

文章编号:1000-4734(2001)02-239-07

# 黔西南老万场红色粘土型金矿矿物特征及其意义

杨竹森 高振敏 罗泰义 李红阳 饶文波

(中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学开放研究实验室, 贵阳 550002)

**摘要:**对黔西南老万场金矿粘土层的矿物成分分析表明,粘粒级部分主要为高岭石、针铁矿和绿泥石,次为三水铝石、伊利石、石英、蒙脱石和锐钛矿,另有少量钾长石和斜长石;砂砾级部分主要为石英和风化的玄武岩、凝灰岩、粉砂质页岩和硅质岩岩屑,次为褐铁矿、铝土矿、锰质和钙泥质团块。矿物特征表明,粘土层是由峨眉山玄武岩、大厂层硅质岩、茅口灰岩和原生低温热液蚀变(矿化)岩风化的产物。矿床是在岩溶坍塌使成矿物质发生初步堆积,再经一定程度的红土化作用形成的红色粘土型金矿。

**关键词:**红色粘土型金矿;矿物学特征;矿床成因;老万场金矿;贵州晴隆

**中图分类号:**P618.51

**文献标识码:**A

**作者简介:**杨竹森,男,1964年生,博士后,主要从事矿物学和矿床地球化学研究。

自1980年澳大利亚发现博丁顿(Boddington)大型红土型金矿后,作为一种新的金矿类型,这种表生风化作用形成的红土型金矿,先后在巴西、印度、加蓬、加纳、马里、喀麦隆、几内亚、斐济、巴布亚新几内亚、越南和美国等地相继发现。我国自1989年以来,先后在湖北、湖南、贵州、云南、广西、广东、江西、江苏等地也发现了类似的表生风化成因金矿床。由于我国新生代构造活动强烈,限制了准平原化发育的程度,加之基岩多为含有碳酸盐岩的沉积岩系,使得我国类似的风化成因金矿的特征有别于典型的红土型金矿,表现在风化壳的去硅作用不彻底,红土化程度不完全,多种粘土矿物并存,铝的氧化物和氢氧化物很少大量出现,金的粒度细小,吸附态居多,可见金少见等方面,因此,涂光炽<sup>[1,2]</sup>将其称为红色粘土型金矿。

黔西南老万场金矿是仅次于湖北蛇屋山金矿的大型红色粘土型金矿,其所处的云贵高原地理位置,与岩溶作用密切相关的成因特征,以及易采、易选冶和经济效益巨大等特点,深受地学界关注<sup>[3-5]</sup>。本文仅从该金矿粘土层的矿物组成和矿物学特征,探讨成矿物质来源及成矿过程。

## 1 矿床地质特征

老万场金矿位于晴隆县城南约23 km,地处黔西南金矿成矿区,与著名的大厂铋矿共同分布于碧痕营穹隆核部的中南部。碧痕营穹隆的核部出露下二叠统茅口组灰岩,周围分布上二叠统龙潭组。在大厂铋矿田及其附近,茅口组和龙潭组之间产出有“大厂层”硅质岩和上覆的峨眉山玄武岩。

矿区内出露基岩为茅口组中上部的灰色厚层状生物碎屑灰岩夹含燧石结核灰岩,产状平缓,被矿区内仅有的一条NEE向的高角度安谷断裂切割。区内岩溶作用十分发育,沿安谷断裂形成狭长的岩溶谷地,两侧山坡上遍布小规模岩溶洼地、沟槽和漏斗。在岩溶低地内,充填有松散的红色粘土层。金矿体即赋存在红色粘土层中,呈透镜状、似层状及不规则状产出,产状受地形控制。矿体厚度完全受控于岩溶侵蚀面,平均厚度11 m,在岩溶漏斗中最大厚度60 m。矿石外观类似于红土型金矿,由黄棕、紫红、浅灰等杂色红土化粘土构成。

