

基于定量古地理重建的黔中下石炭统九架炉组 铝土矿矿产沉积学研究*

杜远生¹ 庞大卫^{2,3} 余文超¹ 陈 群⁴ 邓旭升⁵ 雷志远⁶
吴 波⁵ 戴晓燕⁴ 邓克勇⁵ 周锦涛¹ 莫洪成¹ 成 龙¹

1 中国地质大学(武汉), 湖北武汉 430074

2 中国地质科学院郑州矿产综合利用研究所, 河南郑州 450006

3 国家非金属矿资源综合利用工程技术研究中心, 河南郑州 450006

4 贵州省地质矿产勘查开发局 115 地质大队, 贵州清镇 551400

5 贵州省地质调查院, 贵州贵阳 550018

6 贵州省地质矿产局, 贵州贵阳 550004

摘 要 黔中地区下石炭统九架炉组是贵州省铝土矿的重要赋矿层。为了揭示黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿的成矿地质环境和主导成矿作用, 论文以矿产沉积学的思想为主导, 以定量古地理重建为基础, 对含矿岩系进行了岩石学、沉积学、沉积地球化学等综合研究, 恢复了含矿岩系形成的古环境, 探讨了铝土矿的形成机理。研究表明, 黔中地区早石炭世处于近海喀斯特准平原的沉积背景; 含铝岩系形成于准平原喀斯特洼地非贯通型的湖泊湿地环境; 九架炉组含矿岩系底部铁质岩段为古风化壳残坡积成因的富铁层, 顶部黏土岩段为受海泛或海侵影响的过渡相暗色黏土岩。中部铝质岩段自下而上为层状黏土岩、致密状铝土矿或铝土岩、包粒状铝土矿、碎屑铝土矿、多孔状铝土矿, 组成规律的岩相组合。这种岩相组合反映了铝土矿的湿地沉积—旱地陆表淋滤成矿过程: 沉积成因的富铝质母岩, 随着水位下降湖泊湿地旱地化, 形成受地下水波动控制的陆表淋滤作用序列。在此基础上, 建立了黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿的成矿模式。

关键词 铝土矿 陆表淋滤成矿作用 九架炉组 下石炭统 贵州省

第一作者简介 杜远生, 男, 1958 年生, 中国地质大学(武汉)教授, 博士生导师, 主要从事沉积地质学研究。E-mail: duyuanheng126@126.com。

中图分类号: P588.24⁺4 文献标志码: A

Quantitative palaeogeographic reconstruction of the Early Carboniferous Jiujialu Formation bauxite in central Guizhou Province: a sedimentary metallogenic perspective

DU Yuansheng¹ PANG Dawei^{2,3} YU Wenchao¹ CHEN Qun⁴ DENG Xusheng⁵ LEI Zhiyuan⁶
WU Bo⁵ DAI Xiaoyan⁴ DENG Keyong⁵ ZHOU Jintao¹ MO Hongcheng¹ CHENG Long¹

* 国家重点研发计划项目(编号: 2022YFF0800200)和贵州基础研究计划(自然科学)重点项目(编号: ZD(2025)004)联合资助。
[Co-funded by the National Key Research and Development Program of China (No. 2022YFF0800200) and the Key Program of the Guizhou Basic Research Program (Natural Science) (No. ZD(2025)004)]

收稿日期: 2025-07-28 改回日期: 2025-09-05

1 China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China

2 Zhengzhou Institute of Multipurpose Utilization of Mineral Resources, CAGS, Zhengzhou 450006, China

3 China National Engineering Research Center for Utilization of Industrial Minerals, Zhengzhou 450006, China

4 No. 115 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development,
Guizhou Qingzhen 551400, China

5 Guizhou Geological Survey Institute, Guiyang 550018, China

6 Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources, Guiyang 550004, China

Abstract The Jiujiayu Formation of the Lower Carboniferous in central Guizhou Province represents a significant bauxite-bearing stratigraphic unit in the region. This study aims to clarify the metallogenic geological setting and the dominant ore-forming processes of the bauxite deposits within the Jiujiayu Formation in central Guizhou Province. Based on the theoretical framework of metallogenic sedimentology and supported by quantitative palaeogeographic reconstruction, the study employs an integrated approach combining petrology, sedimentology, and sedimentary geochemistry of the ore-bearing deposit to reconstruct the palaeoenvironment and explore the mechanisms of bauxite formation. The findings indicate that during the Early Carboniferous, central Guizhou Province was characterized by a nearshore karst peneplain depositional setting. The aluminous strata developed within a closed, karst-depression-controlled lacustrine-marsh wetland environment. The basal iron-rich section of the Jiujiayu Formation represents Fe-enriched interval formed from relict slope deposits of ancient weathering crusts. The overlying clay-rich interval comprises dark clay rocks formed in transitional facies influenced by marine transgression or inundation. The middle aluminous section shows a regular vertical succession of lithofacies, including layered claystone, massive bauxite or bauxitic rock, pisolitic bauxite, clastic bauxite, and porous bauxite. This lithofacies assemblage reflects a metallogenic process combining both wetland sedimentation and subaerial leaching under subaerial exposure conditions. The deposition of Al-rich source rocks was followed by desiccation of the lacustrine-wetland system and the formation of a vadose leaching sequence under the influence of fluctuating groundwater levels. Based on these results, a metallogenic model for the bauxite deposits of the Jiujiayu Formation in the Lower Carboniferous of central Guizhou Province is proposed.

Key words bauxite, subaerial leaching metallogenesis, Jiujiayu Formation, Lower Carboniferous, Guizhou Province

About the first author DU Yuansheng, born in 1958, is a professor and doctoral supervisor at China University of Geosciences (Wuhan). His research focuses on sedimentary geology. E-mail: duyuanheng126@126.com.

0 引言

铝是一种轻金属,具有密度小、导电性和导热性良好、耐腐蚀性强等特点。铝及铝合金在机械制造、交通运输、航空航天、电子电器等诸多领域具有广泛用途。作为全球铝的生产大国和消耗大国,中国的铝产量长期居世界之首,因此铝土矿是中国重要的战略紧缺大宗矿产资源。全球铝土矿储量总体较大,据美国地质调查局(USGS, 2023)统计,截至到 2023 年 1 月,全球铝土矿总地质储量达

3 100 000 万吨,而中国铝土矿地质储量约 71 000 万吨,仅占 2.29%,且铝土矿品位偏低,远远满足不了国家的铝工业需求,铝土矿对外依存度达 80%左右。中国铝土矿主要集中于华北山西和河南、华南贵州和广西等地,四省区铝土矿储量约占全国储量的 80%以上。其中,贵州省是中国铝土矿的主要矿集区之一,其铝土矿储量占全国储量的 20%左右。

作为与表生沉积作用和风化作用密切相关的矿产,铝土矿大致可分铝硅酸盐(主要是玄武岩和

碎屑岩) 基底上的红土型铝土矿、碳酸盐岩基底上的喀斯特型铝土矿和夹在沉积地层中的沉积型铝土矿 (Bárdossy, 1982; Bárdossy and Aleva 1990; 廖士范和梁同荣, 1991)。中国铝土矿与国外铝土矿具有 3 点显著差异: (1) 与国外铝土矿成矿时代 (主要是中生代和新生代) 不同, 中国铝土矿主要形成于石炭纪一二叠纪; (2) 与国外大型超大型铝土矿以红土型铝土矿为主不同, 中国铝土矿主要是沉积型铝土矿; (3) 与西特提斯区铝土矿存在非碳酸盐岩基底不同, 中国沉积型铝土主要形成于碳酸盐岩基底的古喀斯特洼地上。铝土矿形成于强化学风化条件, 因此受湿热的古气候、较长时期的暴露面、喀斯特的低地貌成矿空间等条件制约 (Price *et al.*, 1997; Bogatyrev *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2018; Yu *et al.*, 2019; Liu *et al.*, 2020)。石炭纪一二叠纪, 华北、华南板块位于赤道附近东古特提斯洋的热带辐合带, 其炎热潮湿的古气候为铝土矿的形成提供了必备古气候条件 (Yu *et al.*, 2019; 余文超等, 2023)。铝土矿一般发育在代表沉积间断的古风化壳之上。较长时间的暴露、充分的化学风化可促使铝的富集, 进而形成优质的铝土矿。与铝土矿相关的古风化壳代表的沉积间断时间至少大于 1 Ma, 最长可持续 10 Ma 以上 (D'Argenio and Mindszenty, 1995)。黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿最新底板地层时代为早一中志留世, 含矿岩系为下石炭统, 期间经历了约 1 亿年的暴露。碳酸盐岩为主的基底长期暴露, 形成了喀斯特化的古地貌, 而喀斯特低地为铝土矿含矿岩系沉积提供了进一步的成矿空间。关于铝土矿的成矿机理, 学者们一致认为与风化淋滤作用相关。对于沉积型铝土矿, 风化淋滤形成于古风化壳暴露期、还是沉积物准同生暴露期, 或者二者兼有, 但谁为主导作用认识并不完全一致。杜远生和余文超 (2020) 提出沉积型铝土矿的铝质富集最初来源于盆地周围的风化产物, 但早期沉积物的准同生期暴露、风化淋滤更为重要。早期风化产物 (致密状铝土矿、铝土岩) 可能不足以形成高品位 (多孔状、碎屑状、包粒状) 铝土矿。高品位的铝土矿一般形成于准同生陆表淋滤作用过程中。不同于陆源碎屑岩, 铝土矿具有特殊的结构组分和岩石 (矿石) 类型, 并组成以地下水分层及其变化为基础的准同生风化淋滤序列 (杜远生等, 2024)。

