

# 黔东南铝土矿含矿岩系“煤-铝-铁结构” 及地球化学特征

张正伟<sup>1)</sup>, 李玉娇<sup>1,2)</sup>, 周灵洁<sup>1,2)</sup>, 吴承泉<sup>1,2)</sup>

1) 中国科学院地球化学研究所, 贵阳, 550002; 2) 中国科学院研究生院, 北京, 100049

**内容提要:**黔东南铝土矿赋存于下二叠统梁山组,其含矿岩系具有沉积型铝土矿典型的“煤-铝-铁结构”,即下部发育铝质页岩夹菱铁矿结核,中部由含铝岩组夹多层豆状或土状铝土矿组成,上部由碳质页岩、砂岩夹煤层组成。沉积环境为海陆交互相-滨海边缘沼泽相,具有稳定的构造背景。通过含矿岩系物质组成结构分析和元素地球化学研究认为:“煤-铝-铁结构”在铝土矿中的普遍出现,是沉积型铝土矿在矿化过程中物理化学环境多变导致的深度去硅去铁作用,加之外部环境提供充足的有机质物质来源,从而形成的非偶然结果。因此,含矿岩系的分层结构形成过程中的物理化学变化所导致的多种地质异常可作为找矿实践中的成矿标志。

**关键词:**铝土矿;煤-铝-铁结构;地球化学;黔东南地区

铝土矿在形成过程中,原岩的各种矿物发生不同程度地蚀变,并伴随着易溶元素(如 Ca、K、Na 等)的迁出和难溶元素(如 Al、Ti、Ga、HFS 等)的聚集沉淀(李启津等,1986;MacLean et al.,1997;叶霖等,2007;Karadag et al.,2009)。从铝土矿的产状上看,铝土矿层常常和富铁矿层、煤层(或碳质页岩)相伴生,如意大利的 Nurra 铝土矿(Mameli et al.,2007)、伊朗的 Kanisheeteh 铝土矿(Calagari et al.,2007)以及我国的黔中—渝南地区(刘平,1999;金中国等,2009)、凯里—黄平一带的铝土矿(董家龙,2004)。最近,我们在对比贵州和广西铝土矿成矿背景、成矿特征过程中,发现无论在贵州的石炭系大塘组、二叠系梁山组,还是在广西的上二叠统合山组等含铝土矿层,都不同程度地存在自上而下的煤矿、铝土矿和铁矿共生且分层的现象,在含矿层位的空间上构成“煤-铝-铁结构”,具有区域上的成矿物质组合规律性,这种规律对于指导找矿具有重要的实际意义。按一般的地质分析,菱铁矿形成于海湾的水体少氧环境;铝土矿沉积于浅海碎屑相,与硅质岩、砂页岩建造有关;煤质层形成于滨海沼泽及海陆交互相。由此引伸出:“煤-铝-铁结构”在铝土矿中普遍出现的机理是什么,是否与硅、铝、铁元素的进一步分离有关,铝土矿成矿作用地球化学背景如何变化等问题。黔东南铝土矿整体地质勘查程度较低,

上世纪 80 年代以前对部分地段作过小面积勘查,现正部署整装勘查。本文将黔东南地区的黄家寨、黄猫寨、铁厂沟、鱼洞、小坝和苦李井铝土矿为研究对象,开展含矿岩系的地层结构组成、顶底板地层的空间关系对成矿的制约研究,并以苦李井矿区实测剖面取样分析为实例,通过地层岩性组成结构分析和元素地球化学研究,探索沉积环境变化与成矿作用的关系,并通过“煤-铝-铁结构”的系统研究揭示铝土矿的成矿过程及找矿标志。

## 1 地质背景

研究区大地构造位置属于扬子地台西南缘的上扬子台褶带(图 1a,b),泥盆纪的加里东运动使黔北和黔东南上升为陆,而黔南和黔西南则为沉积区,凯里西北部处于沉积盆地边缘(图 1c),是该区铝土矿含矿岩系的基底。石炭纪黔东南局部隆升面积扩大,致使福泉—黄平—凯里区域成为剥蚀区,缺失石炭系沉积,构成长期的沉积间断面,是含矿岩系形成的基础地质条件。二叠纪海侵范围扩大,以栖霞组—茅口组碳酸盐岩沉积为特征覆盖上述地区(图 1c),使含矿岩系得以埋藏保存。上述的黔中古隆起并叠加华夏系压扭性构造,形成相间凹陷盆地,并控制区域上的剥蚀和沉积作用(贵州省地质局,1987)。区内构造总体呈 NE 向,断层有 NNE 向、近 SN 向及 NE 向 3 组,褶皱

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 41173064)和中国科学院战略性先导项目(编号 XDA08090500)资助成果。

收稿日期:2011-10-13;改回日期:2012-04-22;责任编辑:周健。

作者简介:张正伟,男,1959 年生。博士,研究员,从事矿床地球化学研究。Email: zhangzhengw@hotmail.com。

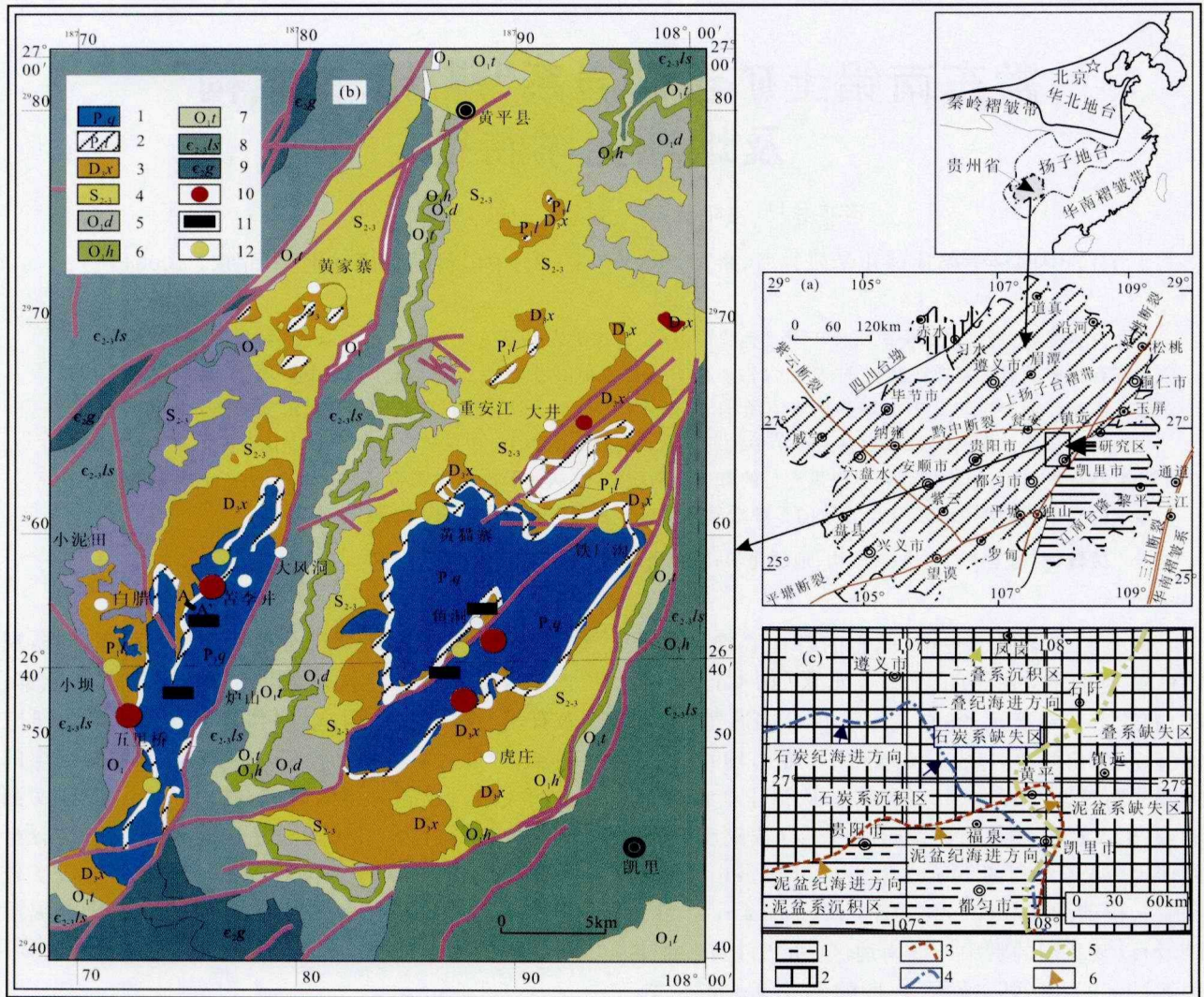


图 1 贵州省凯里西北部铝土矿区地质简图(据中华人民共和国矿产图 1 : 20 万瓮安幅, 1969 修编)

Fig. 1 A geologic map illustrating the geological features of the Kulijiang bauxite deposits

(after 1 : 20000 map of geological and mineral resources, PRC, 1969)

