

黔中—渝南岩溶型铝土矿含矿岩系特征、 控制条件及生成发展模式

刘平, 韩忠华, 聂坤

贵州省地质矿产勘查开发局 106 地质大队, 贵州遵义, 563000



内容提要: 早石炭世九架炉组与晚石炭世大竹园组, 皆属黔中—渝南岩溶型铝土矿含矿岩系。按岩溶形态组合特征, 主要可分为溶蚀洼地型和岩溶湖泊型, 两种类型的含矿岩系下段, 皆以铁质黏土岩、绿泥石黏土岩为主, 间夹赤铁矿层, 时夹白云岩、石灰岩透镜体, 二者均为永久性、低能、浅水、海源湖泊沉积产物。溶蚀洼地型含矿岩系上段的铝土矿、铝土岩和黏土岩等, 皆产于陆地上各种形态的溶蚀洼地中。岩溶湖泊型含矿岩系上段的各种铝土矿、铝土岩和黏土岩等, 皆为间歇性、洪控、高能、浅水、陆源湖泊中沉积而成的。因距海较近, 在海泛和强风暴潮的影响下, 含矿岩系上段的陆相沉积物中时显海相、过渡相沉积特征。在赤道附近有利的地质、气候、水文、植物等条件下, 母岩经红土化形成的风化壳物质, 被流水短距离搬运到溶蚀洼地和岩溶湖泊中, 沉积形成的岩溶型铝土矿含矿岩系, 是在同一时间段内连续发生、发展和演化的过程, 其间没有明显的间断时期。

关键词: 岩溶型; 铝土矿含矿岩系特征; 控制条件; 生成发展模式; 黔中—渝南

几十年来, 岩溶型矿床已受到多国地质学家的关注, 岩溶成因观点在矿床成因研究中占有越来越重要的地位。岩溶型铝土矿的研究进展较大, 岩溶成因已为许多实际资料所证实, 并取得骄人成果。在欧洲, 绝大多数岩溶型铝土矿分布在地中海北岸, 欧洲地质学家对岩溶型铝土矿有深入研究。我国山西、河南、贵州、广西等地, 也是岩溶型铝土矿的重要产地。近些年来, 众多地质学者对我国铝土矿的地质学、岩石学、沉积学、古地理学、矿床学、地球化学、成矿实验等, 都进行了广泛的研究, 取得大量成果, 但对铝土矿与岩溶成因关系的研究尚感不足。本文尝试对黔中—渝南岩溶型铝土矿含矿岩系作初步探讨, 重点包括不同岩溶类型中的铝土矿矿床、岩溶形态、岩性等方面的地质依据及典型特征, 成因与岩溶的关系, 控制条件及其生成发展模式等。

黔中—渝南一带的石炭系岩溶型铝土矿含矿岩系, 是一个以铝土矿为主, 除伴有大量铝土岩、黏土岩外, 还有较多赤铁矿、黄铁矿、煤和耐火黏土等与之共生, 是一套在大致相同环境下形成的具有多个矿种的含矿岩系, 因而统称为岩溶型铝土矿含矿岩系, 而不是仅称其为岩溶型铝土矿。国外一些学者将这套铝土矿含矿岩系称为“铝土矿杂岩”, 此术语

是瓦达兹于 1951 年提出的, 后为巴杜西所沿用(巴杜西, 1990)。

1 铝土矿含矿岩系地质概况

黔中—渝南铝土矿含矿岩系(以下简称含矿岩系), 分布于贵州清镇—修文、息烽—遵义和黔北—渝南 3 个沉积区。清镇—修文沉积区和息烽—遵义沉积区的含矿岩系, 形成于早石炭世杜内期(原岩关期)晚期至维宪期(原大塘期)中期, 岩石地层名为九架炉组(C_{1j})(廖士范, 1957; 高道德等, 1992)。黔北—渝南沉积区的含矿岩系, 形成于晚石炭世道遥期(原马平期), 岩石地层名为大竹园组(C_2d)(刘平, 1996; 刘平等, 2012)。三个沉积区自北而南, 呈 NNE 向展布, 长约 450 km, 东西宽约 100~175 km。其中, 九架炉组分布在遵义市以南, 长约 175 km; 大竹园组在遵义市以北, 长约 275 km。九架炉组与大竹园组共同构成规模巨大的黔中—渝南铝土矿成矿带(图 1)。根据铝土矿床、矿点相对集中分布在几个片区内, 笔者等曾自南向北将其分别命名为清镇—修文铝土矿带(原称修文铝土矿带)、息烽铝土矿带、遵义铝土矿带、正安铝土矿带、道真—南川铝土矿带(原称道真铝土矿带)(刘平, 1987)。

注: 本文为 XXX 的成果。

收稿日期: 2021-10-08; 改回日期: 2022-06-22; 网络首发: 2022-07-20; 责任编辑: 章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2022.07.015

作者简介: 刘平, 男, 1935 年生, 高级工程师, 长期从事地质和矿产资源勘查工作; Email: 945256571@qq.com。

铝石占 50%~98%,其次为伊利石、高岭石、绿泥石、赤铁矿、黄铁矿、锐钛矿等。清镇—修文、息烽—遵义两沉积区九架炉组铝土矿中陆源碎屑重矿物以锆石、金红石、电气石、榍石为主;黔北—渝南大竹园组沉积区铝土矿陆源碎屑重矿物除仍以锆石、金红石为主外,还含有较多其他沉积区罕见的磷灰石、磁铁矿(刘平,1997)。铝土矿内的稀有、分散元素各地不同,清镇—修文沉积区 Zr 含量最高,息烽—遵义沉积区 Ga 含量最高,黔北—渝南沉积区 Li 含量最高(刘平等,2020)。铝土矿内稀土元素皆属轻稀土富集,但其中重稀土含量不等, $\Sigma(\text{Er—Y})/\Sigma\text{REE}$ 有明显差别,清镇—修文沉积区含量为 15.1%,息烽—遵义沉积区为 17.2%,黔北—渝南沉积区为 24.5%(刘平等,2019)。

2 铝土矿含矿岩系沉积时代

2.1 九架炉组沉积时代

贵州清镇—修文、息烽—遵义一带的九架炉组,与下伏地层(寒武系、奥陶系)和上覆地层(下石炭统上司组、摆佐组、中二叠统梁山组、栖霞组)之间均为假整合接触。九架炉组与中二叠统梁山组皆有丰富孢粉。九架炉组系廖士范创建于 1957 年(廖士范,1957),创名地为贵州省修文县小山坝九架炉,归属于中石炭统。高道德等(1992)根据一些植物和孢粉的对比,九架炉组与黔南惠水县祥摆地区的海相地层祥摆组、旧司组层位相当,上司组(C_4s)又是九架炉组直接上覆地层,故九架炉组形成时代为早石炭世杜内期晚期至维宪期早—中期的祥摆时—旧司时,岩石地层仍沿用九架炉组名称。九架炉组沿用至今,未见明显争议,不再赘述。

2.2 大竹园组沉积时代

大竹园组铝土矿含矿岩系分布于黔北务川、正安、道真以及重庆南部的南川、武隆等地,分布广泛,发育良好,未见动物大化石,植物也多残缺不全。大竹园组下伏地层为上石炭统黄龙组灰岩和(或)下志留统韩家店组(S_4hj)泥岩、页岩;大竹园组上覆地层为中二叠统梁山组和(或)栖霞组灰岩。因大竹园组内未见有可以确定地层时代的大化石,至今尚有不同见解,简述如下。

(1)黄兴等(2013)在其文章结论中指出:“在特殊地形地貌和有利气候等的条件下,务正道地区在晚石炭世至早二叠世海退规模最大的时期,即早二叠世紫松期至隆林期期间形成了质优量大的铝土矿矿床”。

(2)李沛刚等(2014²¹)指出“鉴于对沉积型含矿岩系孢粉的重新认识,以及对其基底地层上石炭统黄龙组灰岩的肯定,认为沉积型含矿岩系的地质时代不是早石炭世晚期,而是晚石炭世晚期,称大竹园组”。李沛刚等(2014¹⁵¹)曾通过对铝土矿层顶板梁山组中炭质页岩的 Re-Os 同位素等时线研究,以获得可靠的依据。但由于一方面可能是样品风化比较严重而造成 Re、Os 丢失,另一方面是由于样品存在一定程度的熟化作用而导致等时线比较散乱。作者指出,如果不考虑个别样品时,所得到的大竹园矿区炭质页岩 Re-Os 等时线年龄为 $344 \pm 31 \text{ Ma}$,属早石炭世。由于其中两件样品的 $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 值明显偏高,如果参与计算,则其等时线年龄要早于二叠纪,因此有可能掺杂了石炭纪地层中的物质。“换句话说,大竹园组属于石炭系的可能性是比较大的,与根据区域地层对比和化石资料判断结果可以相互佐证”。

李沛刚等(2014¹⁶⁸⁻¹⁷⁴)还试图通过对选自铝土矿层中的锆石,进行 LA-MC-ICPMS U-Pb 定年,以判断锆石来源、时代和蚀源区特征。在 87 件有效数据中,最小的年龄数据为 446.87 Ma,最大的年龄数据为 2825 Ma,变化范围从太古代到奥陶纪晚期,其中没有出现志留纪及其以后的记录。距今 1000 Ma 左右的武陵运动中锆石同位素年龄方面记录得最清晰。“也就是说,武陵运动期间的岩浆岩在后期的风化剥蚀过程中,风化出来的锆石颗粒经过多次陆壳运动一直保存到石炭纪的铝土矿层中”。

(3)杜远生等(2015¹⁵)指出“……笔者认为在未发现确切肯定的化石之前,大竹园组的地质时代暂时归为早二叠世紫松期—隆林期(萨克马尔期—亚丁斯克期)”。杜远生等(2015³⁴)又认为,“大竹园组上覆地层梁山组孢粉类型较丰富,保存较完整。根据孢粉在地层中的出现频率,可建立 *Laevigatosporites vulgaris*—*Gulisporites*—*Florinites ovalis* 孢粉组合。通过与国内外相同时代的孢粉组合对比,认为梁山组地质时代可能为早二叠世隆林期”。杜远生等(2015)“结语”中,将大竹园组的沉积时代总结为:“大竹园组样品中见有早二叠世分子的孢粉化石,结合下伏黄龙组灰岩及上覆梁山组泥岩地层年龄,推测大竹园组地层沉积时代为早二叠世紫松期—隆林期”。

(4)刘幼平等(2015)将大竹园组归为中二叠统梁山组,但缺乏地质依据予以证实。在其专著第 7 章“结语”中表明:“关于黔北务川—正安—道真地

区铝土矿的赋矿地层未统一,部分是采用二叠系中统梁山组(P_2l),部分是采用二叠系下统大竹园组(P_1d),对两者之间的关系、成矿时间未深入工作和研究”。

(5)贵州地质矿产局 106 地质大队,于 1986~1994 年 在黔北 7 县近 4000 km^2 范围内,对所有可能含铝土矿的向斜,进行了铝土矿远景调查。在此期间,施工大量山地工程,实测多条大竹园组及其上覆梁山组地层剖面,发现多处大竹园组与梁山组之间的假整合现象(图 2、图 3)。其中产孢粉的剖面 8 条,经孢粉专家高联达、钟国芬鉴定,大竹园组孢粉均鉴定为石炭纪,其上覆梁山组孢粉皆定为早二叠世[全国地层委员会在 2002 年编制的中国区域年代地层(地质年代)表中,梁山组已归属中二叠统]。之后收集的贵州地质矿产局地质研究所 1983~1985 年实测的含孢粉剖面 2 条,孢粉亦由中国地质科学院地质研究所高联达研究员鉴定。

经孢粉专家鉴定,大竹园组共发现孢粉 97 属、种,含花粉 5 属、种。在 14 条含孢粉的梁山组剖面(含高联达、秦典燮等在黔东南凯里地区实测剖面 5 条)内,共发现孢粉 105 属、种,其中含花粉 27 属、种。在梁山组孢粉中,有 61 属、种(含孢子 39 属、种,花粉 22 属、种)在大竹园组内是未见过的。以上说明大竹园组与梁山组孢粉组合完全不同,它们

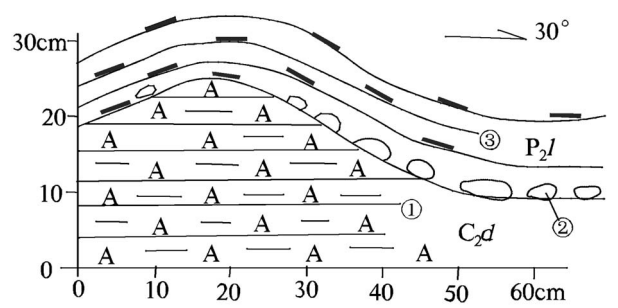


图 2 大竹园矿区 TC971 探槽上石炭统大竹园组(C_2d)与中二叠统梁山组(P_2l)假整合素描图

Fig. 2 The sketch of the unconformity between (C_2d) and (P_2l) at the Exploratory Trench TC971 in the Dazhuoyuan mining area

①—大竹园组铝土岩;②—中二叠统梁山组底部铝土质砾岩;③—梁山组炭质页岩

①—Bauxitic rock of the Dazhuoyuan Fomation; ②—bauxitic gravel at the bottom of the Middle Permian Liangshan Formation; ③—carbonaceous shale of the Liangshan Formation

不是同一时代的。现将正安县新模乡倒流水 TC47 地层剖面列举如下,可以明显看出大竹园组与梁山组孢粉组合的区别。

正安县新模乡倒流水 TC47 地层剖面

- 上覆地层:中二叠统栖霞组(P_2q)
9. 深灰色含燧石条带生物碎屑灰岩 厚>5 m
- 整合—————
- 中二叠统梁山组(P_2l)
8. 黑色碳质页岩,底部夹 1~5 cm 含黄铁矿块的劣质煤。碳质页岩中产孢粉:*Florinites ovalis* Bharadwaj (花粉), *F. minutus* Bhaaradwaj (花粉), *Pityosporites antiquus* Gao (花粉), *Cycadopites* sp. (花粉), *Laevigatosporites perminutus* Alpern, *Microreticulatisporites nobilis* (Wicher) Knox, *Cyclogranisporites* sp., *Calamospora microrugosa* (Ibahim) S. W. et B., *Vestigisporites* sp., *Columisporites ovalis* peppers, sp., *Punctatisporites puctatus* ibahim, *Wdltzispora* sp., *Gulisporites cochlearius* Imgrund, *Convolutispora venusta* H. S. et M., *Thymospora thiesseii* (Kosdnke) Wilson et venkatachala, *Anapicalisporites* sp., *Fovcolatisporites* sp. 厚 0.60 m
- 假整合-----
- 上石炭统大竹园组(C_2d) 厚 5.70 m

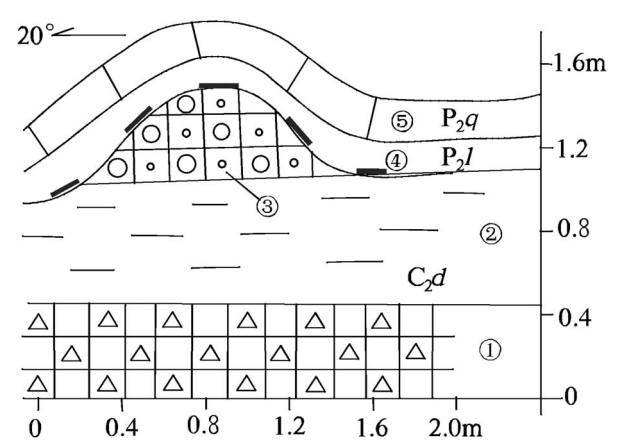


图 3 凤王槽矿区 TC18-1 C_2d 与 P_2l 假整合素描图

Fig. 3 The sketch of the unconformity of C_2d and P_2l at TC18-1 in the Fengwangcao mining area

1—碎屑状铝土矿;②—黏土岩;③—豆砾状铝土矿;④—中二叠统梁山组炭质页岩;⑤—栖霞组石灰岩; C_2d —上石炭统大竹园组; P_2l —中二叠统梁山组; P_2q —中二叠统栖霞组

1—Clastig bauxite of the Dazhuoyuan Fomation; ②—clay rock; ③—pisolitic bauxite; ④—carbonaceous shale of the Middle Permian Liangshan Formation; ⑤—limestone of the Qixia Formation ; C_2d —the Upper Carboniferous Dazhuoyuan Formation; P_2l —the Middle Permian Liangshan Formation; P_2q —the Middle Permian Qixia Formation

上段(C₂d²):

7. 浅灰、黄灰色夹深灰色条带的碎屑状黏土岩。
厚 0.40 m
6. 浅灰、黄灰色砾屑铝土岩。砾屑由硬水铝石组成,多呈椭圆形,砾径一般 2~16 mm。小于 2 mm 的砂屑较少。砾、砂屑占 35%~40%。胶结物为隐晶硬水铝石和少量高岭石。内含较多的团块状、星散状黄铁矿。
厚 0.50 m
5. 浅灰、黄灰色砂砾屑铝土矿。砾屑较多,多呈不规则状,部分为椭圆形,砾径一般 2~7 mm,砂、砾屑及胶结物主要是硬水铝石。底部产孢子:*Leiotriletes* sp., *Cyclogranisporites palaeophytus* Neves et Ioannides, *Crassispora trychera* Neves et Ioannides, *Lycospora pusilla* (Ibrahim) Somers, *Convolutispora* sp., *Anapiculatisporites delicatus* Neves et Ioannides, *Calamospora microgugasa* (Ibrahim) S. W. et B., *Dictyotriletes Submargnatus* Playford
厚 0.75 m
4. 浅灰、黄灰色含鲕砂砾屑铝土矿。砾屑较多,呈不规则状和椭圆状,砾径一般 2~12 mm。砾屑约占 50%,砂屑占 20,鲕粒小于 5%。砂、砾屑及胶结物主要由硬水铝石组成。顶部产孢子:*Crassispora trychera* Neves et Ioannides, *Densosporites spitsbegensis* Playford, *Colatiporites* sp., *Granulatisporites granulatus* Ibrahim, *Leiotriletes* sp., *Convolutispora venusta* H. S. et M., *Waltzisporea planiangularata* Sullivan, *Lycospora pusilla* (Ibrahim) Somers, *Apiculatisporites* sp., *Raistrickiasp.*
厚 1.55 m
3. 浅灰、黄灰及灰绿色碎屑状铝土岩。碎屑多呈不规则棱角状,少部分呈圆、次圆状,以砾为主,砾径一般 2~17 mm。砂、砾屑及胶结物主要由硬水铝石、绿泥石及黏土矿物组成,碎屑约占 65%。
厚 1.10 m

下段(C₂d¹):

2. 紫红、灰绿色碎屑状伊利石黏土岩,不显层理,碎屑多呈椭圆形,粒径一般 1~7 mm,碎屑约占 60%。碎屑及胶结物主要由伊利石组成。
厚 1.40 m
- 假整合-----
- 下伏地层:下志留统韩家店群(S₁h_j)
1. 灰绿色、紫红色伊利石页岩,页理明显。
>10 m

笔者等认为,大竹园组沉积时代为晚石炭世逍遥期,即卡西莫夫期—格舍尔期,理由如下:

