

东川式层状铜矿的沉积-改造成因

华仁民

(南京大学地球科学系)

内容提要: 对于东川式层状铜矿的成因,前人多持“沉积-变质”观点。通过研究,本文提出“沉积-改造”成因的新认识。新观点认为,沉积阶段铜不是在落雪组富集,而是在因民组红层中富集。在成岩阶段或成岩后,沉积岩中的水分被裂谷的高热流所加热,并由于深断裂的减压作用所驱动而产生对流循环。这种盐度较高的热液能淋滤汲取因民组中的铜质,并在断裂带附近向上运移。当含铜热液上升到落雪组底部时,便与那里由细菌还原的硫结合形成硫化物沉积,形成层状铜矿。这个由热液将因民组(矿源层)中的铜转移到过渡层和落雪组底部(赋矿层)中成矿的过程,就叫做“改造”作用,它既不同于成岩作用也不同于变质作用。本文由此总结了东川式层状铜矿的成矿模式为“红层预集—改造热液转移—藻白云岩成矿”。

主题词: 东川式层状铜矿 藻叠层石 矿源层 热液对流循环 改造作用 硫化物分带

东川式铜矿是产于中元古界昆阳群中的层控铜矿床,由层状矿体和非层状矿体构成,并以前者为主,故本文称之为东川式层状铜矿,主要指那些产于落雪组底部及过渡层白云岩中的层状、似层状铜矿体。

对于东川式铜矿的成因,前人论述颇多。目前,大部分研究者持“沉积-变质”观点,根据这一观点,层状铜矿是与白云岩同时形成的^[1,2]。它或者直接形成于海水中的沉积作用;或者在沉积阶段先形成铜的初步富集,在成岩乃至变质阶段再形成铜矿体。

笔者近年来的研究表明,上述“沉积-变质”观点未能正确反映东川式层状铜矿的成因,故提出“沉积-改造”成因新认识。

一、对沉积作用形成层状铜矿的质疑

1. 关于海盆地中直接沉积铜矿的可能性 前人已经提出这个问题并认为“铜矿物主要不是从海水中直接沉淀出来的^[3]。事实上,现有的所有资料都表明,海水中铜含量极低(远小于1ppm)。这是因为,无论是以真溶液还是胶体溶液,铜都难以在地表水体中长距离搬运。C. F. Davidson收集了大量有关资料,证明进入地表水体中的铜多半很快随泥质沉淀下来,从而使河水中铜的含量只有 10^{-3} — 10^{-2} ppm,即使是流经铜矿区的河流也是如此^[10]。当河水进入海盆地时,由于物理化学条件的变化以及电解质的作用,又有一些铜在河口附近沉淀下来,能够带入海水中的铜更少。

由于海水中铜的浓度极低,因此,世界各地、各时代的海相碳酸盐岩石中铜的丰度也很低,不超过几个ppm。现代海洋沉积物中也没有铜矿物形成的痕迹。

这说明,单纯的海盆地沉积作用不能造成铜的富集,更难以形成铜的矿化。

2. 关于生物沉积-成矿作用 许多研究者注意到东川式铜矿与藻类之间的关系,其中不少人认为藻类在生长过程中吸附粘土和硅质细砂等形成硅质条带,同时也吸收大量的铜质沉

淀(因为粘土和硅质胶体吸附铜质)^[5,6],因此,东川式层状铜矿是由生物沉积作用造成的,或者生物沉积作用使铜得以从海水中富集到藻叠层石中。

笔者认为,落雪组中藻类叠层石的发育及其与铜矿化之间的关系的确是东川式铜矿的重要特征之一,但是也必须看到,藻类叠层石与层状铜矿之间并不存在完全的正相关关系。实际情况是:①叠层石在各地落雪组白云岩中普遍发育,但层状铜矿体并不是普遍发育的。在许多地区,落雪组含藻白云岩中根本没有一点铜矿化。②在铜矿区中,矿化层也仅仅占藻叠层石白云岩中的一小部分。黎功举曾作过统计,结果表明矿化层厚度与叠层石白云岩厚度不是正相关^[7],而且,矿化层多集中于落雪组底部。③相当一部分层状铜矿赋存在因民组和落雪组之间的过渡层泥砂质白云岩中,那里不发育藻叠层石。这些都说明,铜矿化并不单纯受藻叠层石的控制。

据国外某些学者研究认为,对于藻类等有机生命来说,铜是有毒性的,甚至是致命的^[8,10]。因此,确切地说,藻类在生长期不是吸附铜质,而是抵制铜质。笔者认为,造成叠层石藻类生长的环境是一个铜浓度较低的浅海环境,它与铜的富集或矿化没有直接的关系。