(a) 贵州省及研究区大地构造位置; (b) 黔东南铝土矿区地质矿产分布图: 1—栖霞组 (P<sub>1</sub>q); 2—梁山组 (P<sub>1</sub>l); 3—香炉山组 (D<sub>3</sub>x); 4—中上志留统 (S<sub>2-3</sub>); 5—大湾组 (O<sub>1</sub>d); 6—红花园组 (O<sub>1</sub>h); 7—桐梓组 (O<sub>1</sub>t); 8—娄山关组 (ε<sub>2-3</sub>ls); 9—高台组 (ε<sub>2-3</sub>g); 10—菱铁矿; 11—煤质层; 12—铝土矿; (c) 研究区铝土矿含矿岩系(二叠系梁山组)、基底(泥盆系)和盖层(二叠系栖霞组)沉积区分布图: 1—沉积区; 2—沉积缺失区; 3—泥盆系沉积区; 4—石炭系沉积区; 5—二叠系沉积区; 6—海进方向

(a) —The geotectonics location of Guizhou Province and studies area; (b) —the map of geological and mineral deposit in the southeastern of Guizhou; 1—Qixia Formation (P<sub>1</sub>q); 2—Liangshan Formation (P<sub>1</sub>l); 3—Xiangloushan Formation (D<sub>3</sub>x); 4—Silurian System (S<sub>2-3</sub>); 5—Dawan Formation (O<sub>1</sub>d); 6—Honghuayuan Formation (O<sub>1</sub>h); 7—Tongzi Formation (O<sub>1</sub>t); 8—Loushanguan Formation (ε<sub>2-3</sub>ls); 9—Gaotai Formation (ε<sub>2-3</sub>g); 10—siderite; 11—coal quality storey; 12—bauxite; (c) —the map of sedimentation consist of ore-hosted strata (Liangshan Formation), basement (Xiangloushan Formation) and cap rock (Qixia Formation): 1—sedimentary region; 2—upwarping region; 3—devonian sedimentary margin; 4—Carboniferous sedimentary margin; 5—Permian sedimentary margin; 6—transgressive direction

构造主要有鱼洞向斜和大风洞向斜(图 1b), 两翼出露含矿岩系下二叠统梁山组(P<sub>1</sub>l)。其他出露地层及岩性有: 寒武系高台组(ε<sub>2-3</sub>g)和娄山关组(ε<sub>2-3</sub>ls)白云岩; 奥陶系下统大湾组(O<sub>1</sub>d)、红花园组(O<sub>1</sub>

h)和桐梓组(O<sub>1</sub>t)白云岩、生物灰岩及页岩; 中上志留统(S<sub>2-3</sub>)砂页岩及粘土岩; 泥盆系中统石英砂岩, 上统白云岩及页岩; 二叠系下统下部为含矿岩系, 上部为栖霞组(P<sub>1</sub>q)灰岩及泥质灰岩, 二叠系上统为生

物灰岩及煤系(贵州省地质局,1987)。

该区铝土矿赋存于下二叠统梁山组( $P_1l$ ),上覆下二叠统栖霞组( $P_1q$ )燧石条带灰岩并整合接触,下伏上泥盆统香炉山组( $D_3x$ )细晶白云岩,呈假整合接触,缺失中、下泥盆统、上石炭统(图 2)。表明在含矿地层形成之前,存在长期的沉积间断成矿过程;而古风化剥蚀作用正是铝土矿形成的前提条件。在矿区,大风洞向斜构造的轴向与区域上的北东走向构造线基本一致,向斜两翼出露赋矿地层,并控制富矿体的空间产出位置(图 1b)。

## 2 矿床地质特征

由于含矿岩系及其基底和上覆盖层受区域沉积环境的控制(图 1c),黔东南的铝土矿分布被限定在福泉—黄平—凯里三角区域,目前已经初步勘查矿区主要有黄家寨、黄猫寨、铁厂沟、鱼洞、小坝和苦李井(图 1b)。他们的含矿岩系( $P_1l$ )组成、基底( $D_3x$ )和上覆地层( $P_1q$ )特征一致(图 2a, b),只是在不同位置其矿化厚度有一定变化。如苦李井矿区含矿岩系层位产状平缓,矿化厚度在平面上变化较小(图 3a),出露面积较大。在黄家寨矿区矿体最厚 20 m,

最薄处仅几米(图 3b)。层状矿化体在平面上的厚度急剧变化表明,矿体的厚度受局部古地理条件的控制,漏斗状产出形态十分明显。

### 2.1 含矿岩系物质组成结构特点

#### 2.1.1 苦李井矿区含矿岩系

东经  $107^{\circ}46'27''$ ,北纬  $26^{\circ}42'02''$ 。主要断裂构造线由北东—南西向,区域构造呈断块状(图 1),地层倾向  $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ ,倾角  $2^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 。矿体空间分布受含矿地层产状控制。含矿岩系——下二叠统梁山组( $P_1l$ )主要由铝土质页岩夹铝土质石英碎屑砂岩、铝土质页岩夹铝土岩及煤层组成(图 2a),矿物组成含水铝石、高岭石、菱铁矿、赤铁矿和黄铁矿,产小型腕足类及植物碎片。其中具豆状构造的杂色铝土岩(富含植物茎)的岩性表现明显,层位及厚度较稳定,可作为区内成矿标志层。

含矿岩系下部为含铁岩段,由粘土页岩、铝土质页岩夹结核状菱铁矿层组成,厚度约 4.5 m。矿石矿物主要是菱铁矿,其次有绿泥石;伴生矿物有黄铁矿、石膏和含水高岭石。菱铁矿以结核状、小透镜状产出为主,并被包裹于铝土页岩中,集合体长度在 0.2~1 m 之间(图 2a)。出露地表为一薄层(厚约 0.1 m)蜂

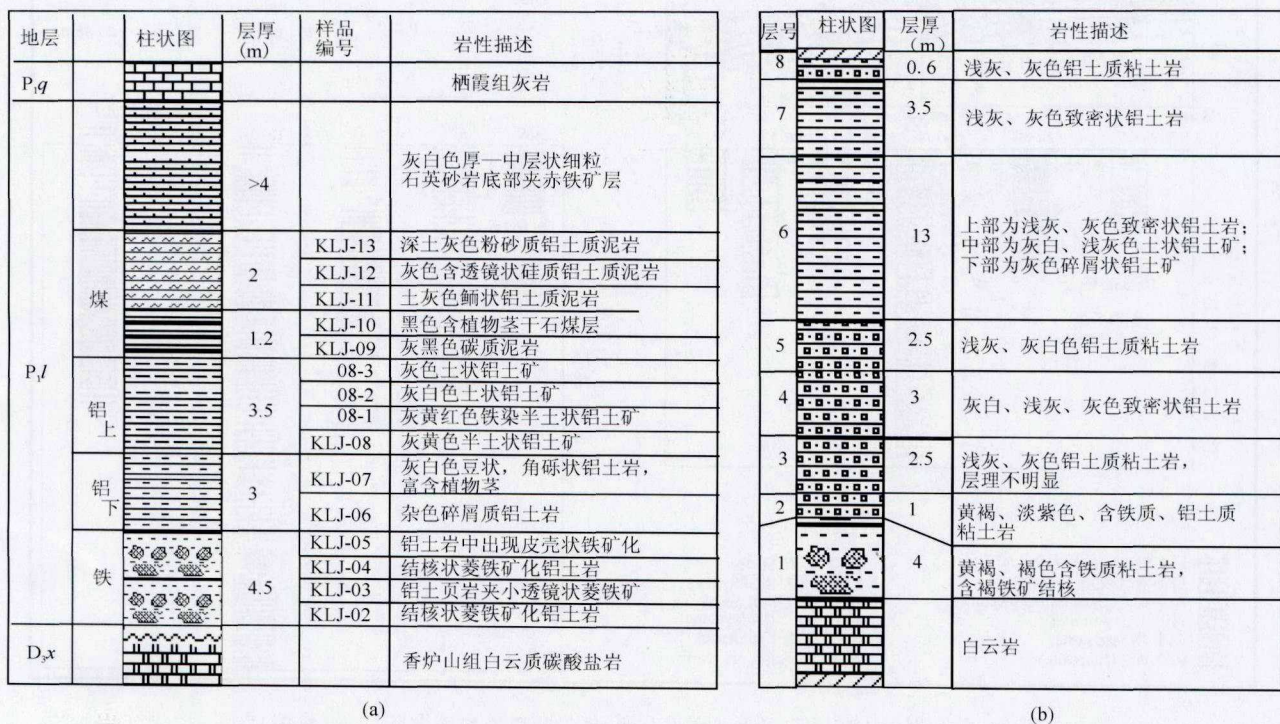


图 2 黔东南苦李井铝土矿区和王家寨矿区含矿岩系地层柱状图(本文野外实测,2011)

Fig. 2 Stratigraphic column of ore-hosted strata for the Kulijing bauxite in Guizhou Province (actual measurement in field, 2011)

(a)—苦李井矿区含矿岩系地层柱状图;(b)—王家寨矿区含矿岩系地层柱状图

(a)—Column map of Kulijing bauxite prospect;(b)—column map of Wangjiashai bauxite prospect

窝状、皮壳状褐铁矿,该层位为现代地表氧化带后期蚀变产物,其地球化学特征与原生的铝土矿体有较大出入,特别是 REE 因后期的物质的加入,出现异常高值。中部为含铝岩段,由铝土岩、铝土页岩夹碎屑岩以及豆鲕状、半土状、土状、致密块状铝土矿组成,厚度约 6.5 m;按矿体的结构构造又可分两层,下层为杂色碎屑质铝土岩,碎屑岩经过古表生风化后富铝脱硅,仍残留部分碎屑结构,风化形成的孔洞出现铁矿化;上层为灰白色铝土页岩夹豆状或土状铝土矿,铝土质纯,结构单一,为典型的沉积型铝土矿(图 2a,b)。岩组上部为含煤岩段,由碳质页岩夹煤层组成,煤层厚约 1.2 m,层位稳定,无夹石。底板为铝质页岩,顶板为含透镜状硅质粉砂质铝土质泥岩。煤岩为亮煤质暗煤型烟煤(图 2a)。

