

# 楚雄盆地六苴铜矿床容矿砂岩孔隙演化对成矿的制约<sup>①</sup>

吴海枝<sup>1,2</sup> 韩润生<sup>1,2</sup> 邱文龙<sup>1,2</sup> 胡煜昭<sup>1,2</sup> 吴 鹏<sup>1,2</sup>

(1.昆明理工大学国土资源工程学院 昆明 650093; 2.有色金属矿产地质调查中心西南地质调查所 昆明 650093)

**摘 要** 六苴铜矿床是典型的陆相红层盆地砂岩型铜矿床,具有明显的浅紫过渡带控矿与金属矿物分带特征,砂岩粒间孔隙为金属矿物主要赋存空间。通过对赋矿砂岩层各岩性段的碎屑含量、颗粒分选性、胶结物特征、孔隙类型及孔隙度、渗透率等的统计与分析,结果表明,上白垩统马头山组六苴下亚段( $K_1ml^1$ )的中细粒长石石英砂岩具有高碎屑含量、低分选系数、高孔渗系数等特征,为有效的流体迁移通道。 $K_1ml^1$ 砂岩层局部含丰富的有机质,在中成岩阶段可演化为烃源岩,形成富有机质的酸性—还原流体。该流体与碱性—氧化流体在砂岩透水通道中形成稳定对流,在砂岩中可形成由紫到浅的铁质、钙镁质、钙硅质、硅质胶结的胶结物分带。在水—岩相互作用中,酸性—还原流体起溶解砂岩早期的铁质、泥晶碳酸盐胶结物及还原硫酸盐的作用,由此形成粒间孔隙并提供还原硫,从而为矿质沉淀提供空间和硫源;碱性—氧化流体则提供铜离子并控制金属硫化物、碳酸盐胶结物的沉淀。生烃作用减弱时,碱性—氧化流体越过稳定对流的平衡面,使硅质胶结的浅色砂岩溶蚀,形成溶蚀孔洞,进一步提供容矿空间,并导致金属矿物发生交代作用。砂岩各成岩阶段的水—岩相互作用是控制孔隙和胶结物生成及矿质沉淀的主要因素。

**关键词** 砂岩型铜矿床 胶结物分带 孔隙演化 矿质沉淀 六苴 楚雄盆地

**第一作者简介** 吴海枝 男 1982年出生 博士研究生 矿产普查与勘探 E-mail: haizhiwu664@126.com

**通讯作者** 韩润生 男 教授 E-mail: 554670042@126.com

**中图分类号** P618.41 P611.2<sup>+</sup>2 **文献标识码** A

## 0 引言

楚雄盆地是我国西南地区一个重要中生代红层盆地,是集煤—铜—盐等重要矿产为一体的矿集区。大姚县六苴铜矿床为该区最大的砂岩型铜矿床,位于盆地东侧的牟定斜坡中,该斜坡由北到南依次集中了团山、大村、凹地苴、六苴、铜厂箐、郝家河、格依乍、老青山等砂岩型铜矿床,形成了著名的滇中红层砂岩铜矿带。铜矿带内矿床的矿化均沿浅紫过渡带发生,分布于侏罗系、白垩系和古近系地层的16个岩性层位中,明显受层位、岩性、沉积相控制,形成层状、似层状矿体。这一铜矿带位于铜背景值较高的康滇古陆边缘,并且含铜建造下部三叠系地层多出现含煤建造,而上部古近系、新近系则为含膏盐建造<sup>[1]</sup>。

关于砂岩型铜矿床的形成,国内外学者在上世纪七、八十年代通过大量综合研究,基本上摒弃了传统的岩浆—热液成矿论,而是强调沉积成岩作用及后生作用。目前主流观点认为<sup>[2-7]</sup>:砂岩型铜矿床形成于

成岩期,铜等金属物质来源于含矿岩系本身,与氧化还原界面中硫酸盐的细菌还原作用有关,成矿流体为 $Na^+ \pm Ca^{2+} + Cl^- + SO_4^{2-}$ 型的低温、中低盐度盆地热卤水溶液,盆地应具“封闭循环”的水文构造及氧化、还原两种地层建造组合。部分矿床除成岩成矿作用外,还存在改造成矿作用<sup>[1,8-9]</sup>。

显然,砂岩型铜矿床的形成是盆地流体与砂岩发生水—岩相互作用的结果,而流体在水—岩相互作用中如何改造砂岩孔隙,并在其中运移、卸载成矿物质的机制是值得探讨的问题。前人<sup>[10-14]</sup>对于砂岩孔隙演化的研究主要应用于油气储集层的成因及演化等方面,而用于砂岩容矿的金属矿床形成方面较为薄弱。砂岩铜矿的形成中,铜是呈络离子态在氧化流体中迁移而聚集的,硫则由还原流体对硫酸盐还原作用提供<sup>[3,6,15]</sup>,它们的迁移、沉淀离不开砂岩围岩性质的制约。因此,本文尝试从成岩作用中砂岩孔隙演化的角度,探讨六苴砂岩型铜矿床金属硫化物沉淀机理。

<sup>①</sup>教育部博导基金项目(编号:20115314110010)、全国危机矿山重大专项(编号:20089943)、国家自然科学基金项目(批准号:U1133602, 41102049)、云南省矿产预测评价工程实验室及省创新团队、云南省科技计划(编号:2010CC005)、中国地调局整装勘查基础研究(编号:[2014]04-025-086)与中科院矿床地球化学国家重点实验室开放研究基金(编号:201109)联合资助  
收稿日期:2014-06-10;收修改稿日期:2014-07-14

### 1 矿床地质概况

区域上,大姚铜矿田出露地层由下到上为(图1):中侏罗统蛇店组( $J_{2s}$ );上侏罗统妥甸组( $J_{3t}$ );下白垩统的高峰寺组( $K_{1g}$ )、普昌河组( $K_{1p}$ ),上白垩统的马头山组( $K_{2m}$ )、江底河组( $K_{2j}$ );古新统元永井组( $E_{1y}$ )、始新统赵家店组( $E_{2z}$ );局部见第四系(Q)。总体为一套由多个砾—砂—泥岩沉积旋回组成的紫红色碎屑岩建造。砂岩型铜矿床主要产于  $K_{1g}$ 、 $K_{2m}$ 、 $E_{1y}$  这三个砂岩为主的层位中,均为紫色层中浅灰色细—粉砂岩夹层。其中, $K_{2m}$  为该区最主要的赋矿层位,产出5个铜矿床(点),六苴铜矿床为其中典型代表。

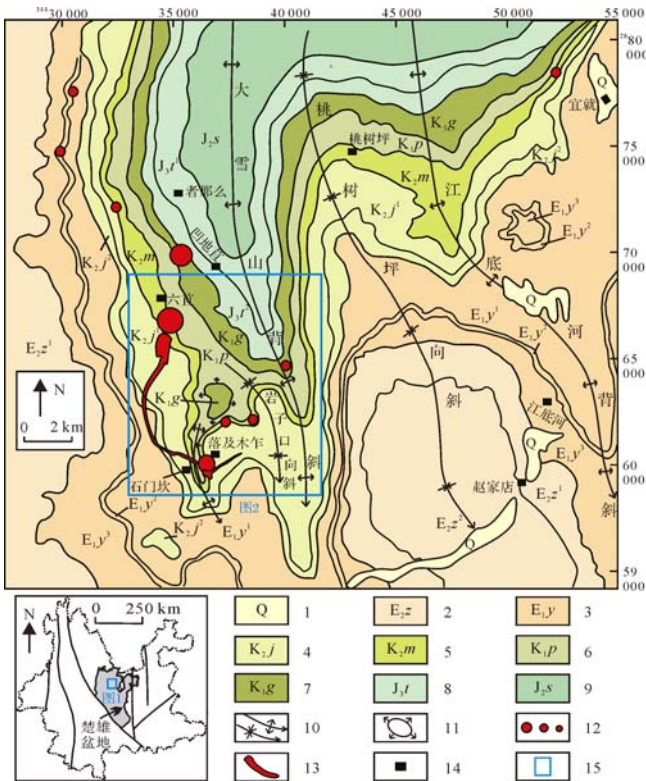


图1 大姚铜矿田区域地质简图

1. 第四系;2. 始新统赵家店组;3. 古新统元永井组;4. 上白垩统江底河组;5. 上白垩统马头山组;6. 下白垩统普昌河组;7. 下白垩统高峰寺组;8. 上侏罗统妥甸组;9. 中侏罗统蛇店组;10. 背斜/向斜的轴迹;11. 穹窿;12. 矿床/点(大小代表规模);13. 六苴铜矿床矿体投影位置;14. 地名;15. 本文图2的幅图范围

Fig.1 Regional geological sketch map of Dayao copper ore field

六苴铜矿床的矿体主要为顺层产出:平面上,沿大雪山背斜缓倾翼呈NW向、近SN向沿浅紫过渡带靠近紫色砂岩的浅色一侧带状展布,并在背斜倾末端向另一翼延伸,最终尖灭于陡倾斜的北东翼(图2);