3. 关于矿石构造所反映的“同生沉积”特征 东川式层状铜矿具有某些沉积矿床的特征,如与层理一致的层状、条带状、韵律状矿石构造,以及铜矿化沿藻类叠层石的基本层分布,构成“马尾丝”矿等。这些特征也是“沉积-变质”成因观点的重要证据。然而,仔细研究这类矿石构造,便可以发现其中某些非常重要的细微特征。例如:在由细粒白云石和粗粒白云石(+石英)交替出现而组成的白云岩微层纹或叠层石基本层中,铜矿物一般沿粗粒白云石条带分布(图1);在某些呈断续的微脉状分布的铜矿物周围,白云石具明显的重结晶。这些特征可以解释为:铜矿物并不是一开始就与白云石同时沉淀的,而是在以后由某种介质——热液带入的。这种携带铜的热液在白云岩中没有引起普遍的铜矿化,而是沿某些条带渗

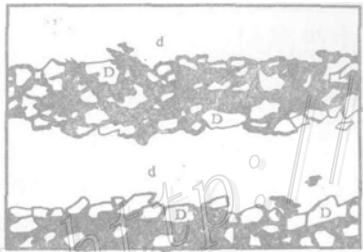


图1 铜矿物与粗粒、重结晶白云石共生关系素描图(单偏光 $\times 25$)

d—为细粒白云石; D—为重结晶白云石; 黑色为铜矿物

Fig. 1. Sketch of paragenetic relation between copper minerals and coarse-grained recrystallized dolomite (parallel polarized $\times 25$).

d—Fine-grained dolomite; D—Recrystallized dolomite
Black grains are copper minerals.

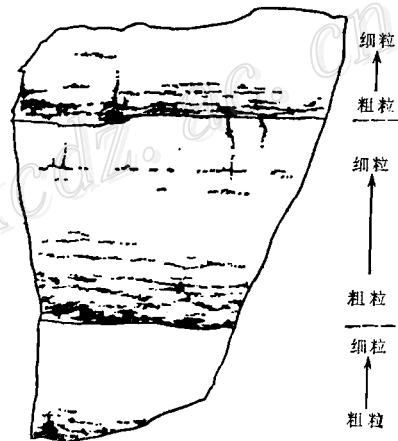


图2 东川因民组具韵律构造的铜矿石标本素描(1:2)

Fig. 2. Sketch of copper ore specimen with cyclothemic structure in Yinmin Formation, Dongchuan.

入,并在那里沉淀下来,同时伴随白云石的重结晶及硅化的发生。

被认为具有典型“同生”沉积特征的某些韵律状矿石构造也反映了“后生”特征。如图2所示。黄铜矿主要与粗粒级的碎屑共生,故多出现于韵律的下部。至上部细碎屑部分,矿化明显减弱;在白云质夹层中,则无铜矿化存在。值得注意的是:上一韵律底部粗碎屑中的黄铜矿可以沿某些细微裂隙而延伸入下一韵律的顶部,而某些黄铜矿可以沿微裂隙向上延伸。这一现象用同生沉积难以解释,它只能说明铜是由某种溶液携带,在成岩期或成岩后进入孔隙度较大的粗碎屑层沉淀成矿,同时也可进入某些微裂隙中。

在东川式层状铜矿中广泛发育的“马尾丝”矿石是指细粒的铜矿物沿古藻的基本层理分布所形成的细条带状构造,许多人认为这是“沉积作用与成岩作用的综合结果”^[5]。但文献资料中首次提出“马尾丝”矿石的李洪谟、王尚文则认为这是热液交代的结果^[8]。这一结论至今仍有其合理的方面。藻类生长所形成的叠层石基本层,主要是白云质与泥砂质-硅质相间。这两种基本层的岩性和孔隙度不同,因此,当成矿溶液进入叠层石白云岩时,主要是沿着渗透率较高的泥砂质-硅质基本层流动、扩散。当条件适宜时(还原环境和 H_2S 等的存在,见后文),便沉淀出铜的硫化物,构成“马尾丝”矿石。

在东川矿区局部地段,落雪组下部及过渡层的泥砂质白云岩中产有“含铜结核”。它们沿层分布,在走向上有一定的稳定性,因而前人认为是典型的同生沉积产物,并以此作为矿床沉积成因的证据之一^[6]。笔者在落雪矿区和因民组矿区观察过这类结核,并在室内初步进行了光薄片研究。此种直径1 cm—数厘米的椭球状结核基本上都由密集的黄铁矿颗粒组成,至核部呈致密团块状。在某些结核中可见黄铜矿交代黄铁矿的现象。因此,这些所谓“含铜结核”实际上是黄铁矿结核,后来被含铜溶液交代后才成为“含铜”结核的。

除了上述三方面外,东川式铜矿还有其他一些难以用沉积成因解释的特征,例如其硫化物具有较高的Co/Ni比值和较低的S/Se比值等,也都反映了它在成因上与热液或热卤水的改造作用有关。

二、因民组是铜的矿源层

既然东川式层状铜矿不是单纯从海水中通过沉积或生物沉积作用而形成的,那么,它可能的形成机制是什么呢?它的成矿物质又是来自何处,通过何种渠道进入海相地层的呢?