岩组顶板为下二叠统栖霞组(P<sub>1</sub>q)燧石条带灰岩整合接触;底板为上泥盆统香炉山组(D<sub>3</sub>x)细晶白云岩假整合接触,接触带常见 10~50 cm 角砾状白云质灰岩,顶面起伏不平,具古岩溶侵蚀特征(图 2a,b)。从区域综合资料(贵州省地质调查院,2010)分析,赋矿地层在黔东南地区几乎都呈现明显的“上

煤—中铝—下铁”3层结构,即梁山组下部发育铝质页岩层夹菱铁矿结核,中部由含铝岩组夹多层豆状或土状铝土矿组成,上部由碳质页岩、砂岩夹煤层组成。上述分层结构特点在苦李井铝土矿区表现明显(图 2a,图 3a)。

2.1.2 黄家寨矿区含矿岩系

含铝岩系主要由铝质粘土岩和铝土矿等组成,其上部的碳质页岩、煤层及砂岩层被地表剥蚀。按岩性自下而上依次细分为 8 个小层(图 2 b)。①褐黄、褐色含铁质粘土岩,可见大小不等的皮壳状褐铁矿结核。厚度 0.20~3.40 m;②黄褐、浅紫红色含铁质、铝土质粘土岩,厚度 0.50~0.90 m;③浅灰、灰色铝土质粘土岩,不显层理,厚度 0.40~1.76 m;④灰白、浅灰、灰色致密状铝土岩,厚度 0.30~1.85 m;⑤灰白、浅灰色铝质粘土岩,厚度 0.84~1.40 m;⑥上部为浅灰、灰色致密状铝土矿,中部为灰白、浅灰色土状铝土矿,下部为灰色碎屑状铝土矿,厚度 0.00~22.95 m;⑦灰白、浅灰、灰色致密状铝土岩,厚度 1.30~2.43 m;⑧浅灰、灰色铝土质粘土岩,厚度 0.30~0.57 m;上覆梁山组第二段—含煤岩系

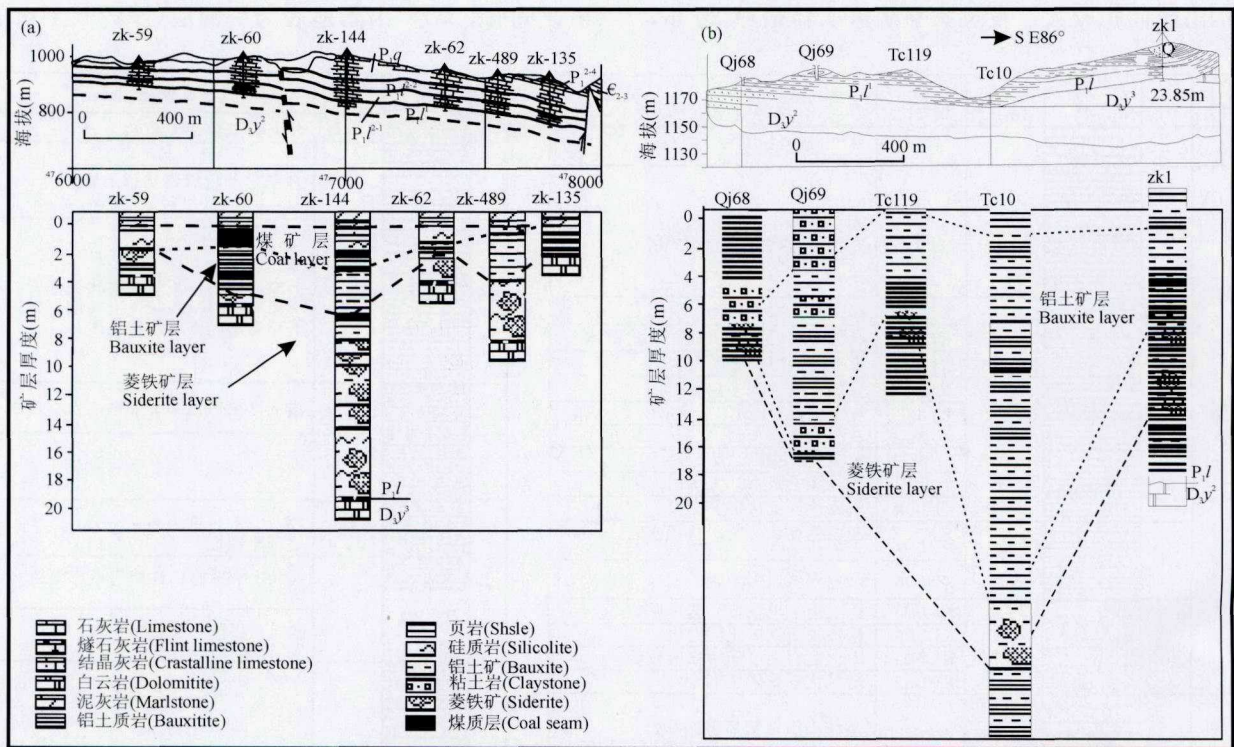


图 3 黔东南铝土矿区勘探线剖面示意图(据贵州苗岭地质大队,1960 修编)<sup>①</sup>

Fig. 3 Prospecting line profile map of the Kulijing bauxite in Guizhou Province (after Geological Team of Miaoling, 1960)<sup>①</sup>

(a) —苦李井矿区 0 号勘探线剖面示意图; (b) —黄家寨矿区玉宝坡矿段 18 号勘探线示意图

(a) —Prospecting No. 0 line profile map of the Kulijing project; (b) —prospecting No. 18 line profile map of the Huangjiazhai project (Yubaopo district)

( $P_2l^2$ ), 下伏基底泥盆系白云岩( $D_3x$ )。

## 2.2 矿床特征

### 2.2.1 王家寨矿区矿床特征

铝土矿产于下二叠统梁山组含铝岩系中下部, 矿体呈层状、透镜状、漏斗状等形态产出, 其产状受下伏基底白云岩的岩溶不整合面控制, 因此, 矿体空间分布在平面上大致呈近南北向和北北西至北西向展布, 纵向上矿体呈层状、透镜状、漏斗状等形态产出, 矿体厚度变化取决于古岩溶面的凹凸变化, 厚而富的矿体存在于古岩溶的凹陷地带; 相反, 在古岩溶面相对凸起的高地处, 整个含铝岩系变薄, 致使矿体连续性差甚至无矿, 且有矿也较贫。如玉宝坡矿段是王家寨铝土矿的主要矿段, 矿体规模大小不一, 多呈透镜状或似层状。在探槽 TC10 处矿体厚度急剧增厚, 呈现明显的漏斗状特点(图 3b)。

分布于含矿岩系中部的铝土矿颜色呈浅灰至灰色、灰白色、褐黄色、淡黄绿色等(图 4)。矿物成分以一水硬铝石为主, 高岭石、水云母次之, 其余矿物含量均为少量—微量, 常见重矿物有电气石、金红石、榍石、锐钛矿、白铁矿、锆石、针铁矿、黄铁矿等。化学组分特征具有高铝、中—低硅、低铁的基本特征。

铝土矿的主要化学成分有  $Al_2O_3$ 、 $SiO_2$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  与  $SiO_2$  负相关,  $Fe_2O_3$  与  $TiO_2$  正相关, 含少量  $K_2O$ 、 $Na_2O$ 、 $CaO$ 、 $MgO$ 、 $S$ 、 $P$  等, 含有用稀有元素 Ga。矿区平均品位:  $Al_2O_3$  67.43%、 $SiO_2$  10.49%、 $Fe_2O_3$  2.73%、 $TiO_2$  2.89%,  $Al/Si$  比值 6.4。

矿石结构主要有泥—粉晶结构、碎屑结构、砂砾屑结构及鲕粒结构等。泥—粉晶结构主要由泥—粉晶的一水硬铝石及少量高岭石组成, 粒度 0.008~0.33 mm 范围, 同时伴有少量高岭石、一水软铝石、三水铝石、绢云母、石英等矿物。碎屑结构由泥—粉晶的一水硬铝石组成, 碎屑粒度一般为 0.048~0.96×1.195 mm, 形态多以半浑圆状、次棱角状为主, 杂乱分布, 粘土矿物充填。砂砾屑结构由泥—粉晶的一水硬铝石组成。砂屑呈浑圆状, 粒径一般在 0.064~0.494 mm 范围内, 砾屑呈椭圆状、拉长状或不规则状, 粒径一般在 0.1~17 mm 之间, 大部分砂砾屑由几到几十颗砂屑、鲕粒组成, 部分砾屑由粘土矿物(高岭石)及少量粉砂组成, 砂、砾屑除部分略带棕褐色调外, 大部分为浅灰白色。鲕粒结构可由单矿物或多矿物组成, 呈圆状、椭圆状, 粒径一般在 0.05~0.25 mm 之间, 具有清楚的同心纹, 鲕粒一般具有定向分布的特点。