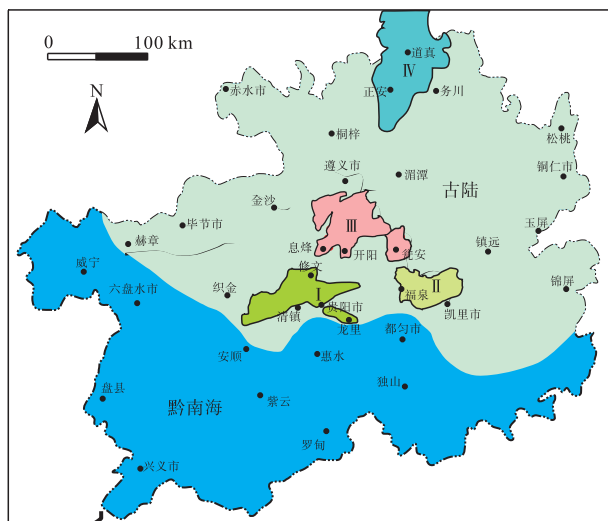
古地理学是一个传统和古老的学科, 其主要任务是在综合研究古气候、古构造、古生态学的基础上, 再造地史时期古地理。由于包括沉积矿产的表生矿产的分布、矿物或结构组分、岩石或矿石类型、矿床成因与成矿盆地的古地理密切相关, 所以古地理对沉积矿产, 尤其是大比例尺、高精度的古地理、古地貌研究成为矿产沉积学的重要手段 (杜远生等, 2020)。依托黔中地区大量的钻孔数据和样品, 基于单因素分析为基础的定量古地理、古地貌恢复, 探讨黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿的形成环境和成矿机理。

1 矿床地质背景

黔中地区泛指贵州中部地区, 大致包括织金以东、遵义以南、凯里以西、龙里以北的区域。石炭纪, 华南已经形成统一的板块, 除了滇黔桂临界区为右江大陆边缘裂谷盆地、湘桂地区的北东向拗拉槽为深水沉积之外, 其他地区均为陆表海浅水沉积。华南早石炭世主要为以滨浅海细碎屑岩、泥质岩和碳酸盐沉积为主, 而晚石炭世广泛发育滨浅海碳酸盐沉积。

早石炭世黔中地区位于华南板块上扬子古陆南缘, 处于古陆与黔南海过渡的区域。受晚古生代冰室气候海平面升降变化影响, 黔中地区呈现古陆和浅海交互的环境变化。其中, 早石炭世杜内晚期、维宪早期的大规模海退导致黔中地区暴露并形成喀斯特化的近岸准平原。杜内期在龙里一带形成“丰源层”的铝土矿, 而维宪期在清镇、修文一带形成九架炉组的铝土矿。

贵州省是中国铝土矿的主要产地之一, 其铝土矿大致分为 4 个矿集区: 黔中矿集区、遵义—瓮安矿集区、凯里—福泉矿集区、黔北务正道矿集区 (图 1)。其中, 黔中矿集区包括清镇—修文一带早石炭世维宪期九架炉组的铝土矿和龙里一带杜内期“丰源层”铝土矿。该区铝土矿形成于近海喀斯特准平原的洼地环境 (吴波等, 2020; 庞大卫, 2023; Pang *et al.*, 2023)。遵义—瓮安矿集区也是维宪期九架炉组的铝土矿, 但铝土矿呈漏斗式、狭长条带式分布, 形成于山地喀斯特漏斗、峡谷等环境 (Weng *et al.*, 2019)。黔北务正道矿集区发育下二叠统大竹园组铝土矿, 其形成于黔北半封闭海湾周围的湿地环境 (杜远生等, 2015; Li *et al.*, 2020)。



I—黔中矿集区；II—凯里—福泉矿集区；III—遵义—瓮安矿集区；
IV—黔北务正道矿集区

图 1 贵州省铝土矿分布图

Fig. 1 Distribution map of bauxite deposits in Guizhou Province

凯里—福泉矿集区的铝土矿沉积地层存在九架炉组或大竹园组的不同认识。野外调查时发现，该区铝土矿含岩系内发育 2 个不整合，并在不整合面上发育 2 层铝土矿。因此凯里—福泉矿集区的铝土矿可能包括下石炭统九架炉组和下二叠统大竹园组 2 层铝土矿（未发表）。

1.1 地层特征

黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿的底板地层主要为寒武系，局部为奥陶系、志留系。铝土矿的顶板地层为下石炭统摆佐组（图 2）。现将寒武系一下石炭统简述如下：

1.1.1 底板地层

黔中地区九架炉组铝土矿的底板地层主要是寒武系娄山关组，局部发育寒武系石冷水组、高台组和清虚洞组及奥陶系、志留系。

寒武系娄山关组在黔中地区分布广泛，包括 3 个岩性段。其中，第 1 段以灰色薄层白云岩为主，夹少量中层白云岩，底部见浅灰色薄层石英砂岩或白云质砂岩，厚 100 余米。第 2 段为灰色中—厚层块状白云岩，夹角砾状及鲕粒白云岩，常含石膏及盐类，厚 200~800 m。第 3 段为灰—浅灰色中—厚层白云岩，以含燧石条带或团块为特征，厚 100~200 m。该组产三叶虫 *Saukiidae* 等，时代为寒武纪苗岭世—芙蓉世（贵州省地质调查院，2014）。

石冷水组见于修文南部干坝村一带，其岩性以灰色薄层白云岩为主，下部夹中厚层角砾状白云岩，厚度为 200~300 m。石冷水组含三叶虫 *Manchuriella guizhouensis*, *Shilengshuia jiubaensis*, *S. con-*

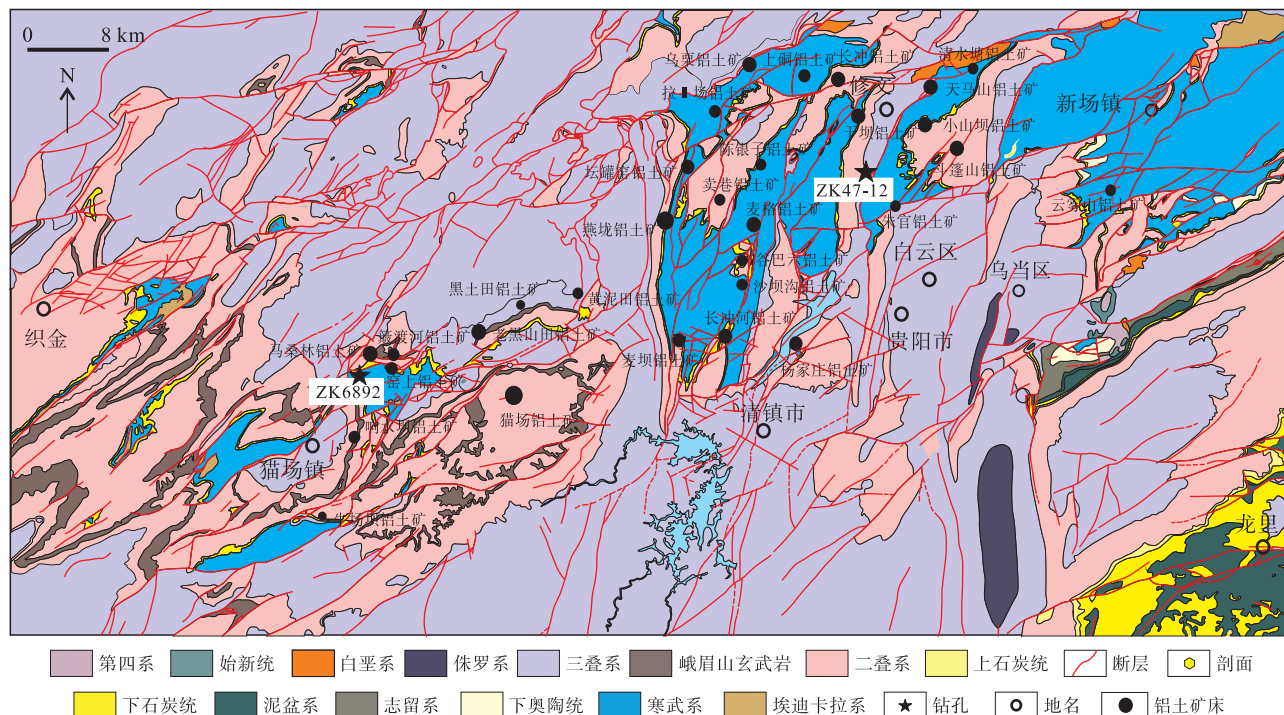


图 2 黔中地区地质简图（据贵州省地质局，1987；有修改）

Fig. 2 Simplified geological map of central Guizhou Province (modified from Guizhou Geological Bureau, 1987)

tracta, *S. lata*, *Jiubaspis longa*, *J. brevis*, *Proasaphiscus intermedius*, *Manchuriella meitanensis* 等, 地层时代为寒武纪苗岭世 (贵州省地质调查院, 2014)。

高台组见于修文县南部干坝村附近, 岩性由灰色薄层砂泥质白云岩、白云岩、白云质页岩、黏土岩及粉砂岩组成, 厚度为 2~42 m。高台组内产三叶虫 *Kaotia magna*, *K. globosa*, *Douposiella* sp., *Paramecephalus meitanensis*, *Meitania suni* 等, 地层时代为寒武纪苗岭世 (贵州省地质调查院, 2014)。

清虚洞组见于清镇市北部麦格乡附近, 岩性为灰—深灰色薄—厚层灰岩、白云质灰岩及白云岩, 夹泥质白云岩和鲕粒灰岩组成, 厚度为 200 m 左右。内产三叶虫 *Redlichia* cf. *guizhouensis*, *Eoptychoparia* sp. 等, 时代为寒武纪第二世 (贵州省地质调查院, 2014)。

奥陶系在黔中大部分地区缺失, 仅在乌当附近出露下奥陶统湄潭组, 岩性以灰绿、黄绿色页岩、砂质页岩为主, 夹泥质灰岩及薄层砂岩, 厚度 115~338 m。湄潭组富含笔石 *Acrograptus filiformis*, *Didymograptus nicholsoni*, *Cormograptus deflexus*, *Azyograptus suecicus*, *Pterograptus* sp., *Undulograptus sinodontatus* 等; 三叶虫 *Taihungshania multisegmentata*, *Megalaspides tanningensis*, *Neopsilcephalina* sp., *Ningbianolithus* sp. 等; 腕足类 *Orthis sericus*, *Leptella* sp. 及头足类 *Protocycloceros* sp. 等, 地层时代为中奥陶世 (贵州省地质调查院, 2014)。