- (1) 没有大化石的地层中,孢子、花粉是有极大价值的、唯一的古生物化石依据,笔者等完全尊重孢粉专家们对大竹园组及梁山组孢粉时代的鉴定结果。
- (2) 众多著作指出,在黔北及渝南广大地区,未沉积早二叠世海相地层(贵州省地质矿产局,1987;刘宝珩,许效松,1994;贵州省地质调查院,2017)。
- (3) 大量地质资料说明,在黔北大竹园组沉积

之后,遭受到强烈剥蚀(刘平等,2016b)。黄兴等(2013)、杜远生等(2015)均认为黔北、渝南地区早二叠世紫松期—隆林期为强烈剥蚀区。

(4) 大竹园组假整合于下伏下志留统韩家店组(S₁h_j)泥岩、页岩和(或)上石炭统黄龙组灰岩之上,也与上覆中二叠统梁山组呈假整合接触,都是有明显假整合依据的(见图 2、图 3 及其他插图)。

(5) 黔北正安县红光坝 ZK402 钻孔中,在大竹园组上段上部豆鲕状铝土矿层内,夹有两层紧密衔接的生物屑灰岩。上层为淡紫红色含生物屑细晶灰岩厚 0.52 m,在细晶方解石基底中含有约 10%的生物屑,生物屑种类有腕足屑、介形虫屑及少量棘皮屑。下层为灰黄色生物屑泥晶含硅质灰岩,厚 0.66 m,在泥晶方解石基底中有约 25%的生物屑,种类有腕足屑、介形虫屑及少量棘皮屑、双壳屑。两层灰岩中的生物屑粒度均小于 0.2 mm,已强烈破碎,甚不完整,皆为异地生物屑(刘平等,2015)。

上述生物屑灰岩中虽未见有可以确定地层时代的标准化石,但含生物屑的灰岩,应是晚石炭世的海相地层。因大竹园组沉积区距海较近,当发生海泛时,可将海中钙质沉积物搬运到大竹园组内沉积下来。假如大竹园组所夹灰岩的沉积时代为早二叠世紫松期—隆林期,因黔北—渝南大片地区未沉积早二叠世紫松期—隆林期海相地层,即使有再强烈的海泛,也是无海相沉积物可搬运的。

3 岩溶型铝土矿含矿岩系类型、特征及成因

根据沉积环境和岩溶洼地特征,全区岩溶型铝土矿含矿岩系以溶蚀洼地型和岩溶湖泊型两种为常见,分别阐述于下。

3.1 溶蚀洼地型铝土矿含矿岩系特征及成因

溶蚀洼地型铝土矿含矿岩系主要分布于息烽—遵义准溶原区,以遵义矿带最具代表性,本节主要阐述溶蚀洼地型中的铝土矿矿床地质特征、溶蚀洼地形态特征、岩性特征及其成因等。

3.1.1 溶蚀洼地型铝土矿矿床地质特征

受东西向遵义准溶原控制的遵义矿带内,自西向东有 7 个溶蚀洼地型铝土矿矿区,其中以后槽、仙人岩和苟江 3 个矿区最为典型。此类型矿床最大特点是矿体数量多而规模小,矿体厚度变化大,形态复杂。

3.1.1.1 后槽矿区

后槽矿区位于遵义矿带中部,受 NE 向后槽向

斜控制,面积 10.7 km²。自 NE 而 SW 包括四轮碑、山头上和槽房湾 3 个矿段。含矿岩系九架炉组(C_{1j})厚 1.2~118.48 m。九架炉组下段(C_{1j}¹),厚 0~42.56 m。主要为紫红色铁质黏土岩、灰绿色绿泥石黏土岩,有时为黑色含黄铁矿炭质黏土岩。其中时夹赤铁矿、绿泥石铁矿或少量菱铁矿透镜体、团块等。含矿岩系上段,主要为各种类型的铝土矿、铝土岩及黏土岩,夹炭质黏土岩及煤层。上段厚 0~118.48 m,一般厚 10~60 m。山头上矿段九架炉组含矿岩系以 TC718 为代表,列于表 1。

表 1 九架炉组铝土矿、铝土岩、黏土岩中的伊利石皆为矿物碎屑,结晶度指数为 4.4~6.0,属 1M 型;含矿岩系下伏桐梓组(O_{1t})页岩和上覆中二叠统梁山组(P_{2l})炭质页岩中的伊利石,皆为自生矿物,结晶度指数为 10.2~12.8,属 2M 型,二者成因完全不同。

后槽矿区北部的四轮碑矿段为高铁铝土矿,南部的槽房湾矿段为低铁低硫铝土矿和高硫铝土矿混生,两矿段均属小型矿床规模。矿区中部的山头上矿段,铝土矿储量最多,占全矿区矿石总量的 74%,有矿体 26 个,矿体单层厚 0.8~38.97m,平均厚 3.83m,矿体厚度变化系数为 101.27%,厚度变化甚大。矿石以碎屑状铝土矿为主,平均化学成分为:Al₂O₃ 67.04%, SiO₂ 8.03%, Fe₂O₃ 6.25%, TiO₂ 3.09%, TS 0.08%, A/S(为 Al₂O₃/SiO₂ 的缩写,称铝硅比,由矿区、矿段或矿体的 Al₂O₃ 百分含量与

SiO₂ 百分含量之比而得,是铝土矿矿石质量评价的重要指标之一,后续文、图、表也相同。)8.34。探明矿石储量 10.2393 Mt。有黄铁矿矿体 59 个,探明共生黄铁矿石储量 3.07 Mt^①。

3.1.1.2 仙人岩矿区

仙人岩矿区位于后槽矿区之东侧,受 NE 向仙人岩向斜控制,长 22 km,面积约 42 km²。自 NE 而 SW,包括花龙门、仙人岩和川主庙 3 个矿段。花龙门矿段九架炉组多被剥蚀,残留厚度仅 1~5 m,下段为紫红色铁质黏土岩,上段为褐红色铝铁岩和少量高铁铝土矿,未计算储量。

矿区中部的仙人岩矿段,九架炉组下段厚 0~19.72 m,主要为紫红色铁质黏土岩、灰绿色绿泥石黏土岩,时夹赤铁矿或绿泥石赤铁矿及少量菱铁矿。含矿岩系上段厚 1.17~59.97 m,主要为高铁铝土矿及少量低铁低硫铝土矿,夹有铝铁岩、黏土岩等。

仙人岩矿段有 29 个铝土矿矿体,矿体厚 0.8~29.14 m,平均厚 5.1 m。厚度变化系数 83.7%,厚度变化较大。高铁铝土矿占全矿段矿石总量的 74%,组成矿物主要是硬水铝石和赤铁矿、绿泥石。仙人岩矿段平均化学成分:Al₂O₃ 57.45%, SiO₂ 8.27%, Fe₂O₃ 17.73%, TiO₂ 2.64%, TS 0.128%, A/S 6.95。探明矿石储量 15.4326 Mt^②。

矿区南部的川主庙矿段,九架炉组厚 0~61.78 m;全矿段有 48 个小矿体,零星分布在 48 个小型溶洼、溶坑中,矿体长、宽多在 50~100 m 之内;矿体厚

表 1 遵义矿带后槽矿区 TC718 九架炉组地层剖面、岩石化学成分^①

Table 1 Formation profile and chemical composition of the Lower Carboniferous Jiujialu Formation at the exploratory trench, TC718, Houcao mining area, Zunyi Ore Belt^①

地层 代号	样品号	主要岩性	厚度 (m)	化学成分(%)							伊利石结晶 度指数
				Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	TS ^②	K ₂ O	MgO	
P _{2q}		灰色含燧石灰岩	>5								
P _{2l}	K86p-23	黑色炭质页岩	0.75	28.95	36.55	12.77	1.36	0.12	11.77	0.63	10.2
C _{1j} ² (4.25m)	K86p-22	灰色碎屑状铝土岩	0.40	39.97	38.05	2.87	1.54	0.08	7.40	0.38	5.0
	K86p-21	灰色碎屑状铝土矿	1.05	66.75	13.61	1.23	2.47	0.03	2.77	0.15	5.4
	K86p-20	灰色半土状铝土矿	1.25	78.78	1.58	1.73	2.93	0.04	0.31	0.03	/
	K86p-19	深灰色碎屑状黏土岩	0.55	37.13	42.78	3.24	1.54	0.03	2.39	0.11	4.4
	K86p-18	深灰色碎屑状黏土岩	1.00	36.79	43.89	2.88	1.29	0.02	1.84	0.11	5.6
C _{1j} ¹ (6.41m)	K86p-17	紫红色铁质黏土岩	3.25	30.79	40.86	11.34	1.29	0.02	5.04	0.44	6.0
	K86p-16	紫红色铁质黏土岩	2.10	29.32	36.51	18.60	1.32	0.01	4.32	0.33	5.6
	K86p-15	紫红色铁质黏土岩	1.06	31.69	41.33	9.86	1.40	0.03	5.96	0.59	5.0
O _{1t}	K86p-14	灰绿色伊利石页岩	0.85	25.46	41.88	14.45	1.03	0.02	6.39	1.62	11.1
	K86p-13	鸭蛋绿色伊利石页岩	2.80	20.85	53.66	7.43	0.75	0.05	8.68	1.95	12.8
O _{1t}	K86p-12	浅灰色生物碎屑白云岩	>5	1.69	5.67	3.49	0.07	0.07	0.41	17.90	/

注: ① 据杨祖庆等^①原始资料编制。②TS 为全硫的含量,由化验测试而得。矿体、矿段或矿区含量用全硫的含量与相应厚度加权平均得。后续文、图、表也相同。

0.8~36.66 m,平均厚 7.52 m。探明铝土矿储量 5.7440 Mt(汪生杰等,1985)。

3.1.1.3 苟江矿区

苟江矿区位于后槽矿区西部,受被断裂破坏了的铜锣井背斜控制,自北而南有双山顶(原称石老公)、水井坎和白岩 3 个矿段,南北长 7 km,宽 0.5~2 km。北部双山顶矿段全为高铁铝土矿,南部白岩矿段多为高铁低硫铝土矿和高硫铝土矿混生,二者均属小型规模,中部水井坎矿段铝土矿属中型矿床规模。九架炉组下段同样为紫红色铁质黏土岩、灰绿色绿泥石黏土岩,时夹赤铁矿或绿泥石铁矿条带或团块,厚 1~8 m。九架炉组上段,多为高铁低硫铝土矿与高硫铝土矿混生,炭质黏土岩、煤层较多,岩性、厚度变化大,厚 0~108.69 m,一般厚 5~20 m。

苟江矿区共有铝土矿矿体 26 个,矿体一般厚 4~14 m,个别深溶坑中铝土矿矿体厚达 97.26 m(ZK2011)。厚度变化系数 49.95%~171.21%,变化甚大,极不稳定(中国矿产地质志·贵州卷编委会,2019 评审稿)。全苟江矿区铝土矿储量 14.39 Mt(中国矿床发现史·贵州卷编委会,1996)。

3.1.2 溶蚀洼地型洼地形态特征

(1)遵义铝土矿带内, O_1t 和多隐伏于地下的

$\epsilon_{2-3}ls$ 白云岩分布广泛且集中连片,古岩溶发育,有多种岩溶地貌形态。岩溶地貌个体形态以正地形和负地形形式出现,根据《中国岩溶研究》(1979)和《黔南岩溶研究》(1986)的研究成果,结合铝土矿区地质勘探和矿山采场实地观察,岩溶负地形个体形态主要有:溶洼(岩溶洼地)、溶盆(岩溶盆地)、准溶原(岩溶准平原)、溶湖(岩溶湖泊)及其他形态等等。在准溶原内有若干溶盆,溶盆内有若干溶洼。溶洼是分布最广、数量最多的负地形个体形态,常成群出现。溶洼在平面上常呈圆形、椭圆形及不规则形,长、宽多为 50~300 m,面积一般小于 0.5 km²。溶洼深度多为 10~60 m,大于 30 m 者称为溶坑。区内目前所见古溶盆残留面积为 15~45 km²,以 20~30 km² 者常见,多呈椭圆形。一个准溶原内包含若干溶盆,如遵义铝土矿带分布在一个东西向延伸的准溶原内,东西向长约 60 km,宽 15~20 km,面积约 1100 km²,自西而东包含新站、苟江、宋家大林、后槽、龚家大山、仙人岩和坑底一大白岩 7 个铝土矿区,实为 7 个溶盆,每个溶盆控制一个铝土矿区(包含几个矿段)。本区溶盆盆底不平,略向 S、SW 方向倾斜。溶洼、溶坑控制大小不等的孤立的铝土矿体和(或)黄铁矿体(刘平等,2013)。在后槽矿区山头

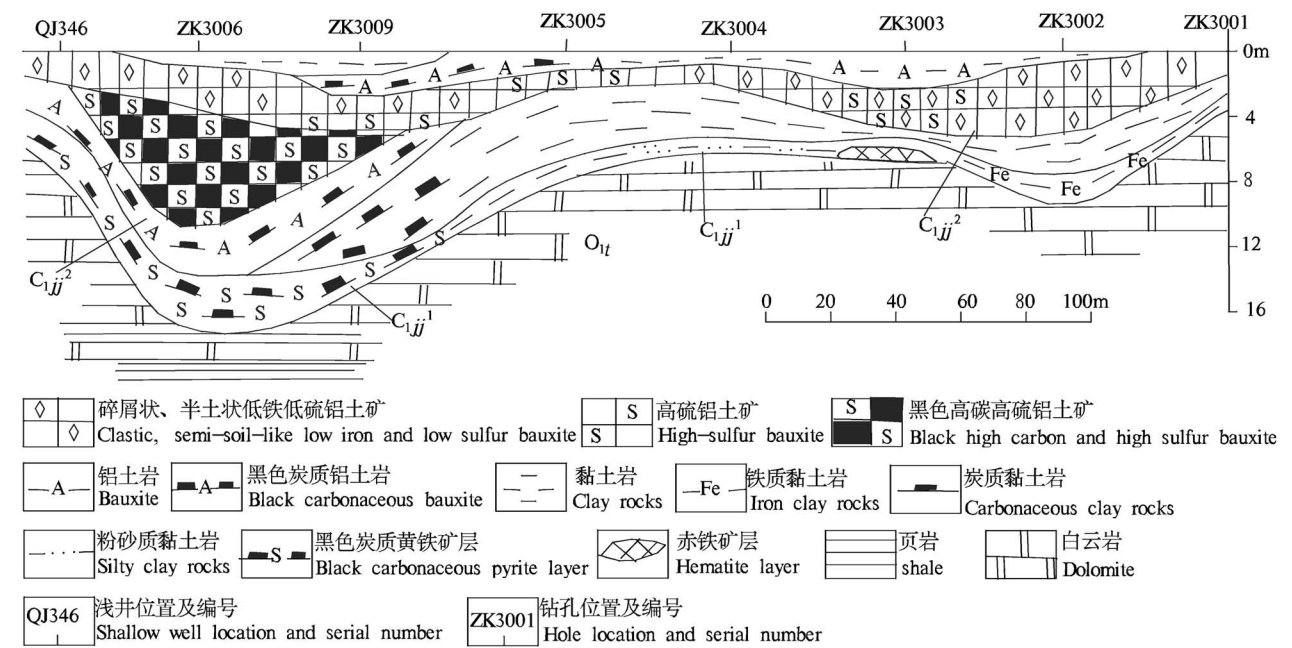


图 4 遵义矿带后槽矿区 30 勘探线九架炉组沉积剖面图(据杨祖庆等^⑩原始资料编制)

Fig. 4 Sedimentary section of the Lower Carboniferous Jiujiayu Formation, on the exploration line 30, Backchannel

Houcao mining area, Zunyi ore belt(Compiled from Yang Zuqing et al.^⑩)

C_{1j}^{j2} —九架炉组上段; C_{1j}^{j1} —九架炉组下段; O_1t —下奥陶统桐梓组

C_{1j}^{j2} —the upper section of Jiujiayu Formation; C_{1j}^{j1} —Lower section of Jiujiayu Formation; O_1t —Tongzi Formation of Lower Ordovician

上矿段内,经7、8、9、9⁺⁵⁰和10勘探线的钻探及山地工程控制,该范围内有一个北西向长约800 m、宽约50~200 m,深度在50 m以上的大型溶沟(或称溶槽,图9a)。在地质历史发展过程中,经历强烈岩溶化的时期称为岩溶期,在这一时期内,地壳发生了区域性上升,经长期沉积间断,在有利于岩溶作用的气候、水文、植物等条件下,碳酸盐岩遭受到强烈的岩溶作用。根据岩溶旋回理论,岩溶地貌在地壳上升情况下,经历了幼年期、青年期、壮年期和老年期,这样的发展序列称为岩溶发育的阶段性(地球科学大辞典编委会,2006)。根据本区地表有大量溶洼、溶坑及溶槽等特征,早石炭世九架炉组沉积时,正处于壮年期岩溶发育阶段。

(2)溶蚀洼地的个体形态各式各样,丰富多彩,

平面上星罗棋布,大小不等;剖面上深浅不一,宽窄各异。浅的有碟状、盆状,如图4所示;稍深一些的呈锅状、漏斗状,如图5所示;更深一些的如桶状(图6)等。此种类型的岩溶形态与巴杜西(1990)文中的地中海型大部以及哈萨克斯坦型相似。

(3)溶盆内溶蚀洼地的深度各处不一,靠近古分水岭或古物源剥蚀区的地势较高处,即溶盆上部边缘,溶蚀洼地的深度普遍较浅,多在50 m以下;而在距古分水岭或古物源剥蚀区稍远处,大致在溶盆中部—中下部,溶蚀洼地普遍较深,常大于60 m,如后槽矿区山头上矿段最深达118.14 m(ZK965),苟江矿区水井坎矿段深达106.69 m(ZK2011)。溶洼、溶坑常聚集成片分布。据统计,铝土矿体厚度与溶蚀洼地含矿岩系厚度呈正相关关系。在远离古分