笔者在考察云南、四川的昆阳群(会理群)地层时,发现各地因民组的特征差异较大。以东川地区(包括通安)和易门地区(包括武定)为例,前者的因民组含泥质成分较多、颜色较紫,而后的因民组砂质成分较多,紫色不明显。两地区因民组的稀土元素分布特征也有一定的差异,如图3A所示。

与因民组情况不同的是,各地落雪组的岩性、成分等特征基本上是一样的。东川和易门两地落雪组白云岩的稀土元素分布特征也十分接近(图3B)。

众所周知,东川式层状铜矿在各地的发育情况很不均匀,那么,是什么造成这种不均匀的呢?虽然层状铜矿主要赋存于落雪组,但不同地区地层的差异却主要在因民组而不是落雪组。因此,这就提供了一个线索,即落雪组中的铜矿化可能与因民组有某种联系。

事实上,因民组与东川式层状铜矿在数量和质量上的相关关系是比较明显的,前人也早

已认识到这一点。一般说来, 如果因民组紫色层厚度较大, 层位较稳定, 颜色呈较鲜明的深紫红色, 则其上覆白云岩中的铜矿化也较强, 较稳定; 反之, 如果因民组紫色层薄, 颜色发黑发灰, 则其上覆白云岩中的铜矿化就较差^[1,7]。可见铜矿化在一定程度上受因民组控制。

落雪组白云岩中的铜矿也总是产在其底部靠近因民组的部位。离开因民组远一些, 叠层石白云岩中便没有铜矿化。

从构造背景来看, 因民组、落雪组等地层形成于中元古代的裂谷环境^①。因民组作为古裂谷最早的沉积物, 主要由陆源碎屑组成, 这一方面使其性质受局部沉积地段的基底构造、地貌状态、碎屑来源等条件所制约, 因此各地差异较大; 另一方面也为因民组提供了较丰富的铜的来源。例如因民组下伏的大红山群、河口群就有较高的铜、铁含量。因此, 笔者认为因民组是东川式层状铜矿铜的矿源层。

关于因民组中铜的存在形式目前还不清楚, 要真正解决这一问题也还有许多困难。笔者推测: 由于因民组是在较强的氧化环境下形成的, 所以铜不大可能以硫化物形式存在, 而可能以氧化物或含氧盐类的形式存在, 如黑铜矿、胆矾、孔雀石等。这些铜的化合物以微小的颗粒出现, 被因民组中的铁质(铁的氧化物和氢氧化物)和泥质(粘土矿物)所吸附。

表 1 因民组、过渡层及落雪组白云岩中铁的含量

Table 1. Iron content of dolomite of Yinmin Formation transitional layer and Luoxue Formation

	因民组	过渡层	落雪组白云岩			
			黄白色	灰白色	青灰色	肉红色
Fe ₂ O ₃ (%)	4.96	0.47	0.21	0.23	0.16	0.61
FeO(%)	1.00	0.98	0.66	0.73	0.78	0.29
Fe ₂ O ₃ + FeO(%)	5.96	1.45	0.87	0.96	0.94	0.90
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	4.96	0.48	0.32	0.32	0.21	2.10

与落雪组或过渡层相比, 因民组中含铁较多, 且三价铁比例较高(表 1)。这些三价铁为主的含铁矿物不仅是造成因民组呈紫红色的主要因素, 而且也是铜的主要吸附剂之一。这可能是铜矿化与因民组紫色层颜色之间存在一定联系的原因。由于泥质是铜的另一个重要吸附剂, 因此, 当某处因民组泥质成分含量较高时, 它含的铜也可能较高, 它上覆落雪组中的铜矿化就可能较强。这一推论与东川、易门两地的实际情况是一致的。

① 华仁民, 1988, 南京大学博士学位论文

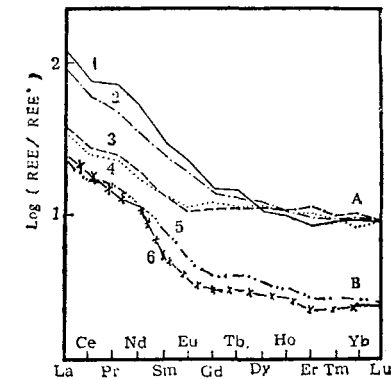


图 3 东川区及易门区因民组(A)、落雪组(B)的稀土元素分布曲线
(球粒陨石稀土含量据 W. V. Boynton, 1984)
A—因民组: 1—易门; 2—武定; 3—东川; 4—通安; B—落雪组: 5—东川; 6—易门
Fig. 3. Chondrite-normalized REE Patterns of Yinmin Formation(A) and Luoxue Formation(B) in Dongchuan area and Yimen area.
A—Yinmin Formation; 1—Yimen; 2—Wuding; 3—Dongchuan; 4—Tongan; B—Luoxue Formation; 5—Dongchuan; 6—Yimen.