志留系在黔中地区大部缺失, 仅局部地区出露韩家店组, 岩性为灰绿、黄绿、蓝灰夹少量紫红色页岩、粉砂质页岩、泥岩、粉砂质泥岩、钙质泥岩夹少量薄层粉砂岩, 内夹薄层透镜状生物碎屑灰岩, 厚 0~555 m。韩家店组富含腕足类 *Nalivkinia elongata*, *Nucleospira pulchra*, *N. calyptra*, *Eospirifer radiatus*, *Nalivkinia elongata*, *Leptostrophia minor*; 三叶虫 *Encrinuroides meitanensis*, *Shiqiania* sp.; 珊瑚 *Palaeofavosites* sp. 等, 时代为早—中志留世 (贵州省地质调查院, 2014)。

从九架炉组的底板地层来看, 分布最广的地层为寒武系娄山关组, 最老的地层是寒武系清虚洞组, 较新的地层为奥陶系湄潭组和志留系韩家店组。区域古地理研究表明, 早古生代后期, 受加里

东运动影响, 黔中地区发生大面积隆升, 并造成志留系、奥陶系被大面积剥蚀 (邓旭升等, 2020), 尤其是富含泥质沉积的志留系韩家店组和奥陶系湄潭组成为遵义—黔中地区九架炉组铝土矿的最重要的铝质来源 (Ling et al., 2017; 杜远生等, 2020; 余文超等, 2020; Xiong et al., 2021; 庞大卫, 2023)。

1.1.2 含矿岩系

九架炉组是黔中清镇—修文矿集区的含矿岩系, 自下而上可分为 3 个岩性段 (图 3)。

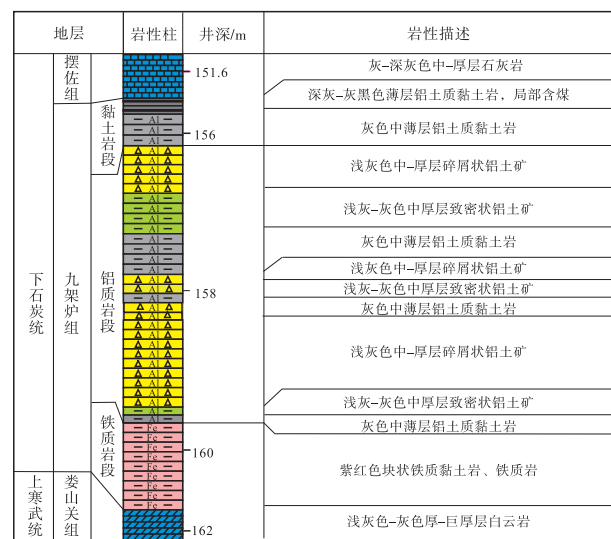


图 3 黔中地区九架炉组 (ZK47-12 钻孔) 含矿岩系柱状
Fig. 3 Stratigraphic column of ore-bearing system of the Jiujialu Formation (drillcore ZK47-12) in central Guizhou Province

铁质岩段 (富铁层): 主要由紫红色块状铁质黏土岩组成, 夹透镜状、团块状、结核状及似层状赤铁矿, 局部含菱铁矿及黄铁矿结核或团块。铁质岩段下部主要发育块状层理, 内无层面分隔, 反映为风化壳的残坡积物堆积。铁质岩段厚度为 0~5.02 m。

铝质岩段 (含铝岩系): 岩性为灰白—深灰色中—厚层状的层状黏土岩, 致密状铝土岩或铝土矿, 包粒状、碎屑状或多孔状铝土矿, 局部含团块状、星散状黄铁矿, 并常见黏土岩、铝土岩和铝土矿交互。铝质岩段厚度为 0~13.88 m。

黏土岩段: 岩性为深灰—灰黑色黏土岩, 含团块状、结核状、星散状黄铁矿, 局部含煤, 厚度一般小于 7 m。

九架炉组与下伏地层寒武系—志留系呈平行不

整合接触。九架炉组厚度随基底古地貌起伏而变化较大, 凸薄凹厚, 厚度为 0~44 m, 一般厚数米。

九架炉组内含少量古孢子 *Leiotriletes* sp., *Anapiculisporites athelicus*, *Lycospora pusilla*, *Anapiculatisporites minor*, *Vestcatispora cirumligus* 及大型植物化石碎片, 指示时代为早石炭世维宪期, 区域上与黔南祥摆组、旧司组、上司组对应 (贵州省地质调查院, 2014)。

1.1.3 顶板地层

黔中九架炉组铝土矿最老的顶板地层为下石炭统摆佐组。摆佐组岩性为浅灰色、灰色中一厚层石灰岩和白云岩, 底部 5 m 左右为含黏土质及星散状黄铁矿的细晶白云岩。摆佐组厚度 70~110 m, 与下伏地层九架炉组呈平行不整合接触。摆佐组含珊瑚 *Kueichouphyllum* sp., *Yuanophyllum kansuense*, *Hexaphyllia prismatica* 及有孔虫 *Eostaffella umbonata* 等, 指示地层时代为早石炭世德坞期 (贵州省地质调查院, 2014)。

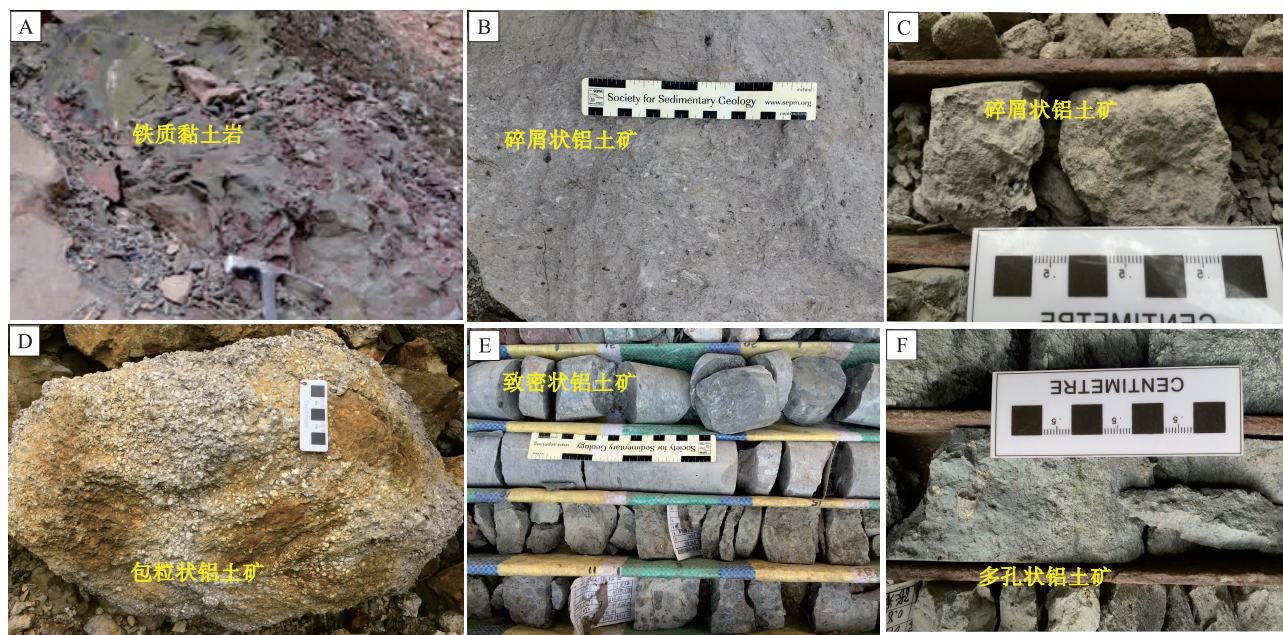
1.2 含矿岩系的岩 (矿) 石类型

铝土矿一般是在湿热气候条件下强化学风化过程中形成的。在强化学风化作用过程中, 碳酸盐岩、泥质岩原岩的矿物大部分发生分解。易溶的碳

酸盐岩及蒸发岩发生溶解, 而部分泥质岩中的黏土矿物水解形成三水铝石 (后经成岩转化为一水铝石), 且碳酸盐岩和泥质岩中变价的铁锰元素被氧化成铁锰氧化物。因此碳酸盐岩、泥质岩强化学风化的终极产物主要为铁锰氧化物、铝硅酸盐类 (黏土矿物) 和三水铝石。铁锰氧化物残留于残坡积物中, 而黏土矿物和三水铝石大部分被搬运到成矿洼地中沉积。所以九架炉组铝土矿含矿岩系包括铁质岩、黏土岩、铝土矿的不同类型。

1.2.1 铁质黏土岩和铁质岩

铁质黏土岩和铁质岩发育在九架炉组含矿岩系底部铁质岩段, 并位于底板地层顶部的风化面之上。铁质黏土岩和铁质岩均呈紫红色, 主要矿物成分为赤铁矿、黏土矿物及一水铝石。铁质黏土岩中赤铁矿小于 50%, 而铁质岩中赤铁矿大于 50%。风化面上铁质黏土岩、铁质岩宏观上没有分层, 微观上也不见纹层, 显示块状构造 (图 4-A)。个别剖面或钻孔铁质岩上部成层状, 局部为层状黄铁矿。块状铁质黏土岩或铁质岩是底板地层风化形成的残坡积物, 层状铁质岩是由富铁沉积物向低洼区搬运沉积而成, 而层状黄铁矿应为先成的赤铁矿被还原而成 (杜远生等, 2020, 2024)。



A—寒武系娄山关组和下石炭统九架炉组之间不整合面上的铁质黏土岩, 显块状构造, 贵州铝厂一车间; B—碎屑状铝土矿, 修文矿区;

C—碎屑状铝土矿, 猫场矿区; D—包粒状铝土矿, 修文矿区; E—致密状铝土矿, 猫场矿区; F—多孔状铝土矿, 猫场矿区

图 4 黔中地区九架炉组矿石类型照片

Fig. 4 Ore type classification photographs from the Jiujialu Formation in central Guizhou Province