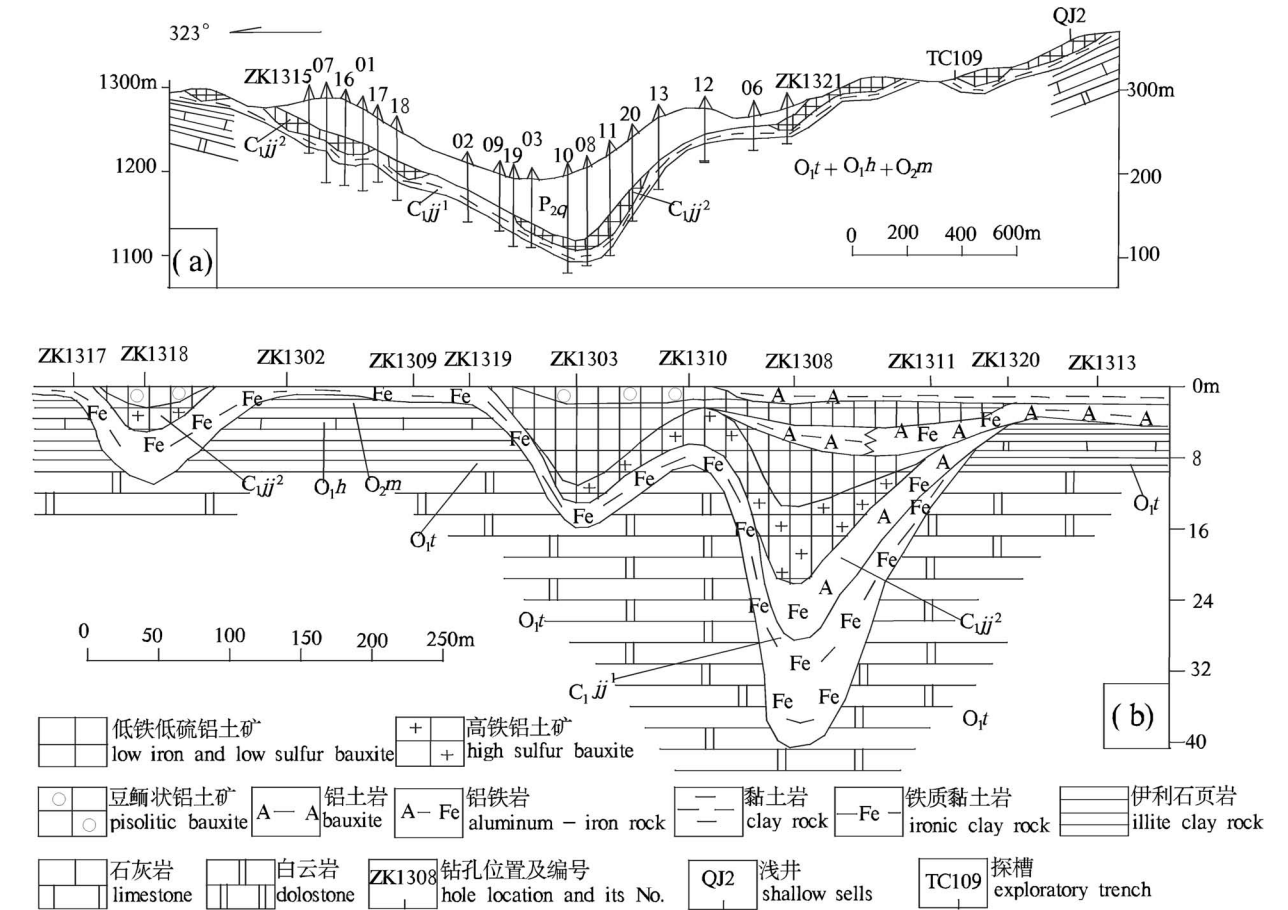


图5 遵义矿带仙人岩矿区13勘探线剖面图(a)及九架炉组沉积剖面(b) (据高企戎等^⑥原始资料编制)
Fig. 5 Profile of the exploration line 13 in Xianrenyan mining Area, Zunyi ore belt (a) and sedimentary profile of the Jiujialu Formation (b) (Compiled from Gao Qirong et al. ^⑥)

C_{1j}²—九架炉组上段;C_{1j}¹—九架炉组下段;O_{2m}—中奥陶统湄潭组;O_{1h}—下奥陶统红花园组;O_{1t}—下奥陶统桐梓组
C_{1j}²—the upper section of Jiujialu Formation; C_{1j}¹—Lower section of Jiujialu Formation; O_{2m}—Meitan formation of the Central Ordovician; O_{1h}—Honghuayuan formation of Lower Ordovician; O_{1t}—Tongzi Formation of lower Ordovician

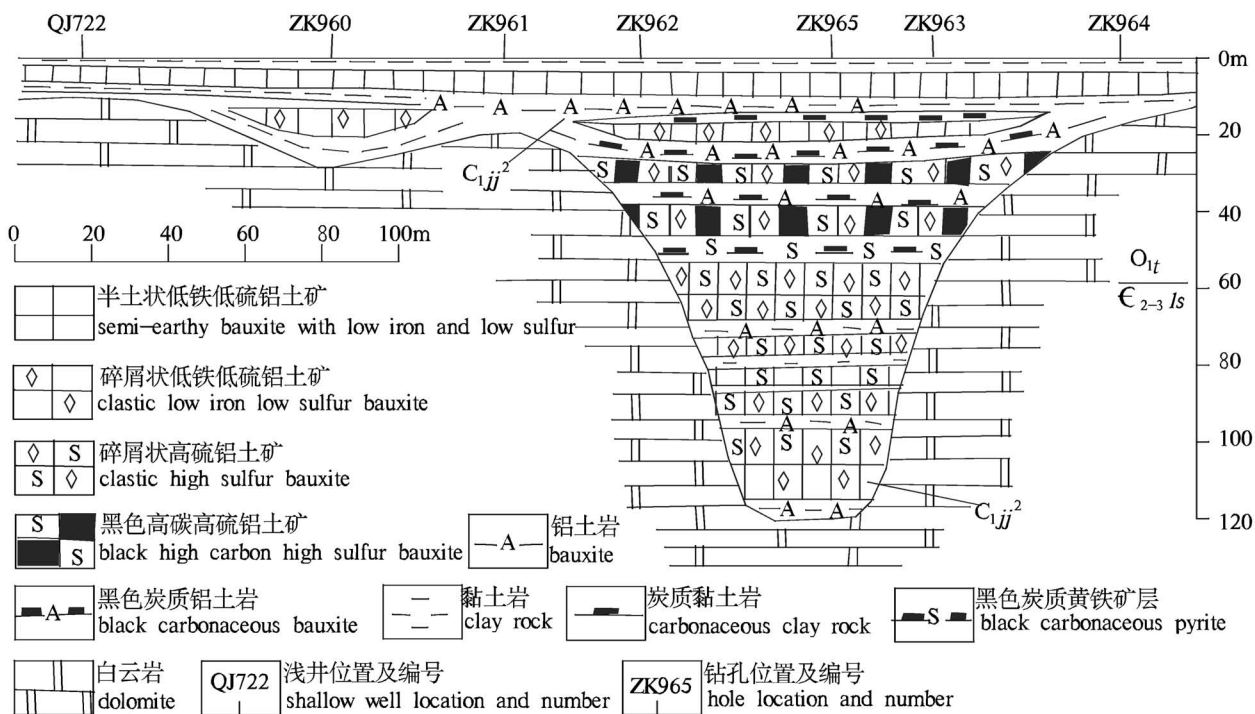


图6 遵义矿带后槽矿区9⁺⁵⁰勘探线九架炉组沉积剖面(据杨祖庆等^[19]原始资料编制)

Fig. 6 Sedimentary section of the Jiujialu formation on the ,exploration line 9⁺⁵⁰, Houcao mining area,

Zunyi ore belt(Modified from Yang Zuqing et al. ^[19])

C_{1j2}—九架炉组上段;O_{1t}—下奥陶统桐梓组;Є_{2-3ls}—寒武系娄山关组

C_{1j2}—the upper section of Jiujialu Formation;O_{1t} —Tongzi Formation of lower Ordovician;Є_{2-3ls} —Loushguan Formation of Cambrian

水岭或古物源剥蚀区的地方,即溶盆最下部,溶蚀洼地面积减小,深度变浅,以致逐渐消失(刘平等,2013)。

据了解,匈牙利岩溶型铝土矿成矿时代为中生代和新生代,全属地中海型。铝土矿体形态多种多样,其中以层状、似层状矿体为主,约占全国总储量的57%,透镜状矿体占23%,桶状、柱状矿体占8%,漏斗状与桶状结合矿体占11%,纯漏斗状矿体占1%。前两类矿体厚度3~30 m,后三类矿体厚60~100 m左右^[16]。矿体形态反映溶蚀洼地的形态特征。本区溶蚀洼地型铝土矿与匈牙利地中海型岩溶铝土矿有许多相似之处。

3.1.3 溶蚀洼地型含矿岩系下段岩性特征

(1)沉积岩以紫红色铁质黏土岩及灰绿色绿泥石黏土岩为主,绿泥石岩较少。常夹赤铁矿及绿泥石赤铁矿透镜体、条带、团块,时夹少量菱铁矿。铁矿品位、厚度多达不到工业要求。偶夹少量白云岩、石灰岩透镜体。下段厚0~43 m,一般3~6 m。岩性、厚度均较稳定,变化不大。

(2)沉积岩以泥质结构为主,未见粗粒碎屑岩。沉积构造多为水平纹理、斜坡状纹理,片状矿物定向性强。各层之间为连续沉积,层间未见冲刷构造和侵蚀间断面。

(3)遵义后槽、仙人岩矿区下段底部,时见浅灰色石英砂岩小透镜体,零星分布于下伏O_{1t}白云岩侵蚀面之上,或产于底部铁质黏土岩层间,厚2~10 cm,长0.5~3 m。石英砂屑多为中—粗粒,以中粒砂屑为主,细粒较少,多棱角状—次圆状。石英砂屑占80%~94%,另有少量硅质岩屑;胶结物为伊利石(占5%~15%)与褐铁矿(1%~2%)。接触式—孔隙式胶结。仙人岩与后槽2件石英砂岩的粒度分析结果如图7所示。根据图7及石英砂屑以中粒为主,磨圆度欠佳,伊利石胶结等推断,似属近岸海滩砂岩。

(4)在仙人岩矿区ZK1704、ZK2602、ZK2507等钻孔,于九架炉组下段底部,见有厚0.14~0.21 m的灰绿色菱铁矿层。ZK1704剖面如下(该剖面缺失九架炉组上段):

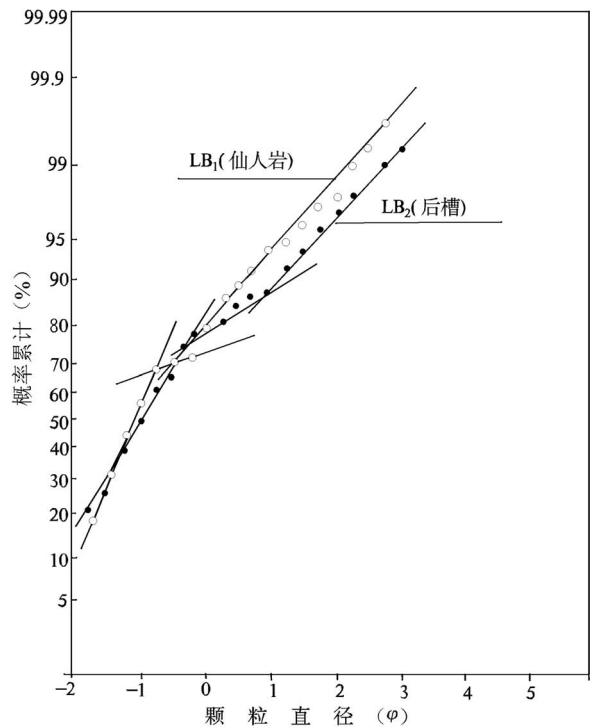


图 7 石英砂岩粒度概率曲线图

Fig. 7 Particle size probability curve of quartz sandstone

上覆地层： P_2q 深灰色厚层石灰岩 <5 m
-----假整合-----

九架炉组下段：

③ 顶部灰绿色黏土岩，上部紫灰色黏土岩，下部杂色含砾黏土岩，砾石由黏土岩组成。厚 1.22 m。

② 灰紫色、灰绿色含砾黏土岩，砾石由黏土岩组成，以次浑圆—浑圆为主。厚 0.24 m。

① 灰绿色黏土质菱铁矿，致密坚硬。厚 0.14 m。
-----假整合-----

下伏地层： O_1t 灰色中厚层细晶白云岩

据镜下观察，下部菱铁矿具细—粗晶结构，菱铁矿占 73%~78%，呈自形—半自形菱面体，粒径为 0.13~0.27 mm；伊利石占 20%~25%；石英、白云石各为 1%。菱铁矿中见少量海绿石，伊利石与海绿石皆为菱铁矿的胶结物。海绿石属海洋自生矿物。

(5) 经检测，本区绿泥石赤铁矿中有较多鲕绿泥石和磷绿泥石。北京大学地质系(1979)认为，鲕绿泥石和海绿石一样，属海洋自生矿物，只是其形成的深度和温度不同。南京大学地质系(1978)指出，鲕绿泥石和磷绿泥石是典型的海相化学沉积物，形成于近岸的浅海地区，属还原环境。武汉地质学院矿物教研室(1978)认为，鲕绿泥石是在贫氧富铁的浅海—滨海环境下形成的。三所大学学者都认为鲕

绿泥石和磷绿泥石属海相自生矿物。Bardossy (1982)认为，在还原条件下，富铁铝土矿与地下水中的氧化硅通过反应也可形成鲕绿泥石。

(6) 遵义仙人岩矿区 ZK702 钻孔，在九架炉组下段下部粉砂质黏土岩(厚约 10 m)中，夹一层厚 1.75 m 的灰色细晶石灰岩。在后槽矿区 ZK1504，九架炉组下段紫红色铁质黏土岩中所夹的赤铁矿层内，含有约 20% 的他形粒状白云石，镜下可见赤铁矿交代、蚕食白云石的现象，表明赤铁矿晚于白云石，二者均为海洋沉积产物。

(7) 仙人岩矿区川祖庙矿段 24 线北西端，地表九架炉组下段为含大量黄铁矿的黑色炭质黏土岩，与下伏寒武系娄山关组白云岩溶洞中所见岩性完全相同，连地层产状都非常一致(图 8)。在溶洞内含大量黄铁矿的黑色炭质黏土岩样品中，经鉴定，有大量疑源类化石与孢粉化石共生。孢粉专家高联达^①认为，疑源类是一种分类性质不明的海相微体单细胞藻类生物。M. D. 布拉谢尔(1986)指出：“疑源类从前寒武纪晚期至现代，在早古生代和中生代达到高峰”；“疑源类的地理分布说明它的部分或全部浮游生活方式”。

(8) 在后槽矿区山头上、槽房湾矿段，仙人岩矿区川祖庙矿段与苟江矿区水井坎矿段，见较多植物化石碎片，常见含大量黄铁矿的黑色炭质黏土岩，多已构成黄铁矿体。这是由于晚期沼泽化导致沉积环境发生剧变，由早期强氧化环境转变为强还原环境后形成的。

综合上述，从各种成因标志显示可知，溶蚀洼地型含矿岩系下段既有海相与过渡相沉积特征，又有湖泊相沉积特征，可能早期属近陆浅海，由于海洋沉积物堆积或因隆起地块的阻拦，海湾或内海被隔离而形成海源湖，下段含矿岩系沉积岩主要是海源湖泊的沉积产物。

3.1.4 溶蚀洼地型含矿岩系上段岩性特征

溶蚀洼地型含矿岩系上段沉积时，洼地形态多种多样，加之环境多变，故其岩性较下段岩性复杂得多。

(1) 上段岩性以浅灰、灰、灰绿、深灰、黑色的铝土矿、铝土岩和黏土岩(包括伊利石黏土岩、高岭石黏土岩、绿泥石黏土岩及炭质黏土岩等)为主，称为铝质岩段。厚 0~118 m，一般厚 5~40 m。铝土矿以碎屑状结构为主。遵义矿带后槽、仙人岩等 7 个矿区，分别受 7 个溶盆控制，这 7 个溶盆全是北、北东高，南、南西低。高铁铝土矿全分布在高处，低铁铝

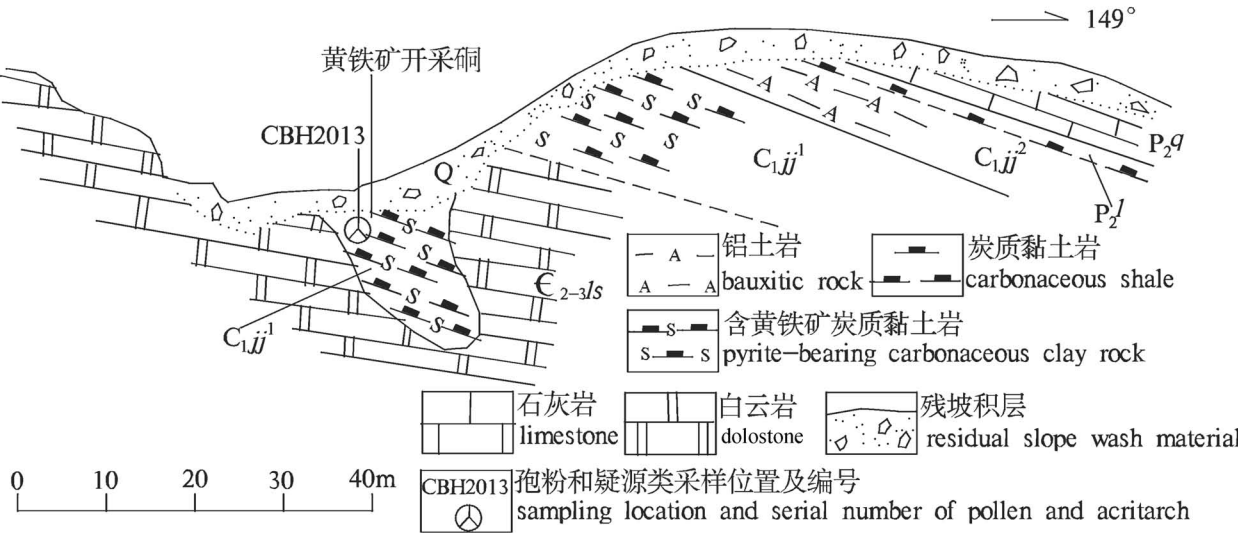


图 8 遵义仙人岩矿区川主庙矿段 24 勘探线北西端九架炉组素描图(据刘平等,2015)

Fig. 8 Sketch of Jiujialu Formation at northwest end of No. 24 exploration line in Chuanzhumiao ore block of the Xianrenyanmining area in Zunyi

Q—第四系; P_{2q}—中二叠统栖霞组; P_{2l}—中二叠统梁山组; C_{1j2}—下石炭统九架炉组上段; C_{1j1}—九架炉组下段; E_{2-3ls}—中上寒武统娄山关组

Q—Quaternary; P_{2q}—Middle Permian Qixia Formation; P_{2l}—Middle Permian Liangshan Formation; C_{1j2}—Lower Carboniferous upper Jiujialu Formation; C_{1j1}—Lower Jiujialu Formation; E_{2-3ls}—Middle—Upper Cambrian Loushanguan Formation

土矿在低处,具有明显的分带性。表明北、北东部曾是铝土矿含矿岩系直接母岩,亦即是含三水铝石铝土矿块砾的红土风化壳(红土型铝土矿)的堆积区和剥蚀区;溶盆南、南西部为高铁铝土矿和无矿带分布区,展现了整个溶盆内铝土矿矿石类型的分布特征(刘平等,2013)。

(2) 岩性、厚度变化甚大,短距离内常常难以对比,不仅相距很近的溶洼、溶坑中的岩性难以对比,如后槽矿区 ZK3002 与 ZK3006 两个钻孔上段的岩性完全不同(图 4);甚至同一溶洼、溶坑中的岩性也有显著差别,如图 9 中 ZK1006 有较多高铁铝土矿,而 ZK901 有大量黏土岩,说明是不同方向物质来源不同所致。