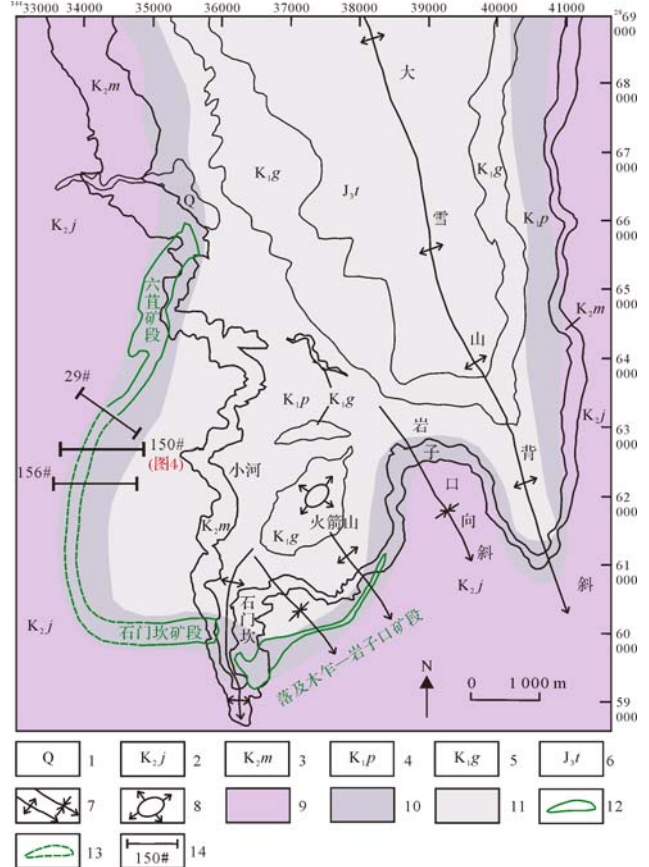


图2 六苴铜矿床主含矿层( $K_{2ml}^1$ )浅、紫砂岩分布平面图 1~8. 见图1图例说明;9. 主含矿层( $K_{2ml}^1$ )紫色砂岩;10. 主含矿层( $K_{2ml}^1$ )浅紫过渡带砂岩;11. 主含矿层( $K_{2ml}^1$ )浅色砂岩;12. 矿体投影边界;13. 隐伏矿体边界;14. 勘探线剖面位置  
Fig.2 The geological planar map of purple and grey sandstone distribution in major ore-bearing layer( $K_{2ml}^1$ ) of the Liuju copper deposit

主矿体为I号矿体,长度大于4000 m,宽度约150~450 m,长度远大于宽度;沿长轴方向北部宽厚、向南及南东方向逐渐变薄变窄;沿短轴方向中间厚、两侧薄。在剖面上,呈层状、似层状、透镜状矿体赋存于  $K_{1ml}^1$  浅灰色中细粒长石石英砂岩中(图4),其产状与含矿地层一致,倾角  $15^\circ \sim 30^\circ$ 。在靠紫色砂岩一侧,矿体呈“鱼头”或宽厚的分枝状,而靠浅色一侧,矿体呈“分枝燕尾”状依附于、下紫色粉砂质泥岩层中(图3A),并逐渐尖灭。矿体厚度1~36 m,铜平均品位1.34%、伴生银  $26.93 \times 10^{-6}$ ,局部银达  $78.6 \times 10^{-6}$ 。

矿石主要具浸染状(图3B)、纹层状(图3C)、条带状(图3D)等构造。矿石矿物以辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿、蓝辉铜矿和黄铁矿等为主,以半自形—他形

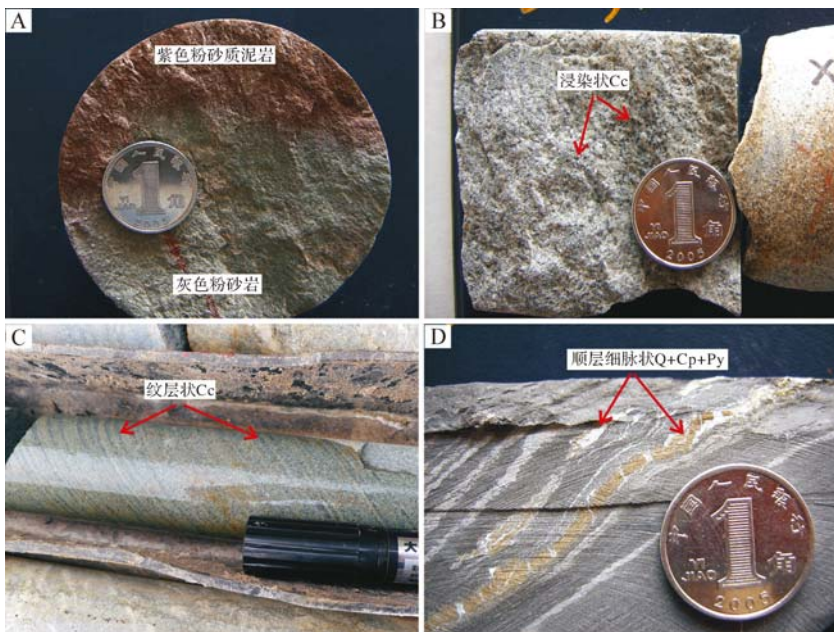


图3 六苴铜矿床典型矿石构造特征照片

A.浅灰色砂岩与紫红色泥岩呈渐变式过渡,样号 XSp169-1,位于 ZK29-4 的 52.3 m;B.辉铜矿 (Cc) 呈微细粒浸染状分布于砂岩碎屑颗粒间隙中,为矿床最主要的矿化型式,样号 XSr616,位于 ZK156-2 的 402 m;C.辉铜矿 (Cc) 呈纹层状分布于砂岩微层理面中,样号 XSr717,位于 ZK150-3-1 的 123 m;D. 黄铜矿 (Cp)、黄铁矿 (Py) 及少量石英 (Q) 呈条带状穿插于砂岩 局部层间薄弱面中,样号 XSr1021,位于 ZK24401 的 1 125 m。

Fig.3 Pictures of ores with typical structures in Liuju copper deposit

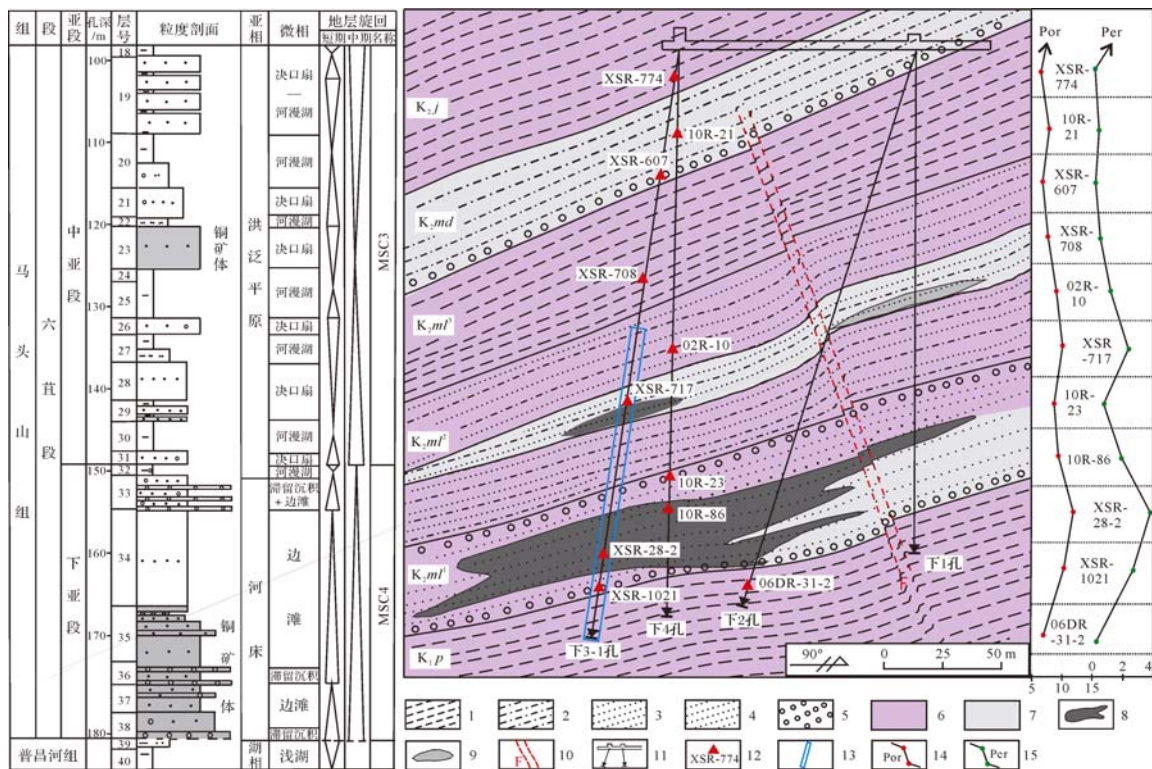


图4 六苴铜矿床 150 #剖面图与各岩性层孔隙度、渗透率分布曲线

1.泥岩;2.砂质泥岩;3.细砂岩;4.中粗粒砂岩;5.砾岩;6.紫红色岩层;7.浅灰色夹层;8.表内矿体;9.表外矿化体;10.断层破碎带;11.坑道及钻孔工程;12.代表性孔隙度、渗透率样品位置;13.子图 A 沉积相柱状图位置;14.样品所在岩性层的孔隙度曲线,单位: %;15.样品所在岩性层的渗透率曲线( $\times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ )。

Fig.4 Cross-section map of line No.150 in Liuju deposit, with the distribution curves of porosity and permeability of each lithologic layer