矿石构造主要为致密状构造、网纹状构造、层纹

构造及碎裂构造。致密状构造由泥晶—水硬铝石等矿物组成, 伴有少量一水软铝石、三水铝石、高岭石等, 结构致密, 矿物颗粒细小分布均匀, 不显层纹, 具有贝壳状断口。网纹状构造由隐晶质—水硬铝石呈网纹状分布, 由于网纹状的分枝复合, 使泥晶—水硬铝石被分割成不同形状的瘤状、透镜状以及砾屑状体, 从而构成网纹状构造。层纹状构造由泥晶质—水硬铝、一水软铝石组成的粒屑具有顺层分布的特点, 又因有机质在岩石中的相对层间富集而形成层纹状构造。碎裂构造由构造碎裂缝中被后期粘土矿物充填, 从而使碎裂带岩石具有碎裂构造。

按矿石结构特征, 可分为致密状矿石(图 4b)、碎屑状矿石(图 4c)和土状矿石(图 4a)3 种自然类型。致密状矿石为灰、灰白色(含铁较高时呈粉红色), 矿石具有滑感且呈贝壳状断口, 镜下为泥晶结构、砂—砾屑结构和显微层状结构, 矿物成分以一水硬铝石和高岭石为主, 化学成分  $Al_2O_3$  52.18%~77.71%、 $SiO_2$  1.68%~24.94%、 $Fe_2O_3$  0.67%~10.12%、 $TiO_2$  1%~3%, 矿石常产于矿层顶、底部位。碎屑状矿石为浅灰、灰白、灰黄色等, 据碎屑粒度不同可分为砾屑、砂屑、粉屑, 矿物成分以一水硬铝石和高岭石为主, 化学成分  $Al_2O_3$  53.21%~77.30%、 $SiO_2$  1.71%~7.57%、 $Fe_2O_3$  1.50%~2.76%、 $TiO_2$  2.76%~3.48%, 该类型矿石与致密状、土状矿石呈渐变过渡关系且多赋存于矿层中部。土状矿石为浅灰白、灰白或灰黄色等, 表面粗糙且吸水性, 泥晶—粉晶结构, 土状构造, 矿物成分以一水硬铝石为主(约占 75%), 化学成分  $Al_2O_3$  58%~75%、 $SiO_2$  1.5%~15%、 $Fe_2O_3$  1.0%~2.5%、 $TiO_2$  1.56%~3.2%,  $Al/Si$  比值一般大于 7, 该类型矿石赋存于矿层中部。铝土矿中镓含量 0.0065%~0.0159%, 平均 0.011397%, 已达到工业品位要求。

铝土矿直接顶板为铝土岩、粘土岩, 顶板在区域上较稳定, 间接顶板为二叠系栖霞组( $P_2q$ )灰、深灰色厚层状含燧石及硅质岩团块泥晶灰岩。铝土矿直接底板为含铁粘土岩、铝土质页岩、铝土岩等, 岩性变化大, 但是均以含铁较高为特征。间接底板为泥盆系( $D_3x$ )厚层状碎屑白云岩、细晶白云岩、深灰色厚层泥晶灰岩等。

铝土矿层的直接底板由铝土质页岩包裹菱铁矿结核构成, 绝大部分菱铁矿已氧化成褐铁矿(图 4e)。铁质层厚 12 cm 至 2.8 m 左右, 一般厚 0.15~0.70 m, 层位分布稳定。TFe 品位 10.90%~



图4 贵州苦李井铝土矿矿石结构构造图(照片中刻度单位:cm)

Fig. 4 The bauxite mineral structure diagram in Kulijing deposit, Guizhou Province (photograph ruling unit: cm)

(a)—土状铝土矿; (b)—胶状铝土矿; (c)—碎屑状铝土矿; (d)—豆鲕状铝土矿; (e)—结核状菱铁矿; (f)—砾状铝土矿;

(g)—含矿岩系上部粉砂岩夹煤层; (h)—层状铝土岩

(a)—Earthy bauxite; (b)—colloidal bauxite; (c)—fragmental bauxite; (d)—bean and oitic bauxite; (e)—concretion of siderite; (f)—gravel bauxite; (g)—the upper part of ore-hosted strata consist of siltstone interbedded with coal seam; (h)—stratiform bauxite

49.44%, S 0.02%~0.37%, P 0.03%~0.071%, 为高硫低磷型矿石。

矿区含矿岩系局部残存煤层(图 4g), 含煤层厚 0.4~3 m, 呈透镜状、似层状产出, 层位较为稳定。近地表的煤层氧化程度较高, 煤呈暗褐色、质脆、光泽差, 煤化程度低。该层位大部分已经被现代夷平面剥蚀。

### 2.2.2 苦李井矿区

矿体主要产于梁山组中段的含铝岩系中, 一般为单层产出, 与地层产状一致, 走向北东, 倾南西, 倾角 5°~10°左右。呈似层状或透镜状, 矿体与围岩界线明显。矿体呈北东向零散分布, 规模较小, 经地表工程控制, 圈定了 32 个大小不等的矿体, 矿体规模大小不一, 一般规模较小, 最大的矿体分布面积 60800 m<sup>2</sup>, 矿体厚度 1.10 m, 最小的矿体分布面积 40 m<sup>2</sup>, 矿体厚度 0.94 m, 矿体平均厚度 3.67 m, 平均品位 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 67.96%, SiO<sub>2</sub> 7.8%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6.49%, 铝硅比值 8.71。

铝土矿石颜色呈灰白色、浅灰至灰色、淡黄绿色等(图 4), 矿石结构为粒状结构、半自形—自形结构、隐晶、微晶结构、胶状结构、豆鲕状结构、碎屑状结构等。矿石构造主要有块状(图 4h)、层纹状、孔隙状、土状构造(图 4a)及少量的斑状构造。矿物组成主要为一水硬铝石、一水软铝石、三水铝石, 其他矿物主要为高岭石、水云母、鳞绿泥石, 重砂矿物有菱铁矿、赤铁矿、黄铁矿、锆石、金红石等。

铝土矿中化学组分主要为 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 其次为 SiO<sub>2</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 含少量 TiO<sub>2</sub>、CaO、MgO、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O、S、P, 含有用稀有元素 Ga。在不同的矿石自然类型中, 各种主要矿物成分含量各不相同。豆鲕状铝土矿: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 55%~65%, SiO<sub>2</sub> 含量 7%~15%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 5%~16%, 铝硅比值 4~7。碎屑状铝土矿: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 58%~68%, SiO<sub>2</sub> 含量 3%~15%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 6%~18%, 铝硅比值 5~8。致密状铝土矿: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 45%~65%, SiO<sub>2</sub> 含量 10%~20%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 1.48%~3.32%, 铝硅比值 5.86~2.23。土状铝土矿: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 68%~75%, SiO<sub>2</sub> 含量 1%~8%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 2.95%~3.60%, 铝硅比值大于 10。其他伴生元素平均含量为 TiO<sub>2</sub> 2.26%、CaO 0.044%、MgO 0.126%、K<sub>2</sub>O 0.185%、Na<sub>2</sub>O 0.13%、S 0.057%、Ga 0.0096%。

矿石工业类型有两种, 即一水硬铝石低铁铝土矿和一水硬铝石高铁铝土矿, 无论是低铁型或高铁型铝土矿石, 其硫含量均低(0.06%)。矿石的自然

类型有豆鲕状(图 4d)、碎屑状(图 4c)、致密状(图 4b)、土状(图 4a)4 种, 以豆鲕状矿石为主, 次为碎屑状矿石、致密状矿石及土状矿石。各类型的矿石在矿体中的分布不一, 一般豆鲕状矿石分布于矿体厚大部位和矿体中部, 碎屑状矿石一般分布在矿体顶部, 致密块状矿石分布在土状、半土状铝土矿的边缘和矿体顶底部。以土状、半土状矿石质量最好, 致密状矿石则较差。

铝土矿直接顶板以铝土岩为主, 其次为粘土岩、碳质粘土岩, 间接顶板为栖霞组灰岩、泥灰岩。铝土矿直接底板以铝土岩、铁质粘土岩为主, 间接底板为泥盆系中厚层状白云岩。主要共(伴)生矿产有: 铁矿、煤矿和镓矿。镓(Ga)矿伴生于铝土矿中, 鱼洞矿段镓(Ga)最高含量为 0.012%, 最低含量 0.0056%, 平均含量 0.0095%; 苦李井矿段镓(Ga)含量最高为 0.012%, 最低 0.0072%, 平均含量 0.0096%, 全区镓(Ga)平均含量为 0.00952%。

### 2.2.3 鱼洞矿区

铝土矿体主要产于梁山组中段的含铝岩系, 一般为单层产出, 与地层产状一致, 走向北东, 倾南西, 倾角 5°~10°左右。呈似层状或透镜状, 矿体与围岩界线明显。矿体最大厚度 4.30 m, 矿体最小厚度 0.95 m, 矿体平均厚度 2.16 m。矿石品位 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 54.37%~69.06%, 平均 61.72%; SiO<sub>2</sub> 9.26%~20.13%, 平均 17.95%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.61%~17.98%, 平均 5.66%。

铝土矿石呈灰白色、浅灰至灰色、淡黄绿色等。矿石结构为半自形—自形结构, 隐晶、微晶结构、胶状结构, 豆鲕状结构, 碎屑状结构等。矿石构造主要有块状、层纹状、孔隙状、土状构造及少量的斑状构造。常见有用矿物组成主要为一水硬铝石、一水软铝石、三水铝石, 其他矿物主要为高岭石、水云母、鳞绿泥石, 重砂矿物有菱铁矿、赤铁矿、黄铁矿、锆石、金红石等。