(3) 铝土矿、铝土岩和黏土岩皆以碎屑结构为主,碎屑包括陆源碎屑:如原红土风化壳中三水铝石屑(现已转变为硬水铝石)、铝铁岩屑、赤铁矿屑、黏土矿物屑及陆源矿物屑如锆石屑等;盆内碎屑:为沉积盆内水下滑动破碎而成为砂、砾级碎屑,多呈不规则状,无明显位移和磨蚀痕迹,具凝胶状结构和塑性变形。铝土矿、铝土岩碎屑粒度大小不等,砾级(粒度大于 20 mm 者罕见)、砂级、粉砂级、泥级均有

分布。碎屑多呈棱角状、次棱角状及次浑圆状,大小悬殊,杂乱分布,无分选性或分选性差。砾中砾、砾中砂、砾中鲕等复碎屑甚多;豆鲕状铝土矿很多已破碎呈砂、砾屑状,表明豆鲕状结构主要是原风化壳中形成,后于再搬运过程中破碎所致。

(4) 沉积构造主要是没有纹理的块状构造。有时可见具强水动力特征的交错层理,亦可见到弱水动力的斜坡状纹理,但都延长不远,常被含大量粗粒碎屑的泥石流沉积物(主要是碎屑状铝土矿)破坏而不完整。层间冲刷构造和侵蚀间断面甚为常见(图 10)。

(5) 铝土矿、铝土岩及黏土岩中,植物化石碎片及碳屑较多,时见 *Stigmana ficoides* (Stemberg) Brongniart 植物化石。炭质黏土岩较为常见,时见黑色如煤的高碳铝土矿、高碳铝土岩和煤层。高铁铝土矿分布区内,黑色炭质岩类甚少。在以高铁铝土矿为主的仙人岩矿段(占全矿区矿石总量的 74%)内,共施工钻孔 182 个,竟没有一个钻孔见到煤层和炭质黏土岩。在 439 个见矿工程中,仅 2 个探槽见有厚 0.63 m 和 1.18 m 的炭质黏土岩。而在离高铁铝土矿稍远的地段,炭质岩类则较为普遍。在距四

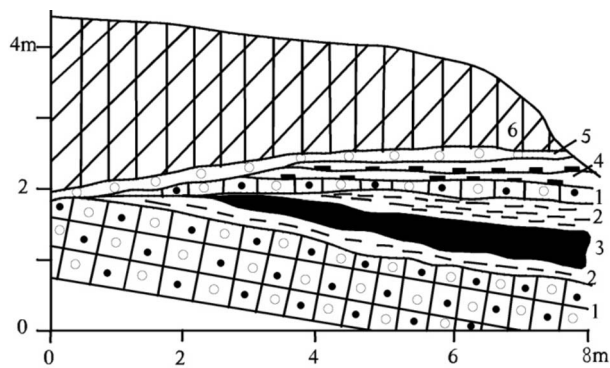


图 10 遵义后槽矿区贺家槽采场素描图

Fig. 10 Sketch of Hejiacao pit in Houcao mining area in Zunyi

1—豆砾状铝土矿;2—黏土岩;3—含球状黄铁矿的煤层;4—炭质黏土岩;5—砾岩(砾石由铝土矿组成);6—致密状铝土矿
1—pisolitic bauxite; 2—clay rock; 3—coal seam containing framboidal pyrite; 4—carbonaceous clay rock; 5—conglomerate(the composition of the gravel is bauxite) ;6—dense bauxite

段,没有下段),有 7 层碎屑状铝土矿与 7 层煤构成 7 个旋回,最厚的碎屑状高硫铝土矿 9.49 m,最厚煤层 11.54 m。后槽矿区山头上矿段 ZK965,含矿岩系上段(该处无下段)厚 118.48 m,由 11 层深灰色碎屑状铝土矿与 11 层黑色炭质黏土岩、深灰色黏土岩等互层,构成 11 个沉积旋回,最厚的碎屑状高硫铝土矿 15.30 m,最厚炭质黏土岩 8.56 m。这类沉积旋回显然是由于洪水控制的泥石流沉积,与沼泽、泥炭沼泽沉积周期性变化而形成的。据高道德等(1992)岩矿鉴定资料,在仙人岩矿区川祖庙矿段见到氢氧化铝凝胶(现已变为硬水铝石)交代植物丝状体的假象,证明该铝土矿确是在陆地上形成的。

分布在遵义后槽、仙人岩矿区的高铁铝土矿,包含赤铁矿—硬水铝石、褐铁矿—硬水铝石和绿泥石—硬水铝石 3 种矿物相。绿泥石—硬水铝石矿物相矿石,呈灰绿色、钢灰色,硬水铝石占 50%~74%,绿泥石占 15%~30%,经 X 射线分析,其中有鲕绿泥石、铁绿泥石和磷绿泥石。

(8)有些深溶坑内,含矿岩系上段的铝土岩、黏土岩甚少,绝大部分是碎屑状铝土矿,如苟江矿区 ZK2011 含矿岩系上段厚 108.69 m(该孔无含矿岩系下段),其中铝土矿累计厚 97.26 m(中国矿产地志编委会,2019);遵义某地 ZK5600,九架炉组含矿岩系上段(该处无下段)厚 102.98 m,其中铝土矿累计厚 81.17 m(图 11);后槽矿区 ZK965 上段(该

处无下段)厚 118.14 m,其中铝土矿累计厚 84.67 m(图 6)。表明该区以泥石流沉积为主,沼泽沉积较少。

笔者等 1987 年在河南嵩山铝土矿区实地观察到一个已探空的大溶坑,其平面直径与垂直深度大约均为 100 m 左右,采空区四周的碳酸盐岩岩壁近于直立,底部亦较平整。该采空溶坑完全呈桶状,据矿区负责人介绍,该桶内几乎全为铝土矿充填,总共产出铝土矿矿石 1 Mt 左右。已如前述,匈牙利也有这种桶状铝土矿矿体,说明桶状矿体也是比较常见的形态。

(9)清镇林歹矿区九架炉组上段浅灰色致密状铝土矿内,夹有浅黄色含黏土质的白云岩透镜体(朱霭林等,1984)。在修文沉积区的小山坝、息烽西雅等地的九架炉组上段,高联达在鉴定该地孢粉样品中,发现有丰富的牙形石(未定属、种),并认为该地沉积环境属海相(1:20 万息烽幅区域地质调查报告,1980)。

综上,溶蚀洼地型含矿岩系上段沉积物,主要是在陆地上受间歇性、周期性洪水控制的泥石流沉积和与之相间的沼泽、泥炭沼泽的沉积产物。沼泽、泥炭沼泽中繁茂的植物,为水体增加了大量腐殖酸之类的有机酸,植物遗体中的蛋白质可分解形成 H_2S , H_2S 与水体中的 Fe^{2+} 作用可形成黄铁矿,故在炭质岩及其附近的沉积岩中,常含大量黄铁矿。从高铁铝土矿中含有鲕绿泥石和磷绿泥石等海相自生矿物,以及铝土矿层间的一些黏土岩也具有过渡相特征推断,由于沉积区距海较近,面向大海,且略向海倾斜,在上段沉积过程中,是容易受到海水影响的,以致在铝土矿层中夹有白云岩透镜体,在孢粉样品中见到牙形石等。

3.1.5 溶蚀洼地型铝土矿含矿岩系成因及下伏碳酸盐岩岩溶发育阶段

(1)本区早石炭世九架炉组下段(C_{1j}^{1-1})沉积区与晚石炭世大竹园组下段(C_{2d}^{1-1})沉积区均距海较近,由于海洋沉积物堆积或因隆起地块的阻拦,海湾或内海被隔离而形成海源湖。随着地壳不断隆升,海平面下降,海水退却,原有的海源湖泊逐渐消失,并暴露地表。随着侵蚀、溶蚀作用的进展,逐渐在海源湖泊沉积物和下伏碳酸盐岩基底上,形成新的溶蚀洼地,为含矿岩系上段沉积物的形成提供了沉积基地。

(2)仙人岩矿区川主庙矿段,在 O_1t 白云岩侵蚀面上及其下伏溶洞中,九架炉组下段均为含有大量

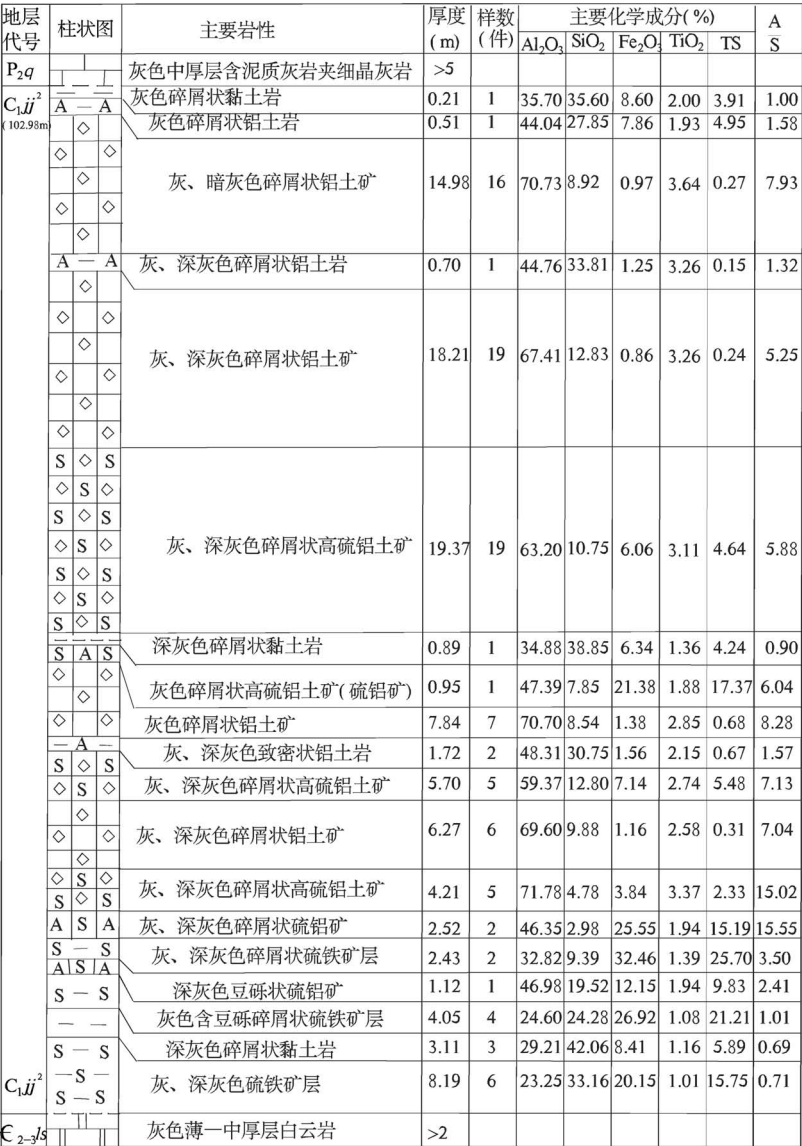


图 11 遵义某地 ZK5600 九架炉组地层柱状图及化学成分
(据贵州省地矿局 106 地质大队 2016 年钻孔资料编绘)

Fig. 11 Column chart and chemical composition of the Jiujialu Formation in the ZK5600, Somewhere in Zunyi (From 2016's drilling data compiled by the 106 Geological Brigade, Guizhou Geology and Mineral Bureau)

黄铁矿的黑色炭质黏土岩,二者连地层产状都完全相同(图 8)。此外,修文小山坝矿区五龙寺矿段一露天采矿场,在娄山关组(Є₂₋₃ls)白云岩侵蚀面上及其下方溶洞中,九架炉组下段和上段的地层层序、岩性也完全相同(刘平等,2015)。遵义后槽矿区及清镇猫场矿区含矿岩系下段时见赤铁矿与菱铁矿、白云石共生,镜下可观察到赤铁矿交代、蚕食菱铁矿、白云石的现象,说明赤铁矿晚于菱铁矿、白云石,但形成时间非常接近。

(3)以往笔者等曾认为,岩溶型铝土矿含矿岩系的形成过程,是碳酸盐岩先形成各种形态的溶蚀洼地后,含三水铝石的红土风化壳物质,再被流水搬运到溶蚀洼地中沉积下来。从上述可知,溶蚀洼地的形成与含矿岩系的沉积,没有明显的先后之分,而是边溶蚀边沉积,大致是同步进行的。

笔者等在后槽矿区一露天采场实地观察,在一桶状矿体边缘,铝土矿体与其周边的下伏 O_{1t} 白云岩接触带近于直立,接触带有宽约 10~20 cm 的缝隙,其中充满铝土质、黏土质的砂、砾级碎屑,特别是内含很多呈掌状、团块状、不规则条带状的白色高岭石,自上而下顺接触带缝隙断续分布。由此联想到,从物源区搬运而来的红土风化壳物质,进入低洼的负地形后,一部分水在洼地内向下渗透、溶蚀,另一部分水(可能是大部)沿沉积物与白云岩接触带缝隙向下渗透、溶蚀。由于是在赤道附近,属热带气候区,年降雨量常达 1500~2000 mm,且多是暴雨,降雨强度大,溶蚀率高;加之植物繁茂,微生物作用强烈,植物腐殖质分解完全,土壤和空气中所含二氧化碳较高,增加了岩溶发育的强度(地球科学大辞典编委会,2006)。由此可见,在热带岩溶区内,流水边溶蚀,风化壳物质边沉积应属常态现象。热带地区陆地上的水,对碳酸盐岩的溶蚀强度大,可向下溶蚀很深,因而含矿岩系上段沉积物,可随水向下切穿含矿岩系下段沉积物,直达基底碳酸盐岩。

据区内所见,各种形态岩溶洼地发生、发展过程,大致如图 12 所示。根据本区地表有大量溶洼、溶坑及溶槽等特征,早石炭世九架炉组沉积时,下伏基底碳酸盐岩正处于壮年期岩溶发育阶段。

(4)“随着溶洼、溶坑、溶槽中沉积物的不断增厚,最终使所有溶蚀洼地被逐渐填平,连接成为溶盆中一个面积更大而平缓的洼地。一旦洪水泛滥,就会发生较大面积的洪泛沉积,如此反复多次,新生的

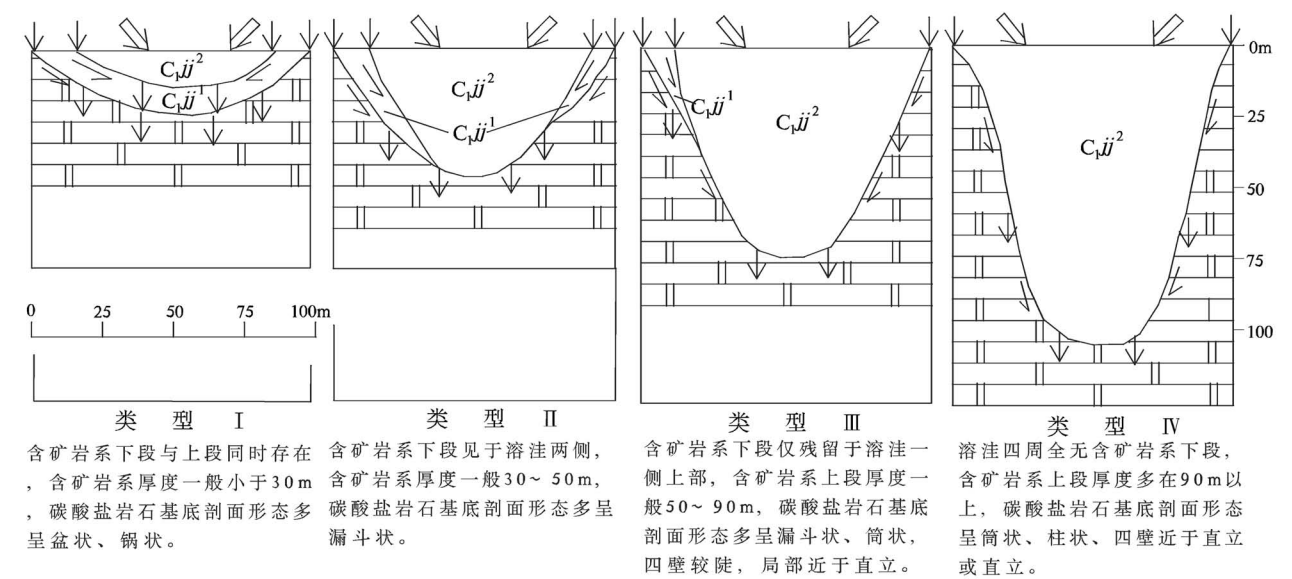


图 12 黔北—渝南岩溶洼地型铝土矿含矿岩系发展演化示意图

Fig. 12 Schematic diagram of the development and evolution of the ore-bearing rock series of the karst depression type bauxite in northern Guizhou—southern Chongqing area

图上部双线箭头是指沉积物与地表水的来源方向;图中单线箭头是表示地表水溶蚀、渗透的走向。溶蚀洼地与沉积物是大致同时形成的

The double arrows in the upper part of the figure refer to the source direction of sediment and surface water. The single-line arrow in the figure represents the trend of surface water dissolution and infiltration. Dissolution depressions and sediments are formed at roughly the same time

铝土质、黏土质,就会形成一个超出原溶洼、溶坑、溶槽范围的层状、似层状的铝土矿体和黏土岩层”(刘平等,2016a)。笔者等曾把这个覆盖整个溶盆的完整矿体,称为主流面状矿体,以使之与其下各类溶蚀洼地中形成的孤立矿体相区分。这种主流面状矿体是矿区内最主要的矿体,其矿石储量占全矿区的绝大部分。主流面状矿体与孤立矿体,在整个溶盆的纵向沉积剖面图中表现得非常明显(图 13)。主流面状矿体具有明显的层状特征。图 13 中标注有 3、5、7、9、35 等矿体编号者,皆为洪泛漫流沉积形成的主流面状矿体,因沉积后遭受构造运动的破坏和侵蚀、剥蚀,使完整的矿体支离破碎,而被人为的分为若干矿体。主流面状矿体形成之后,溶盆被沉积物填满,溶蚀洼地型含矿岩系的沉积阶段即告终结,转而进入沉积物的固结成岩阶段。

(5)岩溶洼地型铝土矿含矿岩系下段,为永久性、低能、浅水、海源湖泊环境的沉积产物;含矿岩系上段是陆地上受间歇性洪水控制、于溶蚀洼地中沉积而成的;总体来说,溶蚀洼地型铝土矿含矿岩系是在海退阶段形成的。

3.2 岩溶湖泊型铝土矿含矿岩系特征及成因

岩溶湖泊型铝土矿含矿岩系主要分布在清镇—

修文沉积区和黔北—渝南沉积区内,其中以清镇猫场矿区、务川大竹园矿区和正安旦坪矿区特征明显,最具代表性。以下简要阐述岩溶湖泊型矿床地质特征、湖泊形态特征、岩性特征及其成因。