结晶粒状、交代、共生分离等结构充填于砂岩的碎屑颗粒间隙及纹层理中。

同时,金属矿物又具有明显的水平及垂直分带现象,形成由紫色到浅色或由下至上的分带:赤铁矿→辉铜矿→斑铜矿、辉铜矿→黄铜矿、斑铜矿→黄铁矿。

## 2 容矿砂岩胶结物及孔隙特征

本次研究样品采自“小河—石门坎隐伏矿段”29#、150#、156#勘探线的钻孔岩芯,覆盖每一个岩性层;其中, $K_2ml^1$ 的紫色带、浅色带及赋矿的过渡带进行了重点采样;样品数量合计76件。室内将样品磨制成标准薄片,送至中石化南方勘探开发分公司滇黔桂石油科所用 Leitz 显微镜进行微观组构特征分析,并结合茜素红染色法,确定岩样中各组分含量和孔隙结构特征,并进一步统计各岩性层位的物性特征(表1)。为确定各层位砂/泥岩的孔、渗特性,笔者针对150#典型剖面的12个岩性层各选取一件典型样品,共11件(其中1件样品因制样不合格而致测试失败),用ZQM-80型岩芯钻取机制作直径2.5 cm、长度5 cm的圆柱形岩芯试样。在我国的云南省矿产资源预测评价工程实验室的盆地分析室,利用QKY-II型孔隙度仪和STY-2型渗透率仪分别进行孔隙度与渗透率测试;前者测量精度0.5%,后者相对误差<5%。实验以氮气为工作介质,测试重复5次,取其平均值作为孔隙度或渗透率结果(图4)。在此基础上,选取典型矿化样品进行金属矿物鉴定,探讨金属矿物与成岩自生矿物、孔隙类型之间的空间关系和演化。

### 2.1 不同岩性层物性特征

六苴铜矿床主要容矿层为上白垩统马头山组( $K_2ml$ )中细粒砂岩层,局部见泥岩夹层。由图4可以看出,自下而上各岩性段依次为:含砾的中粒、细粒长石石英砂岩( $K_2ml^1$ )、钙质粉砂岩—泥质粉砂岩互层( $K_2ml^2$ )、粉砂质泥岩( $K_2ml^3$ )、含砾的炭质灰质泥岩( $K_2md$ );马头山组的下部、上部分别与紫红色泥岩( $K_1p$ )、紫色斑点状膏质泥岩( $K_2j$ )相接。沉积相环境属湖泊相—河流相—湖泊相交替沉积环境<sup>[16]</sup>,铜矿化主要发生于成熟期河床亚相边滩微相区,其次位于洪泛平原决口扇微相区(图4)。

由表1可以看出, $K_1p$ 地层为黏土含量高达55%的泥岩层, $K_2ml^3$ 、 $K_2md$ 、 $K_2j$ 各层亦为泥质含量大于25%的砂质、钙质或炭质泥岩层。据研究,泥质胶结物在成岩过程中易转变为蒙皂石、高岭石、伊利石等矿物,将明显降低砂岩渗透率,含9%的蒙皂石几乎

可把渗透率降为零<sup>[17]</sup>。因此,这几个岩性段均不利于流体的迁移和沉淀。而在 $K_2ml^1$ 、 $K_2ml^2$ 砂岩岩性段中,碎屑颗粒均以石英为主,含少量长石(含砾层除外),属长石石英砂岩,碎屑颗粒含量较高(77.88%~87.29%),具有较高的颗粒基质含量比(3.52~6.87),并以接触式、孔隙式为主要胶结类型;这种较高粒基比值的颗粒支撑方式使得这两个岩性段具有良好的孔隙骨架结构<sup>[18]</sup>。

从颗粒分选性来看, $K_2ml^1$ 、 $K_2ml^2$ 两个砂岩段分选性较好,分选系数介于1.96~2.77之间。其中 $K_2ml^1$ 段的“中粒砂岩层”、“细粒砂岩层”这两层具有最好的分选性,分选系数最小,平均值分别为1.45、1.47。利用如下经验公式进一步获得未固结砂岩初始孔隙度<sup>[19]</sup>:

$$\phi = 20.91 + 22.90 / \sqrt{Q_1/Q_3} \quad (1)$$

式中 $\phi$ 为初始孔隙度,单位为%; $Q_1$ 、 $Q_3$ 分别为粒度分布曲线占25%、75%的粒度值,单位为mm。

由式(1)可获得 $K_2ml^1$ 、 $K_2ml^2$ 各层孔隙式或接触式胶结砂岩的初始孔隙度。结果表明: $K_2ml^1$ 、 $K_2ml^2$ 这两个岩性段初始孔隙度介于29.19%~36.76%,其中的中、细粒砂岩层最高,分别为36.52%、36.76%。

通过代表样品所获得实测孔隙度结果也显示, $K_2ml^1$ 、 $K_2ml^2$ 这两个岩性段具有相对较高的孔隙度(8.32%~11.56%)和渗透率( $0.84 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2 \sim 4.2 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ),其中,中、细粒砂岩层仍具有最高的实测孔隙度(分别为9.02%、11.56%)和实测渗透率(分别为 $1.2 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 、 $4.2 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ )。实测渗透率结果表明: $K_2ml^1$ 、 $K_2ml^2$ 具有远比其他段更高的渗透率。可见尽管经过成岩过程的压实、胶结、溶蚀及自生矿物结晶等过程,孔隙度普遍减少20%以上后, $K_2ml^1$ 、 $K_2ml^2$ 这两个岩性段,特别是 $K_2ml^1$ 中的中、细粒砂岩层仍是上白垩统马头山组( $K_2m$ )碎屑岩中孔隙度最高、最有效的流体迁移通道。

如图4所示的 $K_2ml^1$ 紫色砂岩层中,含有一个浅灰色夹层,浅色层前端的浅紫过渡带产出铜矿体,矿化呈浸染状发育于砂岩孔隙中。由表1统计结果表明,紫色砂岩、浅紫过渡矿化砂岩、浅灰色砂岩中各统计项(如碎屑矿物含量、胶结方式、分选性、孔隙度、渗透率等)均差别甚微;差异主要体现在胶结物类型上,铁质含量最高的为紫色砂岩,钙质含量最高的则属浅紫过渡矿化砂岩,浅灰色砂岩则以硅质胶结占多数。由此可见,胶结物物相是容矿砂岩层中三类砂岩

表1 六苴铜矿床各岩性层物性统计表

Table 1 Statistical table of physical properties about clastic rocks in each lithologic layer

层位	岩性	胶结物含量/%					碎屑含量/%				碎屑 平均粒径 /mm	粒基 含量比	胶结 方式	分选系数 S <sub>0</sub>	初始 孔隙度 /%	统计 样品 数目	代表样 孔隙度 /%	代表样 渗透率 /×10 <sup>-3</sup> μm <sup>2</sup>
		黏土	钙质	硅质	铁质	总量	石英	长石	角砾	总量								
K <sub>2j</sub>	紫红色含石膏粉砂质泥岩	54.5	5.0	0.0	25.0	84.5	15.0	0.0	0.5	15.5	0.06	0.18	基底	—	—	3	6.6	0.20
K <sub>2md</sub>	黑色钙质砂质泥岩	38.5	26.5	0.0	0.5	65.5	21.5	9.5	4.0	35.0	0.10	0.53	基底	—	—	4	7.6	0.47
	灰色砂质泥质灰岩	25.0	50.0	0.0	1.5	76.5	18.0	4.0	1.5	23.5	0.08	0.31	基底	—	—	5	缺样	缺样
K <sub>2ml<sup>3</sup></sub>	灰、绿、黄等杂色钙泥质砾岩	32.0	23.0	0.0	0.0	55.0	15.0	0.0	30.0	45.0	12.00	0.82	基底	—	—	6	6.7	0.22
	紫红色钙质粉砂质泥岩	50.0	20.0	0.0	11.0	81.0	11.3	3.5	4.2	19.0	0.04	0.24	基底	—	—	4	7.3	0.56
K <sub>2ml<sup>2</sup></sub>	紫红色泥质长石石英粉砂岩	10.0	7.5	0.8	3.9	22.2	55	16	6.8	77.8	0.09	3.52	孔隙	1.96	32.58	8	8.8	1.20
	紫灰色钙质长石石英细砂岩	2.8	16.4	1.5	1.2	21.9	50.6	21.4	6.1	78.1	0.14	3.60	孔隙	2.16	31.49	13	9.8	2.52
K <sub>2ml<sup>1</sup></sub> (垂直岩性层)	紫色砾质石英砂岩	2.0	7.5	1.0	2.5	13.0	40.0	10.0	37.0	87.0	1.60	6.69	接触	2.66	29.53	3	8.3	0.84
	灰色细粒长石石英砂岩	3.4	4.9	2.1	2.3	12.7	66.9	15.7	4.7	87.3	0.13	6.87	接触	1.45	36.76	10	9.0	2.03
	灰色中粒长石石英砂岩	5	4.4	3.5	1.5	14.4	62.5	14.4	8.7	85.6	0.20	5.96	接触	1.47	36.52	12	11.6	4.20
K <sub>1p</sub>	灰色含砾长石石英砂岩	5.0	8.0	1.5	2.8	17.3	48.0	15.7	19.0	82.7	0.67	4.80	孔隙	2.77	29.19	6	9.9	2.82
	紫红色粉砂质泥岩	55.0	0.0	0.0	32.0	87.0	10.0	1.0	2.0	13.0	0.05	0.15	基底	—	—	3	6.8	0.24
K <sub>2ml<sup>1</sup></sub> (横向主矿化层)	紫色长石石英砂岩	6.5	2.0	1.5	5.0	15.0	62.3	16.0	6.7	85.0	0.11	5.67	接触	1.47	36.51	3	12.6	6.96
	灰色长石石英砂岩	4.6	6.9	1.9	1.0	14.4	63.2	14.2	8.2	85.6	0.19	5.94	接触	1.45	36.71	11	11.5	3.98
	灰白长石石英砂岩	4.3	1.5	5.4	1.0	12.2	69.8	12.5	5.5	87.8	0.18	6.69	接触	1.46	36.6	7	11.8	5.08