1.2.2 层状黏土岩

层状黏土岩发育在九架炉组铝质岩段下部，一般呈灰色—暗灰色中—薄层状产出，其矿物成分主要为黏土矿物。层状黏土岩内常见水平纹层，被解释为静水湖泊形成的沉积。

1.2.3 致密状铝土矿或铝土岩

致密状铝土矿或铝土岩发育在铝质岩段中下部。岩石呈浅灰色—灰色中厚层状，其矿物成分主要为微晶质的一水铝石和黏土矿物。致密状铝土矿或铝土岩品位偏低，其 Al_2O_3 含量在 50% 左右。当 $\text{Al}_2\text{O}_3 > 50\%$ 时，这类岩石被称为铝土矿，而介于 25%~50% 之间时，则被称为铝土岩。致密状铝土矿（岩）由于岩石均由微晶级的矿物组成，内部均一，不发育纹层，显示为致密状特征（图 4-E），其原岩为代表沉积期快速悬浮沉积的泥岩。这些泥岩在准同生风化淋滤期处于地下水潜流带下部的滞流水带（淀积带）。因此致密状铝土矿（岩）受早期沉积作用和后期淋滤作用的双重影响（杜远生等，2020，2024）。

1.2.4 包粒状铝土矿

包粒状铝土矿习称豆鲕状铝土矿，在黔中地区铝土矿中局部分布，常夹于碎屑状和致密状铝土矿之间。包粒粒径大小为 1~5 mm，含量 10%~80% 不等，呈圆形或椭圆形，内具不规则、不连续的同心状纹层（图 4-D）。铝土矿中的包粒被认为是地下水潜流带上部（流动水带）及潜流面波动带由周期性凝聚作用形成（成龙等，2024；杜远生等，2024）。

1.2.5 碎屑状铝土矿

碎屑状铝土矿发育于致密状铝土矿或包粒状铝土岩之上。矿物成分主要为一水铝石及黏土矿物， Al_2O_3 含量大于 50%，其结构组分以自生碎屑为主，包括粗碎屑和细碎屑两大类。其中，粗碎屑粒径一般大于 2 mm，最大可达 5 cm 左右，而细碎屑粒径一般小于 2 mm，多为 1 mm 左右。细碎屑铝土矿表面粗糙，与致密状矿石存在明显差别。碎屑铝土矿中的碎屑大小混杂，多为棱角状，无分选，无水动力改造的痕迹（如波痕或交错层理），其填隙物为黏土基质（图 4-B，4-C）。

碎屑状铝土矿中的碎屑，尤其是粗碎屑的成因是一个长期令人困惑的问题。碎屑状铝土矿中的碎屑与碎屑岩类的陆源碎屑及内生岩类的内碎屑存在

明显差异。传统认为这种粗碎屑类似陆源碎屑，代表强水流作用改造的产物。但是这种解释存在以下质疑：首先，这种碎屑的成分为微晶质的黏土和水铝石。黏土和水铝石遇水会松软分解，难以在强水动力中以碎屑颗粒保存。其次，这种碎屑绝大部分没有磨圆，分选性极差，不可能是水动力改造的产物。再次，碎屑之间为黏土质基质，只有强水动力才能搬运这种粗碎屑，不会有黏土质基质共生。因此，碎屑状铝土矿中的碎屑，不可能是软泥沉积物，唯有可能是已固结的黏土岩破碎而成。杜远生等（2020，2024）曾认为这些粗碎屑除了残余的黏土岩之外，还可能包括盆内成因的内碎屑，主要由干涸硬化的黏土质沉积物破裂（如泥裂）近原地堆积形成。

碎屑铝土矿中的细碎屑过去很少受到关注。对广西贵港现代铝土矿成矿作用和黔西现代土壤的成壤作用考察时发现，铝土矿和土壤剖面自上而下为腐殖质层、碎屑铝土层（或土壤团粒）、包粒铝土层和铁锰质结核层。其中，碎屑铝土层处于地下水渗流带，其碎屑大小混杂、无分选、无磨圆、无层理、结构疏松（杜远生等，2024）。推测铝土矿中的细碎屑可能包括地表面流带来的细碎屑以及土壤团粒破碎形成的细碎屑。这种碎屑形成于地下水淋滤作用为主导的渗流带，与水流搬运的陆源细碎屑（粉砂—细砂）明显不同。

1.2.6 多孔状铝土矿

多孔状铝土矿位于铝质岩段顶部以及碎屑状铝土矿之上。多孔状铝土矿包括渣状、土状—半土状等不同类型（图 4-F），其主要成分为一水铝石及黏土矿物，一般 Al_2O_3 含量可达 70% 左右。多孔状铝土矿被认为是近地表强烈风化淋滤的产物（杜远生等，2020，2024）。

1.2.7 暗色黏土岩

暗色黏土岩主要发育于九架炉组顶部黏土岩段。黏土岩的颜色为暗灰色或灰黑色，呈中薄层状产出，其矿物成分主要为黏土矿物，富有机质，且局部有机质富集形成煤层或煤线。岩石具水平纹理或均质层理。暗色黏土岩古盐度多为海水相（详见 3.1），反映洼地为海泛或海侵淹没时形成的。

1.3 铝土矿空间形态

沉积型铝土矿的空间形态和展布主要受成矿盆地的容矿空间控制，因此矿体形态是成矿环境和古



A-D—贵州铝厂一车间；E—清镇猫场

图 5 黔中铝土矿的野外剖面层序

Fig. 5 Field photos of bauxite deposits in central Guizhou Province

地理恢复的基础。黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿的矿体多呈分散、孤立性分布。单个矿体平面形态多呈饼状分布，其剖面形态呈透镜状、似层状展布(图 5-E；图 6)。

野外露天开采的剖面观测显示，铝土矿一般形成于喀斯特洼地中。如贵州铝厂一车间露天开采的铝土矿，其底板地层娄山关组呈残丘状，而铝土矿沉积于残丘之间的洼地中，局部覆盖在残丘之上(图 5-A 至 5-D)。娄山关组顶面为喀斯特化的不整合面，可见不规则溶凹(图 5-B) 或溶洞

(图 5-D)。

隐伏矿区的钻孔岩心对比图可以更清楚地揭示含矿岩系、铝土矿体的形态和厚度变化趋势。从空间上看，从盆地中心向边部，含矿岩系逐渐变薄，并伴随着铝土矿逐渐尖灭(图 6)。从剖面上看，大部分钻井剖面底部发育富铁层，其厚度一般小于 6.5 m。富铁层之上为层状黏土岩和 1~2 层铝土矿，矿体厚度一般为 1~12 m 不等，平均在 4.5 m 左右。铝土矿层呈中部厚、两侧薄的趋势。含矿岩系顶部普遍发育 1 套黏土岩沉积，且黏土岩也呈现

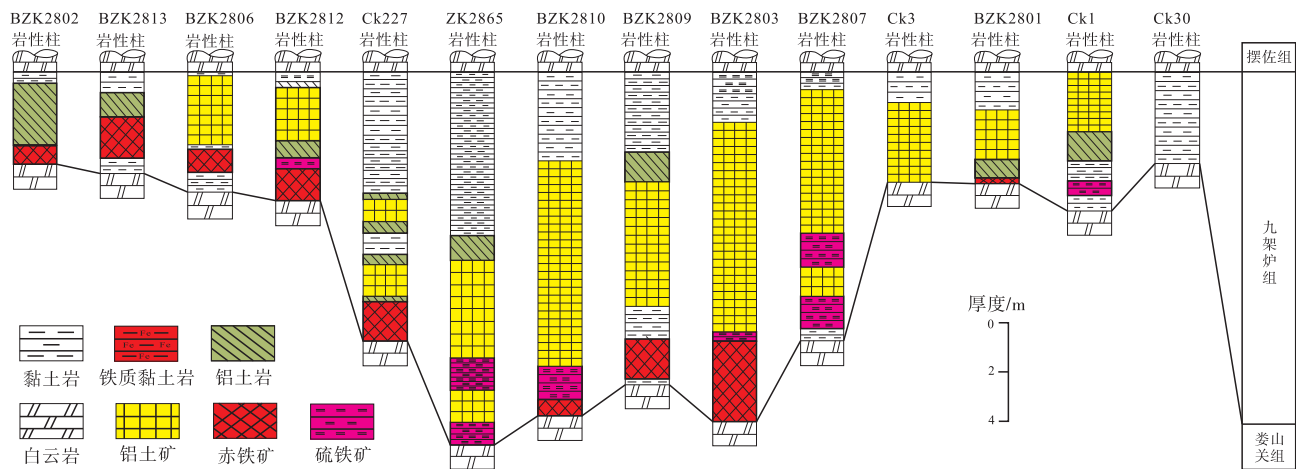


图 6 黔中清镇猫场矿区的铝土矿矿体钻孔岩心对比 (据贵州省 115 地质大队资料)

Fig. 6 Comparison of bauxite ore bodies from drillcore in Maochang area, Qingzhen, central Guizhou Province
(based on data from Geological Team 115 of Guizhou Province)

中部厚、向侧翼变薄的趋势。黏土岩和铝土矿的最大厚度区并不完全吻合。

上述矿体形态特征对铝土矿含矿岩系及铝土矿的成矿环境形成一些直接启示：黔中地区九架炉组铝土矿形成于诸多分散的孤立喀斯特洼地，而单个的喀斯特洼地可能是由湖泊、沼泽组成的湿地；单个的喀斯特洼地底部普遍发育古风化壳的残坡积物。残坡积物之上为周围隆起提供以面流为主搬运而来的黏土质沉积。单个的喀斯特洼地呈现中部深、两侧浅的基底地形，并多呈不对称特征。铝土矿的含矿岩系与铝土矿的厚度具有一定的正相关关系，但洼地中心和铝土矿的成矿中心并不完全吻合。

1.4 古地理背景

贵州早石炭世总体处于北高南低、北陆南海的古地理格局(图 7)。早石炭世维宪早期，随着晚古生代冰期的大规模海退，贵州北部遵义以北出露海面之上形成大面积的古陆，古陆区未发育早石炭世的沉积地层(邓旭升等，2020)。