在矿区西北一岩溶漏斗内开采残留的红色粘土剖面,依据颜色和化学成分自上而下分为6个带(图1)。

(1)表土带:由红褐色含腐殖质的粉砂质亚粘土组成,厚1 m;

收稿日期:2000-07-17

基金项目:中国科学院重大项目A(KZ-951-A1-404-02);国家自然科学基金项目(批准号:49873021)

(2) 红色粘土带:由砖红、黄棕色含砾粉砂质亚粘土组成,厚 6 m;

(3) 富铁质粘土带:由紫红色含砾粉砂质亚粘土组成,在中上部夹一层厚 0.6 m 的黄棕色含砾粉砂质亚粘土,顶部的紫红色亚粘土中含有大小不等的黄棕色亚粘土团块,两者均含砾,且结构构造上也无区别,仅颜色不同,该带厚 2.9 m;

(4) 浅色粘土带:由浅灰、灰白色含砾粉砂质粘土组成,粘性较大,厚 3 m;

(5) 富锰质粘土带:由灰黑色含砾粉砂质亚粘土组成,厚 1 m;

(6) 基岩带:由高度岩溶化的灰色生物碎屑灰岩夹含燧石结核灰岩组成,无热液蚀变现象。

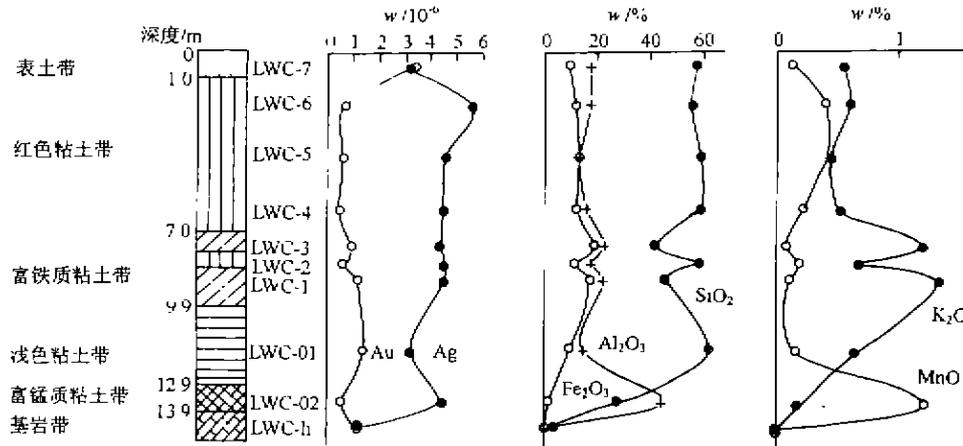


图 1 黔西南老万场红色粘土型金矿粘土剖面及金银和部分常量元素含量

Fig. 1. The red-clay profile of Laowanchang gold deposit in southwestern Guizhou, showing the contents and variation of Au, Ag and some major elements.

## 2 红色粘土的矿物成分

### 2.1 红色粘土的粒度分布

由湿筛和悬浮法分离所得粘土层的粒度分布结果(表 1)可知,各样品均以 <0.002 mm 的粘粒

级和 0.054~0.002 mm 的粉砂级为主,因此粘土层均为粉砂质粘土。在红色粘土剖面的上部和下部,砂砾(>0.9 mm 粒级内含有砾石)级成分含量较高,特别是在下部的富锰质粘土带中砂砾级成分最高,而中部的粘粒级成分较高。在砂砾级成分内,细砂和粗砂-砾含量较高,中砂含量较低。

表 1 黔西南老万场金矿红色粘土层的粒度分布(%)

Table 1. The distribution of grain size in the red-clay profile of the Laowanchang gold deposit, southwestern Guizhou