三、铜质从因民组向落雪组的转移 ——改造热液的对流机制探讨

铜质在因民组中的预集为东川式层状铜矿的形成创造了条件,但是,铜矿的形成还需要铜以硫化物形式在适宜条件下沉淀富集。显然,从矿源层因民组到赋矿层落雪组及过渡层,铜经历了一个转移的过程,这一转移是“改造”作用的主要内容。

1. 改造热液的来源及性质 适宜的介质(溶液)是成矿物质得以大规模运移的基本条件,这不仅对于典型的热液矿床是如此,而且对于象东川式层状铜矿这类沉积-改造成因的矿床也是如此。

笔者认为,形成东川式铜矿的改造热液主要来源于落雪组和过渡层本身,它以沉积物中的间隙水、薄膜水、吸附水、结晶水等形式存在,所以本质上是海水。这种同生沉积溶液的数量是相当可观的,以东川地区落雪组因民组破碎带为例,在长约15km、宽1.5km、厚800m的岩石中,含水量每减少1%就可产生1.8—4.5亿吨水。

笔者测定了东川地区与层状铜矿共生的白云石的碳、氧同位素组成(表2),结果表明,它们具有比较均一的碳、氧同位素组成。其中氧同位素值低于现代海相碳酸盐,这主要是由于中元古代以来漫长地质时代所经历的温度变化、变质作用等造成的,J. Hoefs和M. L. Keith

表2 白云石样品的碳、氧同位素组成(‰)

Table 2. Carbon and oxygen isotope compositions of some dolomite samples

样号	X13A	X13B	L32A	L32B	Y13	Y31	Y32	Y35	Y40
$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	1.00	1.05	1.28	1.31	0.21	0.55	0.67	1.13	0.54
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	20.99	21.12	21.88	21.99	19.50	20.01	19.37	19.74	19.68

由南京大学地球科学系质谱室测试

等都已总结过海相碳酸盐的氧同位素随时代变老而减小的规律^[11]。东川式铜矿围岩的碳同位素组成变化很小,且接近零值,与典型的海相碳酸盐一致,表明其中的碳应属于海水非有机成因来源,没有岩浆水或富有机质的流体加入。据此推论,形成层状矿体的溶液基本上是与海相石灰岩保持同位素平衡的海水。

单有大量的水源还是不够的,它们必须被加热并具有一定的含盐度,才能溶解和搬运铜等金属。

由于东川式层状铜矿形成于古裂谷环境,因此受到较高的热流值的作用,上述同生沉积溶液能够受到比正常的地热增温更迅速有效的加热。尤其是在出现热流峰值的断裂附近更是如此,即使埋藏深度不大,沉积溶液也可能被加热到相当的温度。包裹体测温结果表明,层状矿体的形成温度一般在105—200℃左右,明显高于正常海相沉积矿床的形成温度。

由于热液基本上是海水,其初始成分以Na-Mg-Cl-SO₄为主,含盐度比一般大气降水要高。对现代地下水的研究发现,地下水的水化学在垂直方向上常具有带状性、含盐度常随深度而增加,不少地区深处的地下水含盐度较高并具有卤水的特征。可以设想与东川式层状铜

矿有关的热液到较深处时盐度也有所增加,尤其是当它向下流经因民组上部含膏盐的层位后更是如此,因此它实际上已具有热卤水的性质。前人曾在东川铜矿石中发现含有 NaCl 子矿物和高盐度的包体^①即是证明。

2. 改造热液的对流 热液在一定的深度范围形成循环对流,使它流经尽可能多的围岩,并尽可能地淋滤汲取围岩中所含成矿元素的重要条件。造成对流的机制主要有两个,分别代表着两种驱动力:其一是深部岩浆源,如某些斑岩铜矿含矿岩体周围发生的热液对流循环;其二是深断裂驱动。发生于洋中脊等发散板块边缘的海水对流渗滤模式则是上述两种情形结合的典型例子。对于东川式铜矿的具体情况来说,应该采用深断裂驱动的机制。然而在古裂谷的构造背景下,深断裂也起着某种热源的作用。

根据这一机制,在因民组、落雪组等地层沉积以后,由落雪组排出的同生沉积溶液向下渗透,进入因民组并淋滤溶解了其中的铜质。如果这一溶液能够进入更下部的大红山群或河口群,它也可以汲取那里的铜。这种含铜的、具较高盐度的热水溶液,在断裂带附近由于减压作用又向上移动,回到过渡层、落雪组,并在那里适当的位置形成铜的硫化物沉淀。

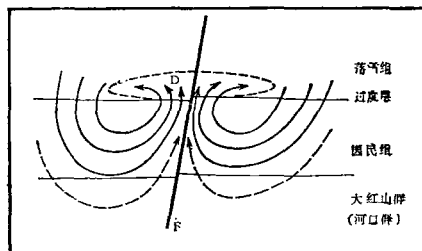


图4 东川式层状铜矿改造热液对流循环模式

D—表示铜矿体最主要的形成位置; F—表示深断裂

Fig. 4. Model for hydrothermal circulation in Dongchuan type stratiform copper deposits.