早石炭世维宪期，黔中北部遵义、金沙、开阳等地九架炉组仅发育漏斗状、厚条带状铝土矿，反映该区为喀斯特山地环境，喀斯特山地内部发育岩溶漏斗或峡谷。织金、清镇、修文、福泉、凯里一带为近岸喀斯特平原，内发育分散、孤立的岩溶洼地，反映该区地形为较平缓的低丘陵和喀斯特化的准平原。黔南都匀、独山、惠水等地发育海陆交互的煤系地层，反映该区为滨海平原、海陆交互的三角洲的沉积环境。黔南的六盘水、紫云以南为深

水海盆，发育泥质岩、深水灰岩等沉积，为右江裂谷盆地的一部分(邓旭升等，2020)。

2 定量古地理编图

古地理是控制沉积矿产分布、成矿规律的重要因素，因此古地理是沉积矿产研究的主要内容之一。按区分古地理单元的编图指标，古地理图大致可分为定性古地理图和定量古地理图。定性古地理图是以代表性沉积相确定古地理单元为基础的古地理图，又称“优势相古地理编图”(刘宝珺等，1994)。冯增昭(1992，2004)提出了以单因素定量指标为基础、多因素综合编制的定量古地理图编图方法称为“单因素分析多因素综合作图法”。该方法包括“单因素分析”和“多因素综合作图”2个内涵。单因素是指能独立反映某一地质时期(某层段)、某地区的沉积环境某些特征的因素。它的有无或含量多少均可独立地、定量地反映该地区、该层段沉积环境的某些特征，如沉积环境水体的深浅、能量高低、性质等。常用的单因素包括地层厚度、颜色、化学成分、矿物成分或结构组分含量、岩石成因类型和特殊矿物(如石膏)含量等。多因素综合作图是指把上述各单因素图叠加起来，并结合其地质背景和区域地质特征全面分析，综合判断，进而编制古地理图。这种方法的核心是定量，即以各剖面的定量单因素资料为基础，各古地理单元的划分和确定都有确切的定量资料和单因素图为依据，再通过各单因素图的叠加和综合分析判

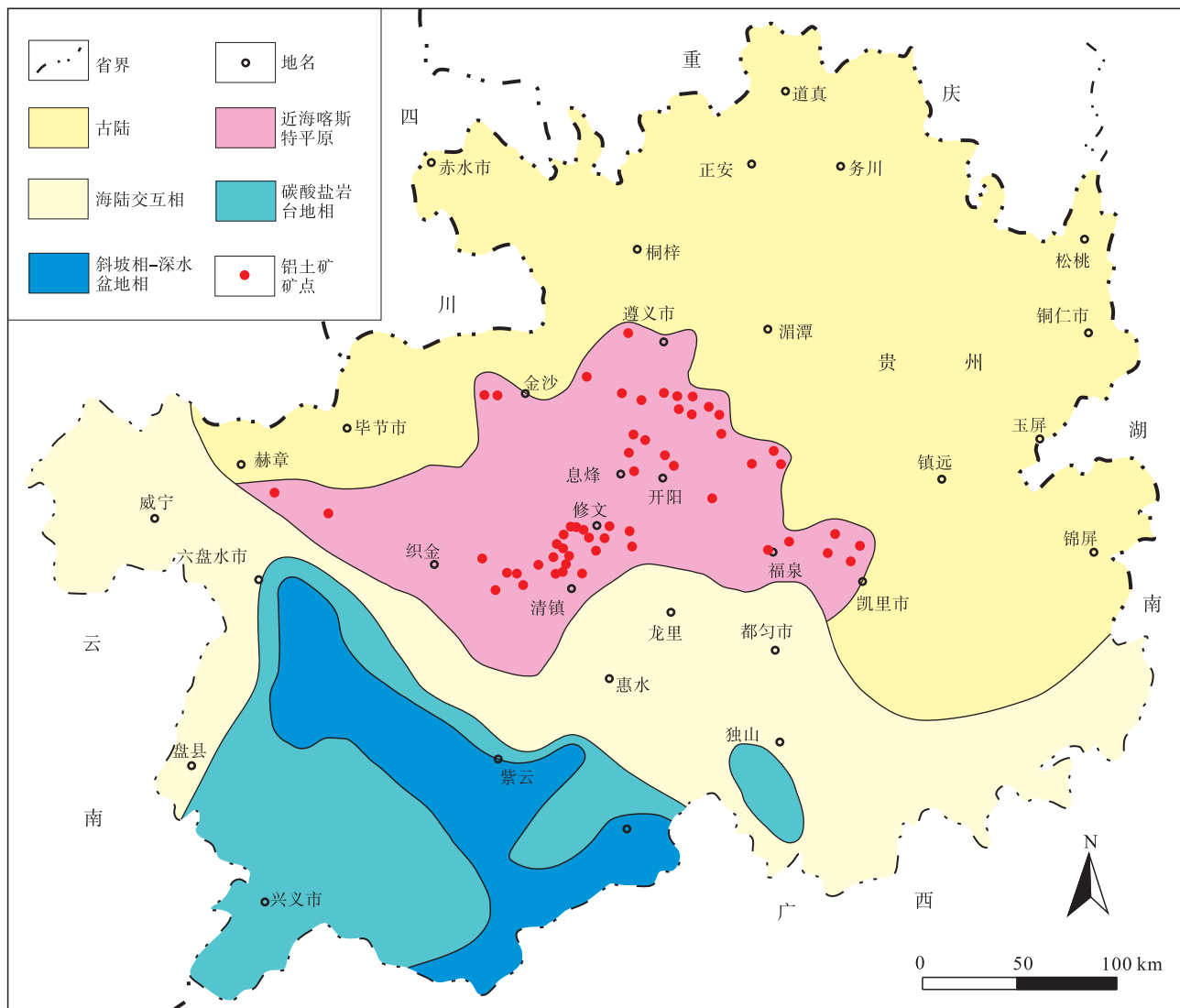


图 7 贵州早石炭世维宪期古地理 (据邓旭升等, 2020)

Fig. 7 Palaeogeography of Guizhou Province during the Visean Stage of Early Carboniferous (after Deng *et al.*, 2020)

断,最后做出定量的岩相古地理图。

2.1 定量指标选择

沉积矿产(如铝土矿、磷矿、锰矿)是沉积盆地中由沉积作用形成的层状、似层状矿产。对于勘查程度较高的勘查区,积累有大量的钻孔资料(钻孔编录数据和岩心)。开发这些钻孔资料,可以进行定量古地理重建和古地貌恢复。作者所在团队先后尝试了黔北务正道下二叠统大竹园组铝土矿、遵义下石炭统九架炉组铝土矿、黔中龙里下石炭统“丰源层”铝土矿的定量古地理研究,并对务正道地区大竹园、旦坪超大型铝土矿,遵义仙人岩、后槽铝土矿进行了定量古地貌恢复,探讨了古

地理、古地貌对铝土矿分布、品质的控制作用和成矿规律(杜远生等, 2015; Weng *et al.*, 2019; 杜远生和余文超, 2020; 吴波等, 2020)。

黔中地区九架炉组铝土矿形成于下古生界与下石炭统九架炉组之间的不整合面之上,发育于喀斯特准平原的岩溶洼地中。含矿岩系严格受岩溶洼地的可容空间控制。岩溶洼地的深度和含矿岩系及铝土矿厚度呈正相关关系,即岩溶洼地深度越大,含矿岩系及铝土矿的厚度越大。基于这种认识,将含矿岩系各沉积单元的厚度作为单因素进行定量古地理研究是可行的。

黔中地区的铝土矿是贵州铝厂的矿产基地,已经有近 70 年的勘查历史,积累了大量的钻孔编录

数据和岩心, 为定量古地理研究提供了丰富的定量数据资料。作者收集了黔中清镇—修文地区约 800 口典型钻孔编录资料, 一般矿区的钻孔密度大约为 7 个/ km^2 , 重点勘探区钻孔密度约 30 个/ km^2 。根据钻孔编录资料, 选择含矿岩系 (九架炉组)、铁质岩段、含铝岩系 (铝质岩段+黏土岩段)、铝土矿厚度及不同类型岩 (矿) 石 (致密状、碎屑状、多孔状铝土矿) 厚度等作为单因素定量指标, 统计各单因素的厚度进行等值线编图。通过各单因素等值线图的叠加, 结合区域古地理背景、野外剖面、探槽、钻孔岩心观测和样品测试结果, 综合分析、编制定量古地理图。

2.2 区域古地理重建

富铁层是古风化壳上的残坡积物。残坡积物一般发育于喀斯特平原地形较平缓或低洼的地区, 顶凸的残丘或具有一定坡度的斜坡很难保存富铁层。从富铁层厚度等值线 (图 8-A) 可以看出, 富铁层一般厚度小于 4 m, 最大厚度达 6 m。富铁层多呈现分散、孤立状分布, 说明富铁层主要分布于低凹的喀斯特洼地区。而且洼地中存在多个富铁层的堆