位置	样号	>0.9 mm	0.9~0.45 mm	0.45~0.2 mm	0.2~0.054 mm	0.054~0.002 mm	<0.002 mm
表土带	LWC-7	10.09	1.39	3.19	11.94	37.16	36.23
红色粘土带	LWC-6	9.36	1.72	3.82	13.47	28.00	43.62
	LWC-5	21.26	2.36	4.88	18.49	26.91	26.09
	LWC-4	15.05	2.05	4.63	16.13	25.19	36.96
	LWC-3	9.65	2.13	3.27	9.70	21.69	53.55
富铁质粘土带	LWC-2	5.39	1.50	3.58	12.49	31.00	46.03
	LWC-1	10.23	2.90	3.97	14.15	20.25	48.50
浅色粘土带	LWC-01	13.26	2.14	3.77	14.64	29.68	36.51
富锰质粘土带	LWC-02	23.56	8.92	8.40	13.76	28.76	16.60

## 2.2 粘粒级的矿物成分

对悬浮法提取的 $<2\ \mu\text{m}$ 的粘粒级部分,进行半定量X射线衍射分析,结果(表2)表明粘粒级部分以高岭石、针铁矿和绿泥石等粘土矿物为主,次为三水铝石、伊利石、石英、蒙脱石和锐钛矿,另有少量钾长石和斜长石,且在LWC-01样品中有2.02%的角闪石。虽然各矿物含量在粘土剖面中呈波动变化,但高岭石自上而下有增加趋势;伊利石在富铁质粘土带中含量较高;三水铝石除在富锰质粘土带中明显增高外,存在自上而下减少趋势;石英除在浅色粘土带中含量有所增高外,也存在自上而下减少的趋势。值得注意的是,在富锰质粘土带中高岭石含量增高到最大值,而三水铝石突然增高,绿泥石突然降低,出现与上部粘土层

不同的含量变化。

## 2.3 砂砾级的矿物成分

粘土中的砂砾级成分主要由岩屑和石英组成,次为次生的褐铁矿团块、铝土矿团块、锰质团块和钙泥质(钙质结壳)团块,另有微量磁铁矿、长石和绿帘石。其中岩屑主要为玄武岩、凝灰岩、粉砂质页岩和硅质岩,均强烈风化成粘土质集合体,但仍保留原岩的结构构造,个别玄武岩碎屑仍显示具长石斑晶的斑状结构。粘土化的岩屑集中分布在粗砂和砾粒级中,并随粒度的减小含量迅速减少。石英主要集中在细砂和粉砂粒级中,并随粒度的增大含量迅速减少。褐铁矿团块在中粗砂粒级中含量略高,而锰质团块在细砂粒级中含量略高。

表2 黔西南老万场红色粘土型金矿粘粒级部分矿物成分及含量(%)

Table 2. The mineral composition and content of clay fraction in the red-clay profile of the Laowanchang gold deposit, southwestern Guizhou

位置	样号	K	I	Go	Gi	Ch	M	Q	A	Or	Pl
表土带	LWC-7	11.44	7.16	15.45	11.15	16.92	3.12	12.37	9.12	8.82	4.07
红色粘土带	LWC-6	24.18		17.98	8.89	22.47	6.04	9.49	10.89		
	LWC-5	26.83	8.92	12.80	6.86	18.92	3.02	4.77	7.76	10.11	
	LWC-4	23.19		19.25	8.37	22.69	8.53	6.28	8.04	3.64	
富铁质粘土带	LWC-3	31.32	10.86	17.09	5.83	18.30	2.05	4.82	9.77		
	LWC-2	40.10		16.67	5.50	21.23	3.33	4.52	8.64		
	LWC-1	24.65	23.40	12.59	5.04	18.85	2.00	3.59	9.84		
浅色粘土带	LWC-01	32.12		16.15	5.38	18.85	9.69	7.18		4.08	3.50
富锰质粘土带	LWC-02	43.49	6.44	13.09	22.32	2.95	2.53	3.37		3.71	2.11

注:K.高岭石,I.伊利石,Go.针铁矿,Gi.三水铝石,Ch.绿泥石,M.蒙脱石,Q.石英,A.锐钛矿,Or.钾长石,Pl.斜长石  
分析单位:中国科学院地球化学研究所X射线衍射分析室,龚国洪