主要差异所在。

## 2.2 容矿砂岩层胶结物特征及其分带

由各岩性层物性差异分析表明, K<sub>2ml<sup>1</sup></sub>、K<sub>2ml<sup>2</sup></sub>的细—中粒、高碎屑含量、接触式胶结、高分选性的长石石英砂岩具有较高的孔隙度与渗透率, 最有利含矿成岩流体在其中迁移及沉淀。因此, 选取容矿的 K<sub>2ml<sup>1</sup></sub>砂岩层为代表层, 研究其中浅、紫色砂岩胶结物差异成为探讨浅紫过渡带控矿特征的关键。通过综合鉴定, 发现 K<sub>2ml<sup>1</sup></sub>砂岩层主要存在以下六类自生胶结矿物。

(1) 铁质胶结物: 该类胶结物以含不定量水的氢氧化铁凝胶及部分隐晶质褐铁矿、赤铁矿集合体为主。前者不构成矿物相态, 不具结晶矿物光性特点, 呈尘土状或絮状, 具有明显的沉积特征, 现代河、湖沉积物及土壤中均可发育, 为氧相对自由流通的同生沉积物<sup>[20]</sup>; 后者常为隐晶质微细粒集合体, 常在与浅色砂岩过渡带的灰紫色砂岩中发育。本文中, 该铁质胶结带即通常所说的“赤铁矿带”, 以代号“Fe”表示, 主要在紫色砂岩以基质形式出现, 单偏光下为灰褐色不透明浑浊状集合体(图5A)。

(2) 碳酸盐矿物: 该类结矿物以方解石、含铁方解石为主, 并含少量白云石、含铁白云石; 常见于紫色砂岩特别是浅紫过渡带砂岩中。利用茜素红复合染色剂辅助薄片下碳酸盐胶结物的区分, 红—紫色为含铁方解石, 暗蓝色为含铁白云石; 观察表明浅紫过渡矿化带中砂岩常含1%~10%不等的含铁方解石以及

少量含铁白云石(图5B~F)。

(3) 成岩自生石英: 有两种表现形式, 一是沿石英碎屑周围共轴生长、光性方位与碎屑不同的次生加大石英; 二是呈不规则状、分支状充填于颗粒间隙的小颗粒重结晶石英(图5F~I)。自生石英胶结普遍发育于浅色砂岩中, 在石英碎屑含量较高、石英呈点式或线式接触的砂岩中最为常见, 缝合线接触较少见, 表明压溶作用较弱, 硅质来源以外来迁入为主。

(4) 金属硫化物: 在浅紫过渡带中, 还发育一种特殊的胶结物, 常呈他形的浸染状、斑点状分布于碎屑颗粒间隙中, 主要包括辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿、黄铁矿等(图7F~I), 有时可见金属硫化物呈平行线状充填于砂岩微层理中。黄铁矿除了分布于浅紫过渡带外, 还呈微晶状广泛分布与浅色砂岩中, 为还原环境标志矿物。

(5) 黏土矿物: 常呈微细鳞片状、蜂窝状、微粒状、土状集合体出现; 如图5B, G, 有多种分布形态, 一是呈团聚状并保留颗粒假象, 推测为长石水解转变而来, 为成岩蚀变矿物; 其类型有高岭石、蒙皂石、伊利石等, 浅色砂岩中含高岭石较为丰富, 紫色和浅紫过渡砂岩则以蒙皂石和伊利石为主。二是呈胶结状分布于碎屑颗粒间隙, 或以附着物形式紧贴于碎屑颗粒旁形成薄膜状环边, 为成岩自生矿物。

(6) 伊利石、绿泥石: 这两种胶结物较为少见, 呈绿、淡黄等不同混合色调的极细微土状、鳞片状集合体出现, 前人常将其归入黏土矿物大类<sup>[21-22]</sup>, 笔者鉴

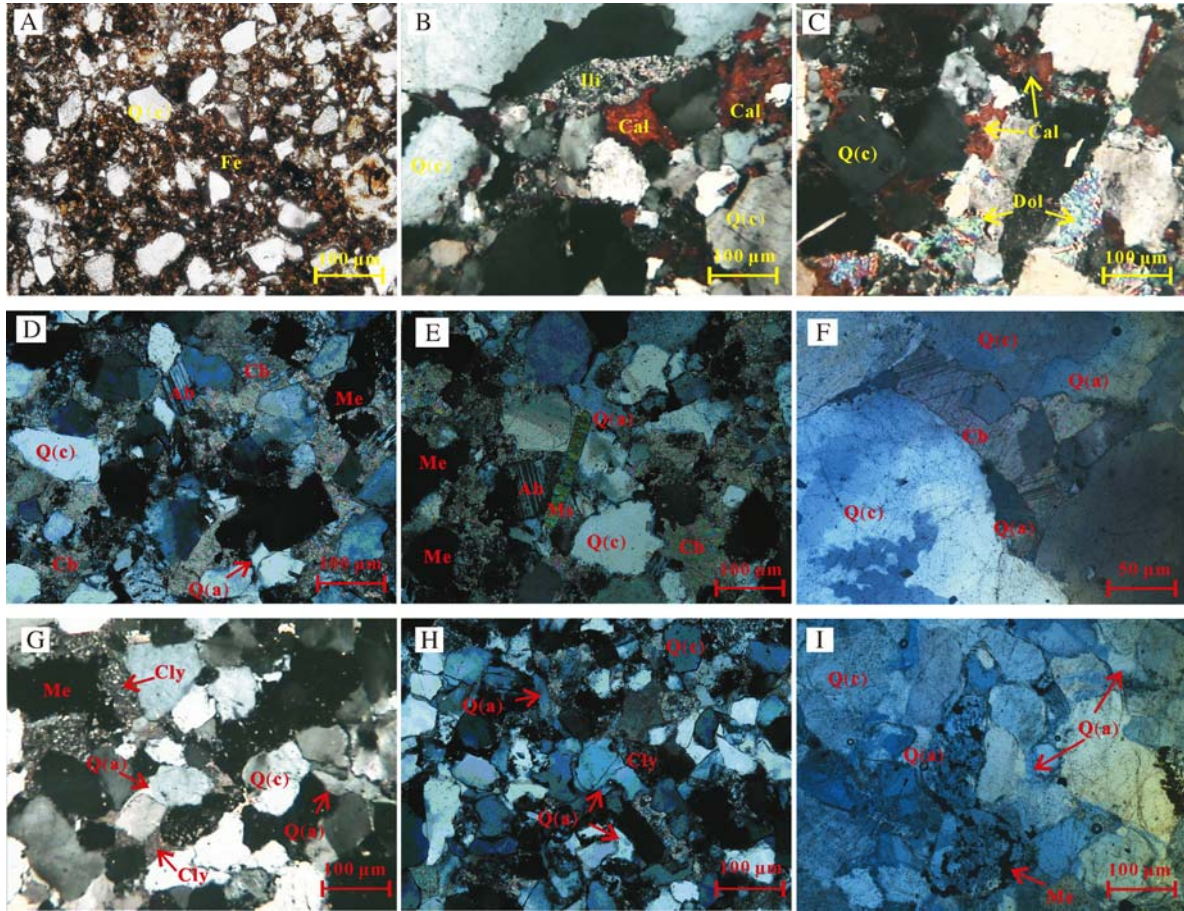


图5 六苴铜矿床浅/紫各带砂岩矿物组合显微照片

A.紫色砂质泥岩以灰褐色粉末状铁质为胶结物(单偏);B.浅紫过渡砂岩以含铁方解石为胶结物,偶见鳞片状伊利石(染色+正交);C.浅紫过渡砂岩以含铁方解石、含铁白云石为胶结物(染色+正交);D.浅紫过渡砂岩以碳酸盐矿物胶结,旁侧见不透明金属矿物(正交);E,F.浅紫过渡砂岩(靠浅色一侧)见二次胶结,早为自生石英,晚为碳酸盐矿物,并见自生白云母(正交);G.浅色砂岩以硅质胶结为主,见枝状分叉石英产于碎屑颗粒间隙,偶见细碎黏土矿物,与不透明金属矿物相伴(正交);H.浅色砂岩以硅质胶结为主,次生加大石英绕碎屑石英生长(正交);I.全浅色砂岩呈致密硅质胶结状,部分碎屑及自生石英被溶蚀呈蜂窝状,并被不透明金属矿物充填(正交)。代号:Fe.铁质胶结物,Cly.黏土矿物,Ili.伊利石,Ms.白云母,Q(c).碎屑石英,Q(a).自生石英,Cb.碳酸盐矿物,Cal.方解石,Dol.白云石,Me.金属矿物,Ab.钠长石。

Fig.5 Micrographs showing the mineral assemblage in each zone of the purple or grey sandstone