D—Major locality of copper orebody; F—Deep fracture.

东川式层状铜矿这一对流模式可以用图4来简单表示。这一模式的细节还有待于深入研究,但笔者认为从总体上来看,它符合东川式铜矿的实际地质情况。

(1) 因民组作为形成于大红山群、河口群之上的第一套沉积物,又以陆源碎屑为主,其含铜量应该较高,但目前在东川地区或易门地区因民组的含铜量均低于落雪组,这可以解释为因民组中大量铜质已经在改造成矿阶段被热液转移了的结果。作为一个例证,矿化较弱的四川通安地区因民组铜含量达0.19%^[3],相当于矿化较强的云南东川地区因民组铜含量(0.02—0.04%)的5—10倍。

(2) 在因民组紫色层遭受热液较强淋滤作用之后可能产生退色作用。据东川314队王承尧介绍:因民组在受热液作用退色后,铜含量一般可以从原来的2000ppm减少为500—700ppm。笔者测定的因民组退色前后的某些化学成分、微量元素及碳、氧同位素组成见表3。表中两块样品采自同一位置,且二者在颜色上逐渐过渡。由表可见退色作用主要是使紫色岩石中含量相当高的铜大部分进入溶液而被带走,仅有约1/70的铜留在退色后的岩石中。退色作用造成了Fe₂O₃、MgO、CaO、Na₂O的不同程度的减少和K₂O、Al₂O₃的增加,但其增减的幅度都不太大。值得注意的是退色作用对于岩石的碳、氧同位素组成基本上没有影响,这说明热液与岩石的碳氧同位素是处于平衡状态的,即热液来自沉积岩本身所含的水分。

(3) 实际上,在东川等矿化较强的地区,退色作用并不很发育,这是因为,热液虽然转移了大量的铜,但并没有造成Fe₂O₃的大量转移(见表3),而后者是使岩石呈紫色的主要

①卢金才,1980,滇中层控铜矿沉积成矿作用问题,西南冶金地质,第2期

表 3 因民组紫红色泥质白云岩退色前后对比表

Table 3. Comparison between normal and faded purple argillaceous dolomites of Yinmin Formation

样号	白云岩颜色	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO
DY34	浅紫红色	0.56	0.11	0.16	2.50	16.91	24.57
DY33	灰黄-灰白色	2.79	1.88	0.10	1.81	13.98	20.86

样号	白云岩颜色	Cu	Pb	Zn	δ ¹⁸ O _{SMOW}	δ ¹³ C _{PDB}
DY34	浅紫红色	8045.95	17.05	73.70	19.23	0.82
DY33	灰黄-灰白色	114.89	8.49	53.31	19.82	0.87

主要氧化物(%)和微量元素(ppm)由江苏省地质矿产局测试; 碳、氧同位素(‰)由南京大学地球科学系质谱室测试

因素。Fe³⁺离子半径小 ($0.64 \times 10^{-10}\text{m}$), 极化能力强, 化合物溶解度小, 因此, 在强氧化环境中碱性 (pH > 6) 条件下, 它的氧化物和氢氧化物能够稳定存在。然而, 铜的地球化学性质与铁不一样。如果说在因民组沉积之时, 铜能被大量Fe³⁺化合物吸附而得以保存在细碎屑物中的话, 那么在沉积阶段之后随着岩石性质及环境物理化学条件的变化, 这些铜就变得不稳定了。特别是温度的升高和适宜的介质条件, 是铜发生活化迁移的重要条件。在中、低温条件下 (70—250℃), Cu和Pb、U、Mo、V、As、Sb、Hg、Ag等元素具有较活泼的地球化学行为, 在氧化态介质中容易溶解和以络合物形式活化转移; 但是Fe³⁺和Al等元素在同样条件下仍较稳定。因此, Fe³⁺和Cu不同的地球化学性质造成了二者的分离, 即Cu进入溶液被迁移, 而主要Fe³⁺仍留在因民组中, 使因民组继续呈现紫红色调。

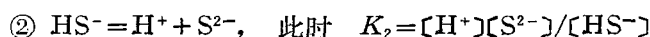
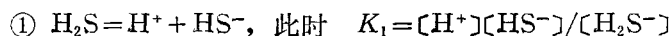
(4) 要形成东川式铜矿这样大规模的矿化, 必须有大量热液在岩石中运移, 这就要求有高透水性的岩石作为热液的通道。因民组广泛发育的角砾岩, 以及砂岩、粉砂岩等都具有较高的渗透率。落雪组白云岩的原岩礁灰岩本身孔隙度也较大, 发生白云岩化时, 更增加了岩石的孔隙度和渗透率, 能让大量热液运移并提供赋矿空间。