砂砾级的矿物成分在粘土剖面的不同带中基本相似,但不同矿物(集合体)的含量在剖面的不同带中略有不同。粘土化的岩屑在表土带和红色粘土带中含量较高,向下逐渐减少。石英在表土带和红色粘土带中含量较高,向下在富铁质粘土带和浅色带中含量略有降低,在富锰质粘土带中含量迅速降低。褐铁矿团块在富铁质粘土带中含量略高于其它各带。锰质团块和钙泥质团块主要分布在富锰质粘土带中,其它各带含量很少。铝土矿团块也大量分布在富锰质粘土带中,其它各带含量较低(5% =)。

中,另一部分组成褐铁矿团块存在于砂砾级中。砂砾级中的褐铁矿团块,在表土带和红色粘土带中主要呈较松散的次棱角块状,少数呈球形、椭球形的豆状,偶见蜂窝状。在富铁质粘土带中,近半数的褐铁矿团块呈豆状,而块状褐铁矿常呈致密块状,并常具肾状、葡萄状和皮壳状构造,偶见 $\{100\}$ 和 $\{100\} + \{210\}$ 的黄铁矿假象褐铁矿。在浅色粘土带中主要为致密块状、皮壳状褐铁矿,少数呈豆状,并有黄铁矿 $\{100\}$ 假象褐铁矿。在富锰质粘土带中,褐铁矿团块减少,代之以黑色锰质团块,多数呈致密块状,常见葡萄状和皮壳状构造,少数呈球形结核状。

## 3 主要矿物的矿物学特征

### 3.1 针铁矿

针铁矿为表生成因矿物,部分存在于粘粒级

表 3 黔西南老万场红色粘土型金矿中针铁矿的  $d_{(110)}$ 、 $d_{(111)}$ 、 $c$  和 Al 置换率Table 3. The  $d_{(110)}$ ,  $d_{(111)}$ ,  $c$  and Al substitution of goethite in the red-clay profile of the Laowanchang gold deposit, southwestern Guizhou

位置	样号	$d_{(110)}/\text{nm}$	$d_{(111)}/\text{nm}$	$c/\text{nm}$	Al 置换率/%
表土带	LWC-7	0.416 41	0.242 50	0.298 30	23.72
红色粘土带	LWC-6	0.414 11	0.242 25	0.298 69	21.49
	LWC-5	0.412 59	0.242 00	0.298 79	20.92
富铁质粘土带	LWC-4	0.412 59	0.242 25	0.299 27	18.18
	LWC-3	0.413 35	0.242 25	0.298 98	19.83
	LWC-2	0.414 87	0.242 76	0.299 36	17.66
	LWC-1	0.417 19	0.243 01	0.298 97	19.89
浅色粘土带	LWC-01	0.413 35	0.242 25	0.298 98	19.83
富锰质粘土带	LWC-02	0.417 19	0.244 03	0.300 87	9.02

注:针铁矿为斜方晶系,故  $c = [(1/d_{(110)})^2 - (1/d_{(111)})^2]^{-1/2}$ ; Al 置换率(%) =  $1.730 - 572c$ 

粘粒级中的针铁矿呈细分散状态,由 X 射线衍射的  $d$  值(表 3)可见,  $d_{(110)}$  和  $d_{(111)}$  均小于纯针铁矿的  $d_{(110)}$  (0.419 nm) 和  $d_{(111)}$  (0.245 2 nm), 表明针铁矿中有  $\text{Al}^{3+}$  对  $\text{Fe}^{3+}$  的置换, 导致晶胞的  $c$  值减小。依据 Al 置换率与  $c$  的关系<sup>[6]</sup>, 计算出 Al 置换率为 9.02% ~ 23.72%, 其在剖面上部较高, 向下降低, 在富铝质粘土带达最小值, 显示剖面上部红土化程度较高, 而富锰质粘土带处于古潜水面附近<sup>[7]</sup>。