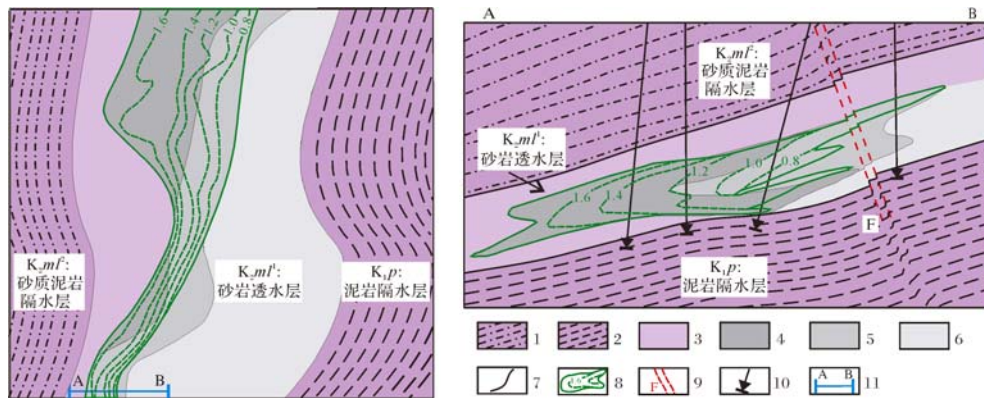


图6 主含矿层胶结物分带与矿化关系示意图(左图据文献[21]改绘)

1.紫色砂质泥岩;2.紫色泥岩;3.铁质胶结砂岩;4.钙镁质胶结砂岩;5.钙硅质胶结砂岩;6.硅质胶结砂岩;7.胶结分带界线;8.矿体(虚线及数字代表铜品位,单位:%);9.断层;10.钻孔;11.剖面位置

Fig.6 Schematic diagram of cement zonation and its spatial relationship with mineralization zone in ore-bearing sandstone layer

定发现二者常出现在浅紫过渡带靠近浅色一侧的砂岩中,并与金属矿物同时出现(图7D,E)。

由以上分析可以看出,由紫色砂岩向浅色砂岩的过渡中, $K_2m^1$ 砂岩层存在明显的胶结物分带特征:紫色砂岩胶结物以铁质胶结为主,全浅色砂岩则以石英和微晶黄铁矿胶结,而浅紫过渡带为碳酸盐胶结、自生石英胶结和金属硫化物胶结共存的复合胶结带。由紫到浅,这一复合胶结带存在细微的差别:靠近紫色一侧为方解石、白云石混合胶结,靠近浅色一侧则为“先硅质胶结、后方解石交代硅质胶结”的钙硅混合胶结。复合胶结带上叠加少量金属硫化物胶结,以此作为矿床的矿化方式,由紫到浅具有辉铜矿→斑铜

矿→黄铜矿→黄铁矿的渐变过渡的分带,且品位逐渐降低(图6)。 $K_2m^1$ 砂岩层由紫到浅存在铁质胶结、钙镁质胶结、钙硅质胶结、硅质胶结的分带,并夹于上、下两个泥质岩隔水层之间。该隔水—透水—隔水的岩性组合形成了砂岩型铜矿床的岩性/岩相结构面,制约着矿化的产出层位<sup>[23]</sup>。从实测孔隙度来看,紫色带砂岩、浅色带砂岩、过渡带砂岩分别具有最高、中等、最低的孔隙度,实测渗透率具有同样特征。现今实测孔、渗值最低的浅紫过渡带砂岩中铜的矿化最强,表现出其与铜的矿化程度呈反相关关系。浅色带砂岩的孔隙度、渗透率降低可能与硅质胶结导致孔隙堵塞有关,而浅紫过渡带砂岩的降低则与碳酸盐胶

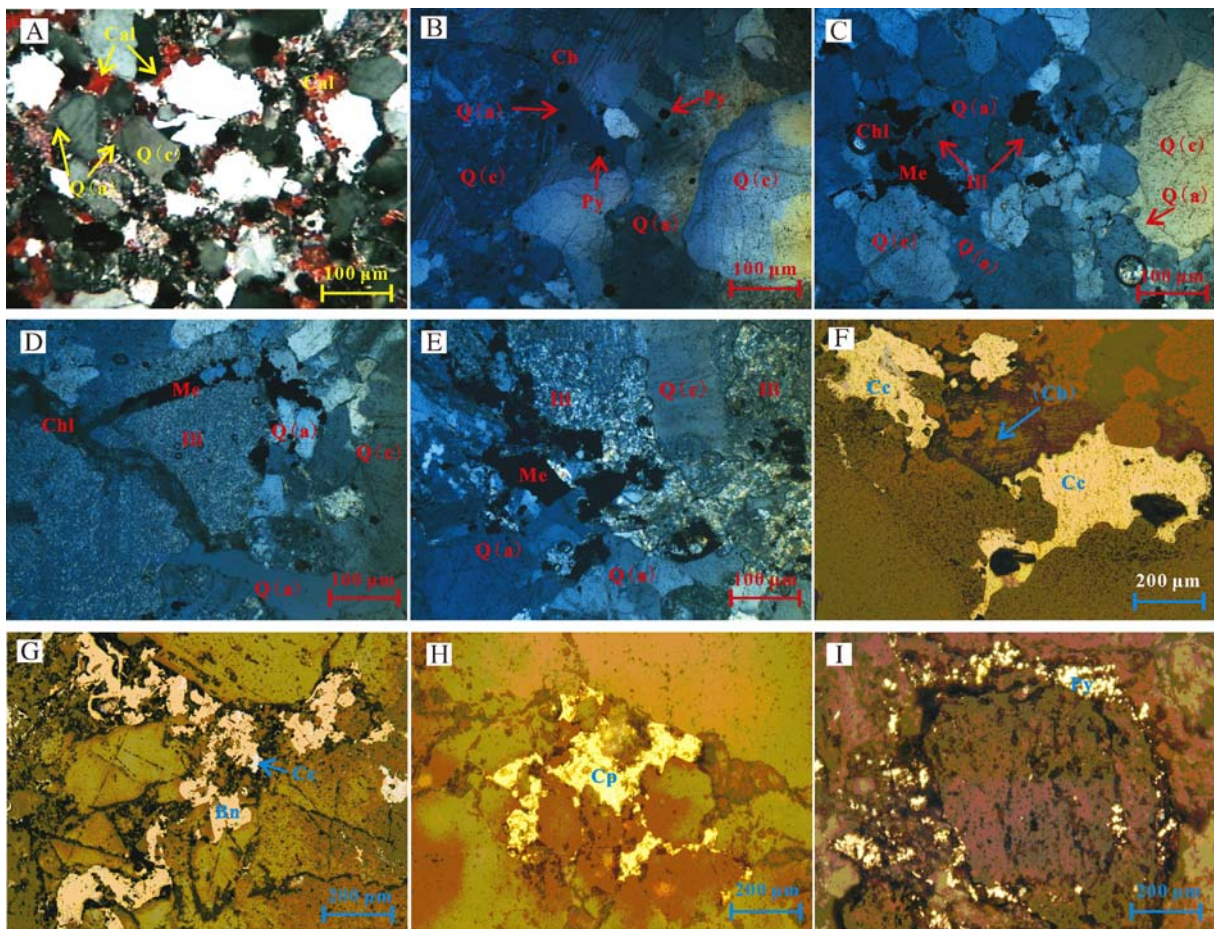


图7 浅紫过渡带内砂岩胶结物与金属硫化物分布显微照片

A.砂岩发生二次胶结,早期为石英次生加大,晚为方解石胶结(染色+正交);B.砂岩早期以自生石英发生胶结,其中包裹细粒多边形不透明矿物,推测为黄铁矿,晚期发生碳酸盐矿物胶结,并见两组平行解理(正交);C.砂岩发生自生石英胶结后,局部被绿泥石、伊利石及金属矿物溶蚀、交代而呈蜂窝状(正交);D.砂岩发生硅质胶结后,先后被伊利石、绿泥石分别交代呈港湾状,并充填金属矿物(正交);E.砂岩发生硅质胶结后,局部被伊利石及金属矿物溶蚀、交代而呈港湾状(正交);F.不规则状他形辉铜矿溶蚀交代碎屑石英颗粒,旁侧共生菱形解理矿物,推测为碳酸盐矿物(光片);G.不规则状斑铜矿充填于碎屑颗粒间隙(光片);H.不规则状黄铜矿充填于碎屑颗粒间隙(光片);I.细粒黄铁矿绕碎屑颗粒边缘分布(光片)。代号:Q(c).碎屑石英,Q(a).自生石英,Cb.碳酸盐矿物,Cal.含铁方解石,Ili.伊利石,Chl.绿泥石,Me.金属矿物,Cc.辉铜矿,Bn.斑铜矿,Cp.黄铜矿,Py.黄铁矿。

Fig.7 Micrographs of cement and metallic mineral distribution at the interface of purple and grey sandstone

结、金属硫化物沉淀有关。

### 2.3 孔隙、胶结物的特征与世代

砂岩成岩过程中,流体的性质是控制砂岩中胶结物生成、孔隙特征和矿质沉淀等微观进程的主要因素。砂岩孔隙成因的研究主要运用于油气方面,油气的生成、储运与砂岩孔隙的类型和分布息息相关。研究表明,全部砂岩孔隙中至少有三分之一是次生溶蚀成因的孔隙,甚至多于沉积原生余孔,这是上世纪七十年代以来碎屑岩储层研究获得的最主要进展<sup>[4]</sup>,为大深度碎屑岩储层寻找油气提供了方向和理论指导。

由图5和图7可以看出, $K_2 ml^1$ 砂岩层明显存在两类孔隙:一是分布于碎屑周围的不规则状粒间孔隙,二是分布于石英碎屑颗粒和石英胶结物中的港湾状次生溶蚀孔洞。粒间孔隙在铁质胶结的紫色砂岩和碳酸盐矿物胶结的浅紫过渡砂岩较多(图7A,B),浅色硅化砂岩的粒间孔隙因石英次生加大和石英重结晶已所剩无几(图5I、图6C)。而在浅紫过渡带的硅化砂岩中,却发育港湾状溶蚀孔洞,并被碳酸盐矿物、伊利石、绿泥石等(图7B,D,E)充填。分布于浅紫过渡带内的金属矿化也主要以粒间孔隙式充填(图7G,H,I)和次生溶蚀—交代式充填(图7F)。