3.2.1 岩溶湖泊型铝土矿矿床地质特征

岩溶湖泊型铝土矿矿床最大特点是矿体数量少而规模巨大,矿体厚度变化小,形态简单。概述如下。

3.2.1.1 清镇猫场矿区

猫场矿区位于清镇—修文沉积区南部,是贵州地质局黔中地质大队,于 1959 年通过成矿预测发现的一个超大型隐伏矿区。矿区东西长 12 km,南北宽约 9 km,面积约 100 km²。分为将军岩、红花寨、白浪坝、周刘彭、水落潭、李家冲、猫场、平桥、杨家洞 9 个矿段。经 50 多年普查、详查和勘探工作,已证实为中国规模最大的超大型铝土矿矿区。矿区位于大威岭背斜 NE 端,受次级南北向猫场横跨背斜控制。铝土矿含矿岩系属下石炭统九架炉组(C_{1j}),假整合于中寒武统石冷水组(ϵ_2s)至寒武系中上部娄山关组($\epsilon_{2-3}ls$)白云岩侵蚀面上。九架炉组下段(C_{1j}^1),主要岩性为紫红色铁质黏土岩、灰绿色绿泥石黏土岩,时夹大量似层状、透镜状赤铁矿及少量白

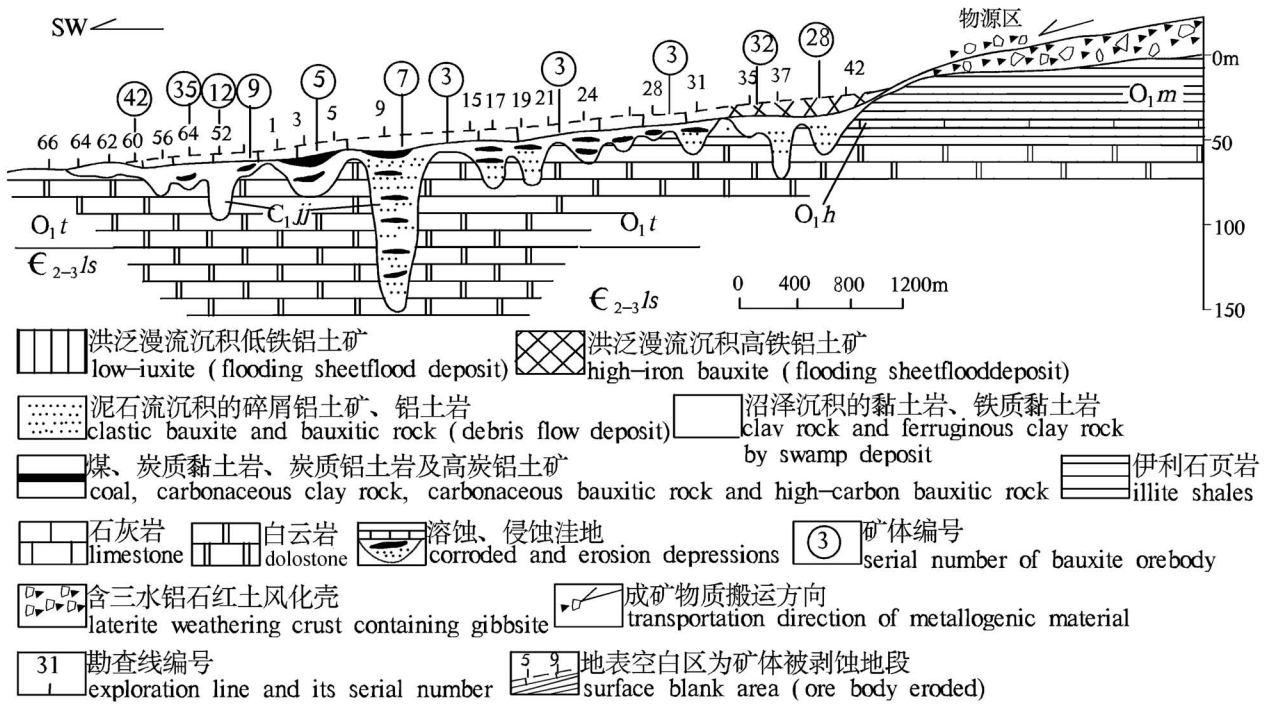


图 13 后槽矿区岩溶盆地内九架炉组沉积纵剖面示意图(据刘平等,2016a)

Fig. 13 Schematic diagram of sedimentary lengthwise section of Jiujialu Formation of corroded and erosion depressions in the Houcaomining area(modified after references[3,4])

C_{1jj}—下石炭统九架炉组;O_{1m}—下奥陶统湄潭组;O_{1h}—红花园组;O_{1t}—桐梓组;E_{2-3ls}—中上寒武统娄山关组

C_{1jj} —Lower Carboniferous Jiujialu Formation; O_{1m} —Lower Ordovician Meitan Formation; O_{1h} —Honghuayuan Formation;

O_{1t} —Tongzi Formation; E_{2-3ls} —Middle—Upper Cambrian Loushanguan Formation

云岩透镜体,下段厚 0~10 m。九架炉组上段(C_{1jj}²),主要为各种类型的铝土矿、铝土岩、黏土岩,时夹黄铁矿层及耐火黏土矿层,厚 0~25.12 m,一般厚 5~8 m。九架炉组上段顶部为一层分布较为稳

定的灰绿色、灰色、杂色黏土岩,厚 0~6.78 m。猫场矿区九架炉组综合地层剖面及化学成分见表 2。

猫场矿区共有 7 个铝土矿体,主矿体 1 层,局部 2 层。矿体多呈层状、似层状及透镜状,规模巨大。

表 2 贵州修文—清镇矿带猫场矿区下石炭统九架炉组综合地层剖面、岩石化学成分
Table 2 The Comprehensive stratigraphic profile, chemical composition of the Lower Carboniferous Jiujialu Formation in Maochang mining area, Xiuwen—Qingzhen Mining Zone, Guizhou

地层代号	主要岩性	厚度 (m)	化学成分(%)							A/S
			Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	TS	K ₂ O	MgO	
C _{1b}	灰、浅灰色白云岩	>5								
C _{1jj} ² (5~22m)	灰绿色含伊利石黏土岩	0~6	32.19	34.67	6.42	1.26	3.63	3.96	3.03	0.93
	灰、灰白色土状铝土矿		77.47	4.53	1.61	3.16	0.39	0.57	0.36	17.10
	灰、深灰色碎屑状铝土矿	3~10	71.42	3.01	1.45	2.98	0.28	2.07	0.30	23.73
	灰、深灰色碎屑状高硫铝土矿		63.27	12.25	3.14	2.73	1.63	/	0.50	5.16
	浅灰色铝土岩(耐火黏土矿)	1~3	48.10	29.69	1.80	2.15	0.42	5.17	0.72	1.62
	黄铁矿层(产于铝土岩中)	1~3	25.35	15.17	18.08	1.27	19.17	1.99	1.70	1.67
C _{1jj} ¹ (0~5m)	紫红色铁质黏土岩	0~2	28.04	28.64	22.59	1.47	1.29	3.86	3.05	0.98
	紫红色赤铁矿层	0~3	9.03	10.43	59.22	0.42	0.25	0.42	3.58	0.87
E _{2s}	灰、浅灰色细晶白云岩	>5	1.67	1.36	1.56	0.09	0.16	0.30	20.47	1.23

注:据 蒋少军等^⑥资料综合编制。

矿体平均厚 1.85~6.88 m。铝土矿矿石自然类型中,土状矿石占 70%,致密状矿石占 19%,碎屑状矿石占 11%,豆鲕状矿石甚为少见。矿石工业类型以低铁低硫铝土矿为主,占全矿区矿石总量的 72%,高硫铝土矿占 20%,高铁铝土矿占 8%。现选择其中 3 个铝土矿矿体概述如下:

矿区最大两个矿体是:①西部北侧红花寨(I号)矿体,面积 6.32 km²,主要为低铁低硫铝土矿与高硫铝土矿混生,矿体平均厚 4.43 m,探明铝土矿资源量 71.8223 Mt(333 以上—下同);平均化学成分 Al₂O₃ 69.60%, SiO₂ 6.72%, Fe₂O₃ 3.59%, TS 1.02%, A/S 10.36。②水落潭(II号)矿体面积 6.30 km²,矿体平均厚 5.23 m。探明铝土矿资源量 67.0345 Mt,亦低铁低硫铝土矿与高硫铝土矿混生,平均化学成分与 I 号矿体近似。③III号矿体是位于红花寨(I号)与水落潭(II号)两个最大矿体之间的高铁铝土矿矿体,呈北西向不规则长条状分布,面积 0.7 km²,平均厚 6.88 m,;平均化学成分 Al₂O₃ 51.89%, SiO₂ 7.07%, Fe₂O₃ 18.94%, TS 0.29%, A/S 7.34;组成矿物主要是硬水铝石和菱铁矿,探明铝土矿资源量 16.03 Mt。

截至 2017 年底,猫场矿区累计共探明铝土矿矿石资源储量 224.5659 Mt,共生黄铁矿 12.78 Mt,赤铁矿 53.35 Mt,硬质耐火黏土矿 14.57 Mt(中国矿产地志·贵州卷编委会,2019)。黄铁矿、硬质耐火黏土矿储量是 1992 年统计结果(中国矿床发现史贵州卷编委会,1996)。

3.2.1.2 务川大竹园矿区

务川大竹园矿区位于黔北—渝南沉积区,道真—南川铝土矿带东部,铝土矿分布于 NNE 向栗园向斜北部。全矿区只有一个矿体,矿体面积接近矿区面积。矿体南北向最大长度 7.9 km,东西向最大宽度 7.7 km,矿体面积 22.6 km²。由于矿体连为一体,面积甚大,且绝大部分隐伏于地下,为便于开展地质工作,人为划分为 3 个矿段:向斜轴线以东为白岩塘矿段,向斜轴线以西为木海坨矿段,向斜南段核部称为南部矿段。铝土矿含矿岩系属上石炭统大竹园组(C₂d),假整合于上石炭统黄龙组(C₂h)灰岩和(或)下志留统韩家店组(S₁hj)伊利石泥、页岩侵蚀面上。大竹园组下段(C₂d¹),以灰绿色绿泥石黏土岩、墨绿色绿泥石岩及紫红色铁质黏土岩为主,时夹少量赤铁矿、鲕绿泥石铁矿透镜体、团块等,铁矿石品位、厚度多未达工业要求。下段一般厚 2~4 m,最厚 9.30 m。大竹园组上段(C₂d²),以半土状、碎屑

状、致密状铝土矿为主,伴有铝土岩、黏土岩等。上段一般厚 4~6 m,最厚 12.3 m。代表性剖面及化学成分如表 3 所示。

全矿区铝土矿体平均厚 1.88~2.06 m,厚度变化系数为 48.97%~49.81%,厚度变化不大,均属较稳定型。在地表和近地表处为低铁低硫铝土矿,占矿石总量的 59.15%,平均化学成分:Al₂O₃ 65.83%, SiO₂ 10.31%, Fe₂O₃ 4.14%, TS 0.42%, A/S 6.39。地下深部多为高硫铝土矿。矿区未见高铁铝土矿体(李沛刚等,2014)。

大竹园矿区共探明铝土矿资源量(333 以上) 84.3122 Mt(中国矿产地志·贵州卷编委会,2019 审稿)。

3.2.1.3 正安旦坪矿区

正安旦坪矿区位于黔北—渝南沉积区正安铝土矿带中部,新模式向斜北部向斜轴由 NNE 向转为 NE 向的地段。含矿岩系属大竹园组(C₂d),绝大部分假整合于下志留统韩家店组(S₁hj)泥、页岩之上。下伏地层中仅见极少量上石炭统黄龙组(C₂h)石灰岩残留体。大竹园组共厚 1.89~11.47 m,平均 4.99 m。大竹园组下段(C₂d¹)主要为灰绿色绿泥石黏土岩及紫红色铁质黏土岩,时夹少量透镜状或条带状赤铁矿、鲕绿泥石铁矿,下段厚 0.85~5.73 m。全矿区虽有 24 个探矿工程见到铁矿层,但绝大部分 TFe 含量及厚度达不到工业要求。含矿岩系上段(C₂d²)铝土矿,绝大部分隐伏于地下,主要为灰、深灰色碎屑状高硫铝土矿和黑色高碳高硫铝土矿,低铁低硫铝土矿较少,上段厚 1.14~5.74 m。含矿岩系剖面及化学成分见表 4。

旦坪矿区共有 3 个矿体,矿体平均厚 1.62~2.42 m,矿体厚度变化系数 24.35%~45.11%,厚度稳定,变化不大,均属较稳定型。矿石自然类型以碎屑状铝土矿为主,占 75.4%。绝大部分铝土矿体隐伏于地下,多属高硫铝土矿,仅地表附近见少量低铁低硫铝土矿。未见高铁铝土矿体。全矿区铝土矿体平均化学成分为 Al₂O₃ 56.90%, SiO₂ 11.17%, Fe₂O₃ 8.81%, TiO₂ 2.46%, TS 1.97%, A/S 5.09。截至 2017 年底,全矿区共探明铝土矿资源量 56.5815 Mt(333 以上)^⑦。

3.2.2 岩溶湖泊型溶湖形态特征

早石炭世九架炉组下段(C₁ij¹)沉积区与晚石炭世大竹园组下段(C₂d¹)沉积区均距海较近,由于海洋沉积物或因隆起地块的阻拦,海湾或内海被隔

表 3 道真—南川矿带大竹园矿区 ZK1602 井上石炭统大竹园组地层的岩石化学成分
Table 3 Chemical composition of the rocks from Upper Carboniferous Dazhuyuan Formation in the Drill ZK1602, Dazhuyuan Mining Area, Daozhen–Nanchuan Ore Belt

地层代号	样品号	主要岩性	化学成分(%)							A/S
			Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	TS	K ₂ O	MgO	
P ₂ q		灰色中厚、厚层石灰岩								
C ₂ d ² (4.46m)	DBy-224	灰绿色伊利石黏土岩	28.43	41.89	11.56	1.65	0.02	4.16	1.24	0.68
	DBy-225	褐黄色铁质黏土岩	34.88	30.97	17.22	1.89	0.09	1.72	0.55	1.13
	DBy-226	褐黄色铁质黏土岩	35.74	32.39	14.93	2.63	0.19	0.42	0.76	1.10
	DBy-227	灰色致密状铝土矿	57.02	22.09	2.33	2.81	0.07	0.21	0.43	2.58
	DBy-228	浅灰、黄灰色半土状铝土矿	70.15	8.62	0.51	3.53	0.04	0.35	0.17	8.14
	DBy-229	灰色致密状铝土矿	59.87	20.87	0.58	2.56	0.02	0.33	0.53	2.87
	DBy-230	灰、深灰色致密状铝土矿	66.82	14.45	0.55	2.65	0.02	0.43	0.38	4.62
	DBy-231	灰色致密状铝土矿	61.33	20.50	0.54	2.01	0.02	0.18	0.32	2.99
C ₂ d ¹ (5.15m)	DBy-232	含黄铁矿绿泥石黏土岩	29.95	32.51	13.73	1.23	10.66	3.21	0.52	0.92
	WDK-251	深灰绿色绿泥石岩	33.66	25.75	26.37	1.87	0.04	0.06	1.88	1.31
	252	紫红色铁质黏土岩	33.52	39.14	11.60	1.59	0.04	6.71	0.35	0.86
C ₂ h	WDK-253	粉红色粗晶灰岩	3.25	2.39	2.90	0.08	0.32	0.10	0.70	1.36
S ₁ hj	WDK-257	紫红、灰绿伊利石色页岩	25.64	45.18	11.41	1.05	0.01	6.38	2.51	0.57

注：DBy-224~DBy-232 据李沛刚等(2014)资料；WDK-251~WDK-257 据李沛刚等^④ TC1022 资料综合编制。

离而形成海源湖。随着地壳不断隆升,海平面下降,海水退却,到含矿岩系上段沉积时,原有的海源湖泊已逐渐消失,仅保留一些规模较大的湖泊,湖水也逐渐由咸水转为半咸水、淡水,最终成为陆源湖。这种陆源湖的湖盆大多是继承原海源湖的湖盆位置。含矿岩系上段沉积物,就是在这类陆源湖泊中沉积而成的。

现以清镇猫场矿区和黔北大竹园地区为例,简述岩溶湖泊形态特征。

表 4 正安矿带旦坪矿区 ZK14904 上石炭统大竹园组地层剖面及岩石化学成分
Table 4 Formation profile and chemical composition ZK14904 of the Upper Carboniferous Dazhuyuan Formation in Danping Mining area, Zheng'an Ore Belt

地层代号	样品号	主要岩性	厚度 (m)	化学成分(%)				A/S
				Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TS	
P ₂ q		灰、深灰色中厚层细晶石灰岩	>5					
P ₂ l		黑色炭质页岩	0~0.5					
C ₂ d ² (4.82m)	DPLy-92	浅灰、灰色黏土岩	0.68	32.56	36.70	8.96	4.72	0.89
	DPLy-93	灰色碎屑状高硫铝土矿	0.76	58.85	8.92	12.97	1.01	6.60
	DPLy-94	深灰色碎屑状铝土矿	0.71	60.73	7.90	12.72	0.11	7.69
	DPLy-95	黑色碎屑状高碳高硫铝土矿	0.93	61.58	5.71	10.35	1.05	10.78
	DPLy-96	黑色碎屑状高碳铝土矿	1.20	54.28	7.54	14.04	1.07	7.20
C ₁ d ¹ (4.78m)	DPLy-97	钢灰色铁质黏土岩	0.95	35.87	26.10	21.01	0.08	1.37
	DPLy-98	钢灰色铁质黏土岩	1.35	31.51	34.50	17.65	0.14	0.91
	DPLy-99	钢灰色铁质黏土岩	1.63	32.17	36.50	15.36	0.15	0.88
	加 1	灰绿色绿泥石黏土岩	0.85	26.64	25.40	28.15	0.14	1.05
S ₁ hj	加 2	灰绿、紫红色伊利石页岩	>5	26.95	44.72	10.91	0.01	0.60

注：据注释(7)原始资料综合编制,其中“加 1”样品化学成分据 ZK912 资料,“加 2”样品化学成分据附近 TC47 地表样品资料。

(1)清镇—修文沉积区南部的猫场矿区,面积约 100 km²。九架炉组下段主要为铁质黏土岩夹赤铁矿层,形成于近海的低能、浅水、海源湖泊中。据(高道德等,1992)研究,这些湖泊规模不等,形态各异,有园形、椭圆形、长条形、葫芦形等,彼此间水体相连,湖泊中或湖泊间常有溶丘分布,形成岛屿,局部类似“千岛湖”。湖泊周边因港湾、湖叉而很不规则。九架炉组上段沉积物所在的湖泊,大多沿袭下

段的湖盆位置,部分超出原湖盆范围。总体上构成大小不等,形态各异,部分水体相连的湖泊群。沉积物特征和下段岩性一样,亦是自湖缘向湖心由薄增厚,沉积物碎屑粒度由粗变细,只是此时的沉积环境,已是受间歇性洪水控制的高能、浅水、陆源湖泊了。