(5) 深断裂在热液的对流循环中起着极重要的作用, 它既传导深部的热能, 又为热液循环提供一个低压带, 因此东川式层状铜矿常产在断裂带附近。例如东川地区, 矿化以南北向的落-因破碎带最为集中, 前人资料中多把落-因破碎带作为背斜轴部。笔者认为褶皱作用很难形成这样规模的线型破碎带, 因此推断落-因破碎带至少曾经是一个深断裂带, 是与古裂谷的主要边界断层之一——小江断层平行的谷内深断层 (也是生长断层), 其规模当然比小江断层小。但在昆阳群地层沉积及东川式铜矿形成的过程中曾经起过重要的控制作用。它很可能就是东川地区改造热液对流循环的主要驱动力。

易门地区的铜矿化, 则明显集中在绿汁江深断裂附近一定范围内, 在此范围外, 矿化就明显减弱。

3. 关于两种热液的讨论 笔者进一步认为, 在东川式层状铜矿的改造成矿阶段, 总的热液体系可以分成上下两部分: 上部即浅部的热液是富硫而贫铜的; 下部的热液是富铜而贫硫的。深部富铜热液上升遇到浅部富硫热液, 便有可能沉淀出铜的硫化物, 形成铜矿体。

(1) 浅部富硫热液来自白云岩中的富 SO_4^{2-} 的沉积溶液。在沉积-成岩过程中, 由于藻类死亡产生大量的有机质, 使得厌氧细菌充分活动, 将 SO_4^{2-} 还原成 H_2S 。在温度较低条件下, H_2S 在溶液中的溶解度增大, 其离解程度也随之增大。 H_2S 在水溶液中的离解一般分两步完成:



因此, $[\text{S}^{2-}] = K_1 K_2 \cdot [\text{H}_2\text{S}]/[\text{H}^+]^2$ 。也就是说, 溶液中 S^{2-} 的浓度与被溶解的 H_2S 的浓度成正比, 与 H^+ 浓度的平方成反比。而 S^{2-} 正是形成硫化物所必需的, 所谓富硫热液也就是富含 S^{2-} 的热液。

从以上简单叙述即可看出, 富硫热液只能在浅部发育, 因为浅部温度较低, 不仅适宜厌氧细菌活动, 而且 H_2S 的溶解度也较大, 有利于它的电离产生 S^{2-} ; 浅部落雪组含藻白云岩富有机质, 又富 SO_4^{2-} , 因此能提供大量 H_2S ; 浅部又是比较还原的环境, 使富硫热液得以保存。而深部的情况与之大不相同, 较高的温度和较氧化的环境以及缺乏有机质和厌氧细菌, 使得深部的热液是相对贫硫的。

(2) 深部相对贫硫的热液以富 Cl 、富 HCO_3^- 为特征, 笔者认为在矿源层因民组中循环流动并淋滤汲取铜质的, 主要就是这种温度较高、较为氧化、富 Cl 贫 S 的热液。因此, 铜在这种热液中的主要形式应是氯络合物, 其次为碳酸氢络合物, 而不是硫氢络合物。

这样两种不同性质的热液一般以某个地球化学界面或地球化学障分开。对于东川式层状铜矿来说, 这个界面处在因民组和落雪组之间的过渡层的底部。这里也是陆相向海相、氧化环境向还原环境的转变带。富硫热液主要赋存在落雪组底部和过渡层, 当富铜热液从因民组向上运移与之相遇时, 就可能形成铜的硫化物沉淀。这也解释了为什么铜矿化主要赋存于落雪组底部和过渡层中。

四、改造阶段铜矿物的沉淀及层状矿体的形成

铜从热液中呈硫化物析出的重要条件是有所谓“贱金属固定剂”的存在。这种“贱金属固定剂”是指沉积层中易于被贱金属离子和络合物置换, 从而使贱金属从溶液中沉淀下来的还原物质, 如黄铁矿、白铁矿、非晶质硫铁矿、有机质 H_2S 、 CH_4 等^[4]。对于东川式层状铜矿来说, 则是前面述及的富含 S^{2-} 的浅部热液。

东川式层状铜矿的含铜硫化物主要有黄铜矿、斑铜矿和辉铜矿。它们在矿石中的共生组合具有一定规律, 即存在着“辉(铜矿)—斑(铜矿)—黄(铜矿)—黄(铁矿)”的分带现象。东川式铜矿硫化矿物的这种带状分布, 很早就被广泛应用于文献甚至教科书中, 作为硫化物在陆棚-浅海条件下不同的氧化-还原带中沉积的重要特征, 同时也作为其同生沉积成因的重要依据。笔者的研究表明, 东川式层状铜矿的“辉—斑—黄—黄”分带, 不是同生沉积的产物, 而应是改造热液交代作用的产物。