### 3.2 高岭石和三水铝石

高岭石为表生成因矿物, 主要以细分散状态存在于粘粒级中, 少量与三水铝石结合成铝土矿团块存在于砂粒级中。对于粘粒级中的高岭石, 由 X 射线衍射图谱(图 2)可知, 粘土剖面表土带、红色粘土带、富铁质粘土带和浅色粘土带中高岭石的  $d_{001}$  (0.706 24 ~ 0.717 84 nm) 衍射峰对称程度较好, 半高峰宽度为  $0.304^\circ \sim 0.552^\circ$ , 表明高岭石结构的无序程度较低<sup>[8]</sup>, 其中以富铁质粘土带最低、向上和向下逐渐增高; 富锰质粘土带中  $d_{001}$  为 0.732 05 nm, 说明该带中为含水的高岭石即二水埃洛石,  $d_{001}$  峰宽而不对称, 半高峰宽度为  $1.050^\circ$ , 表明结构无序程度高。

三水铝石也为表生成因矿物, 部分呈细分散状态存在于粘粒级中, 其  $d_{(100)}$  (0.485 nm) 特征衍射峰的强度较大, 但峰宽缓而不对称。另一部分三水铝石组成铝土矿团块存在于砂粒级中。在表土带、红色粘土带和富铁质粘土带中, 铝土矿团块呈较松散的土状, 偶见具同心层的鲕状。在浅色粘土带中, 鲕状和豆状铝土矿增多。在富锰质粘土带中, 铝土矿常呈致密块状。

### 3.3 绿泥石

绿泥石主要存在于细分散态的粘粒级中, 少部分存在于风化的凝灰质和玄武质等岩屑中。由粘粒级的 X 射线衍射结果(图 2)可知, 绿泥石的  $d_{001}$  (1.425 nm) 衍射峰明显, 且加温后该峰仍稳定, 说明绿泥石中间层成分较少。绿泥石的  $d_{(003)}$  (0.475 nm) 峰不明显,  $d_{(004)}$  (0.353 nm) 峰明显且强度较大, 说明绿泥石为三八面体富铁的绿泥石<sup>[9]</sup>。

### 3.4 石英

石英为基岩风化残留矿物, 主要分布于砂砾级, 且以细砂和粉砂粒级中最多, 呈集合体和单晶两种形态产出。石英集合体集中分布在粗砂-砾粒级中, 分为晶簇状集合体和粒状集合体。晶簇状集合体由长柱状细小石英构成, 单个石英呈假六方柱状自形晶。粒状集合体由微细粒它形石英构成, 个别呈中粒, 含有黄铁矿(风化褐铁矿)。此外, 见有晶簇状石英集合体呈皮壳状覆盖在微细粒状集合体上。

单晶石英构成细-粉砂级的主体, 主要呈自形晶, 其中 60% 为一端发育菱面体的单头晶, 呈假六方长柱状习性,  $L^3/L^2 = 3 \sim 5$ ; 30% 为两端发育菱面体的双头晶, 呈假六方针柱状习性,  $L^3/L^2 = 5 \sim 11$ ; 另外 10% 也为单头晶, 呈柱菱面体习性,  $L^3/L^2 = 1 \sim 1.5$ , 其菱面体  $R \approx r$ 。假六方柱状习性的单头和双头晶无色透明, 柱菱面体习性晶常呈烟灰色。由于假六方长柱状习性晶形成于温度较低、过饱和度较低、中性-弱酸性体系中, 假六方针柱状习性晶形成于温度更低而过饱和度相对较高的浅部(压力较低)开放体系中, 柱菱面