从胶结物生成世代上看,浅紫过渡带砂岩中可以直接观察到的胶结至少有两次,第一次是普遍的硅质胶结和石英次生加大(图5I、图6C);第二次为含铁碳酸盐矿物、伊利石、绿泥石及金属硫化物等溶蚀硅质,并呈港湾状在其中充填(图7B,D,E)。考虑到石英发生硅质胶结为砂岩成岩作用较晚的时期,硅质胶结之前的沉积—早期成岩必然还存在着一次胶结作用,因受后两次胶结物充填、改造已难以直接观察到。可从楚雄盆地白垩纪炎热—干燥的沉积环境<sup>[24]</sup>及上下相似岩性段成分可判断成岩早期为泥晶碳酸钙、铁质、硫酸盐、黏土等。最早的该次胶结对砂岩起到支撑作用,减弱压实程度,并为后来的流体溶蚀、形成次生孔隙预留空间。因此,浅紫过渡带砂岩经历了三次胶结:即成岩早期的泥晶碳酸钙、铁质、硫酸盐、黏土质胶结;成岩中期的硅质胶结;成岩晚期的含铁碳酸盐矿物、伊利石、绿泥石及金属硫化物胶结。

## 3 孔隙演化对成矿的制约

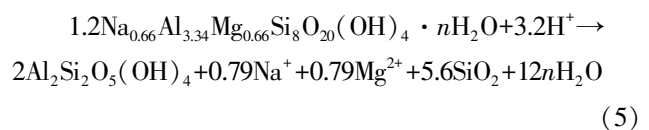
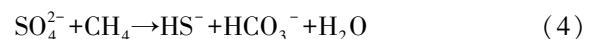
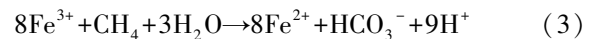
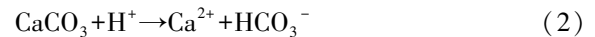
沉积与成岩作用矿物稳定环境范围研究表明,铁氧化物、石膏及方解石等均位于碱性—氧化性区域,而石英、黄铁矿、泥炭类有机质等均位于酸性—还原

性区域<sup>[25]</sup>。对应胶结物充填世代可以看出:紫色砂岩(铁质胶结并含石膏,见图5A)为碱性—氧化流体环境产物;浅灰色砂岩(硅质胶结,石英胶结物及次生加大边内含细粒自形黄铁矿,见图7B)是酸性—还原流体作用产物;浅紫过渡砂岩(钙质、硅质混合胶结,局部先硅质后钙质胶结,见图7B)则为先酸性—还原流体、后碱性—氧化流体的两次作用结果。

### 3.1 胶结物溶蚀与孔隙的形成

大量的研究表明,碎屑岩的酸性成岩环境主要是地层有机质演化形成的,是砂岩成岩过程中有机—无机反应中最活跃的时期<sup>[4]</sup>。白垩系有机碳平均含量为0.16%,局部高达7.98%,是一套较好的烃源岩<sup>[26]</sup>。酸性成岩环境来源于早成岩阶段埋藏有机质腐烂分解形成的有机酸,以及中成岩阶段有机质成熟发生干酪根降解而释放出的有机酸和碳酸。在具备了充足有机酸和碳酸来源、一定量的可溶组分(早期泥晶碳酸钙、铁质胶结物、硫酸盐、部分易酸解黏土等胶结物)、供酸性流体运移的通道( $K_1 ml^1$ 高成熟度、高孔渗率的砂岩层)这三个条件后<sup>[27]</sup>,酸性—还原流体便可以在生烃、产 $CO_2$ 所形成的压力梯度作用下发生运移。

当富含有机质的酸性流体与紫色砂岩接触时,可与其中的方解石、铁质、石膏、黏土等胶结物分别发生反应:



以上四个反应,特别是(2),使早成岩阶段形成的胶结物发生溶蚀,形成次生粒间孔隙,为金属矿物沉淀提供主要的孔隙空间。反应(3)、(4)分别形成还原性二价铁离子、还原硫,造成紫色砂岩褪色、提供成矿物质S,并提供 $H^+$ ,使流体维持较低的pH值<sup>[2]</sup>;两个反应协同发生、互为促进<sup>[28]</sup>。式(5)为蒙皂石转变成高岭石的反应<sup>[27]</sup>,为砂岩在该酸性条件下形成硅质胶结提供 $SiO_2$ 。

随着蒙皂石转变成高岭石形成 $SiO_2$ (部分来源于长石分解、石英压溶), $SiO_2$ 在酸性环境溶解度较低,易过饱和而沉淀,形成几乎全部为石英胶结的致密砂岩(图5I)和硅质胶结砂岩带(图6)。酸性流体内部发生硅化、高岭石化等各种成岩反应,消耗掉大量 $SiO_2$ 和 $K^+$ 、 $Na^+$ 、



$\text{Al}^{3+}$ 等,使酸性流体前端越来越富集  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 。流体界面 pH 值较高,利于碳酸根离子与  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  结合沉淀,结晶过程中  $\text{Fe}^{2+}$  极易进入晶格,从而形成含铁方解石、含铁白云石胶结物(图 5B, C)和钙镁质胶结带(图 6)。

当烃源岩演化至晚期,其生成烃类气体、排出  $\text{CO}_2$  的能力降低,驱动酸性—还原流体运移的压差减小,由紫色砂岩向浅色砂岩流动的碱性—氧化流体重新成为主导,甚至越过稳定对流的平衡界面,作用于已发生硅质胶结的浅色砂岩。在温度较高的条件下,溶液 pH 值升高,碱金属离子浓度增大,石英溶解速率越大,往往随这几个参数以指数性递增<sup>[29]</sup>。因此,富含膏盐的碱性—氧化流体对石英的溶蚀效果是显著的,除了造成紫色砂岩石英颗粒溶蚀呈棱角分明(图 5A),还在浅紫过渡砂岩中形成大量的蜂窝状或港湾状次生溶蚀孔洞(图 5I、图 7C, D, E),充填碳酸盐矿物,形成钙硅质胶结带(图 6),并为金属沉淀再次提供空间。主要受中等酸碱度控制的伊利石和绿泥石也在这一过渡带中出现,成为与金属矿物共生的指示矿物<sup>[30]</sup>。

### 3.2 孔隙演化对成矿的制约

前人论证了六苴铜矿区马头山组地层成岩演化至中成岩阶段 A 期<sup>[16]</sup>。在早成岩阶段,该组地层继承了陆相沉积、盐湖环境的特点,形成碱性—氧化流体环境<sup>[24]</sup>。除发生压实、孔隙水排出外,形成早期的泥晶碳酸盐矿物胶结和铁质、黏土质胶结,保存了砂岩粒间孔隙,为后期酸性流体溶蚀作用预备了运移孔隙通道<sup>[31]</sup>。

地层演化至中成岩 A 期,有机质演化至生烃高峰期,排出的烃类气体和  $\text{CO}_2$  急剧增加<sup>[32]</sup>,在压力梯度作用下开始发生运移。有机质脱羧作用形成的富含有机酸和碳酸的酸性流体进入砂岩层,溶蚀长石、铁质胶结物、早期方解石胶结物及部分黏土、石膏等<sup>[1]</sup>,形成次生粒间溶蚀孔隙,为流体界面附近的晚期矿质沉淀提供空间。若胶结物均匀分布,溶蚀后可能生成浸染状矿石;若较多地顺微层理分布,则生成纹层状矿石;酸性流体在砂岩透水层流动并溶蚀胶结物时,流体前锋、上侧、下侧的“鱼头状”溶蚀形态与流体内部硅质胶结同时进行,将形成“鱼头—燕尾状”形态的高孔隙空间(图 4),由此控制矿质沉淀后的总体形态。在酸性—还原流体扩张运移的同时,紫色砂岩中碱性—氧化性的盆地卤水携带铜质<sup>[33]</sup>,在盆地中心的沉积—压实向四周排泄作用下向其流动,在烃源岩生烃稳定时期,两类流体可形成稳定对流的平衡界面<sup>[34]</sup>。界面附近,酸性—还原流体开拓矿空间、生成还原硫,碱性—氧化流体带来铜离子,二者

发生结合与沉淀;同时受不同位置酸碱度和氧化还原电位控制,形成辉铜矿—斑铜矿—黄铜矿—黄铁矿的矿物分带<sup>[35]</sup>。可见,酸性流体对胶结物溶解所形成的次生粒间孔隙是氧化还原反应的先导,为矿质沉淀创造条件并提供物质来源。酸性—还原流体在透水砂岩层中的渗流、溶解、扩容作用与铜硫化物在该流体前锋的沉淀共同控制着矿石品位的高低分布。从紫色砂岩到浅色砂岩品位逐渐降低,且品位等值线形态与浅紫过渡带、胶结物分带极为相似,局部甚至重合(图 6),这三者均受控于酸性—还原流体的迁移、溶蚀作用及与之伴随的孔隙演化过程。

其后,地层有机质随着烃类、有机酸、二氧化碳等溶蚀反应的持续而消耗殆尽,有机酸、碳酸等酸性—还原流体逐渐减弱、收缩。碱性—氧化流体重新成为主导性成岩流体,越过平衡界面,进而使辉铜矿—斑铜矿—黄铜矿—黄铁矿这一金属矿物分带上发生前者依次交代后者的情况,并见金属硫化物交代石英碎屑和硅质胶结物(图 7F)。