铝土矿中化学组分主要为 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 其次为 SiO<sub>2</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 含少量 TiO<sub>2</sub>、CaO、MgO、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O、S、Ga、P, 伴生稀有元素 Ga。矿石自然类型有豆鲕状、碎屑状、致密状、土状 4 种(图 4)。不同的矿石类型的主要矿物成分含量各不相同。豆鲕状铝土矿 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 55%~65%, SiO<sub>2</sub> 含量 7%~15%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 5%~16%, 铝硅比值 4~7。碎屑状铝土矿 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 58%~68%, SiO<sub>2</sub> 含量 3%~15%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 6%~18%, 铝硅比值 5~8。致密状铝土矿 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 45%~65%, SiO<sub>2</sub> 含量 10%~20%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 1.48%~

3.32%，铝硅比值 5.86~2.23。土状铝土矿  $Al_2O_3$  含量 68%~75%， $SiO_2$  含量 1%~8%， $Fe_2O_3$  含量 2.95%~3.60%，铝硅比值大于 10。各伴生元素平均含量  $TiO_2$  2.26%、 $CaO$  0.044%、 $MgO$  0.126%、 $K_2O$  0.185%、 $Na_2O$  0.13%、 $S$  0.057%、 $Ga$  0.0096%。

矿石工业类型有两种，即一水硬铝石低铁铝土矿及一水硬铝石高铁铝土矿，无论是低铁型或高铁型铝土矿石，其硫含量均低(0.06%)。矿石的自然类型以豆鲕状矿石为主，次为碎屑状矿石、致密状矿石及土状矿石。豆鲕状矿石分布于矿体厚大部位和矿体中部，碎屑状矿石一般分布在矿体顶部，致密状矿石分布在土状、半土状铝土矿的边缘和矿体顶底部。土状、半土状矿石质量较好，致密状矿石则较差。

铝土矿直接顶板以铝土岩、碳质粘土岩为主，其次为粘土岩，间接顶板为栖霞组灰岩、泥灰岩。直接底板以铝土岩、铁质粘土岩为主，间接顶板为泥盆系中厚层状白云岩。主要共(伴)生矿产有铁矿、煤矿和镓矿。镓(Ga)矿伴生于铝土矿中，最高含量为 0.012%，最低含量 0.0056%，平均含量 0.0095%。

### 3 含矿岩系地球化学特征

本文以苦李井矿区作为工作重点描述。实验样品采集于下二叠统梁山组(P<sub>1</sub>l)，实测剖面位于凯里市大风洞乡苦李井铝土矿点(图 1)，自下而上按不同岩性的层位共采 15 个矿石样品(按岩性变化取样品)(图 2a)。对所采样品进行了全岩的主微量分析，在广州澳实矿物实验室完成。全岩的主量元素采用的是 XRF 分析法，使用仪器 ME-XRF06。微量元素以 ICP-MS 测定，使用的仪器是 ME-MS81 型电感耦合等离子质谱计。分析结果列于表 1。

15 件样品的矿石成分： $Al_2O_3$  为 39.1%~80.1%，平均 62.94%； $SiO_2$  1.07%~17.05%，平均 12.39%； $Fe_2O_3$  0.54%~24.8%，平均 6.75%； $TiO_2$  为 1.87%~3.92%，平均 2.714%；为以低铁铝土矿为主，有少量的中、高铁铝土矿。矿石中钙碱性和碱性元素变化不大，均处于较低的范围。

在铝土矿化过程中， $Al_2O_3$ 、 $ZrO_2$ 、 $TiO_2$  等主量元素被认为是稳定元素；图 5 可以看出  $Al_2O_3$ 、 $ZrO_2$ 、 $TiO_2$  之间均呈现正相关关系；通常稳定元素的正相关性越好，说明其母岩的一致性越好(Mordberg, 1996; Hill et al., 2000; Temur, 2006)。因此苦李井铝土矿虽然存在“煤-铝-铁结构”，但这种结构的形成并不是物源的明显变化引起的。

将连续采样的 15 件样品的  $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $Fe_2O_3$

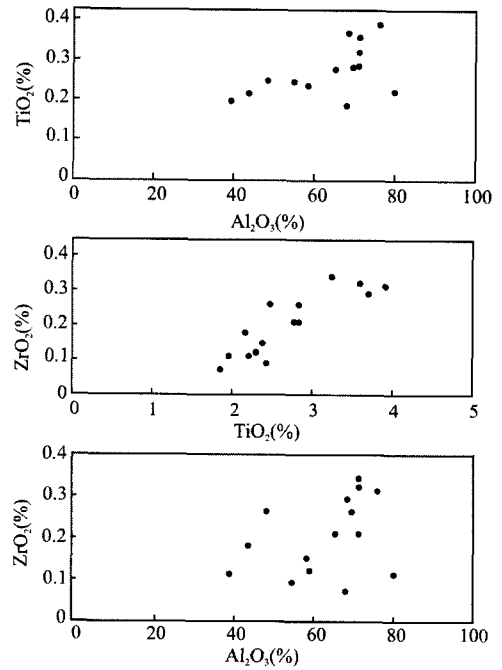


图 5 贵州苦李井铝土矿  $Al_2O_3$ - $ZrO_2$ - $TiO_2$  两两之间相关图

Fig. 5 Binary diagrams showing the correlations between  $Al_2O_3$  vs.  $TiO_2$  and  $Al_2O_3$  vs.  $ZrO_2$  and  $ZrO_2$  vs.  $TiO_2$  of the Kulijing bauxite

含量按照剖面从下到上进行对比分析， $Al_2O_3$  和  $SiO_2$  在整个剖面上表现出明显的此消彼长关系；在下铁一中铝段， $Al_2O_3$  和  $Fe_2O_3$  也有较明显的负相关性， $Fe_2O_3$  和  $SiO_2$  则出现一定的正相关性(图 6)。

铝土矿中一些微量元素出现了一定程度地富

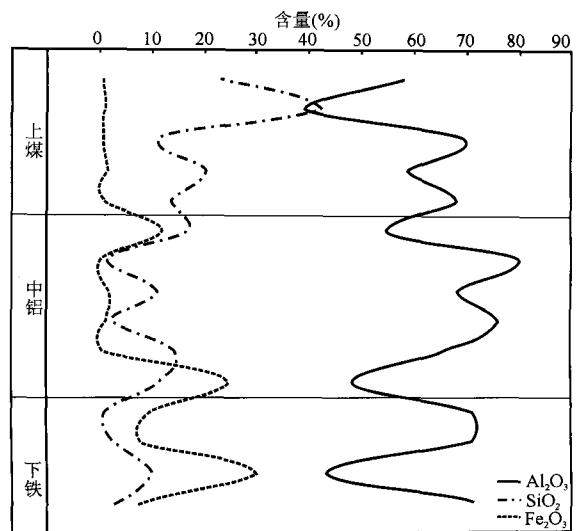


图 6 苦李井铝土矿  $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $Fe_2O_3$  联合剖面  
Fig. 6 The composite profile of  $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $Fe_2O_3$  for the Kulijing bauxite



表 1 苦李井铝土矿的主量(%)、微量元素( $\times 10^{-6}$ )含量Table 1 Major (%), trace and rare earth ( $\times 10^{-6}$ ) elements compositions of bauxite samples from the Kulijing bauxite