(2)黔北大竹园地区,位于务川县北部濯水镇范围,包括大竹园、大尖山和桶坪 3 个矿区。根据绿泥石黏土岩、绿泥石岩和铁质黏土岩分布范围推

算,大竹园组下段湖泊面积约为 480 km²。这是一个呈北北东向延伸的椭圆形浅水海源湖泊。大竹园组上段主要为铝土矿、铝土岩及黏土岩。根据大竹园、大尖山和桶坪 3 个矿区勘查资料,这 3 个矿区的原始铝土矿体可相互连接,矿体总面积约 288 km²,可以此铝土矿体面积大致代替上段间歇性、洪控、高能、浅水陆源湖的面积。上段陆源湖全部座落于下段海缘湖泊盆内。因濯水镇位于湖泊中心,曾命名为濯水湖。濯水湖北、东、南三面为台地或丘陵(*S₁hj* 泥页岩组成)和溶丘(*C₂h* 灰岩组成),仅西面敞开,与其他水体相连。大竹园组铝土矿体沉积形成后,经多次构造运动的破坏,遍布湖泊范围的原始矿体已支离破碎,现规模较大的大竹园矿体,也仅相当于古濯水陆源湖面积的很小一部分(刘平等, 2016b)。

3.2.3 岩溶湖泊型铝土矿含矿岩系下段岩性特征

岩溶湖泊型与溶蚀洼地型含矿岩系下段岩性近似,但又有其独自特征。

(1)含矿岩系下段岩石多为紫红色铁质黏土岩、灰绿色绿泥石黏土岩为主,夹少量墨绿色绿泥石岩,普遍夹赤铁矿、绿泥石赤铁矿,时见少量菱铁矿。下段厚 0~19.7 m,一般厚 3~5 m,岩性、厚度稳定,变化不大。下段岩石以泥质结构为主,未见粗粒碎屑岩。沉积构造主要为具水平纹理和斜坡状纹理的块状构造。各层之间为连续沉积,未见冲刷、侵蚀构造。

(2)清镇—修文沉积区赤铁矿较多,品位、厚度常达工业要求,称清镇式铁矿。铁矿体一般厚 1~3 m,最厚 6 m,在 27 个铝土矿床、点中,有 17 个矿床的铁矿石储量在 0.15~1.00 Mt 以上,猫场矿区探明铁矿石资源量高达 53.35 Mt(中国矿产地质志 贵州卷 铝土矿, 2019)(评审稿)。黔北—渝南沉积区,以灰绿色绿泥石黏土岩及墨绿色绿泥石岩为主,赤铁矿较少,品位、厚度多达不到工业要求。

(3)清镇—修文沉积区下段,铁质黏土岩中时夹 1~3 层厚 0.2~4.0 m 的白云岩透镜体;黔北—渝南沉积区下段未见有碳酸盐岩夹层。

(4)清镇猫场矿区 ZK412 钻孔九架炉组下段底部,在厚 3.53 m 的灰绿色含赤铁矿的绿泥石岩中,有不规则团块状赤铁矿与球粒状菱铁矿共生,其中伴有少量相对富集的泥—粉晶白云石,偏光镜下见赤铁矿蚕食、交代菱铁矿及白云石,说明海水中赤铁矿的形成晚于菱铁矿及白云石。

(5)由于湖泊局部沼泽化,常见植物化石碎片,

时见含大量黄铁矿的黑色炭质黏土岩构成黄铁矿体。

(6)务川大竹园矿区,由湖缘向湖心岩石粒度逐渐变细,厚度增大,见有水平层理,湖泊特征明显。

综合上述,岩溶湖泊型与溶蚀洼地型含矿岩系下段的岩性大同小异,二者下段皆是由浅海逐渐转变为海源湖泊的,只是清镇—修文沉积区含矿岩系下段的赤铁矿和白云岩夹层更多,受海水影响更大一些。

3.2.4 岩溶湖泊型铝土矿含矿岩系上段岩性特征

岩溶湖泊型与溶蚀洼地型相比,含矿岩系上段岩性有所不同,主要特征如下。

(1)以灰、浅灰、深灰及灰绿色铝土矿、铝土岩为主,夹伊利石黏土岩、高岭石黏土岩和绿泥石黏土岩。铝土矿以碎屑结构为主,有砾级、砂级、粉砂级及泥级屑。砂砾屑多为次棱角至次浑圆状,少数为浑圆状,碎屑总体磨圆度好于溶蚀洼地型铝土矿碎屑。

(2)大竹园矿区湖缘以砾屑铝土矿为主,湖心以粉砂屑、泥屑铝土矿为多,砾屑与粉砂屑之间砂屑铝土矿分布广泛。豆鲕状铝土矿多已破裂成碎屑,且多已磨蚀呈次浑圆状(以砂屑为主)。砾中砂、砾中鲕、砾中豆等复碎屑甚多。盆内碎屑丰富,约占碎屑总量的 15%。

(3)沉积物垂向充填序列,自下而上由砾屑—砂屑—粉砂屑—泥屑铝土矿组成,依碎屑粒度变化构成较小的沉积旋回,多时可见 4 个旋回。由于上段及部分下段岩石常遭剥蚀而不完整,通常只见到 2 个旋回。

(4)含矿岩系上段最厚 25 m,一般厚 5~8 m,地层厚度及岩性皆比较稳定,变化不大。岩石主要是没有纹理的块状构造,时见递变层理,以下粗上细的正粒序为多。层间常见冲刷构造,大多见于粗粒碎屑岩之下的细粒岩层顶面。局部可见水平层理。

(5)由于湖泊边缘或局部沼泽化,时见含大量植物化石碎片的黑色炭质黏土岩、黑色高碳铝土矿,其中含有大量黄铁矿,有的成为黄铁矿体,有的成为硫铝矿体。

(6)黔北正安红光坝矿区 ZK402 九架炉组铝土矿含矿岩系上段上部,在豆状铝土矿层之间,夹有紧密衔接的 2 层含生物屑石灰岩,生物碎屑种类有腕足屑、介形虫屑及少量棘皮屑、双壳屑等,皆强烈破碎的异地生物屑(详见前述)。

综上,岩溶湖泊型与溶蚀洼地型含矿岩系下段

岩性大致相同,海相与过渡相特征明显,皆属近海、永久性、低能、浅水海源湖泊环境。岩溶湖泊型与溶蚀洼地型含矿岩系上段岩性有较大差别。溶蚀洼地型含矿岩系上段岩性以间歇性泥石流沉积与沼泽、泥炭沼泽沉积相间互层者为多见,岩性、厚度变化较大;岩溶湖泊型含矿岩系上段形成于受洪水控制的、间歇性、高能、浅水陆源湖泊中,岩性、厚度比较稳

定,变化较小。

3.2.5 岩溶湖泊型铝土矿含矿岩系成因及下伏碳酸盐岩岩溶发育阶段

(1) 湖泊地貌是在内动力与外动力地质作用下,在陆地上形成的积水洼地形态。湖盆受地质条件、地形条件、气候条件等综合因素控制。因此,湖泊地貌与湖盆成因关系很大(地球科学大辞典编委

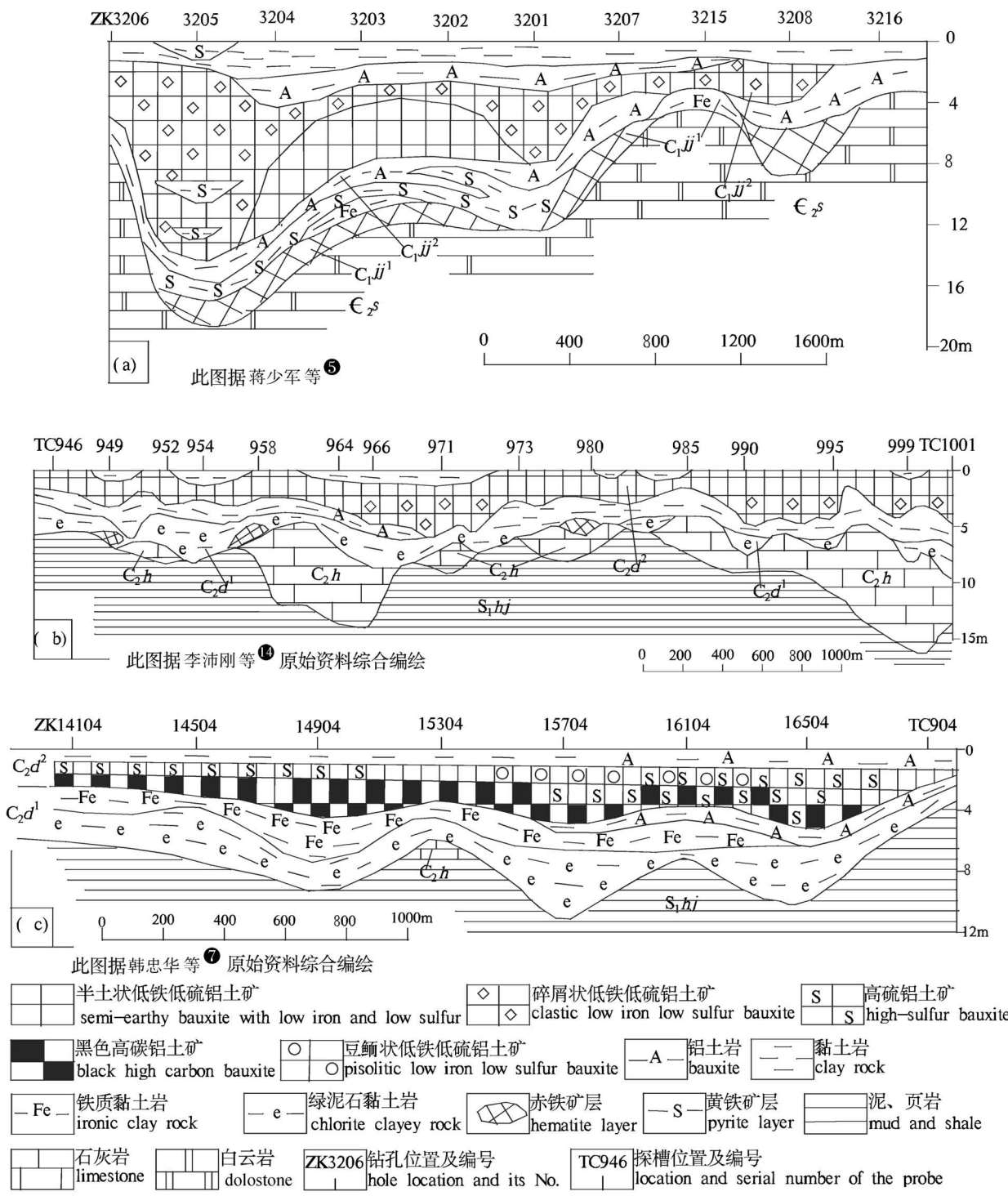


图 14 岩溶湖泊型铝土矿含矿岩系沉积剖面及下伏碳酸盐岩岩溶发展阶段

Fig. 14 Sedimentary section of ore-bearing rock series of karst lake-type bauxite and karst development stage of underlying carbonate rock

(a) 清镇猫场矿区沉积剖面及下伏壮年期岩溶发育阶段;(b) 务川大竹园矿区沉积剖面及下伏壮年期向老年期过渡岩溶发育阶段;(c) 正安旦坪矿区沉积剖面及下伏老年期岩溶发育阶段。 C_2d^2 —大竹园组上段; C_1d^1 —大竹园组下段; C_{1ij}^2 —九架炉组上段; C_{1ij}^1 —九架炉组下段; C_2h —上石炭统黄龙组; S_1hj —下志留统韩家店组; ϵ_{2s} —中寒武统石冷水组

(a) Sedimentary profile of Maochang mining area in Qingzhen and karst development stage in the underlying prime period; (b) the sedimentary profile and the transition karst development stage from the prime to the old age in the Dazhuyuan mining area of Wuchuan; (c) sedimentary profile and karst development stage of the underlying aged period in the Daping mining area, Zheng'an. C_2d^2 —upper section of the Dazhuyuan Formation; C_1d^1 —lower section of the Dazhuyuan Formation; C_{1ij}^2 —the upper section of the Jiujialu Formation; C_{1ij}^1 —lower section of the Jiujialu Formation; C_2h —the Upper Carboniferous Huanglong Formation; S_1hj —the Lower Silurian Hanjiadian Formation; ϵ_{2s} —the Middle Cambrian Shilengshui Formation

会,2006)。

本区早石炭世九架炉组下段(C_{1ij}^1)沉积区与晚石炭世大竹园组下段(C_2d^1)沉积区均距海较近,由于海洋沉积物堆积或因隆起地块的阻拦,海湾或内海被隔离而形成海源湖。随着地壳不断隆升,海平面下降,海水退却,原海源湖泊已部分消失,仅保留一些规模较大的湖泊,湖水也逐渐由咸水转为半咸水、淡水,最终成为陆源湖。这种陆源湖的湖盆大多是继承原海源湖的湖盆位置。岩溶湖泊型铝土矿含矿岩系上段沉积物,就是在这类陆源湖泊中沉积而成的。

(2)岩溶湖泊四周的台地、丘陵、溶丘,既是含三水铝石红土风化壳的形成场所,又是岩溶湖泊沉积物原始物质的供应场所,既有利于红土风化壳的形成与保留,又便于就近搬运到附近的岩溶湖泊中。

根据岩溶旋回理论,在地壳上升情况下,岩溶地貌要经历幼年期、青年期、壮年期和老年期4个阶段,“岩溶作用向地下深处发展所能达到的下限”,称为岩溶基准面。岩溶基准面就是巨厚的非可溶性岩层的顶板,也就是说,在碳酸盐岩岩层之下,非可溶性的不透水层广泛出露之时,就进入到了老年期岩溶阶段(地球科学大辞典编委会,2006)。图14充分展示了本区岩溶湖泊型铝土矿含矿岩系下伏岩溶地貌发育的不同阶段:猫场矿区九架炉组下伏寒武系石冷水组白云岩处于壮年期岩溶阶段;大竹园矿区大竹园组下伏黄龙组石灰岩处于壮年期向老年期发展的过渡阶段;旦坪矿区含矿岩系下伏基底绝大部分为下志留统韩家店组不透水泥、页岩,仅残留极少的黄龙组灰岩,表明已完全进入老年期岩溶阶段,岩溶活动至此告一段落。

(3)岩溶发育阶段,与含矿岩系下伏碳酸盐岩

的原始厚度有关,如猫场矿区九架炉组下伏寒武系 ϵ_{2s} — ϵ_{2-3ls} 为连续的碳酸盐岩,残留厚度约为750~1067 m;黔北—渝南大竹园组下伏黄龙组石灰岩较薄,矿区内最大残留厚度18.2 m,矿区外围残留厚度仅为30~60 m。

(4)岩溶湖泊型含矿岩系下段,主要是在永久性、低能、浅水海源湖泊中沉积而成的,含矿岩系上段为间歇性、洪控、高能、浅水陆源湖泊中沉积而成的。岩溶湖泊型与溶蚀洼地型的铝土矿含矿岩系一样,都形成于海退阶段。

4 岩溶型铝土矿含矿岩系的主要控制条件

近年来,关于黔中—渝南铝土矿成矿的控制条件,在一些研究成果中已有所论述,本文在吸取前人研究成果基础上,尝试对岩溶型铝土矿含矿岩系的控制条件作初步探讨,概述如后。

4.1 区域地质构造条件

黔中—渝南铝土矿成矿带,位于扬子准地台(I级)黔北台隆(II级)的遵义断供(III级)内。安顺—贵阳—凯里一线以北,是一个从震旦纪到晚三叠世的长期隆起区——黔北台隆;该线以南为与黔北台隆相对应的黔南台陷,是从泥盆纪到晚三叠世中期的拗陷区。赫章—安顺—紫云一线(即亚都—紫云—南丹断裂带)北东侧为遵义断拱,是泥盆纪与石炭纪的隆起区;该带南西侧的六盘水断陷带,是泥盆纪与石炭纪的沉积区(贵州省地质矿产局,1987)。在本区地质历史发展进程中,加里东旋回的都匀运动(奥陶纪与志留纪之间)和广西运动(志留纪与泥盆纪之间)后,地壳不断隆升,长期沉积间断。在地壳隆升的同时,各种地貌侵蚀作用也十分

活跃。大约在泥盆纪末期,黔中(清镇—修文、息烽—遵义)地区已准溶原化(高道德等,1992)。黔北—渝南地区于晚石炭世达拉期之后准溶原化。准溶原可能是某个时期的夷平面,内有大量高差不大的台地、丘陵和溶丘,也有众多深度不大的沟谷与溶蚀洼地,这些皆为尔后红土化与岩溶化的形成奠定了地形、地貌基础。

4.2 古纬度与古气候条件

泥盆纪与石炭纪之间的紫云运动期间,在地壳上升的同时,还发生了向南的漂移活动。据贵阳、惠水、平塘、罗甸等地古地磁资料,晚泥盆世为北纬 24.1° ,早石炭世杜内期(原岩关期)汤耙沟时为北纬 15.1° ,维宪期(原大塘期)旧司时为北纬 8.7° ,晚石炭世滑石板期为北纬 7.8° (吴祥和等,1989;1999)。贵州地质矿产局地质研究所秦典燮等,在遵义、道真等地的铝土矿区内,实测9条地质剖面,采集34件古地磁样品,测试结果平均为北纬 8.2° (刘巽峰等,1990)。结合区内含矿岩系中存在大量古植物和孢子、花粉化石等可知,黔中地区早石炭世杜内期晚期至维宪期中期,黔北—渝南地区晚石炭世逍遥期,完全处于北半球赤道附近的热带地区。在干湿交替、雨量充沛的热带气候区内,气候条件起着重要作用,既控制着温度、湿度、降雨量以及植物的生长,还控制岩溶变化和地貌形态的发展,等等。这一系列有利的地质、气候、地貌、水文、植物等条件,既适宜于成矿母岩红土化,也适宜于碳酸盐岩岩溶化,更为红土型铝土矿的形成,以及最终沉积成为岩溶型铝土矿含矿岩系创造了十分优越的环境。

4.3 古地理条件

早石炭世杜内期晚期至维宪期早—中期的九架炉组沉积区,分布在黔中古陆准溶原区(位于遵义断拱南段);晚石炭世逍遥期大竹园组沉积区,分布在黔北—渝南古陆(相当于遵义断拱北段)。九架炉组沉积区与大竹园组沉积区的分界线,大致在松烟—中桥—仁怀一带,该带内主要岩性为中、上奥陶统至下志留统的泥页岩、碎屑岩及少量碳酸盐岩,属以侵蚀为主的地貌类型。该带内既无九架炉组沉积物,亦未见大竹园组沉积物^⑮,即松烟—中桥—仁怀一带,相当于“古分水岭”。说明在黔中—渝南铝土矿成矿带分布区内,先后曾有两个时代、位置和形态完全不同的基底。一个是九架炉组沉积前,在遵义以南存在一个北高南低、向南缓倾的古夷平面,基底地层为寒武系和奥陶系,根据“古分水岭”至九架炉组沉积区南部边缘,含矿岩系下伏地层的残留厚

度推算,总坡降度约为 $2‰\sim 3‰$,南侧紧临滇黔桂海(高道德等,1992),并略向海倾斜;另一个是大竹园组沉积前,在遵义以北存在一个南高北低,总坡降度约为 $1‰\sim 2‰$,向北缓倾的古夷平面,基底地层为下志留统和上石炭统黄龙组,北侧靠近渝鄂海湾(刘宝珺等,1994),亦略向海倾斜。