## 4 结论

(1) 经物性特征分析,  $\text{K}_2\text{ml}^1$ 、 $\text{K}_2\text{ml}^2$  主体岩性为具高碎屑含量、低分选系数的中细粒长石石英砂岩( $\text{K}_2\text{ml}^1$  顶、底部砾岩层除外),具有较高的初始孔隙度(31.49%~36.76%)、实测孔隙度(8.77%~11.56%)、实测渗透率( $1.2 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2 \sim 4.2 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ),为各岩性段中最有效的流体迁移通道。

(2) 紫色砂岩带、浅紫过渡带、浅色砂岩带之间的差异主要体现在胶结物类型及含量上,由紫到浅存在铁质胶结、钙镁质胶结、钙硅质胶结、硅质胶结的分带,并夹于上、下两个泥质岩之间。

(3) 浅紫过渡带砂岩存在两类孔隙:粒间孔隙和溶蚀孔洞;经历三次胶结:早期的铁质、泥晶碳酸盐及少量石膏、黏土胶结;中期的硅质胶结;晚期的亮晶方解石、白云石及少量伊利石、绿泥石胶结。

(4) 紫色砂岩、浅色砂岩分别处于碱性—氧化、酸性—还原的成岩流体环境下,过渡带的砂岩依次经历:沉积—早成岩阶段形成铁质、泥晶碳酸盐等胶结;中成岩阶段 A 期的酸性—还原的富有机质流体形成并扩张运移,在砂岩层中溶解早期胶结物,形成溶蚀粒间孔隙,为矿质沉淀提供空间及硫源;在烃源岩生烃稳定时期,该流体与碱性—氧化的含铜流体形成稳定对流,在氧化还原—酸碱界面上发生亮晶碳酸盐胶结与铜的硫化物沉淀。富有机质流体演化至晚期,碱性—氧化流体重

新向浅色砂岩流动,发生碳酸盐溶蚀—交代硅质胶结的砂岩与金属硫化物的依次交代作用(辉铜矿→斑铜矿→黄铜矿→黄铁矿)。

致谢 本文孔、渗样品的钻切得到云南锡业股份有限公司生产技术部熊玉旺高级工程师的热情帮助;样品测试中,昆明理工大学国土资源工程学院温兴平教授给予了指导和帮助;审稿专家提出若干宝贵意见,使本文得到进一步完善;在此一并表示诚挚的谢意!

### 参考文献 (References)

- 冉崇英,庄汉平. 楚雄盆地铜、盐、有机矿床组合地球化学[M]. 北京:科学出版社,1998;4-9,73-76.[Ran Chongying, Zhuang Hanping. Geochemistry of the Copper, Salt and Organic Associated Deposits in the Chuxiong Basin, Yunnan, China[M]. Beijing: Science Press, 1998: 4-9,73-76.]
- Gustafson A C, Williams N. Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead and zinc[C]//Economic Geology Seventy-fifth Anniversary Volume, 1981: 137-178.
- Hitzman M, Kirkham R, Broughton D. The sediment-hosted stratiform copper ore system[J]. *Economic Geology*, 100th, 2005: 609-642.
- 刘宝珺,张锦泉. 沉积成岩作用[M]. 北京:科学出版社,1992:65-92.[Liu Baojun, Zhang Jinquan. Sedimentary Diagenesis [M]. Beijing: Science Press, 1992: 65-92.]
- 冉崇英,刘卫华,何明勤. 康滇地轴铜矿床地球化学与矿床层楼结构机理[M]. 北京:科学出版社,1993:56-71.[Ran Chongying, Liu Weihua, He Mingqin. Geochemistry of Copper Deposits and Their Mechanism of Stroyed Texture in Kangdian Axis [M]. Beijing: Science Press, 1993: 56-71.]
- 谭凯旋. 砂岩铜矿地球化学和成矿动力学[M]. 北京:地震出版社,1998:137-143.[Tan Kaixuan. Geochemistry and Dynamic Metallogeny of Sandstone-Type Copper Deposit [M]. Beijing: Seismological Press, 1998: 137-143.]
- 陈根文. 楚雄盆地充填序列及砂岩铜矿成矿模式研究[D]. 长沙:中南大学,1999:104-114.[Chen Genwen. Study on the folling sequence and metalogenic model of sandstone copper deposits in Chuxiong Basin[D]. Changsha: Central South University, 1999: 104-114.]
- 张可清,熊鹏飞. 滇中砂岩铜矿成矿作用和成矿模式[J]. 地球科学, 1995,20(2): 199-202. [Zhang Keqing, Xiong Pengfei. Minerogenesis and minerogenic model of sandstone-type copper deposit in central Yunnan province[J]. *Earth Science*, 1995, 20(2): 199-202.]
- 韩润生,邹海俊,吴鹏,等. 楚雄盆地砂岩型铜矿床构造—流体耦合成矿模型[J]. 地质学报,2010,84(10):1438-1447. [Han Runsheng, Zou Haijun, Wu Peng, et al. Coupling tectonic-fluid metallogenic model of the sandstone-type copper deposit in the Chuxiong Basin, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(10): 1438-1447.]
- 郑瑞林. 陕甘宁盆地煤系地层中石英砂岩成岩作用及其孔隙演化[J]. 石油勘探与开发,1989(6): 31-40. [Zheng Ruilin. Diagenesis of the quartz sandstones in coal-bearing formations in Shan-Gan-Ning Basin and the evolution of their pore structure[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 1989(6): 31-40.]
- 王宝清. 川西-川西北地区上三叠统碎屑储集岩成岩作用[J]. 石油实验地质,2008,30(1):69-74. [Wang Baoqing. Diagenesis of upper Triassic reservoir detrital rocks in west and northwest of Sichuan Basin[J]. *Petroleum Geology & Experiment*, 2008, 30(1): 69-74.]
- 朱如凯,邹才能,张翥,等. 致密砂岩气藏储层成岩流体演化与致密成因机理——以四川盆地上三叠统须家河组为例[J]. 中国科学(D辑):地球科学,2009,39(3):327-339. [Zhu Rukai, Zou Caineng, Zhang Nai, et al. Diagenetic fluid evolution in dense reservoir and it's genetic mechanism of compactness: Taking the Xujiahe Formation of Upper Triassic in Sichuan Basin as an example[J]. *Science China (Ser. D): Earth Sciences*, 2009, 39(3): 327-339.]
- 孟元林,姜文亚,刘德来,等. 储层孔隙度预测与孔隙演化史模拟方法探讨——以辽河拗陷双清地区为例[J]. 沉积学报,2008,26(5):780-788.[Meng Yuanlin, Jiang Wenya, Liu Delai, et al. Reservoir porosity prediction and its evolving history modeling: A case of Shuangqing region in the Liaohe west depression[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2008, 26(5): 780-788.]
- 鲁新川,张顺存,蔡冬梅,等. 准噶尔盆地车拐地区三叠系成岩作用与孔隙演化[J]. 沉积学报,2012,30(6):1123-1129.[Lu Xinchuan, Zhang Shuncun, Cai Dongmei, et al. Diagenesis and pore evolution of the Triassic reservoirs in Chegouai area, northwestern margin of Junggar Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2012, 30(6): 1123-1129.]
- Brown C A. A process-based approach to estimating the copper derived from red beds in the sediment-hosted stratiform copper deposit model [J]. *Economic Geology*, 2009, 104(6): 857-868.
- 胡煜昭,韩润生,闵朝龙,等. 楚雄盆地六苴铜矿含矿岩系沉积演化、成矿时代及成矿深度分析[J]. 世界地质,2010,29(2):218-225. [Hu Yuzhao, Han Runsheng, Min Chaolong, et al. Analysis on sedimentary evolution, mineralization epoch and depth of ore-bearing rocks in Liuju copper deposit, Chuxiong Basin[J]. *Global Geology*, 2010, 29(2): 218-225.]
- 刘岫峰. 沉积岩实验室研究方法[M]. 北京:地质出版社,1991:1-299. [Liu Youfeng. Laboratory Research Methods of Sedimentary Rock [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991: 1-299.]
- Yan Xinfei, Yao Fengchang, Cao Hong, et al. Analyzing the mid-low porosity sandstone dry frame in central Sichuan based on effective medium theory[J]. *Applied Geophysics*, 2011, 8(3): 163-170.
- Beard D C, Weyl P K. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand[J]. *AAPG Bulletin*, 1973, 57(2): 349-369.
- 铜兵. 云南六苴砂岩铜矿形成的某些地球化学环境[J]. 地质与勘探, 1976(2):30-37.[Tong Bing. Some geochemical environment of mineralization in Liuju copper deposit in Yunnan [J]. *Geology and Prospecting*, 1976(2): 30-37.]
- 刘昌辉,刘存林,蒋淑芳,等. 砂岩铜矿地质——滇中砂岩铜矿床的实践与认识[M]. 北京:冶金工业出版社,1977:227-244. [Liu Changhui, Liu Cunlin, Jiang Shufang, et al. Geology of Sandstone-Type Copper Deposit—Practice and Understanding of Sandstone-Type Copper Deposit in Central Yunnan Province [M]. Beijing: Metallurgical Industry Press, 1977: 227-244.]
- 俞国芬,张淑芸,郑庆鳌,等. 楚雄盆地砂岩铜矿容矿岩石胶结物与铜矿化[J]. 云南地质,2008,27(4):477-482.[Yu Guofen, Zhang Shuyun,