应当指出, 在东川式层状铜矿各矿床、矿体中, 很难见到典型、完整的分带现象; 而且在一个带中常常是两种矿物共存而以其中一种为主, 带与带之间逐渐过渡。从分带现象比较显著的落雪矿区的几个矿段来看(图5), 产在落雪组和过渡层中的铜矿, 总的矿物分带特征

是辉铜矿位于最上部,黄铜矿、黄铁矿位于下部。

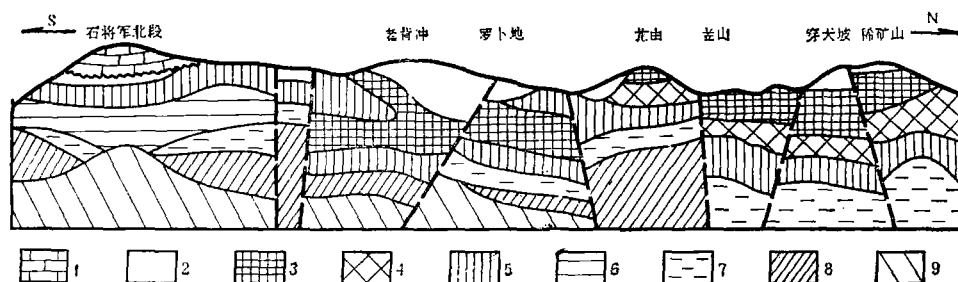


图5 东川落雪矿区硫化物分带示意图

(据龚琳等^[5]、冉洪范等^[6]资料综合绘制)

1—震旦系灰岩; 2—无矿带; 3—辉铜-斑铜矿带; 4—斑铜-辉铜矿带; 5—斑铜-黄铜矿带; 6—黄铜-斑铜矿带;
7—黄铜矿带; 8—黄铜-黄铁矿带; 9—黄铁-黄铜矿带

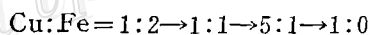
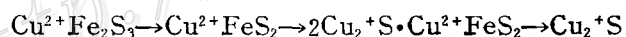
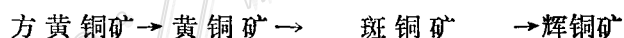
Fig. 5. Zoning of sulfides in the Luoxue ore district, Dongchuan.

1—Sinian limestone; 2—Barren area; 3—Chalcocite-bornite zone; 4—Bornite-chalcocite zone; 5—Bornite-chalcocopyrite; 6—Chalcocopyrite-bornite zone; 7—Chalcocopyrite zone; 8—Chalcocopyrite-pyrite zone; 9—Pyrite-chalcocopyrite zone.

落雪矿区这种硫化物分带现象与同生沉积的铜矿物分带模式显然是不同的。国外学者根据赞比亚 Roan Antelop 矿床和苏联杰兹卡兹甘矿床的矿物分带及古地理特征,总结了海退序列和海进序列两套不同的硫化物分带模式^①。按照它们总结的海进序列中形成的 Cu-Fe 硫化物分带模式,在垂直方向的剖面上应该是辉铜矿位于最下部,而黄铜矿-黄铁矿则位于最上部。东川式层状铜矿明显产于海进序列中,可是其硫化物的分带在垂直方向上却与海进序列模式正好相反。

这说明,不能用简单的近岸同生沉积分带来解释东川式铜矿的硫化矿物带状分布,而只能用含铜热液向上的交代-沉积机制来解释之。

当含矿热液在其向上运移的过程中遇到某种“贱金属固定剂”时,会形成硫化物沉淀。至于形成何种硫化物,这取决于体系的物理化学条件和热液中 Cu、Fe 等金属的浓度比。从下部到上部,随着温度降低和硫浓度的增加,发生了铜正价降低、硫负价降低(由单硫→对硫)、硫化物中 Fe/Cu 比值降低等变化。Fe 逐渐从硫化物中被 Cu 排出,即由 Fe-Cu 硫化物变为 Cu 的硫化物^[9]:



因此,含矿热液向上运移所造成的矿物生成序列是:富铁的黄铜矿最先在下部析出,贫铁和无铁的斑铜矿、辉铜矿则在偏上部沉淀。这一生成序列恰好与东川式层状铜矿的硫化物分带现象吻合。

由于成矿热液处于一个对流循环的体系中,所以矿物的形成就不是“一次性”的,稍后的上升热液可以交代早先形成的硫化物。由于富铁硫化物较早沉淀析出,因此热液中含铁量

①地质科学院情报所编,1975,国外砂页岩型铜矿

渐趋减少,而铜与铁的浓度比则渐趋增大,所以交代作用的结果总是富铜矿物交代贫铜矿物。这些交代作用已经为光片下观察到的黄铜矿交代黄铁矿、斑铜矿交代黄铜矿以及辉铜矿交代斑铜矿等现象所证实^①。由于热液中的Cu/Fe比值向上增大,因此这种交代作用总的来说并不破坏或打乱上述矿物分带现象。