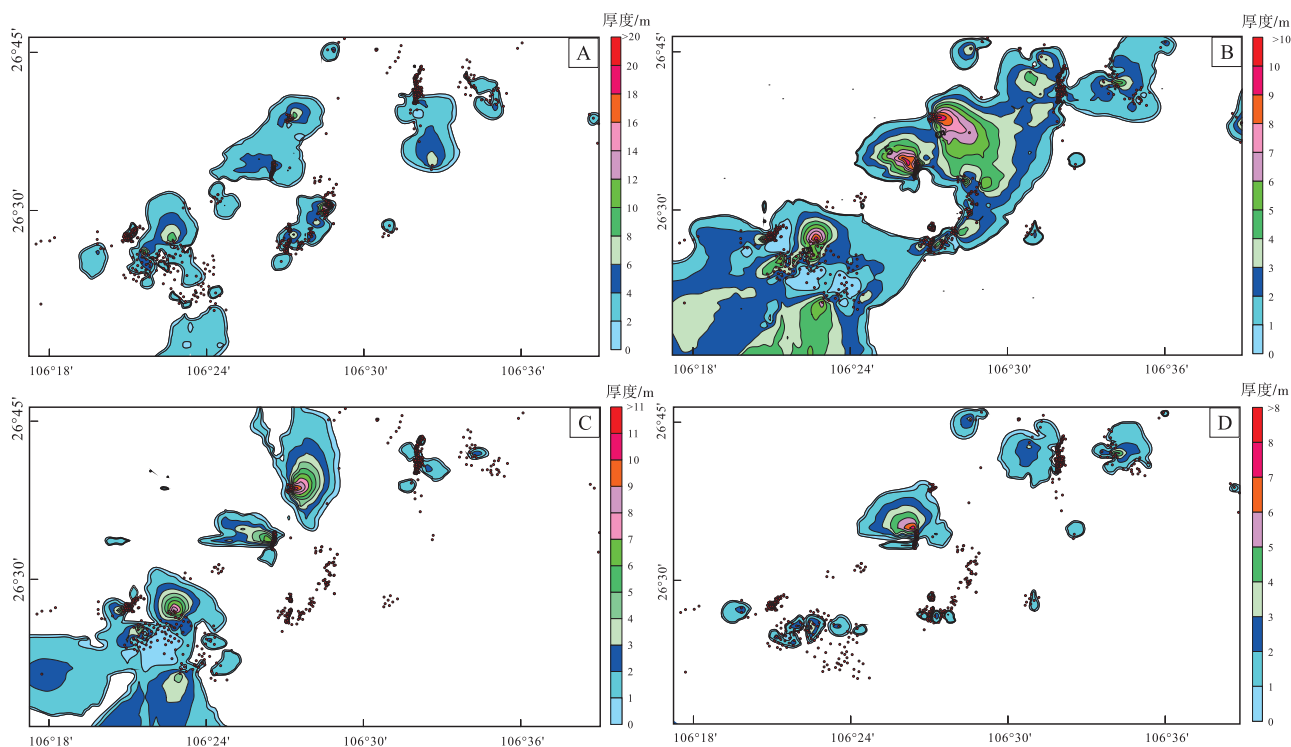
积中心, 反映洼地基底并不平缓, 存在多个低洼区。

致密状铝土矿 (岩) 位于铝土矿序列的下部。致密状铝土矿 (岩) 广泛分布于喀斯特洼地区, 其厚度一般小于 3 m, 最大厚度可达 7~8 m。致密状铝土矿 (岩) 分布范围与喀斯特洼地范围基本一致 (图 8-B)。

碎屑状铝土矿位于铝土矿序列的上部。碎屑状铝土矿的分布虽受喀斯特洼地范围制约, 但其分布范围比致密状铝土矿 (岩) 的范围更小, 其厚度范围一般小于 3 m, 个别地区达 4~5 m。碎屑状铝土矿 (岩) 分布范围也与喀斯特洼地范围基本一致 (图 8-C)。

多孔状铝土矿位于铝土矿序列顶部。多孔状铝土矿厚度较小, 大部分地区厚度小于 3 m, 个别地区达 4~5 m, 最大厚度达 6~7 m。多孔状铝土矿一般分布于铝土矿的沉积中心, 位于喀斯特洼地中心或附近区域 (图 8-D)。

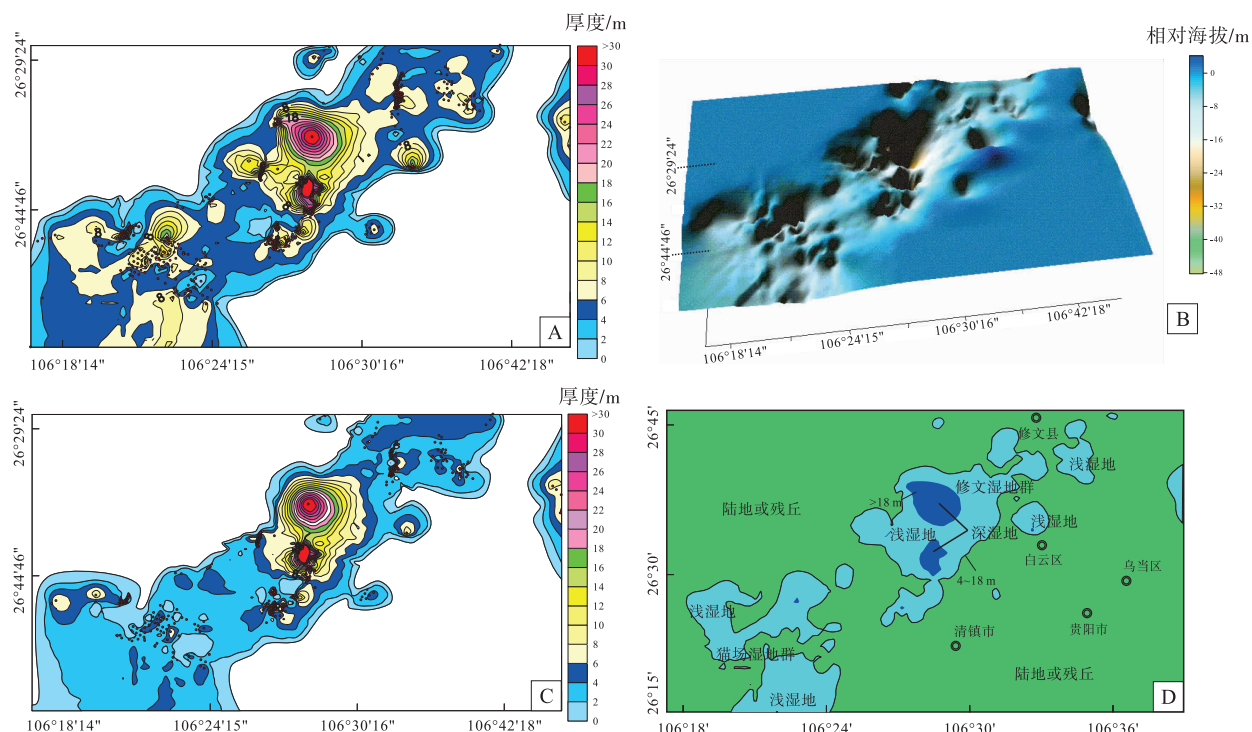
九架炉组厚度等值线 (图 9-A) 反映了区内九架炉组的厚度分布。九架炉组总体呈北东向分布, 反映当时黔中地区存在一个北东向的凹陷带,



A—富铁层厚度; B—致密状铝土矿 (岩) 厚度; C—碎屑状铝土矿厚度; D—多孔状铝土矿厚度

图 8 黔中铝土矿类型单因素厚度等值线

Fig. 8 Isopach map of single-factor thickness of bauxite types in central Guizhou Province



A—九架炉组厚度；B—古地貌重建图；C—铝土矿层厚度；D—古地理图

图 9 黔中铝土矿厚度单因素等值线图 and 古地理、古地貌图

Fig. 9 Isopach map of bauxite thickness, palaeogeography and palaeogeomorphic maps of central Guizhou Province

沿凹陷带分布一系列的分散的洼陷盆地，形成北东向的湿地群。这些湿地中九架炉组沉积厚度不一，6 m 等值线以下大致相连，而 6 m 等值线以上呈分散孤立状，指示控制铝土矿沉积的古地貌特征。

铝土矿矿层厚度指所有不同类型的铝土矿厚度之和。铝土矿矿层厚度等值线和九架炉组厚度等值线具有相似的分布规律。黔中地区九架炉组铝土矿的厚度大部分地区小于 6 m，仅中北部厚度较大，可达 20 m 左右（图 9-C）。与含矿岩系等值线图一样，铝土矿矿层厚度指示了形成铝土矿的喀斯特洼地的分布和深度变化。

在上述单因素等值线图的基础上，通过综合大致恢复了黔中下石炭统九架炉组的古地貌（图 9-B）。从九架炉组含矿岩系序列可以看出，九架炉组顶部黏土岩段在全区均有分布，其厚度小于 7 m。该黏土岩的古盐度显示由半咸水向海水过渡（见 3.1），代表含铝岩系被海水逐渐淹没。因此将黏土岩段揭顶，大致可以代表岩溶洼地的古地理。作者采用减去 6 m 等值线（以 6 m 等值线编图）重建研究区的古地理（图 9-D）。古地貌图显示黔中下石炭统九架炉组铝土矿形成于凸凹不平的

喀斯特准平原的岩溶洼地中（图 9-B）。古地理图显示铝土矿整体分布于北东向的洼陷带中。洼陷带大致可分为西南部的猫场湿地群和东北部的修文湿地群（图 9-D）。

2.3 重点矿区古地貌重建

为揭示黔中铝土矿形成的洼地环境的细节，选择清镇猫场重点矿区进行定量古地貌编图。所采用的单因素指标与区域古地理编图一致，此处不再赘述。

猫场矿区位于黔中地区西南部，含矿岩系大部隐伏，埋深 60~300 m。猫场矿区含矿岩系总体连续性好，分布面积大，矿体呈饼状、似层状或透镜状展布，含矿岩系厚度介于 0.32~18 m 之间，平均厚度 4.7 m 左右。

猫场矿区成矿中心为西北部的红花寨矿体。红花寨矿体 Al_2O_3 含量介于 52.80%~79.18% 之间，平均值为 69.6% 左右， SiO_2 含量均值低于 7%，而猫场矿区边缘的白浪坝矿段 Al_2O_3 含量降低至 46.41%~78.27% 之间，平均值 66.31% 左右， SiO_2 含量均值高于 9%。

从单因素等值线图来看，猫场矿区含矿岩系西

北部厚度较大,达 10 m 以上。其他地区含矿岩系厚度不均,呈孤立、分散的残丘和洼地相间的格局(图 10-A)。含铝岩系(铝质岩段+黏土岩段)的厚度分布大致与总厚度趋势相似,略有偏移(图 10-B)。含铝岩系厚度大小大致指示成矿空间的大小,且成矿空间越大,周围风化产物在岩溶洼地中堆积越厚,形成的铝土矿层越厚。但铝土矿层厚度分布(图 10-C)与含铝岩系的厚度等值线(图 10-B)略有差异,如含富铝岩系 a 和含富铝岩系 b 两区厚度较大(图 10-B),但铝土矿层的厚度并不大。

