丰富, 但储量小, 区域尖灭, 而且目前尚处于低成熟阶段, 在铜矿成矿期可能还没有形成可运移的有机质, 因此更不可能为成矿提供有机质。最可能的源区是下伏煤系地层。事实上这种可能性已经从一些现象上反映出来了。在总离子流图 (RIC 图) 上, 铜矿样品与煤系和膏盐在烷烃分布上非常相似, 无论从 OEP 值、Pr/Ph 值, 还是其他的甯蒞参数均很接近, 反映它们可能存在某种生成关系。在图 3 上这种关系更加明显。一般认为  $\text{C}_{27}$  (20R) 构型甯蒞是从前身母质继承下来, 并且在热力作用下发生相同速率的差向异构, 因而保留了原始母质的指纹。在图 3 上, 取样位置水平距离不过几米的铜矿样品, 从紫色砂岩、浅我砂岩  $\rightarrow$  层纹状矿石  $\rightarrow$  脉状矿石呈现规律变化,  $\text{C}_{27}$  (20R) 甯蒞含量递增, 演化终点脉状矿石 (图中 d) 十分靠近膏盐层和煤系砂岩的位置。造成这种变化不大可能是由于原始沉积母质差异引起的, 而是由于煤系和膏盐 (主要是煤系) 有机质混入的结果, 离煤系和膏盐的远近反映混染程度的弱、强。此外, 从空间和构造上看, 煤系产于含铜砂岩之下, 裂谷环境形成的正断裂网络 (同生断裂) 完全可以沟通上下层位, 构造运动产生的热量足以使含有有机质的流体发生热液成熟作用。

(4) 尽管膏盐不大可能为成矿提供有成矿意义的有机质, 但并不否认它参与了成矿作用。上面讨论可知, 膏盐与煤系砂岩、铜矿石在生标参数上十分一致。膏盐对砂岩铜矿的贡献在于: a. 天水淋滤膏盐形成富  $\text{SO}_4^{2-}$  的氧化性流体, 为成矿提供硫源和氧化剂; b. 充当盖层, 阻止下伏地层中有机质散失, 对成矿起保护作用。

(5) 根据上面的讨论, 可以粗略地勾画出有机质的运输路线 (图 4)。裂谷活动控制了盆地的发育。在成岩期, 由于压实作用, 泥岩和细砂岩中有机质随脱水作用向中-粗粒砂岩运移, 并活化带来附近地层中的铜质, 由于地层生物硫的产生而形成成岩期矿化。在改造成矿期, 早期形成的煤系地层在构造运动中, 由于沿同生断裂上涌的含矿流体的混染而形成富含有机质的还原性流体, 并一同上升进入孔隙度较大、层间破裂发育的中-粗粒砂岩, 在背斜轴部和裂隙中聚集; 另一方面, 天水淋滤膏盐形成富  $\text{SO}_4^{2-}$  的氧化性流体。当两种流体相遇时,  $\text{SO}_4^{2-}$  被还原形成还原性硫, 铜质沉淀形成改造期矿体, 并有部分叠加在成岩期矿体之上。

## 4 结 论

通过上述讨论, 可以得出如下初步结论。

(1) 楚雄盆地含煤、含铜和含膏盐建造在空间上三位一体。铜矿赋存在盆地逐渐萎



缩、湖水有机质含量降低, 盐份升高的交替期形成的红色砂岩中。

(2) 盐矿、铜矿和煤矿中有机质有一定差异。膏盐中有机质含量低, 为 II<sub>2</sub> 型, 处于高成熟阶段; 煤系中有机质十分丰富, 为 III 型, 处于高成熟阶段。铜矿中有机质含量与矿石构造加入, 以及是矿石还是围岩有关, 为 III 型, 已演化到最终甲烷气阶段。