样号	KLJ-02	KLJ-03	KLJ-04	KLJ-05	KLJ-06	KLJ-07	KLJ-08	08-1	08-2	08-3	KLJ-09	KLJ-10	KLJ-11	KLJ-12	KLJ-13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	71.4	43.5	71.1	71.1	48.3	65.5	76.1	68.3	80.1	54.8	68.0	59.0	69.6	39.1	58.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	6.97	30.2	8.13	9.57	24.8	0.92	1.34	1.82	0.54	12.1	0.72	1.60	0.61	1.11	0.84
K <sub>2</sub> O	0.01	<0.01	0.05	0.01	<0.01	0.02	0.01	0.02	0.06	<0.01	0.34	0.97	0.07	0.02	0.27
MgO	0.08	0.69	0.08	0.08	1.36	0.07	0.07	0.07	0.19	0.09	0.39	1.08	0.16	0.1	0.38
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.06	0.03	0.02	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.07	0.05	0.07	0.03	0.03	0.05	0.10	0.10	0.09	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.37	0.25	0.38	0.37	0.34	0.11	0.10	0.03	0.04	0.06	0.10	0.09	0.23	0.97	0.22
SiO <sub>2</sub>	2.68	9.98	3.03	1.07	11.3	14.55	2.56	11.1	1.4	17.05	13.75	20.5	11.3	42.4	23.2
TiO <sub>2</sub>	3.59	2.16	2.84	3.23	2.48	2.78	3.92	3.7	2.2	2.44	1.87	2.31	2.83	1.97	2.39
ZrO <sub>2</sub>	0.32	0.18	0.21	0.34	0.26	0.21	0.31	0.29	0.11	0.09	0.07	0.12	0.26	0.11	0.15
LOI	14.33	12.8	13.95	13.94	10.94	15.61	15.35	14.43	15.1	13.12	14.58	14.16	14.76	14.02	14.24
Ba	37.2	46.8	18.1	12.8	9.2	13	12.6	13	22.2	9.6	19.3	31	11.8	14.5	10.5
Co	4.8	7.6	2.7	1.2	4.1	2	1.6	2.1	0.7	1.6	0.7	2.5	2	4.5	1.1
Cr	710	470	330	460	530	480	720	310	310	240	290	310	510	460	350
Cs	0.13	0.06	0.14	0.06	0.07	0.19	0.18	0.14	0.2	0.05	0.97	2.7	0.23	0.35	0.83
Ga	164	95.6	96.6	124.5	92.9	98.5	126.5	84.9	195.5	67.9	67.1	66.3	104	43.6	62.6
Hf	62.6	32.4	38.1	62.2	47.4	54.1	70.2	62.4	24.6	18.2	16.7	24.5	56.1	23.8	32.3
Nb	78.3	47.6	63.2	70	57.3	60.3	87.1	82	46.4	53.1	41	51.2	62.5	43.6	51.9
Rb	1	0.7	2.1	0.9	0.9	1.8	1.4	1.4	1.7	0.8	7	18	2.2	1.4	6.1
Sr	88.7	37.3	150.5	221	42.4	97.2	137.5	247	206	243	49.2	102.5	101	111.5	31
Ta	6.4	4.1	5.1	5.9	4.6	5	7.1	6.7	4	4.4	3.6	4.3	5.1	3.7	4.3
Th	133.5	72.1	61.5	101	89.1	87.8	117.5	62.3	51.5	49.1	73.6	87.6	92	84.1	74.5
U	12.5	7.5	9.51	12.5	9.76	13.9	15.85	13.2	9.97	9.05	13.15	13.55	14.7	9.23	12.9
V	458	337	277	392	541	493	635	295	372	234	389	352	509	599	342
W	13	7	9	10	9	9	14	10	8	8	8	13	9	7	22
Zr	2390	1230	1470	2430	1870	2030	2710	2420	906	671	581	889	2160	862	1220
Ni	5	38	10	8	29	14	6	15	9	23	17	41	15	43	17
La	16.5	10.8	31.6	29.9	9.8	21.1	9.4	38.8	59.7	53.9	19.6	34.5	18.8	38.9	7.2
Ce	38.7	15.7	65	68.9	23.1	48.1	24.8	104.5	102	275	45.2	141	50	117.5	16.4
Pr	3.02	1.72	5.19	6.06	1.98	5.28	2.33	8.83	10.6	10.8	4.78	16.35	5.26	8.85	1.91
Nd	11	5.7	19.1	24.4	6.5	19.2	8.9	28.4	36	32	15.7	49.8	19.4	31	7.4
Sm	4.44	1.97	6.61	9.11	2.04	5.65	2.78	5.36	7.11	6.05	3.49	6.84	5.64	7.31	2.77
Eu	1.36	0.63	1.69	2.25	0.6	1.3	0.76	1.35	1.55	1.1	0.78	1.12	1.31	1.52	0.77
Gd	7.81	4.18	8.05	10.3	3.7	6.84	4.65	7.24	7.54	4.04	4.22	5.4	6.89	6.73	4.55
Tb	1.94	1.2	1.72	2.11	1.05	1.73	1.16	1.76	1.51	0.99	1.26	1.48	1.75	1.24	1.28
Dy	11.9	6.89	9.79	11.6	6.01	10.15	7.38	10.1	8.27	5.42	7.15	9.24	10.4	6.1	7.43
Ho	2.9	1.71	2.31	2.72	1.57	2.46	1.91	2.54	1.93	1.31	1.73	2.33	2.5	1.44	1.82
Er	9.52	5.44	7.67	8.89	5.39	8.23	6.87	8.53	6.07	4.38	5.65	8.17	8.41	4.55	5.81
Tm	1.55	0.83	1.2	1.43	0.92	1.34	1.16	1.38	0.92	0.75	0.91	1.38	1.37	0.73	0.91
Yb	11.4	5.87	8.76	10.4	6.81	9.86	8.72	10.35	6.66	5.7	6.46	10.45	10.2	5.23	6.65
Lu	1.68	0.87	1.29	1.57	1.04	1.45	1.33	1.58	0.92	0.79	0.9	1.49	1.47	0.77	0.95
Y	76.8	47.1	61.9	76.8	46.5	64.1	60.5	76.7	55.5	36.4	39.8	50.3	67	38.8	48.1
ΣREE	200.52	110.61	231.88	266.44	117.01	206.79	142.65	307.42	306.28	438.63	157.63	339.85	210.4	270.67	113.95
ΣLREE	75.02	36.52	129.19	140.62	44.02	100.63	48.97	187.24	216.96	378.85	89.55	249.61	100.41	205.08	36.45
ΣHREE	125.5	74.09	102.69	125.82	72.99	106.16	93.68	120.18	89.32	59.78	68.08	90.24	109.99	65.59	77.5
ΣLREE/ΣHREE	0.60	0.49	1.26	1.12	0.60	0.95	0.52	1.56	2.43	6.34	1.32	2.77	0.91	3.13	0.47
Ce/Ce*	0.72	0.62	0.64	0.68	0.57	0.55	0.58	0.54	0.45	0.68	0.36	0.38	0.37	0.42	0.27
Eu/Eu*	4.92	4.74	4.86	4.80	4.59	4.84	4.81	4.89	4.55	4.79	4.70	4.81	4.71	4.78	4.85

注: Ce/Ce\* = (2Ce/CeNASC)/(La/LaNASC+Pr/PrNASC), Eu/Eu\* = (2Eu/EuNASC)/(Sm/SmNASC+Gd/GdNASC)。

集,特别是 Ga、Cr、V 平均含量分别达到了  $99.37 \times 10^{-6}$ 、 $432 \times 10^{-6}$ 、 $415 \times 10^{-6}$ 。而在风化作用中被视

为稳定元素的高场强元素(HFSE)不仅具有相似的地球化学行为,而且在铝土矿化过程中表现出强烈

富集。主量元素中的稳定元素因其较容易受矿物组合等的影响,因此对物源的示踪作用不如微量元素的稳定元素效果好。Nb、Ta、Zr、Hf、Cr、Ni 等被广泛用来示踪铝土矿的母岩(MacLean et al., 1997; Liu et al., 2010)。

本文使用了 Nb-Ta、Zr-Hf 以及 lgCr-lgNi 对苦李井铝土矿的物源进行分析。Nb-Ta 和 Zr-Hf 均表现出极高的正相关关系,相关系数  $r^2$  分别为 0.9963、0.9988(图 7);而按照前人对铝土矿 lgCr-lgNi 分布的划分(Schroll et al., 1968),研究区投点较集中,但并不属于某一特定的典型铝土矿类型(图 8)。从地质背景得知,该区缺失中、下泥盆统和上石炭统,表明其经过长期的风化剥蚀。从 lgCr-lgNi 图上看,投点区比较靠近碳酸盐岩、砂岩和碱性岩浆岩;加上从剖面下部观察到未完全铝土化的残留石英碎屑岩;因此推测,该铝土矿很可能是当时地表大量风化剥蚀搬运后形成的碎屑岩、泥页岩(各类母岩已经过了充分均一化),经过再风化、在长期多次的淋滤以及脱硅富铝作用后形成。

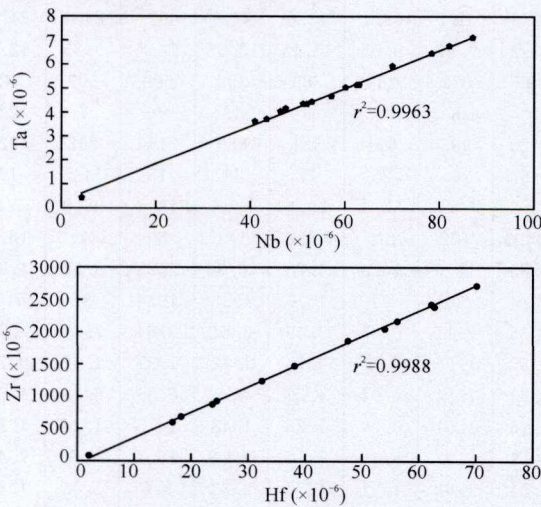


图 7 苦李井铝土矿岩石样品 Nb-Ta 和 Zr-Hf 相关图  
Fig. 7 Binary diagrams showing the correlation between Nb and Ta, Zr and Hf for the Kulijing bauxite deposit

所测样品的  $\Sigma\text{REE} = 110.61 \times 10^{-6} \sim 438.63 \times 10^{-6}$  (均值为  $228.048 \times 10^{-6}$ ),  $\Sigma\text{LREE} = 36.45 \times 10^{-6} \sim 378.85 \times 10^{-6}$  (均值为  $135.941 \times 10^{-6}$ ),  $\Sigma\text{HREE} = 59.78 \times 10^{-6} \sim 125.82 \times 10^{-6}$  (均值为  $92.107 \times 10^{-6}$ );  $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$  的平均值为 1.48。将 REE 各元素含量进行北美页岩标准化(Haskin et al., 1968),稀土配分模式表现出强烈的 LREE 亏损,而 HREE 较平坦,呈典型的左倾形式

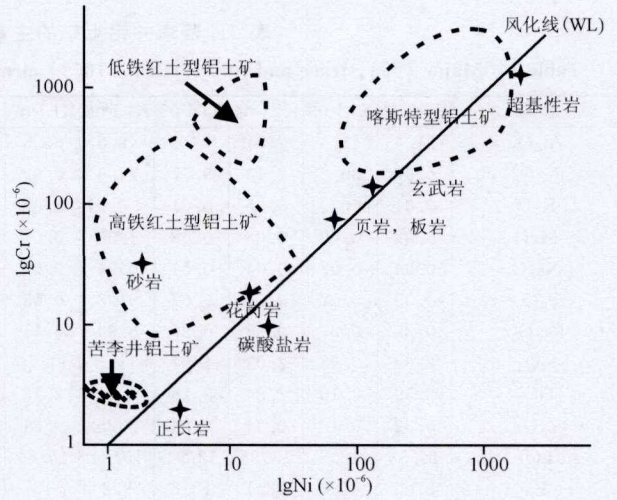


图 8 各类铝土矿和相关母岩的 Cr-Ni 分布图  
(据 Schroll et al., 1968)