4.4 水文地质条件

岩溶型铝土矿含矿岩系的形成,与其生成环境中的水文地质条件密切相关。岩溶型铝土矿含矿岩系形成的全过程,都离不开水——地表水与地下水的作用。水是母岩物理风化、化学风化的主要营力之一,对含三水铝石红土风化壳的形成起着决定性作用。巴尔多西等(1994)指出,“在特别良好的泄水条件下,铝土矿化作用只能在潜水面以上才能发生,而大量渗流雨水的活动也是一个决定性的因素”。由于本区位于热带气候区,雨量充沛,植物繁茂,微生物作用强烈,植物腐殖质分解完全,水中 H_2CO_3 、有机酸丰富,有利于母岩红土化和碳酸盐岩的岩溶化。九架炉组沉积区与大竹园组沉积区均位于古陆之上,二者皆面向大海并略向海倾斜,表明在黔中—渝南铝土矿成矿带内,先后存在两个径流区,一个是九架炉组沉积时由北向南汇集的径流区,水流最终汇入南部的滇黔桂海;另一个是大竹园组沉积时由南向北汇集的径流区,水流最终汇入北部的渝鄂海湾。这种古地理、地貌、水文地质条件等,对于岩溶型铝土矿含矿岩系的形成是非常有利的。由于两沉积区均距海较近且面向大海,故在铝土矿含矿岩系上段沉积时,很容易受到海泛和强风暴潮的影响,以致在含矿岩系上段的陆相地层中,时常可见到过渡相和海相的沉积特征。

遵义准溶原呈东西向带状展布,北侧临近松烟—中桥—仁怀一带的“古分水岭”,北高南低,其中后槽矿区九架炉组沉积前的古夷平面坡降度约为 $7‰\sim 10‰$ ^⑰,仙人岩矿区九架炉组沉积前的古夷平面坡降度约为 $9‰$ ^⑱,这种坡降度有利于地表水和地下水的渗透、补给及向海排泄,对于遵义矿带内溶蚀洼地型铝土矿含矿岩系的形成,是非常必要和有利的。

4.5 母岩条件

在有利于形成铝土矿含矿岩系的古地理、气候、水文地质等条件下,母岩是最主要的控制条件。岩溶型铝土矿含矿岩系的直接物质来源是含三水铝石的红土风化壳,含三水铝石红土风化壳的原始母岩是含大量铝硅酸盐矿物的岩石。本区铝土矿含矿岩

系下伏地层主要为沉积岩,尤以伊利石页岩、泥岩及碳酸盐岩为主。从下伏基底岩石的主要稳定化学成分,如 Al_2O_3 、 TiO_2 、Ga、Zr 等演化为铝土矿的富集率高低,可大致确定何种岩石是更有利于形成铝土矿的成矿母岩。清镇—修文沉积区铝土矿的直接下伏母岩主要是 C_2s 或 $\text{C}_{2-3}ls$ 白云岩,据 4 件白云岩平均值,演化为铝土矿的富集率分别为:31.37 倍、112.67 倍、38.50 倍、83.46 倍等,显然,仅依靠白云岩形成该区超大规模的铝土矿是比较困难的。据铝土矿人工重砂鉴定结果,该区铝土矿中以含陆源碎屑矿物锆石为多,是最主要的特征矿物,而白云岩中锆石矿物和 Zr 元素含量甚少,不足以满足形成铝土矿的需求,说明还有其他源岩。根据区域地质调查结果,在贵阳—修文一带,九架炉组下伏的断层夹缝带内,还保留有下奥陶统桐梓组 (O_1t) 白云岩夹伊利石页岩、红花园组 (O_1h) 灰岩和中奥陶统湄潭组 (O_2m) 伊利石页岩。据 O_1t 伊利石页岩 (7 件平均) 演化为铝土矿的富集率,分别为 3.28 倍、3.42 倍、3.74 倍、3.10 倍; O_2m 伊利石页岩 (4 件平均) 演化为铝土矿的富集率,分别为 2.83 倍、3.24 倍、3.52 倍、4.34 倍。可见页岩演化为铝土矿的富集率比 C_2s 、 $\text{C}_{2-3}ls$ 白云岩优越得多,说明 O_2m 伊利石页岩可能曾经是清镇—修文沉积区铝土矿的主要母岩 (刘平,1997;刘平等,2020)。

遵义矿带九架炉组铝土矿直接下伏地层,主要是 O_1t 白云岩夹伊利石页岩、 O_1h 灰岩和 O_2m 伊利石页岩。据 O_1t 白云岩 (8 件平均) 演化为铝土矿的富集率,分别为:19.76 倍、22.21 倍、23.20 倍、8.33 倍。 O_1h 灰岩 (5 件平均) 演化为铝土矿的富集率分别为 50.90 倍、51.83 倍、58.00 倍、22.61 倍。 O_1t 伊利石页岩、 O_2m 伊利石页岩演化为铝土矿的富集率如上所列,明显优于白云岩与灰岩。 O_1t 白云岩夹伊利石页岩、 O_1h 灰岩和 O_2m 伊利石页岩,可能都是遵义矿带铝土矿含矿岩系的母岩。

黔中织金—清镇—修文—息烽—遵义一带,在加里东构造阶段期间,先后发生了都匀运动 (奥陶纪末—志留纪初) 和广西运动 (志留纪末—泥盆纪初),形成了平缓而开阔的“黔中加里东复背斜” (即黔中隆起),同时伴有断裂构造。复背斜构造高点在织金珠藏一带,背斜轴自西南向东北倾斜,构造高度缓慢降低,地层由老而新 (高道德等,1992)。从西南部织金—黔西的下寒武统,向东北到黔西—清镇的中寒武统,修文—息烽的中上寒武统,遵义一带的下奥陶统—中奥陶统。目前所见,这些正是该地

区内九架炉组的直接下伏地层,可见九架炉组铝土矿含矿岩系与黔中古陆的密切关系。在贵阳与修文之间的断层夹缝带中,夹有隐伏于地下的下奥陶统桐梓组、红花园组、中奥陶统湄潭组,这些地层、岩性与遵义一带地表所见完全相同。由此可知,在清镇—修文九架炉组沉积之前, O_2m 页岩分布在所有地层的最上层,向下依次为 O_1h 灰岩、 O_1t 白云岩、页岩及 C_2s 、 $\text{C}_{2-3}ls$ 白云岩等。因此, O_2m 页岩是首先红土化的岩石,然后红土化逐层向下,当 C_2s 、 $\text{C}_{2-3}ls$ 白云岩红土化时, O_2m 页岩已完全变为红土风化壳,甚至可能变已为铝土矿了。也就是说,此时九架炉组直接的下伏 C_2s 或 $\text{C}_{2-3}ls$ 白云岩已不是最主要的母岩了。

黔北—渝南大竹园组的直接下伏岩石,为下志留统韩家店组 (S_1hj) 泥岩、页岩和 (或) 上石炭统黄龙组 (C_2h) 灰岩。据 S_1hj 伊利石泥、页岩 (5 件平均) 演化为铝土矿的富集率,分别为 2.84 倍、3.90 倍、2.74 倍和 5.09 倍; C_2h 石灰岩 (3 件平均) 演化为铝土矿的富集率,分别为 37.72 倍、113.00 倍、32.00 倍和 38.73 倍。显然 S_1hj 泥、页岩更有利于铝土矿的形成。据大竹园组铝土矿人工重砂鉴定结果,除含有较多锆石、金红石外,还含有较多其他沉积区罕见的磷灰石、磁铁矿及磷钇矿。在大竹园组下伏 S_1hj 伊利石泥、页岩中也发现有较多磷灰石、磁铁矿。大竹园组铝土矿含重稀土较多, $\text{Y}/\sum\text{REE}$ 为 22.82,而修文九架炉组铝土矿为 12.91,息烽—遵义沉积区铝土矿为 14.25。下伏 S_1hj 泥岩、页岩的 $\text{Y}/\sum\text{REE}$ 也仅为 12.19。而下伏黄龙组灰岩的 $\text{Y}/\sum\text{REE}$ 高达 36.02,其稀土高峰元素也为 Y,次高峰元素为 Nd,其他时代岩石的稀土高峰元素皆为 Ce,次高峰元素多为 La。也就是说韩家店组泥岩、页岩与上石炭统黄龙组石灰岩共同构成了黔北大竹园组铝土矿含矿岩系的母岩 (刘平,1997;刘平等,2019)。

下志留统韩家店组泥岩、页岩沉积之后,经长期沉积间断,地面凹凸不平,到晚石炭世海相黄龙组灰岩自重庆南川、武隆等地,呈楔形向南侵入,经贵州道真与务川北部,至正安以南逐渐尖灭 (刘文凯等,1993)。黄龙组灰岩完全沉积在下志留统韩家店组泥岩、页岩形成的低洼地带内。随着时间的推移,位于黄龙组灰岩东、南、西三面高地上的韩家店组泥岩、页岩,几乎与黄龙组灰岩同时进入红土化阶段,红土风化壳物质逐渐堆积、沉积在黄龙组灰岩的岩溶负地形中。所以说黔北—渝南铝土矿含矿岩系的

母岩就是下志留统韩家店组泥岩、页岩和黄龙组灰岩。

由上可见,在同样有利的成矿地质条件下,泥、页岩作为铝土矿成矿母岩的可能性,显然要比白云岩和石灰岩大得多。加之, O_2m 伊利石页岩与 S_1hj 伊利石泥、页岩分布面广,厚度巨大,具有丰富的矿源物质基础,所以 O_2m 页岩与 S_1hj 泥、页岩,分别是九架炉组与大竹园组铝土矿的主要母岩。虽然碳酸盐岩中稳定化学成分含量较少,但其中含泥质较多的碳酸盐岩的重要性也不可忽视,同样可成为成矿母岩。有些碳酸盐岩虽然含泥质不多,因其他条件有利,也可成为重要母岩,如大竹园组铝土矿中高含量的钇(Y)元素,就主要来源于下伏含钇(Y)元素甚高的黄龙组石灰岩。可以说泥岩、页岩虽是铝土矿含矿岩系的重要母岩,但一些碳酸盐岩也曾经是不可忽视的母岩组成部分。

4.6 植物条件

全区各地铝土矿含矿岩系中常见大量植物化石碎片,结合含矿岩系有大量孢粉化石(九架炉组独有的孢粉属、种 51 个,大竹园组独有的孢粉属、种 62 个,九架炉组与大竹园组共有的属、种 36 个),可知在早石炭世杜内期晚期至维宪期中期和晚石炭世逍遥期,处于赤道附近炎热多雨、干湿交替的环境中,植物相当繁茂。根据本区大量实际地质资料,植物的生长对铝土矿含矿岩系的形成,具有四大有利功能:

(1) 微生物作用强烈,植物腐殖质分解完全,土壤和空气中所含二氧化碳较高,水中 H_2CO_3 、有机酸丰富,增加了岩溶发育的强度,有利于碳酸盐岩的岩溶化。

(2) 在开放系统的氧化环境中,在因植物引发的酸性水介质(碳酸、重碳酸、有机酸)长期风化淋滤作用下,本区成矿母岩伊利石页岩和碳酸盐岩经脱硅、脱钾、富铝、富铁,并在新的物理—化学条件下,形成新的稳定矿物,如三水铝石、高岭石、伊利石、针铁矿、赤铁矿等,其中的 K、Na、Ca、Mg 和 Si 大部分被流水带走,而成为含三水铝石铝土矿块砾的红土风化壳,即大量植物的存在有利于成矿母岩的红土化。

(3) 红土风化壳物质,经地表水流搬运到附近溶蚀洼地或岩溶湖泊或沼泽中沉积下来,形成岩溶型铝土矿含矿岩系。在搬运和沉积过程中,它们依然是在受到植被影响的、富含有机酸的水中运动,可进一步脱硅去铁,有利于铝土矿质量的进一步优化。

(4) 沼泽、泥炭沼泽、溶蚀洼地经长期沉积,沉积物逐渐增厚,下部沉积物遂与空气隔绝而成为强还原环境,植物遗体蛋白质分解形成的 H_2S (或植物有机体中硫在厌氧细菌作用下形成 H_2S),与水介质中的 Fe^{2+} 相结合,可生成大量黄铁矿。黄铁矿是九架炉组含矿岩系中与铝土矿共生的主要矿产之一。

含矿岩系下段的海源湖或含矿岩系上段的陆源湖因水位下降,或溶蚀洼地积水,均可演化为沼泽、泥炭沼泽,有利于黄铁矿的生成和富集。后槽矿区槽房湾矿段 ZK5205,九架炉组下段海源湖局部沼泽化后形成的深灰、黑色含黄铁矿黏土岩连续厚 42.56 m,TS 平均 14.37%。后槽矿区四轮碑矿段 ZK3401,九架炉组下段海源湖局部沼泽化形成的深灰色含黄铁矿黏土岩共厚 21.79 m,中部连续厚 9.03 m 的 TS 平均 33.98%,其中连续 4 件样品 TS 更高达 43.0~46.48%。清镇猫场矿区 ZK1313,九架炉组上段陆源湖下部厚 3 m 的深灰色铝土矿中含黄铁矿甚多,TS 平均 12.35% 而成为硫铝矿。后槽矿区山头上矿段溶蚀洼地内,ZK901 九架炉组上段共厚 90.71 m,中下部有连续厚 33.11 m 的深灰、黑色含炭质黄铁矿黏土岩,TS 平均 13.17%。深灰色、黑色黏土岩、铝土矿中,普遍含有大量植物化石碎屑,说明曾有大量植物存在,可提供充分的 H_2S 以生成黄铁矿。

4.7 海洋条件

本区九架炉组、大竹园组铝土矿含矿岩系下段,均以铁质黏土岩、绿泥石黏土岩为主,夹有较多的赤铁矿、少量菱铁矿以及白云岩、石灰岩透镜体;在局部菱铁矿中见有少量海绿石;产有海相微体化石疑源类等海相沉积特征;时见赤铁矿、菱铁矿、白云石共生,偏光镜下可见到赤铁矿交代、蚕食菱铁矿、白云石的现象,表明赤铁矿虽晚于菱铁矿、白云石,但均为海洋沉积产物且沉积时间相近。九架炉组含矿岩系上段虽以陆相环境为主,但铝土矿层内也夹有白云岩、石灰岩小透镜体的现象;九架炉组上段孢粉样品内还见有丰富的牙形石;在大竹园组上段铝土矿层内更夹有生物屑灰岩,生物屑种类主要为腕足、介形虫、棘皮、双壳等强烈破碎的异地生物屑,都与海洋环境密切相关。

本区早石炭世九架炉组下段与晚石炭世大竹园组下段沉积区均距海较近,由于海洋沉积物堆积或因隆起地块的阻拦,海湾或内海被隔离而形成海源湖。随着地壳隆升,海平面下降,海水退却,原有的部分海源湖泊逐渐消失,暴露地表,随着侵蚀、溶

蚀作用的进展,逐渐在海源湖泊沉积物和下伏碳酸盐岩基底上,形成新的溶蚀洼地和陆源湖泊,遂沉积了以陆相为主的铝土矿含矿岩系上段沉积物。

综合前述,铝土矿含矿岩系下段沉积物主要形成于海源湖泊中,受海洋影响自不必说。以陆相为主的含矿岩系上段沉积物,在其沉积过程中,受到多次海泛和强风暴潮的影响,必然会引起酸碱度和氧化还原电位的变化,导致沉积物与介质之间的物质交换,以及铝土矿、黏土岩中黏土矿物对海水中某些元素的吸附,等等,都可能造成沉积物中化学成分的变化。总体来说,本区铝土矿含矿岩系在沉积过程中受到海洋的影响是明显的,不可忽视的。`

5 结论——黔中—渝南岩溶型铝土矿含矿岩系的生成发展模式

黔中—渝南石炭纪岩溶型铝土矿含矿岩系的生成、发展模式可归纳如下:都匀运动与广西运动,是加里东构造旋回两次重要的地壳升降运动,全区寒武系、奥陶系及下志留统的海相地层大面积抬升,隆起为陆,经长期沉积间断,风化剥蚀,黔中清镇—遵义地区到泥盆纪末期准溶原化,黔北—渝南地区于晚石炭世逍遥期准溶原化。泥盆纪与石炭纪之间的紫云运动,发生了地壳上升和向南的漂移活动,全区完全处于赤道附近的热带气候区。清镇—修文及息

烽—遵义一带暴露地表的寒武系、奥陶系岩石(主要是伊利石页岩与白云岩),于早石炭世杜内期晚期至维宪期早—中期进入红土化时期,形成含三水铝石铝土矿块砾的红土风化壳即红土型铝土矿;与此同时,在地表及其附近的碳酸盐岩也经历了强烈的岩溶化。在地表流水作用下,正地形上的红土风化壳物质经短距离搬运到附近溶蚀洼地或岩溶湖泊中,沉积成为九架炉组铝土矿含矿岩系。黔北—渝南地区,在晚石炭世罗苏期—达拉期,发生了自北向南的海侵,沉积了规模不大的黄龙组石灰岩后海水随即退却,并于晚石炭世逍遥期,黄龙组石灰岩与其下伏的下志留统韩家店组泥、页岩相继红土化。黄龙组石灰岩也与此同时经历了强烈的岩溶化,成为各种溶蚀洼地和岩溶湖泊,并接受了从附近正地形上搬运而来的红土风化壳物质,沉积成为大竹园组铝土矿含矿岩系。

岩溶型铝土矿含矿岩系皆产于碳酸盐岩侵蚀面上,在其形成过程中,岩溶地貌处于不同的发育阶段,遵义后槽、仙人岩、苟江矿区及清镇猫场矿区等,均处于壮年期岩溶阶段;务川大竹园及相邻的大尖山矿区则处于壮年期向老年期发展的过渡阶段;正安旦坪及临近的风王槽矿区则完全处于老年期岩溶阶段。

岩溶型铝土矿含矿岩系的形成过程,并不是在

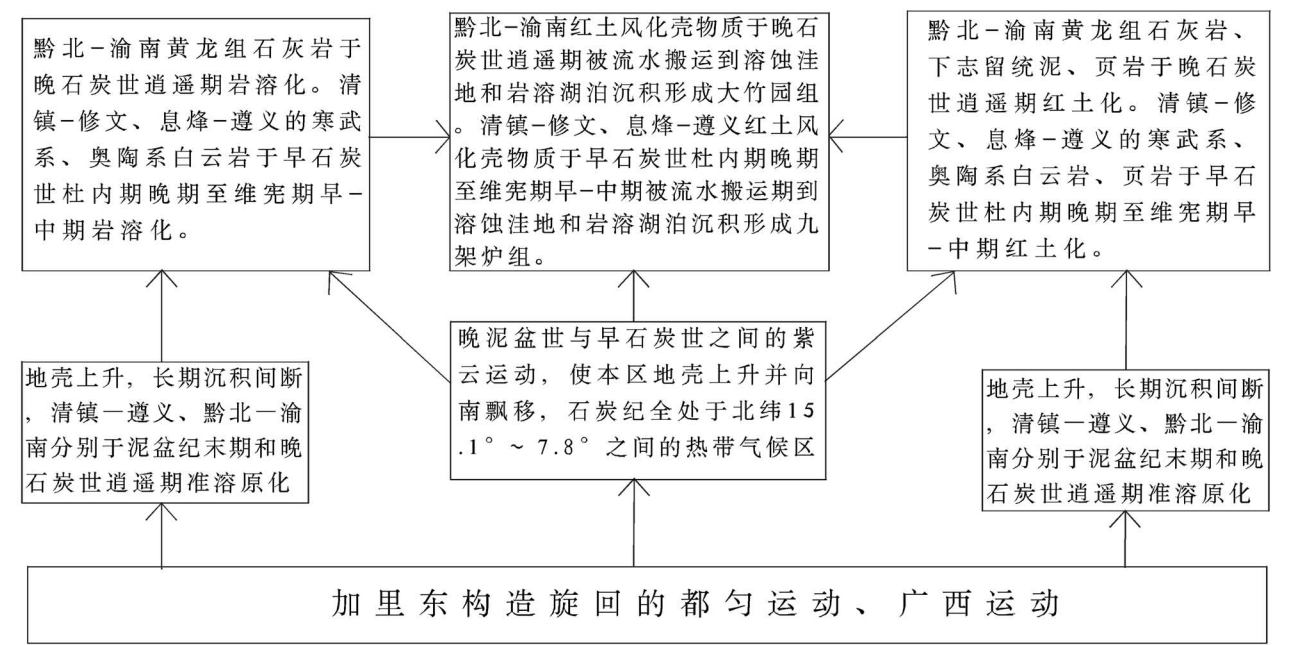


图 15 黔中—渝南石炭纪岩溶型铝土矿含矿岩系生成发展模式

Fig. 15 Formation and development model of ore-bearing rocks of karst bauxite in the Carboniferous period in central Guizhou—Southern Chongqing

碳酸盐岩基底上先形成溶蚀洼地或岩溶湖泊后,红土风化壳物质才逐渐被搬运、沉积的,而是边溶蚀、边沉积的。根据岩溶形态组合理论,岩溶的地表形态与地下形态、宏观形态与微观形态、溶蚀形态与沉积形态均是在大致相同的环境里形成的(地球科学大辞典编委会,2006),说明岩溶型铝土矿含矿岩系形成过程中,红土化、岩溶化以及风化壳物质的搬运、沉积,都是在同一时间段内进行和完成的,从图15可以看出,这是一个连续发生、发展和演化的过程,其中没有明显的间断时期。

致谢:本文写作过程中,许效松研究员提出了宝贵意见及建议;审稿专家对论文提出了宝贵的修改意见和建议,在此一并致以诚挚的谢意!