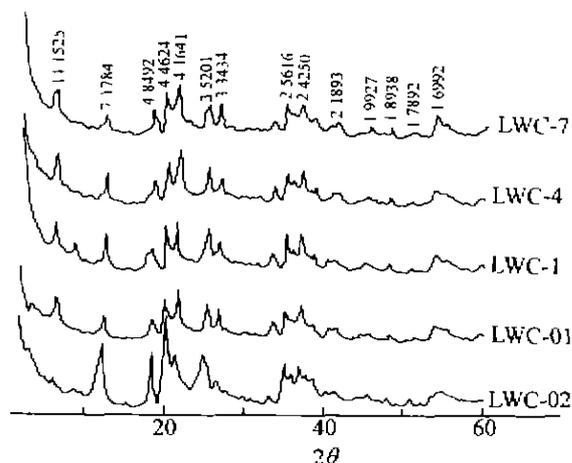


图2 黔西南老万场红色粘土型金矿粘粒部分X射线衍射图谱

Fig. 2. X-ray diffraction patterns of clay fraction in the red-clay profile in the Laowanchang gold deposit, southwestern Guizhou.

体习性晶形成于温度和过饱和度均更低(可接近地表条件)体系中<sup>[10]</sup>,因此,单晶石英是低温热液蚀变岩和大厂层硅质岩中石英晶洞的风化残留物。

## 4 矿床成因探讨

### 4.1 成矿物质来源

老万场金矿粘土层中除富锰质粘土带外,均含有较多的三八面体富铁绿泥石,并含少量的蒙脱石,显示它们应该是含铁、镁较高的岩石在化学风化作用下的产物。但粘土层下的基岩为含铁、镁较低的生物碎屑灰岩,这种岩石在化学风化作用下不可能产生大量的绿泥石,因此粘土层中浅色粘土带以上含绿泥石较高的部分不是直接由基岩带的灰岩风化残积形成。矿区外围出露的峨眉山玄武岩及凝灰岩,是形成绿泥石的有利岩石,同时粘土层中含有风化的玄武岩和凝灰岩构成的砂砾,说明粘土层中含有峨眉山玄武岩风化的产物。

粘土层中含有石英集合体构成的砂砾,其中粒状石英集合体在结构构造和矿物组成上与矿区外围大厂层的硅质岩相似,而晶簇状石英集合体也是大厂层的角砾化部位发育的晶洞中常见的构造。因此,粘土层中也含有大厂层硅质岩的风化产物。

值得注意的是,粘土层中含有较多的双头石

英。通常在晶洞中或有衬底存在时,石英只能向一个方向生长成单头晶,只有在自由空间中,石英才能在两端同时生长成双头晶,因此双头石英只能形成于岩浆熔体(斑晶)、水体(盐湖)和弱硅化灰岩中。因灰岩在硅化过程中,产生的石英结晶中心弥散在灰岩中,而石英的结晶能力又较强,且随着热液对灰岩的溶解更为石英提供了自由生长空间,使石英得以发育成双头晶,如在丹寨汞矿和紫木函金矿的硅化灰岩中就常见发育良好的自形双头石英。由粘土层中双头石英的假六方柱状习性所反映的低温热液条件可知,其应当来源于弱硅化的灰岩。若再结合粘土层中含有晶簇状石英集合体和黄铁矿假象褐铁矿,说明粘土层中部分物质为低温热液蚀变(矿化)岩的风化产物。

粘土层的富锰质粘土带中风化的岩屑和石英含量较少,而埃洛石和三水铝石含量大增,暗示该带主要为茅口灰岩风化残积的产物。

上述可知,老万场金矿的粘土层为峨眉山玄武岩、大厂层硅质岩、茅口灰岩和原生低温热液蚀变(矿化)岩风化的产物,然而金可能主要来源于原生低温热液蚀变(矿化)岩。这是因为该金矿位于滇黔桂金矿集中区的黔西南地区,区内以砷、锑、汞元素组合为特征的卡林型金矿广泛发育,虽然老万场红色粘土型金矿的基岩中没有热液蚀变现象,但红色粘土中却具有较高含量的砷、锑、汞,显示其与原生卡林型金矿具有一定的子母关系,而双头石英所反映的原生低温热液蚀变(矿化)岩可能是卡林型金矿化的产物,只不过现已全部被风化<sup>[3]</sup>。由于这类原生低温热液蚀变(矿化)岩含金很高,如紫木函金矿所见,因此,老万场红色粘土型金矿中金可能主要来源于已被全部风化的原生低温热液蚀变(矿化)岩。此外,含金丰度较高的峨眉山玄武岩和大厂层硅质岩也提供一部分的金。