Fig. 8 Plot of Ni vs. Cr concentration values for various types of bauxites in relation to various precursor rocks (after Schroll et al., 1968)

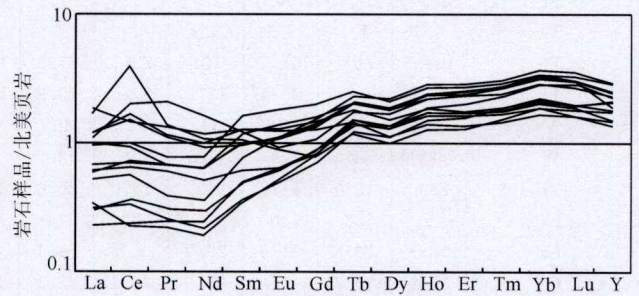


图 9 苦李井铝土矿北美页岩标准化后的 REE 配分型式  
Fig. 9 The North America shale standardization REE patterns of the bauxite rocks from Kulijing

(图 9)。Ce/Ce\* = 0.81~2.58(平均值为 1.229),即为较明显的 Ce 正异常;Eu/Eu\* = 1.02~0.80(平均值为 0.93),即 Eu 表现出轻微的负异常。

铝土矿通常都会表现出较明显的富集稀土元素(庾必阳等, 2007; Karadag et al., 2009; Wang et al., 2010)。该铝土矿 REE 尽管富集程度并不高,但是其稀土配分模式分析却对铝土矿的成矿过程有重要意义。在铝土矿的形成过程中,化学元素的富集和贫化规律不同于岩浆作用、变质作用和沉积过程,而与母岩强烈的风化淋滤作用密切相关;风化作用越强烈,那么铝土矿化程度越高(Mordberg et al., 2001)。在这个过程中,元素的活动性显得尤为重要。而对 REE 在各类岩石风化过程中地球化学行为的研究发现,HREE 较 LREE 优先被淋失迁移从而富集在风化剖面的下部(Cullers et al., 1973;

Nesbitt, 1979; Prudêncio et al., 1993; Ma et al., 2007)。因此本文分析认为,苦李井铝土矿是:风化剥蚀搬运到滨海低洼处沉积的碎屑颗粒,在其半成岩或成岩状态下,经过再次原地或近原地的风化剥蚀作用,HREE被优先迁移并在潜水作用向下运移后聚集造成。Ce的强烈正异常也是很好的佐证之一:在氧化条件下Ce被氧化呈 $Ce^{4+}$ 而与 $REE^{3+}$ 分离,在弱酸性条件下发生水解而滞留原地。

## 4 含矿岩系“煤-铝-铁结构”的形成

### 4.1 铝土矿形成过程中Si、Al、Fe元素分离机理

物理化学环境对铝土矿的矿物组合、造岩元素含量的多少具有非常重要的影响作用(Mordberg, 1996)。要分析Si、Al、Fe元素在铝土矿化过程中的分离机理,就不得不依靠这些元素的化学实验结果来进行探讨。

Al总是以3+价形式出现,它不经历像变价元素那样的氧化还原作用阶段,因此氧化还原电位对Al的地球化学行为几乎无影响(刘英俊, 1984)。然而,铝硅酸盐矿物的溶解度明显与pH值有关。实验证明,在强酸条件下( $pH < 4$ )铝矿物溶解成 $Al^{3+}$ 离子,而在强碱条件下( $pH > 10$ )被溶解成 $AlO_2$ (涂光炽, 1984)。事实上自然环境pH值通常范围为5~9,原生铝矿物在此范围是稳定的。因此,母岩在风化作用过程中,Al只是转化成为各种新矿物的组分之一,而不被水溶液所带走。

而在风化过程中, Si、Fe元素随pH值的变化其活性也会发生相应的变化。根据Si、Fe淋滤实验数据(北京大学地质系成岩成矿实验室, 1979): ①当 $pH > 8$ 时,  $SiO_2$ 的溶解迅速增加而Fe基本不溶解(Fe在 $pH > 5$ 溶解量极小), 这时原生铝硅酸盐矿物中的 $SiO_2$ 被迅速溶出带走而保留大部分Fe; 由于碱性环境中的 $CO_3^{2-}$ 难溶, 易与Fe离子结合形成菱铁矿。因此, 在苦李井铝土矿的下段出现了明显菱铁矿化的铝土岩。②当 $pH = 5 \sim 8$ 时,  $SiO_2$ 的溶解量是Fe的10~20倍, 这时Al呈稳定状态, 因此发生原生铝硅酸盐矿物中的 $SiO_2$ 被大量溶出而Fe被少量溶出, 致使大部分Fe与稳定的Al被残留。从图5中可见, 中部铝土矿段,  $SiO_2$ 有减少的趋势, 而 $Fe_2O_3$ 含量有轻微减少。③当 $pH < 5$ 时,  $SiO_2$ 和Fe的溶解度都相应升高, 且Fe的溶解较 $SiO_2$ 快得多, 这时原生铝硅酸盐矿物中的Fe被迅速溶出带走而保留部分 $SiO_2$ ; 因此上段的碳质页岩和煤层局部出现硅质页岩, 而 $Fe_2O_3$ 含量有明显的降低。而有机

质腐烂产酸为此环境提供了局部强酸环境的可能。

由此可以推测, 铝土矿形成过程中的去硅作用越强, 其风化环境越偏碱性, 去铁作用越强则风化环境越偏酸性, 去硅去铁都强时表明其风化环境经历了酸碱转换过程。“煤-铝-铁结构”是在强烈的酸碱转换过程中形成的, 而这种强烈的酸碱转换过程中, 有利于去硅去铁和铝的强烈富集。这些推断得到了地质事实的支持, 即原生铝硅酸盐矿物在表生风化作用过程中被水解成含水硅铝酸盐矿物(各种粘土), 然后在去硅去铁作用下, 最易形成三水铝石( $pH$ 值6~8), 亦即 $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ , 其在偏酸性条件下, 与水体中的硅酸( $Si(OH)_4$ )结合形成高岭石; 在偏碱性条件下与含K铝硅酸盐矿物结合形成水云母, 有铁存在时与其结合形成含铁铝硅酸盐矿物绿泥石(廖士范等, 1991)。若三水铝石被水体以胶态形式带入沉积地带, 则由于胶体的凝聚作用, 往往形成鲹状、豆状、结核状的铝土矿, 这种铝土矿也往往是Al/Si比较高且品位较富的优质矿石。

### 4.2 含矿岩系“煤-铝-铁”三层结构与沉积环境的关系

苦李井铝土矿区含矿岩系剖面和钻孔资料表明(图3), 下部的铝土页岩中含大量菱铁矿结核, 其分布密集处可以圈出工业矿体。矿体形态产状与下伏白云岩的古风化面密切相关, 而在非碳酸盐岩分布区少见菱铁矿化, 表明菱铁矿结核的形成作用除了受控于古地形地貌外, 与下伏基底的岩性有很大关联。可能的解释是, 铝土矿形成过程中溶解的Fe元素与基底易溶碳酸盐岩中的 $CO_3^{2-}$ 结合形成菱铁矿。这是一种偏酸性环境的化学作用, 此化学过程反过来又促进了铁铝硅酸盐矿物的进一步分解, 形成铝土页岩夹结核状菱铁矿层。该层无赤铁矿, 其沉积环境分析为海湾少氧的还原环境, 见大量绿泥石, 表明在岩石形成过程中有铁的加入, 使三水铝石与硅酸结合形成含铁铝硅酸盐矿物, 显示存在复硅作用。

含矿岩系中部铝土矿层沉积为一套碎屑相砂页岩建造, 属滨海、浅海相, 矿物主要是一水硬铝石, 其次有高岭石, 杂色铝土矿中含赤铁矿, 氧化后呈红色, 表明水体处于氧化环境。矿石呈典型的鲹状、豆状和结核状反映经历了水体搬运沉积的过程。即三水铝石被水体带入浅海, 由于胶体的凝聚作用形成鲹状、豆状、结核状的铝土矿。铝土页岩中高岭石一般分布在铝土矿结核的外部, 表明这些高岭石很可能是成岩过程中三水铝石与硅酸( $Si(OH)_4$ )结合形成, 同时反映其沉积环境为偏酸性。

含矿岩系上部含煤铝土页岩、碳质页岩和石英砂岩(局部含硅质岩)为一套海陆交互相沉积建造,是一套还原环境的沉积组合。煤层底板为铝土页岩,反映了与中部铝土矿层的过渡特征。煤层中含黄铁矿和方解石矿物无菱铁矿,表明其与含矿岩系下部的菱铁矿层沉积环境有很大变化。煤层顶板为灰色石英砂岩,表明沉积物的成熟搬运和还原环境。局部出现硅质页岩表明沉积源区有大量硅质溶出,是一种偏碱性的环境。

通过以上分析认为,能够满足这种酸碱转换频繁,而且有丰富有机质出现的沉积环境应为海陆交互相—滨海边缘沼泽相。正是由于海陆交互相复杂多变的物理化学环境,其变化的越频繁,越强烈,铝的品位就越好,而这种“煤-铝-铁结构”就越发育。