总的看来,形成东川式层状铜矿的热液相对富铜贫铁,所以辉铜矿、斑铜矿等富铜矿物含量较高而黄铁矿相对较少。此外,东川式铜矿的矿化规模虽大,但由于含矿热液是由下向上运移的,因此主要的矿体或含矿层位都距离铜的矿源层——因民组不远。这说明,由于因民组上覆的过渡层以及落雪组底部藻类发育、有机质丰富,能提供充分的 S^{2-} ,因此,上升热液中的铜质在垂直方向的较短距离范围内就被消耗殆尽。较高的层位已经没有机会获得铜质,虽然那里也有很好的成矿环境,但是却没有铜矿化,或者矿化很弱。

综上所述,可以把东川式层状铜矿的形成机制归纳为“红层预集—改造热液转移—藻白云岩成矿”的简单模式,亦即“沉积—改造”成矿。所谓“沉积”是指铜质在沉积阶段进入因民组陆相红层中形成矿源层;所谓“改造”则是指成岩作用期间或成岩作用之后,由热液将铜质从因民组转移到过渡层和落雪组底部形成层状、似层状矿体的过程。可见笔者使用的“改造”一词,其含义与涂光炽等提出的“改造”基本上相同^[3]。这种沉积后的改造作用,显然不同于变质作用。实际上,昆阳群地层的变质程度极浅,产于其中的东川式层状铜矿与典型的沉积—变质矿床如鞍山式铁矿、篦子沟型铜矿等有一定的差别,因此,把东川式层状铜矿归入沉积—变质矿床是不恰当的。

本文是博士学位论文的一部分,是在徐克勤教授指导下完成的,论文曾蒙涂光炽、郭文魁、宋叔和、陈国达、卢衍豪、李文达、胡受奚、李希勤等先生审阅,论文工作期间曾得到阮惠础副教授的指导和帮助,倪培同志协助部分工作,郑意春同志清绘插图。笔者在此向他们致以衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] 龚琳、王承尧 1981 论“东川式铜矿”的成因 地质科学 第3期
- [2] 王可南 1982 云南东川铜矿床沉积变质作用的地球化学 矿床地质 第1期
- [3] 涂光炽等 1984 《中国层控矿床地球化学》第1卷 科学出版社
- [4] 芮宗瑶 1979 论某些层控铜矿交代分带 地质学报 第4期
- [5] 龚琳等 1975 云南东川铜矿的地质特征、矿床成因及找矿方向 铁铜矿产专辑(3) 地质出版社
- [6] 冉洪范等 1975 云南龙山铜矿床地质特征 铁铜矿产专辑(3) 地质出版社
- [7] 黎功举 1978 东川式层控铜矿类型演化与找矿实践 地质与勘探 第1、2期
- [8] 李洪谟、王尚文 1941 东川铜矿地质初报 地质论评 第6卷 第1、2合期
- [9] 刘英俊、曹励明、李兆麟 1984 《元素地球化学》 科学出版社
- [10] Davidson, C. F., 1962, The origin of some stratabound sulfide ore deposits, Econ. Geol., Vol. 57, No. 2.
- [11] Hoefs, J., 1973, Stable isotope geochemistry, Springer-verlag, Berlin.

①倪培, 1987, 东川式层控铜矿成因, 南京大学地质系研究生论文

ON THE "SEDIMENTATION-TRANSFORMATION" GENESIS OF THE DONGCHUAN TYPE STRATIFORM COPPER DEPOSITS

Hua Renmin

(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu)

Abstract

The Dongchuan type copper deposits have long been studied and well reported because of their great economic significance. The present paper proposes a "sedimentation-transformation" origin for this type of deposits to replace the current "sedimentation-metamorphism" model which has been broadly accepted since 1970s. According to the new idea, orebodies were not directly deposited in Luoxue dolomite where they now occur. It is postulated that copper was preliminarily concentrated in Yinmin Formation by the deposition of terrestrial detritus from the underlying copper-rich volcanogenic strata. During or after diagenesis, copper in Yinmin Formation was mobilized and leached by hydrothermal solution which was derived from the interstitial water of sediments, heated by high geothermal gradient of rift environment, and circulated through the strata of Luoxue and Yinmin Formations. As a result, copper was transported from the source bed—Yinmin Formation—upward to Luoxue algae dolomite where sulfur was produced by the reduction of sulfates. The copper sulfides were thus formed through the replacement of initial sulfides by Cu-bearing solutions. This process, called "transformation", is different from either diagenesis or metamorphism. The metallogenic model is summarized as "pre-gathering of copper in Yinmin red bed→transportation of copper by transformation solutions→ore-forming at algae dolomite of Luoxue Formation".