### 4.2 成矿过程分析

老万场金矿的整个粘土剖面在结构构造上不具成层性,表明不是远距离水流搬运堆积的结果,而粘土层物质的多来源特征又指示不完全是由茅口灰岩风化残积形成,因此粘土层是近距离搬运堆积的结果。由于粘土层的基岩经受过高度岩溶作用,粘土层中岩屑和石英的含量自上而下减少,因此,在茅口灰岩发生高度岩溶时,引起上部的灰岩、热液蚀变(矿化)岩、大厂层硅质岩和峨眉山玄

武岩发生坍塌而堆积于岩溶洼地内,形成了粘土层的最初堆积物。

岩溶坍塌堆积物形成后,又经历了红土化作用的化学风化过程。伴随这一过程,原来的岩石碎块发生崩解和氧化淋滤,使灰岩碎块不断淋失,形成现存粘土层中各种风化岩屑和残留矿物构成的砂砾级成分,同时形成以多种粘土矿物为主的粘粒成分和褐铁矿、铝土矿、锰质、钙泥质等次生团块。在红土化过程中,气候条件曾发生冷暖交替,使反映干冷气候的绿泥石、蒙脱石与反映暖湿气候的高岭石、铝针铁矿和三水铝石<sup>[11~14]</sup>共存于粘土剖面中。气候条件的变化还引起地下水酸碱性的变化,在碱性条件下形成蒙脱石和钙泥质团块,中性条件下形成绿泥石和伊利石,弱酸性和酸性条件下形成三水铝石和高岭石<sup>[15]</sup>。风化作用的不断积累,使粘土层的红土化程度不断提高,表现在针铁矿中存在  $Al^{3+}$  对  $Fe^{3+}$  的置换。针铁矿中 Al 置换率自粘土剖面上部向下降低,说明剖面上部红土化程度稍高。富锰质粘土带中针铁矿的 Al 置换率突然降低,反映该带在红土化过程中曾长期处于潜水面之下,只在后期地下水位下降,

才发育了钙泥质结壳胶结锰质和铝土矿团块。纵观粘土剖面的矿物组成,虽然发生了红土化作用,但粘土矿物中 2:1 层型的绿泥石、伊利石仍大量存在,蒙脱石也没有全部转变为高岭石,说明红土化程度还不完全,红土化作用还不彻底,仍然处于红色粘土化阶段。

在红土化作用过程中,碱金属和碱土金属等易溶组分不断流失。铁被氧化成高价铁,一部分在原地以针铁矿形式再沉淀,另一部分呈胶体形式向下迁移,在富铁质粘土带中大量沉淀,形成具皮壳状构造的褐铁矿团块。硅和铝除在原地形成高岭石和三水铝石外,还向下部迁移,在富锰质粘土带(潜水带)内形成大量二水埃洛石和三水铝石。金向下也发生了一定程度的迁移,并在基岩(茅口灰岩)顶部的裂隙带内富集,但金在整个红色粘土层内的迁移富集程度不高,没有出现明显的富集带。