- Zheng Qing'ao, et al. The cement and Cu metallogenesis of ore-bearing rock of sandstone Cu deposit in Chuxiong Basin [J]. *Yunnan Geology*, 2008, 27(4): 477-482.]
- 23 韩润生, 吴鹏, 胡煜昭, 等. 楚雄盆地砂岩型铜矿床岩性/岩相成矿结构面[J]. *地球科学进展*, 2012, 27(增刊): 174-178. [Han Runsheng, Wu Peng, Hu Yuzhao, et al. Metallogenic structural plane of lithology and lithofacies in sandstone-type copper deposits in the Chuxiong Basin [J]. *Advances in Earth Science*, 2012, 27(Suppl.): 174-178.]
- 24 曹珂, 李祥辉, 王成善. 白垩纪特殊沉积的古气候指示及红层定量古温度测量研究[J]. *四川地质学报*, 2006, 24(6): 199-203, 209. [Cao Ke, Li Xianghui, Wang Chengshan. Paleoclimate indicator and quantitative determination of paleotemperature in the Cretaceous red beds [J]. *Acta Geologica Sichuan*, 2006, 24(6): 199-203, 209.]
- 25 赵伦山, 张本仁. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1988: 105-113. [Zhao Lunshan, Zhang Benren. *Geochemistry* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988: 105-113.]
- 26 付彩丽. 楚雄盆地现今地温场特征分析与烃源岩热演化史恢复[D]. 西安: 西北大学, 2005: 1-76. [Fu Caili. Characteristic analysis of contemporary geotemperature field and recovery of thermal evolution of source rocks in Chuxiong Basin [D]. Xi'an: Northwest University, 2005: 1-76.]
- 27 王琪, 史基安, 薛莲花, 等. 碎屑储集岩成岩演化过程中流体—岩石相互作用特征——以塔里木盆地西南坳陷地区为例[J]. *沉积学报*, 1999, 17(4): 584-590. [Wang Qi, Shi Ji'an, Xue Lianhua, et al. Characteristics of fluid-rock interaction in elastic reservoir controlled by evolution of diagenetic environment—Taking the Southwest depression of Tarim Basin as an example [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1999, 17(4): 584-590.]
- 28 金鑫, 王进, 陈天虎, 等. 铁氧化物对硫酸盐还原菌分解硫酸盐矿物的协同作用[J]. *矿物学报*, 2010, 30(3): 343-348. [Jin Xin, Wang Jin, Chen Tianhu, et al. The synergistic influence of iron oxide on the dissolution of sulfate mineral [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2010, 30(3): 343-348.]
- 29 张思亭, 刘耘. 石英溶解机理的研究进展[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2009, 28(3): 294-300. [Zhang Siting, Liu Yun. Progress review of quartz dissolution models [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2009, 28(3): 294-300.]
- 30 陈光远, 孙岱生, 殷辉安. 成因矿物学与找矿矿物学[M]. 重庆: 重庆出版社, 1988: 450-451. [Chen Guangyuan, Sun Daisheng, Yin Hui'an. *Genetic and Prospecting Mineralogy* [M]. Chongqing: Chongqing Press, 1988: 450-451.]
- 31 钟大康, 朱筱敏, 李树静, 等. 早期碳酸盐胶结作用对砂岩孔隙演化的影响——以塔里木盆地满加尔凹陷志留系砂岩为例[J]. *沉积学报*, 2007, 25(6): 885-890. [Zhong Dakang, Zhu Xiaomin, Li Shujing, et al. Influence of early carbonate cementation on the evolution of sandstones: A case study from Silurian sandstones of Manjiaer depression, Tarim Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2007, 25(6): 885-890.]
- 32 Chen Anding, Zhang Wenzheng, Xu Yongchang. Characteristics and applications of isotopes in products from organic matter in sedimentary rocks by simulated thermal experiments [J]. *Science in China (Series B)*, 1995, 38(3): 371-376.
- 33 曹养同, 刘成林, 陈永志, 等. 库车前陆盆地古近系—新近系铜矿化特征及铜的来源、富集分布初探[J]. *地质学报*, 2010, 84(12): 1791-1804. [Cao Yangtong, Liu Chenglin, Chen Yongzhi, et al. Characteristics of copper mineralization in the Kuqa Foreland Basin, and origin, enrichment and distribution of copper [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(12): 1791-1804.]
- 34 Hitzman M, Selley D, Bull S. Formation of sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits through earth history [J]. *Economic Geology*, 2010, 105(3): 627-639.
- 35 张艳, 韩润生, 吴鹏, 等. 陆相砂岩型铜矿床矿物分带模式的 pH-Eh 相图——以楚雄盆地大姚六苴铜矿床为例[J]. *矿物学报*, 2013, 33(3): 363-368. [Zhang Yan, Han Runsheng, Wu Peng, et al. Application of thermodynamics pH-Eh to mineral zonation model of sandstone-hosted type copper deposits in the Chuxiong Basin, central Yunnan province, China [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2013, 33(3): 363-368.]

## The Pore Evolution of Ore-bearing Sandstone and Its Restriction to Mineralization in Liuju Copper Deposit in Chuxiong Basin, Yunnan

WU HaiZhi<sup>1,2</sup> HAN RunSheng<sup>1,2</sup> QIU WenLong<sup>1,2</sup> HU YuZhao<sup>1,2</sup> WU Peng<sup>1,2</sup>

(1. Faculty of Land Resources Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093;

2. Southwest Institute of Geological Survey, China Non-ferrous Metals Resource Geological Survey, Kunming 650093)

**Abstract:** Based on Liuju copper deposit is one of the typical terrestrial sandstone-type deposits located in the Chuxiong red-bed basin of southwest China. The mineralization occurred in the interface between purple sandstone and grey sandstone of medium-fine grained sandstone strata, sandwiched between two purple silty mudstones. Besides, there coexists a horizontal metallic mineral zonation in this transitional zone from purple sandstone to grey sandstone: hematite, chalcocite, bornite, chalcopyrite and pyrite. Aiming at the relationship between mineralization and characteristics of cement and pore in sandstone, this paper has carried out the analysis of the statistical data of detrital contents, sorting coefficient, cement characteristics, pore types and the test results of porosity and permeability of each lithologic layer. The results shows that, the medium-fine grained feldspar quartz sandstone in the first Liuju sub-member of upper Cretaceous Matoushan group

( $K_1ml^1$ ) was the most effective channel for fluid migration because of the high detrital content, low sorting coefficient, high porosity and high permeability. The place where organic matters was rich in locally in the sandstone strata of  $K_1ml^1$  was changed into hydrocarbon source rocks during the middle diagenetic stage. The diagenetic pore water beared organic matters could evolve into acid reducing fluid by chemical reactions with wallrock. The acid reducing fluid and the alkaline oxidizing fluid from purple sandstone could form stable convection in the fluid migration channel of sandstone. Under the control of pH and Eh, cement zonation of ferruginous facies, calcite-dolomite carbonate facies, siliceous carbonate facies, siliceous facies formed in the sandstone strata from purple part to grey part. In the process of the water-rock interaction, the acid reducing fluid with hydrocarbons played a part in dissolving ferruginous and carbonate cements formed in the early diagenetic stage, which could open up inter grain pore for precipitation of copper sulfides. Besides, the process could also provide sulfur source by sulfate reduction. While, the alkaline oxidizing fluid was controlling the precipitation of the carbonate cements and copper sulfides in the interface of physicochemical conditions, which was the controlled conditions to the coexistence of cement zonation and metallic mineral zonation. When the hydrocarbon generation declined, the alkaline oxidizing traversed the neutral plane of Eh and pH value and conducted the corrosion of siliceous cements and quartz grains in grey sandstone, which could open up solution pore for more mineralization room and cause metasomatism between metallic sulfides. The water-rock interaction is the main factor of controlling the formation of pore for mineralization room and precipitation of cements and copper sulfides in diagenetic stages of sandstone strata.

**Key words:** sandstone-type copper deposit; cement zonation; pore evolution; precipitation of copper sulfides; Liuju; Chuxiong basin

## 2015 年能源沉积学发展战略研讨会成功召开

为推进中国沉积学特别是能源沉积学的发展战略研究,由中国地质学会沉积地质专业委员会、中国矿物岩石地球化学学会沉积学专业委员会、中国石油学会石油地质专业委员会沉积学组、国家能源致密油气研发中心、中国石油天然气集团公司油气储层重点实验室共同主办了 2015 年能源沉积学发展战略研讨会,中国石油勘探开发研究院廊坊分院承办了本次会议。

戴金星院士、王成善院士以及来自中国石油勘探开发研究院、中国科学院地质与地球物理研究所、中国科学院兰州油气资源研究中心、中国地质大学(北京)、中国石油大学(北京)、北京大学、中国矿业大学、吉林大学、西南石油大学、长江大学等单位共 40 余位代表就能源沉积学的发展战略进行了研讨。

会议研讨主题包括细粒沉积学、煤系与铀矿沉积学、深水沉积体系、深部储层地质学、非常规储层地质学五个方面。9 位专家分别就能源沉积学研究现状与发展战略思考、中国沉积学学科发展战略研究、油—气—煤—铀同盆共存成藏(矿)研究进展、深水沉积及油气勘探意义、细粒沉积研究进展、非常规油气储层研究进展、含煤岩系沉积学研究进展、沉积学相关文献初步统计分析、沉积学战略研究能力建设做了精彩报告。针对能源沉积学发展战略,与会专家达成如下共识:① 应从基础沉积学研究出发,结合国家重大需求,解决能源问题;② 要有全球视野,把握国际沉积学发展前沿和热点问题;③ 要有研究基础,包括人才队伍、实验室能力、仪器设备等;④ 要有地域优势,结合中国陆相沉积发育特色形成发展战略主题,聚焦科学问题。