(3) 膏盐和有机质在砂岩铜矿形成中均起一定作用。成岩期有机质来自储矿层本身及附近泥质岩, 有机质活化并带来铜质。改造成矿期, 煤系地层通过沿同生断裂上侵的成矿热液的混染形成富铜的还原性流体, 天水淋滤膏盐层形成富 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 的氧化性流体, 当两种流体相遇形成改造期矿体。

## 参 考 文 献

- [1] 冉崇英. 康滇地轴层控铜矿床的成矿机理. 北京: 地质出版社, 1989, 1-51.
- [2] 冉崇英, 张智筠, 刘卫华, 何明勤, 陈好寿. 康滇裂谷旋回与铜矿层楼结构及其地球化学演化. 中国科学 (B 辑), 1994, (3): 325-330.
- [3] 叶连俊. 沉积矿床形成时代的地史意义. 地质科学, 1977, (3): 210-217.
- [4] 史继扬. 陆相沉积物和原油中的  $\beta$ -胡萝卜素和伽玛蜡烷. 有机地球化学论文集, 北京: 科学出版社, 1986, 59-67.
- [5] 王锐良等. 不同沉积环境中伽玛蜡烷的分布特征及其成因探讨. 有机地球化学开放研究实验室年报 (1988). 北京: 科学出版社, 1988, 100-107.
- [6] 周光甲等. 常用的甾、萜烷类生物标志物指标应用有效性探讨. 有机地球化学论文集, 北京: 科学出版社, 1986, 39-51.
- [7] 涂光炽等. 中国层控矿床地球化学 (第3卷). 北京: 科学出版社, 1988, 27-36.
- [8] 傅家谟, 史继扬. 石油演化理论与实践 (I) - 石油演化的机理与石油演化的阶段. 地球化学, 1975 (2): 87-104.

## Organic Geochemical Evidence and Mechanism of the Genetic Relationship between Organic Matter, Evaporite, and Sandstone-hosted Copper Deposits in Chuxiong Basin, China

Zhuang Hanping<sup>1</sup> Ran Chongying<sup>2</sup> He Mingqin<sup>2</sup> and Lu Jialan<sup>1</sup>

<sup>1</sup> (Guanzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guanzhou 511640)

<sup>2</sup> (Geology Department, Kunming Institute of Technology, Kunming 650093)

### Abstract

There occur, from down to up, coal-bearing formation (T<sub>3p</sub>-T<sub>3g</sub>), red cupiferous terrigenous formation (J-K<sub>2d</sub>) and red evaporite terrigenous formation (K<sub>2j</sub>-K<sub>2z</sub>) in the Mesozoic continental Chuxiong basin, Yunnan Province, China. Differences in and relationships of them were stated in the present paper on the basis of studies on assemblage of formations, total organic carbon (TOC), dispersive organic matter-soluble organic matter

and kerogen. Some conclusions were obtained as follows: (1) the Kangdian continental rift controlled the occurrence of evaporites, copper deposits and coals. Sandstone-hosted copper deposits occurred in the red sandstone which formed when the basin withered, and TOC decreased and salt content increased in the lake water. (2) Organic matter (OM) being the type II<sub>2</sub> in evaporites had a lower content, and had reached the higher mature stage. However, OM being the type III in coal-bearing formation was the richest and had also reached the higher mature stage. OM in copper deposit was the type III, but it had even reached the ultimate methane stage. (3) OM and evaporites had played an important role in the formation of the copper deposit. OM came mainly from beds and near mudrocks and mobilized and transported copper during the diagenetic mineralization stage. However, during the transformation OM came mainly from coal-bearing formation in the form of reduced copper- and OM-rich deep fluid, while natural water leached evaporites and formed oxidized SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-rich saline water. Metallic sulfide formed during the mixing of deep fluid and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-rich saline water because OM reduced SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> into H<sub>2</sub>S.

**Key words:** Chuxiong basin sandstone-hosted copper deposits evaporite organic matter organic geochemistry