注 释 / Notes

① 陈友能,李家澍,汪生杰,等. 1986. 贵州省遵义—息烽铝土矿沉积区含铝岩系划分对比及物质组成初步研究. 贵州地质矿产局 106 地质大队.

② 陈友能,陶平,陈永齐,等. 1989. 1:5 万遵义市幅(G-48-10-D)、遵义县幅(G-48-22-B)区域地质调查报告. 贵州地质矿产局 106 地质大队.

③ 陈永齐,杜昌乾,王祁仑,等. 1992. 1:5 万松林幅(G-48-10-C)、鸭溪幅(G-48-22-A)区域地质调查报告. 贵州地质矿产局 106 地质大队.

④ 蔡景业,杜永碧,王绍修,等. 1977. 1:20 万 南川幅(H-48-X X X)区域地质调查报告. 四川省地质局 107 地质大队.

⑤ 蒋少军,等. 1990. 1:5 万 猫场幅(G-48-57-A)、清镇幅(G-48-57-B)区域地质调查报告. 贵州地质矿产局 115 地质大队.

⑥ 高企戎,朱成林,郑文祥,等. 1990. 贵州省遵义县团溪铝土矿仙人岩矿区仙人岩矿段勘探地质报告. 贵州地质矿产局 106 地质大队.

⑦ 韩忠华,陈强,和秀林,等. 2017. 贵州省正安县旦坪铝土矿地质普查报告. 贵州地质矿产勘查开发局 106 地质大队.

⑧ 韩忠华,陈强,陈海,等. 2015. 贵州省务川县大竹园矿区南段铝土矿勘探地质报告. 贵州地质矿产勘查开发局 106 地质大队.

⑨ 郝江文,余常华,张沛广,等. 1991. 贵州省正安一道真铝土矿远景调查报告[R]. 贵州地质矿产局 106 地质大队.

⑩ 黄关明,韩宝智,倪学文,等. 1989. 1:5 万 良村幅(H-48-129-C)、温水幅(H-48-130-B)区域地质调查报告. 贵州地质矿产局区域地质调查大队.

⑪ 梁周礼,王齐政,罗德友,等. 1975. 1:20 万 黔江幅(H-49-X IX)区域地质调查报告. 四川省地质局 107 地质大队.

⑫ 韦清海,梁周礼,罗德友,等. 1980. 1:20 万 达县幅(H-48-X II)、垫江幅(H-48-X VIII)、涪陵幅(H-48-X X IV)区域地质调查报告. 四川省地质局 107 地质大队.

⑬ 余常华,李克庆,韦胜水,等. 1994. 贵州省务川—凤冈铝土矿远景调查报告. 贵州地质矿产局 106 地质大队.

⑭ 李沛刚,罗中孝,樊正烈,等. 1995. 贵州省务川县大竹园地区铝土矿普查地质报告. 贵州地质矿产局 106 地质大队.

⑮ 雷志远,翁申富,廖友常,等. 2009. 贵州省务川县大竹园矿区铝土矿勘探地质报告. 贵州地质矿产勘查开发局 106 地质大队.

⑯ 刘平. 1987. 匈牙利铝土矿地质工作概况. 黔北地质(106 地质大队内部刊物)1 期:23—29.

⑰ 刘文凯,刘平,陈有能. 1990. 贵州省遵义铝土矿后槽矿床成矿地质特征. 贵州省地质矿产局.

⑱ 邹成碧,桑惕,黄根深,等. 1980. 1:20 万 息烽幅(G-48-X I)区域地质调查报告. 贵州地质矿产局区域地质调查大队.

⑲ 杨祖庆,郭文良,朱成林,等. 1987. 贵州省遵义县团溪铝土矿后槽矿区山头上矿段勘探地质报告. 贵州地质矿产局 106 地质大队.

⑳ 朱成林,刘文凯,刘平. 1991. 贵州省遵义铝土矿仙人岩矿床成矿地质特征. 贵州省地质矿产局.

㉑ 张星恒,王齐政,梁周礼,等. 1972. 1:20 万 酉阳幅(H-49-X X V)区域地质调查报告. 四川省地质局 107 地质大队.

㉒ 108 地质大队第四分队. 1976. 1:20 万 贵阳幅(G-48-X VII)区域地质调查报告. 贵州地质矿产局区域地质调查大队.

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)

巴多西 G. 1990. 岩溶型铝土矿. 北京:冶金工业出版社:1~18,284~327.

巴尔多西·G. J., 阿列瓦·J. 1994. 红土型铝土矿. 沈阳:辽宁科学技术出版社:57~77.

布拉谢尔. 1986. 微体化石. 北京:地质出版社:27~31,147~159.

北京大学地质系岩矿教研室. 1979. 光性矿物学. 北京:地质出版社.

地球科学大辞典编委会. 2006. 地球科学大辞典·基础学科卷. 北京:地质出版社:277~278,283~292.

高道德,张世从,毕坤,等. 1986. 黔南岩溶研究. 贵阳:贵州人民出版社:21~43.

高道德,盛章琪,石善华,等. 1992. 贵州中部铝土矿地质研究. 贵阳:贵州科技出版社:3~26.

贵州省地质矿产局. 1987. 贵州省区域地质志. 北京:地质出版社:555~596.

贵州省地质调查院. 2017. 中国区域地质志·贵州志. 北京:地质出版社:347~427.

贵州省地质矿产局区域地质调查大队. 1992. 贵州岩相古地理图集. 贵阳:贵州科技出版社:27~30.

廖仕范. 1957. 贵州中部铝土矿地质特征. 见:地质部南方总局杭州贵阳普查会议文献汇编. 北京:地质出版社.

刘宝珺,许效松. 1994. 中国南方岩相古地理图集. 北京:科学出版社:126.

刘平. 1987. 初论贵州之铝土矿. 贵州地质,4(1):1~12.

刘平. 1996. 论黔北—川南石炭系大竹园组. 中国区域地质,(2):123~130.

刘平. 1997. 七论贵州之铝土矿——含矿岩系重矿物分布特征. 贵州地质,14(4):303~311.

刘平,廖友常. 2012. 黔中—渝南铝土矿含矿岩系时代探讨. 中国地质,39(3):661~682.

刘平,廖友常. 2013. 试论遵义高铁铝土矿与低铁铝土矿的分带性及形成机制. 中国地质,40(3):949~966.

刘平,廖友常. 2014. 黔中—渝南沉积型铝土矿区域成矿模式及找矿模型. 中国地质,41(6):2063~2082.

刘平,廖友常,张雅静. 2015. 黔中—渝南石炭纪铝土矿含矿岩系中的海相沉积特征. 中国地质,42(2):641~654.

刘平,廖友常,张雅静. 2016a. 沉积型铝土矿及其含矿岩系在溶蚀洼地中的沉积特征——以遵义后槽矿区为例. 中国地质,43(2):546~563.

刘平,廖友常,张雅静. 2016b. 黔北大竹园地区铝土矿含矿岩系沉积

环境及形成机制. 中国地质, 43(6):2173~2191.

刘平, 廖友常, 韩忠华, 等. 2019. 黔中—渝南铝土矿含矿岩系稀土元素地球化学特征. 贵州地质, 36(1):1~9.

刘平, 韩忠华, 廖友常, 等. 2020. 黔中—渝南铝土矿含矿岩系微量元素区域分布特征及物质来源探讨. 贵州地质, 37(1):1~13.

刘珊珊. 1982. 国外铝土矿成因理论的研究现状及发展动向. 地质科技动态, (12):7~10.

刘巽峰, 王庆生, 陈友能, 等. 1990. 黔北铝土矿成矿地质特征及成矿规律. 贵阳: 贵州人民出版社: 42~57, 101~102.

刘幼平, 程国繁, 崔滔, 等. 2015. 贵州铝土矿成矿规律. 北京: 冶金工业出版社: 200~201.

李沛刚, 王登红, 赵芝, 等. 2014. 贵州大竹园铝土矿矿床地质、地球化学与成矿规律. 北京: 科学出版社: 58~76.

路凤香, 桑隆康. 2002. 岩石学. 北京: 地质出版社: 140~144.

南京大学地质系岩矿教研室. 1978. 结晶学与矿物学. 北京: 地质出版社.

邱家骧, 林景仟. 1991. 岩石化学. 北京: 地质出版社: 242~256.

吴祥和, 蔡继峰, 邓一永, 等. 1989. 贵州南部石炭纪古地磁初步研究. 岩相古地理, 42(4):27~35.

吴祥和. 1999. 中上扬子石炭系某些宏观地质信息分析. 贵州地质, 16(4):294~300.

武汉地质学院矿物教研室. 1978. 结晶学与矿物学(下册). 北京: 地质出版社: 337~350.

中国科学院地质研究所岩溶研究组. 1979. 中国岩溶研究. 北京: 科学出版社: 138~147.

中国矿床发现史·贵州卷编委会. 1996. 中国矿床发现史·贵州卷. 北京: 地质出版社: 92~118.

中国矿产地志·贵州卷编委会. 2019. 中国矿产地志·贵州卷·铝土矿(评审稿).

Bureau of Geology and Mineral of Guizhou Province. 1987. Regional Geology of Guizhou Province. Beijing: Geological Publishing House. 555~596.

Department of Geology, Nanjing University. 1978. Crystallography and Mineralogy. Beijing: Geological Publishing House.

Department of Geology, Peking University. 1979. Optical Mineralogy. Beijing: Geological Publishing House.

Department of Minerals, Wuhan Institute of Geology. 1978. Crystallography and Mineralogy (volume 2). Beijing: Geological Publishing House.

Earth Sciences Lexicography Committee. 2006. Earth Science, Big Dictionary of Basic Subjects, Volume. Beijing: Geological Publishing House: 277~278, 283~292.

Editorial Committee of Discovery History of Deposite of China (Guizhou Volumes). 1996. The Discovery History of Mineral Deposits of China·Volume of Guizhou Province. Beijing: Geological Publishing House: 92~118.

Gao Daode, Sheng Zhangqi, Shi shanhua, et al. 1992. Studies on the Bauxite Deposit in Central Guizhou, China. Guiyang: Guizhou Science and Technology Press: 3~26.

Gao Daode, Zhang Shicong, Bi Kun, et al. 1986. Karst in South Guizhou, China. Guiyang: Guizhou People's Publishing House: 21~43.

Guizhou Geological Survey Institute. 2017. Regional Geology of China, Guizhou Annals. Beijing: Geological Publishing House: 347~427.

Guizhou Volume Board Mineral Geology of China. 2019. Guizhou Volume, Mineral Geology of Bauxite in China (review draft).

Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences. 1979. Study of China Karst. Beijing: Science Press: 138~147.

Li Peigeng, Wang Denghong, Zhao Zhi, et al. 2014. Deposit Geology, Geochemistry and Metallogenic Regularity of Dazhuyuan Bauxite Deposit, Guizhou. Beijing: Science Press: 58~76.

Liao Shifan. 1957. Geological characteristics of bauxite in central Guizhou. In: Compilation of Documents of Hangzhou Guiyang General Survey Conference of the Southern General Adm. Beijing: Geological Publishing House.

Liu Baojun, Xu Xiaosong. 1994. Atlas of Lithofacies Paleogeography in South China. Beijing: Science Press: 126.

Liu Ping, Han Zhonghua, Liao Youchang, et al. 2020. Regional distribution characteristics and material sources of trace elements in ore-bearing rock series of bauxite In central Guizhou — southern Chongqing. Guizhou Geology, 37(1):1~13.

Liu Ping, Liao Youchang, Zhang Yajing. 2016a. Sedimentary characteristics of sedimentary bauxite and ore-bearing rock series in corroded depression: A case study of the Houcao mining area in Zunyi. Geology in China. 43(2):546~563.

Liu Ping, Liao Youchang, Zhang Yajing. 2016b. The sedimentary environment and formation mechanism of bauxite-bearing rock series in Dazhuyuan area, northern Guizhou Province. Geology in China. 43(6):2173~2191.

Liu Ping, Liao Youchang, Zhang Yajing. 2015. Characteristics of marine deposits of the bauxite-bearing rock series in central Guizhou—southern Chongqing area. Geology in China, 42(2):641~654.

Liu Ping, Liao Youchang. 2012. A tentative discussion on the age of bauxite-bearing rock series in central Guizhou—southern Chongqing area. Geology in China, 39(3):661~682.

Liu Ping, Liao Youchang. 2014. Regional metallogenic model and prospecting criteria of sedimentary bauxite deposits in central Guizhou—southern Chongqing. Geology in China. 41(6):2063~2082.

Liu Ping, Liao Youchang, Han Zhonghua, et al. 2019. Geochemical characteristics of REE in bauxite ore-bearing rock series of central Guizhou and south Chongqing. Guizhou Geology, 36(1):1~9.

Liu Ping, Liao Youchang. 2013. The zonation and genetic mechanism of Zunyi high- and Low-ferrous bauxites. Geology in China. 40(3):949~966.

Liu Ping. 1987. An initial discussion on Guizhou bauxite. Guizhou Geology. 4(1):1~12.

Liu Ping. 1996. The Carboniferous Dazhuyuan Formation in northern Guizhou—southern Sichuan. Regional Geology of China. (2):123~130.

Liu Ping. 1997. Barxite deposits in Guizhou; Part VII: Features of heavy minerals in bauxite-bearing profiles. Guizhou Geology, 14(4):303~311.

Liu Shanshan. 1982. Research status and development trend of genesis theory of bauxite abroad. Geological Science and Technology Trends, (12):7~10.

Liu Xunfeng, Wang Qingsheng, Chen Youneng, et al. 1990. Bauxite Minerogenic Geological Characteristic and Minerogenic Low in Northern Guizhou, China. Guiyang: Guizhou People's Publishing House: 42~57, 101~102.

Liu Youping, Cheng Guofan, Zhui Tao, et al. 2015. Metallogenic Regularity of Bauxite in Guizhou. Beijing: Metallurgical Industry Press: 200~201.

Lu Fengxiang, Sang Longkang. 2002. Petrology. Beijing: Geological Publishing House: 140~144.

Qiu Jiaxiang, Lin Jingqian. 1991#. Petrochemistry. Beijing: Geological Publishing House; 242~256.

Regional Geological Surveying Team Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources. 1992#. Atlas of Lithofacies and Paleogeography of Guizhou. Guiyang: Guizhou Science and Technology Press. 27 ~ 30.

Wu Xianghe, Cai Jifeng, Deng Yiyong, et al. 1989#. The preliminary study of the Carboniferous palaeomagnetism in southern Guizhou. Sedimentary Facies and Palaeogeography, 42(4):27~35.

Wu Xianghe. 1999#. Analysis on some macro geologic information of Carboniferous in Middle—Upper Yangzi. Guizhou Geology, 16(4): 294~300.

Characteristics of ore-bearing rock series, control conditions and generative development model of karst bauxite deposit in central Guizhou—southern Chongqing

LIU Ping, HAN Zhonghua, NIE Kun

No. 106 Geological Party, Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development of Guizhou Province, Zunyi, Guizhou, 563000

Abstract: Jiujialu Formation of Early Carboniferous and Dazhuyuan Formation of Late Carboniferous belong to karst bauxite ore-bearing rock series in central Guizhou and southern Chongqing. According to the characteristics of karst morphology combination, it can be divided into dissolution depression type and karst lake type. The lower part of the two types of ore-bearing rock series are mainly iron clay rock and chlorite clay rock, interbedded with hematite layer, and sometimes intercalated with dolomite and limestone lens. Both are permanent, low energy, shallow water and marine lake sedimentary products. The bauxite, bauxite and clay rocks in the upper part of the dissolved depression-type ore-bearing rock series occur in various forms of dissolved depressions on land. All kinds of bauxite, bauxite and clay rocks in the upper part of karst lake-type ore-bearing rock series are deposited in intermittent, flood control, high energy, shallow water and terrestrial lakes. Due to the close distance from the sea, under the influence of flooding and strong storm surge, the sedimentary characteristics of marine and transitional facies in the continental sediments of the upper part of the ore-bearing rock series. Under favorable geological, climatic, hydrological, plant and other conditions near the equator, the weathering crust material formed by the lateritization of parent rock is transported to the dissolution depressions and dissolution lakes in short distance by flowing water. The karst bauxite ore-bearing rock series formed by deposition is a continuous occurrence, development and evolution process in the same period, during which there is no obvious discontinuous period.

Keywords: karst type; characteristics of bauxite ore-bearing rock series; control conditions; generate development model; central Guizhou—south Chongqing

Acknowledgement: During the writing of this article, Prof. XU Xiaosong and reviewers put forward valuable opinions and suggestions on the revision of the paper, and I would like to express my sincere thanks!

First author: LIU Ping, male, born in 1935, senior engineer, is mainly engaged in geological and mineral resources exploration; Email:945256571@qq.com

Manuscript received on: 2021-10-08; Accepted on: 2022-06-22; Network published on: 2022-07-20

Doi: 10.16509/j.georeview.2022.07.015 **Edited by:** ZHANG Yuxu