致密状铝土矿、碎屑状铝土矿分别是铝土矿下部和上部的成矿记录。猫场矿区九架炉组致密状铝土矿(岩)并未完全集中在洼地相对较深的位置(图 10-D),而碎屑状铝土矿较为集中。碎屑状铝土矿与九架炉组(图 10-A)、含铝岩系(图 10-B)厚度趋势大致相似,主要在西北部集中,与喀斯特洼地位置基本保持一致(图 10-E)。这种厚度分布趋势反映深洼地中含铝岩系经历的风化淋滤作用较强,致密状铝土矿或铝土岩被淋滤改造而厚度减小、范围变小,对应的碎屑状铝土矿(岩)发育较为集中。

多孔状铝土矿发育在铝土矿序列的顶部。猫场矿区九架炉组多孔状铝土矿相对局限,主要发育在北部洼地中的高位区及其与洼地的过渡区(图 10-F)。多孔状铝土矿发育的钻孔中致密状、碎屑状铝土矿(岩)相对不发育。有的钻孔(如 ZK6891)连续发育 6 m 左右的多孔状铝土矿,其 Al_2O_3 含量达 77% 以上,但致密状和碎屑状铝土矿不发育。多孔状铝土矿分布局限的原因与洼地深浅和排水性有关,较浅且排水性好的洼地容易旱地化和易有强烈的淋滤作用发生,而较深且排水性差的洼地旱地化不明显,从而导致多孔状铝土矿发育较差。

九架炉组底部富铁层发育在含矿岩系底部,为古风化壳残坡积成因。与九架炉组含矿岩系和含铝岩系的厚度分布趋势相似。富铁层在全区均有发育,但在猫场矿区西北部(红花寨矿体)更为集中(图 10-G)。

在上述单因素等值线图编图和综合分析的基础上,恢复了猫场矿区的古地貌(图 10-H)。古地貌图显示,猫场矿区整体呈现喀斯特残丘和洼地相间

的格局,洼地中心集中于西北部及南部。洼地多呈孤立、分散状,并非一个整体连通的盆地。

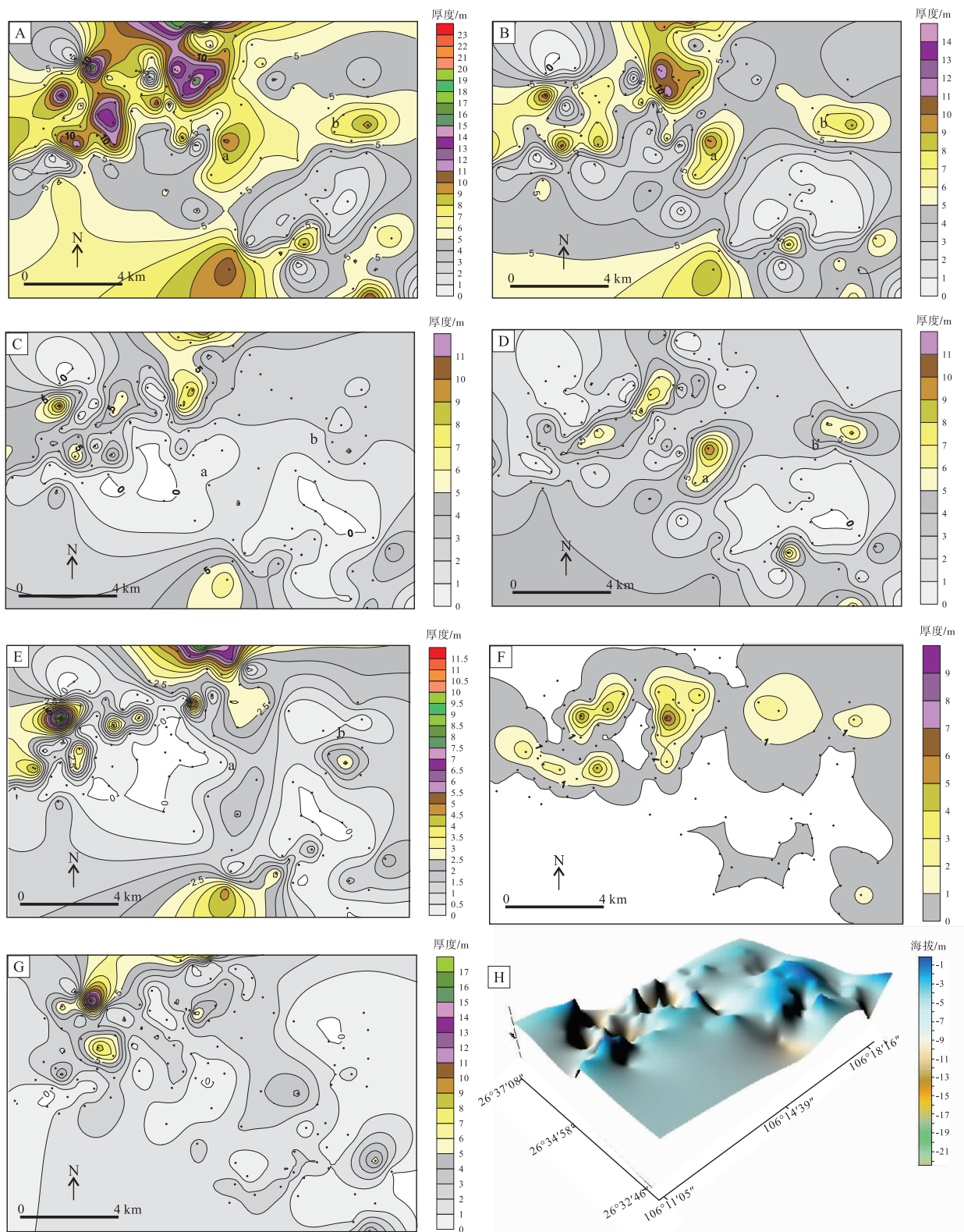
3 含矿岩系古环境

黔中地区九架炉组铝土矿的成矿环境存在不同认识,一般认为属于湖泊环境,也有冲积扇、扇三角洲、湖泊三角洲、滨海、潟湖、海相三角洲的不同认识。从古盐度入手,首先判别含矿岩系形成于陆地湖泊背景还是滨海背景,再逐一讨论各种形成环境的可能性。

需要特别强调的是:(1)黔中地区九架炉组的铝土矿发育于含矿岩系的中部,是层状产出的铝土矿,而非发育于古风化壳上的残坡积物成因的块状铝土矿,因此该铝土矿是沉积型铝土矿而非风化壳型铝土矿。该区的古风化壳为含矿岩系底部的富铁层。(2)铝土矿的含铝岩系和铝土矿(尤其是高品位的优质铝土矿)的形成环境不尽相同。文中的含铝岩系是指古风化壳之上的富铝岩石,其可以形成于湖泊或滨海及三角洲等湿地环境,而铝土矿通常是由于地下水位下降、湿地向旱地的转换,在旱地环境经风化淋滤作用形成的。所以,含铝岩系的沉积环境仅仅是铝土矿原岩的形成环境,而不是铝土矿的形成环境。(3)为了区别含铝岩系的沉积环境和优质铝土矿的旱地淋滤环境,作者采用了湿地的概念。参照《国际湿地公约》的定义,地史时期的湿地主要是自然湿地,即天然形成的长久或暂时的,静止或流动的淡水、半咸水或咸水的水域或沼泽地。陆表湿地水深一般不超过 4 m,而滨海湿地低潮时水深不超过 6 m 的水域。黔中早石炭世铝土矿含铝岩系主要形成于湖泊湿地环境。去掉底部 4 m 左右古风化壳厚度,含铝岩系厚度等值线 4~18 m 的地区被定义为浅湿地,而 18 m 以上的地区为深湿地。由于含矿岩系底部与碳酸盐岩接触的不整合面为一泄水面,无论是浅湿地还是深湿地,沉积时都难以长期、大量的积水,所以水深符合湿地的概念。

3.1 含矿岩系的古盐度

古盐度是铝土矿含矿岩系的古环境及古气候的重要指标。现代铝土矿主要形成于热带辐合带湿热的大陆环境(Yu *et al.*, 2019; 余文超等, 2023),鲜见与海洋相关的滨海及三角洲环境。黔中地区早



A—九架炉组厚度；B—含铝岩系厚度；C—铝土矿层厚度；D—致密状铝土矿（岩）厚度；E—碎屑状铝土矿厚度；
F—多孔状铝土矿厚度；G—底部富铁层厚度等值线图；H—微地貌图。a、b 表示含富铝岩系

图 10 华南黔中清镇猫场地区单因素等值线

Fig. 10 Single-factor isopach map of Maochang area, Qingzhen, central Guizhou Province

石炭世铝土矿形成于陆地环境还是海洋环境，古盐度就成为一种关键的指标。

沉积水体的古盐度可以通过化石记录、特征蒸发盐矿物、沉积地球化学特征来恢复。当缺失生物化石和蒸发矿物时，沉积地球化学指标就成为古盐度恢复的重要手段（Frederickson and Reynolds, 1960; Holmden *et al.*, 1997）。硼、镓、锶和钡等元素主要吸附于细粒沉积物的黏土矿物中，在海洋沉积和淡水沉积中含量差异较大，可以作为湖泊相、过渡相、海相沉积的古盐度替代指标。古盐度恢复最常用的是硼元素（B）含量（Couch, 1971; Ye *et al.*, 2016）。硼镓比（B/Ga）和锶钡比（Sr/Ba）也得到了广泛应用（Degens *et al.*, 1957; Chen *et al.*, 2000; Ma *et al.*, 2016; Ye *et al.*, 2016）。魏巍等（2021）通过渤海湾盆地沙河街组沙三下亚段的古盐度研究，认为硼/镓（B/Ga）和锶/钡（Sr/Ba）值与水体盐度具有显著的相关性，可作为示踪水体盐度的指标。每个指标的不同阈值指向了不同盐度的沉积环境：（1）B/Ga：<3 指示淡水相，3~6 指示半咸水相，>6 指示海水相；（2）Sr/Ba：<0.2 指示淡水相，0.2~0.5 指示半咸水相，>0.5 指示海水相。