#### 4.3 成矿必要条件和充要条件

根据矿床地质特征和地球化学分析做出以下推测,区域上具备铝土矿形成的必要条件,即稳定的台地古隆起区边缘的滨海、浅海和海陆交互相沉积变化环境,并在碳酸盐岩基底之上出现长期的古风化沉积作用,经历了充分的风化、剥蚀、物质组成分选和沉积过程。特别是沉积源的去硅去铁作用,对铝土矿形成过程中的元素分离十分必要。在铝土矿产出层位上覆地层中可见硅质岩和燧石灰岩表明有大量硅质组分从源区溶出。这个古风化沉积层可定为铝土矿含矿岩系。

在上述成矿必要地质条件基础上,因为铝土矿形成过程涉及沉积源区、沉积环境和成岩后变化与保存等阶段,所以其成矿的充要条件也涵盖了形成过程的各种成矿标志。①在区域上有含矿岩系出露且有铝土矿产出,表明有稳定的产出铝土矿的地质构造背景;②断裂切穿含矿岩系和下伏基底碳酸盐岩层位有利于成岩后阶段铝土源岩的进一步淋滤富化;③含矿岩系地层产状缓倾(倾角 $<20^\circ$ ),有利于矿体的规模性矿化;④向斜构造翼部出露含矿岩系中有铝土矿化显示,其核部直接覆盖层厚度较小( $<100\text{ m}$ );⑤含矿岩系纵向分布呈豆荚状,在其膨胀部位有利于沉积物源组分的充分分解和铝土矿的规模化堆积;⑥含矿岩系岩性组合出现分层结构,具有“上煤、中铝、下铁”之分布规律;⑦含矿岩系岩石颜色变化多样,反映其沉积环境的反复变化;⑧含矿岩系被上覆和下伏碳酸盐岩夹持,基地为白云质碳酸盐岩,上覆顶板一般为硅质碳酸盐岩;⑨含矿岩系上部局部出现硅质页岩,表明沉积源区的去硅化作用较强;⑩含矿岩系分布区出现菱铁矿、黄铁矿和赤铁

矿分层矿化现象,表明沉积源区的酸碱性多重转换,有利于铝土矿的充分去硅去铁作用发生,才能产出优质铝土矿。

## 5 结论

黔东南铝土矿含矿岩系梁山组被上覆和下伏的碳酸盐岩夹持,基地为白云质碳酸盐岩,上覆顶板一般为硅质碳酸盐岩;而碳酸盐岩基底之上出现长期的古风化沉积作用,经历了充分的风化、剥蚀、物质组成分选和沉积过程,沉积源区经过了强烈地去硅去铁作用和酸碱多重转换,含矿岩系沉积组合出现明显的“上煤、中铝、下铁”3层结构。其变化规律从剖面下往上表现为:氧化还原环境变化趋势为还原 $\rightarrow$ 氧化 $\rightarrow$ 还原;酸碱性变化为偏碱性 $\rightarrow$ 中偏酸性 $\rightarrow$ 偏酸性。

结合含矿岩系的矿物岩石特征、地球化学特征等的分析,该套地层经过了长期的风化沉积过程,以海湾 $\rightarrow$ 浅海 $\rightarrow$ 滨海和海陆交互相沉积环境为主,具有稳定的构造背景和复杂的相变特征。沉积环境的变化不仅控制含矿岩系的物质组成结构,而且制约着铝土矿成矿过程中的沉积、富化、改造和保存,彰显不同成矿阶段的充要地质条件,亦即找矿标志。

### 注 释

① 贵州苗岭地质大队. 1960. 苦李井铁矿区勘探报告.

### 参 考 文 献

- 北京大学地质系成岩成矿实验室. 1979. 冀东前寒武纪含铁石英岩淋滤实验的初步研究. 全国包裹体和成矿实验学术会议论文集之二. 北京: 科学出版社, 88~96.
- 董家龙. 2004. 贵州铝土矿基本地质特征及勘查开发的思考: 以凯里—黄平铝土矿为例. 矿产与地质, 18(6): 555~558.
- 贵州省地质局. 1987. 贵州省地质志. 北京: 地质出版社, 1~630.
- 金中国, 武国辉. 2009. 贵州务川瓦厂坪铝土矿床地球化学特征. 矿物学报, 29(4): 458~462.
- 李启津, 侯正洪. 1986. 铝土矿床中稀土、铈(钼)元素的地球化学行为. 地质与勘探, 10: 17~21.
- 廖士范, 梁同荣. 1991. 中国铝土矿地质学. 贵阳: 贵州科技出版社, 1~126.
- 刘平. 1999. 黔中—川南石炭纪铝土矿的地球化学特征. 中国区域地质, 18(2): 210~217.
- 刘英俊. 1984. 元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1~331.
- 庾必阳, 王建丽, 张覃. 2007. 稀土元素在铝土矿中的赋存状态及利用现状. 稀土, 28(1): 117~119.
- 涂光焱. 1984. 中国层控矿床地球化学(第一卷). 北京: 科学出版社, 1~354.
- 叶霖, 潘自平. 2007. 贵州铝土矿中伴生元素综合利用前景. 矿物学报, 27(3): 388~392.
- Calagari A A, Abedini A. 2007. Geochemical investigations on Permo-Triassic bauxite horizon at Kanisheeteh, east of Bukan,

- West-Azarbaidjan, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 94: 1~18.
- Cullers R L, Medaris L G, Haskin L A. 1973. Experimental studies of the distribution of rare earths as trace elements among silicate minerals and liquids and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(6):1499~1512.
- Haskin L A, Haskin M A, Frey F A, Wildman T R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. *Origin and Distribution of the Elements*, vol. 1. Oxford: Pergamon, 889~911.
- Hill I G, Worden R H, Meighan I G. 2000. Geochemical evolution of a palaeolaterite; the Interbasaltic Formation, northern Ireland. *Chemical Geology*, 166(1~2):65~84.
- Karadag M M, Küpeli S, Aryk F, Ayhan A. 2009. Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas bauxite deposit (Seydisehir/Konya-Southern Turkey). *Chemie der Erde-Geochemistry*, 69(2):143~159.
- Liu X, Wang Q, Deng J, Zhang Q, Sun S, Meng J. 2010. Mineralogical and geochemical investigations of the Dajia Salento-type bauxite deposits, western Guangxi, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 105(3):137~152.
- Ma J L, Wei G J, Xu Y G, Long W G, Sun W D. 2007. Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(13):3223~3237.
- MacLean W H, Bonavia F F, Sanna G. 1997. Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: evidence from immobile element geochemistry at the Olmedo Deposit, Sardinia. *Mineralium Deposita*, 32(6):607~616.
- Mameli P, Mongelli G, Oggiano G, Dinelli E. 2007. Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (Western Sardinia, Italy): insights on conditions of formation and parental affinity. *International Journal of Earth Sciences*, 96(5):887~902.
- Mordberg L E. 1996. Geochemistry of trace elements in Paleozoic bauxite profiles in northern Russia. *Journal of Geochemical Exploration*, 57(1~3):187~199.
- Mordberg L E, Stanley C J, Germann K. 2001. Mineralogy and geochemistry of trace elements in bauxites: the Devonian Schugorsk deposit, Russia. *Mineralogical Magazine*, 65(1):81~101.
- Nesbitt H W. 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279(17):206~210.
- Prudêncio M I, Braga M A S, Gouveia M A. 1993. REE mobilization, fractionation and precipitation during weathering of basalts. *Chemical Geology*, 107(3~4):251~254.
- Schroll E, Sauer D. 1968. Beitrag zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium und Molybdan in bauxitischen gesterminund problem der stofflichen herkunft des Aluminiums. *Travaux du ICSOBA*, 5:83~96.
- Temur S. 2006. A geochemical approach to parent rocks of the Masatdagi diasporic bauxite, Alanya, Antalya, southern Turkey. *Geochemistry International*, 44(9):941~952.
- Wang Q, Deng J, Liu X, Zhang Q, Sun S, Jiang C, Zhou F. 2010. Discovery of the REE minerals and its geological significance in the Quyang bauxite deposit, West Guangxi, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(6):701~712.

## Coal-Bauxite-Iron Structure and Geochemical Features of Bauxites Ore-Bearing Rock Series in Southeast Guizhou

ZHANG Zhengwei<sup>1)</sup>, LI Yujiao<sup>1,2)</sup>, ZHOU Lingjie<sup>1,2)</sup>, WU Chengquan<sup>1,2)</sup>

1) *State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002;*

2) *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049*

### Abstract

The bauxite in southeast Guizhou is hosted within the Lower Permian series Liangshan Group. The ore-bearing rock series shows a typical coal-bauxite-iron structure of the sedimentary type bauxite deposit, i. e. the aluminum shale intercalated within siderite tuberculosis developed at the bottom, aluminiferous rock association intercalated within multiple-layer pisolitic or earthy bauxite in the middle, and carbonaceous shale and sandstone intercalated with coal seams from the lower to the upper in the profile of bauxite. Presumably, the sedimentary environment is of stable structural setting, belonging to marine-terrestrial facies to coastal-swamp facies. Coal-bauxite-iron structure is very common in bauxite deposits, and sedimentary bauxite is the product of deep desilication and deironing caused by the changes of the physical and chemical environment during mineralizing process. In addition, external environment provides sufficient organic material source. Therefore, multiple geological anomalies triggered by chemical and physical changes during the formation of layered structure of ore-bearing rock series can be used as prospecting criteria for bauxites.

**Key words:** bauxite; coal-bauxite-iron structure; geochemistry; southeast Guizhou