综上所述,老万场金矿是在岩溶坍塌使成矿物质发生初步堆积、再经一定程度的红土化作用形成的红色粘土型金矿。

## 参 考 文 献

- [1] 涂光炽. 我国原生金矿类型的划分和不同类型金矿的远景剖析[J]. 矿产与地质, 1990, 4(1): 1~10.
- [2] 涂光炽. 贵金属找矿的若干问题讨论[A]. 陈毓川. 当代矿产资源勘查评价的理论与方法[C]. 北京: 地震出版社, 1999, 186~191.
- [3] 盛学庸, 韩至钧. 一种新类型金矿——试谈老万场式金矿成因及其找矿方向[J]. 贵州地质, 1998, 15(1): 37~42.
- [4] 刘幼平. 贵州红土型金矿的成矿与找矿[J]. 有色金属矿产与勘查, 1999, 8(6): 353~358.
- [5] 周茂基. 黔西南地区卡林型、次生富集型金矿[J]. 黄金地质, 1996, 2(4): 15~20.
- [6] Schulze D G. The influence of aluminum on iron oxides: I. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from the m [J]. *Clays and Clay Minerals*, 1984, 32(1): 36~44.
- [7] Trolard F and Tardy Y. A model of  $Fe^{3+}$ -kaolinite,  $Al^{3+}$ -goethite,  $Al^{3+}$ -hematite equilibria in laterites [J]. *Clay Minerals*, 1989, 24: 1~21.
- [8] 章明奎. 红壤中高岭石结构无序度的研究[J]. 科技通报, 1997, 14(1): 17~21.
- [9] 赵杏媛, 张有瑜. 粘土矿物与粘土矿物分析[M]. 北京: 海洋出版社, 1990. 341.
- [10] 涂光远, 邵伟, 孙岱生. 胶东金矿成因矿物学与找矿[M]. 重庆: 重庆出版社, 1989. 305~323.
- [11] Singer A. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles [J]. *Earth Science Reviews*, 1980, 15: 303~326.
- [12] Singer A. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments—a review [J]. *Earth Science Reviews*, 1984, 21: 251~293.
- [13] Blaise B. Clay-minerals assemblages from late Quaternary deposits on Vancouver Island, Southwestern British Columbia, Canada [J]. *Quaternary Research*, 1989, 31: 41~56.
- [14] 鲁春霞. 粘土矿物在古环境研究中的指导作用[J]. 中国沙漠, 1997, 17(4): 456~460.
- [15] 涂光远, 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, 1987. 451~454.

## MINERALOGY AND ITS SIGNIFICANCE IN THE RED-CLAY PROFILE OF THE LAOWANCHANG GOLD DEPOSIT, SOUTHWESTERN GUIZHOU

Yang Zhusen Gao Zhenmin Luo Taiyi Li Hongyang Rao Wenbo

(Open Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy  
of Sciences, Guiyang 550002)

**Abstract:** The analysis of mineral composition of the red-clay profile in the Laowanchang gold deposit, southwestern Guizhou indicates that the clay fraction is composed mainly of kaolinite, goethite and chlorite with minor gibbsite, illite, quartz, montmorillonite and anatase, and trace K-feldspar and plagioclase. The coarse-grained fraction consists mainly of quartz and weathered clasts such as basalt, tuff, silty shale and siliceous rock, with minor conglomeration of limonite, bauxite, manganese nodule and calcrete. The characteristics of chlorite and weathered clasts of basalt and siliceous rock show that the red-clay profile was developed partially from the weathering of basalt of the Emeishan Formation and siliceous rock of the Dachang Bed, respectively. The calcrete and euhedral quartz crystals with two-end growth imply the profile was formed partially from the weathering of limestone of the Maokou Formation and low temperature altered rock. The lateritization was developed, but not thoroughly because different types of clay minerals, such as 2:1 type (chlorite, illite) and 1:1 type (kaolinite), co-exist in the profile. During lateritization, the climate changed between cool-arid and warm-humid as indicated by the co-existence of chlorite and kaolinite.

The deposit, therefore, is a red-clay type gold deposit formed firstly through the accumulation of ore-forming material by karst collapse, and secondly through the halfway lateritization.

**Key words:** red-clay-type gold deposit; mineralogy; genesis of deposit; Laowanchang gold deposit; Qinglong; Guizhou