形成铝土矿的盆地和含油气盆地不尽相同。中国沉积型铝土矿主要发育于碳酸盐岩基底之上。虽然铝质主要来源于盆地周围的细碎屑岩、泥质岩，但碳酸盐岩的风化产物仍有重要贡献，导致风化残余物中锶（Sr）含量异常高，进而造成 Sr/Ba 值难以应用。作者选择 B/Ga 值作为古盐度恢复的替代指标。

黔中地区修文铝土矿区 ZK47-12 钻孔岩心系统的 B、Ga 及 B/Ga 值分析表明（表 1），在九架炉组含矿岩系 40 个样品中，指示淡水相（B/Ga<3）的样品 6 个；指示半咸水（B/Ga=3~6）的样品 20 个；指示海水（B/Ga>6）的样品 14 个。上述地球化学特征反映该钻孔所在的洼地水体以半咸水为主，海水次之，个别层位为典型的淡水沉积。

修文矿区 ZK47-12 钻孔 B/Ga 值与钻井岩心及常量元素化合物柱状图对比，可以清晰地看出淡水相主要出现在含矿岩系底部古风化壳上的富铁层中下部；半咸水相主要出现于铝土矿与富铁层中上部。含铝岩系中存在多个海泛层（图 11），大部分的海泛层（海泛层 I、IV、V、VI）发育于黏土岩

表 1 ZK47-12 钻孔岩心古盐度数据

Table 1 Paleosalinity data from samples of drillcore ZK47-12

样品号	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
B/ 10^{-6}	38	26	82	26	74	93	22	85	73	47
Ga/ 10^{-6}	16.1	11.8	13.7	14.5	22.6	19.9	16.9	20	20	18.9
B/Ga 值	2.36	2.2	5.99	1.79	3.27	4.67	1.3	4.25	3.65	2.49
样品号	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
B/ 10^{-6}	203	184	285	291	165	167	177	252	412	338
Ga/ 10^{-6}	28	17.1	40.7	48.5	47.7	49.1	50.3	42.9	40.6	46.8
B/Ga 值	7.25	10.76	7	6	3.46	3.4	3.52	5.87	10.1	7.22
样品号	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
B/ 10^{-6}	292	230	278	369	255	123	261	338	248	235
Ga/ 10^{-6}	44.1	48.7	43.8	44.8	47.3	34	38.8	73	24.8	66.5
B/Ga 值	6.62	4.72	6.35	8.24	5.39	3.62	6.73	4.63	10	3.53
样品号	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
B/ 10^{-6}	255	304	373	320	297	311	305	295	317	166
Ga/ 10^{-6}	62.6	63.4	85.3	47.4	78.2	84.5	103.5	43.7	58.5	14.2
B/Ga 值	4.07	4.79	4.37	6.75	3.8	3.68	2.95	6.75	5.42	11.69

和含煤黏土岩中，尤其是上部含煤黏土岩顶部，为典型的海相层。个别海泛层（海泛层 II、III）发育于碎屑状铝土矿层中，反映含铝岩系形成过程中，甚至铝土矿形成之后受多次海泛侵没。黔中地区石炭纪位于赤道附近南纬 $8^{\circ} \sim 14^{\circ}$ （王俊达和李华梅，1998），是全球风暴作用带，风暴形成的风暴潮无疑是形成海泛的直接因素。

因此可以得出以下结论：九架炉组底部的铁质岩段（富铁层）受淡水影响明显，说明其为风化淋滤作用强烈的古风化壳；九架炉组中部铝质岩段下部的层状黏土岩受海泛影响明显，水体显示为海水特征。铝质岩段中上部的铝土矿主要形成于半咸水的环境，代表地下水潜流带的致密状铝土矿的水体古盐度高于代表渗流带的碎屑状铝土矿，且铝土矿层经历了多次海泛影响。含铝岩系顶部黏土岩段水体转变为海水相，说明九架炉组铝土矿顶部为海相地层覆盖。

3.2 含矿岩系古环境讨论

黔中地区早石炭世维宪早期（九架炉组沉积时期）处于遵义山地喀斯特区、都匀—龙里—惠水海陆过渡区（滨海—三角洲）之间，总体处于喀斯特平原区（邓旭生等，2020）。

黔中下石炭统九架炉组铝土矿的地质背景、沉

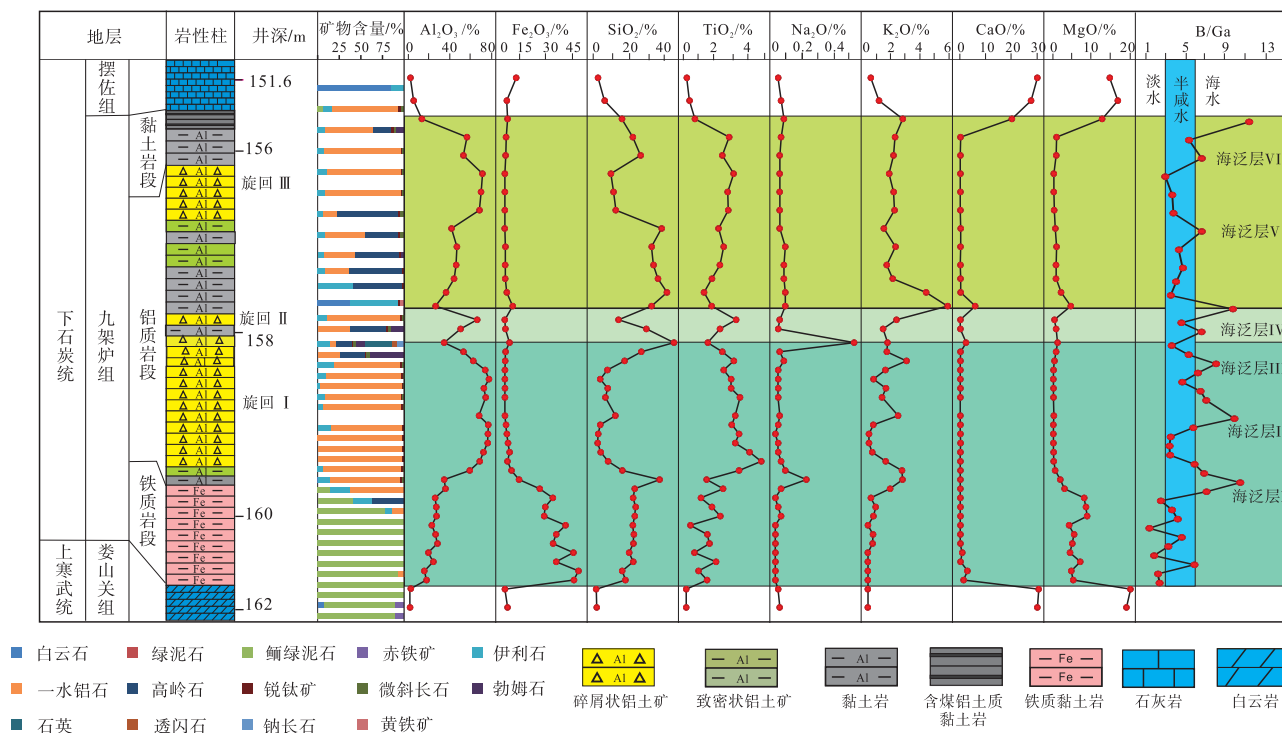


图 11 黔中修文矿区 ZK47-12 钻孔岩心常量元素和古盐度

Fig. 11 Major element and palaeosalinity of samples from drillcore ZK47-12 from Xiwen area, central Guizhou Province

积环境解释, 存在各种不同认识。其中, 喀斯特平原是滨海平原、近海平原还是内陆平原? 形成铝土矿的古环境是陆相还是海相、海陆过渡相 (三角洲)? 如果有三角洲, 是陆相湖泊三角洲还是海相三角洲? 若是陆相湖泊, 是有河流进水和泄水的贯通性湖泊还是无河流进水和泄水的非贯通性湖泊? 都是值得探究的问题。

3.2.1 含矿沉积盆地背景: 平原性质

首先需要明确平原及各类不同类型平原的地理性质, 以形成较规范的术语体系。平原是指坡度小于 3° 的区域性平地, 包括内陆平原、近海平原和滨海平原等。

内陆平原是指远离海洋、内陆地区发育的平原。内陆平原不受海水的任何影响, 以大陆作用 (如区域构造差异升降、河流作用、湖泊作用等) 为主。

滨海平原是指连通海洋的陆地边缘的平原。滨海平原包括进积型的海岸平原和海相三角洲平原。在没有河流入海的区域, 当海平面下降时, 海岸带向海进积可形成海岸平原。在有河流入海的情况下, 海相三角洲向海进积可形成三角洲平原。滨海

平原受海洋作用影响明显。首先, 海岸平原的沉积物是早期的滨海沉积 (如潮坪、海滩、潟湖等); 其次, 海岸平原的沉积物受海洋作用改造明显; 三角洲平原除了受河流作用控制, 海水作用改造也十分明显, 记录了丰富的海洋沉积标志, 如河控三角洲的三角洲前缘受波浪改造形成具波浪成因的沉积构造和水流成因的沉积构造共生; 浪控三角洲受波浪作用改造形成类似海滩的三角洲前缘沉积; 潮控三角洲受潮汐作用改造形成河控三角洲平原和潮控三角洲平原的组合, 潮控三角洲平原具有类似潮坪的沉积特征。

近海平原是指邻近海洋但不与海洋连通的平原。在特殊的条件下, 近海平原可间歇性受海水影响, 如海洋风暴或大潮形成的海泛可局部淹没平原上的湿地。近海平原表面以旱地为主, 低洼区形成一些积水盆地。积水盆地中的物源来自于周围隆起的风化残余物, 而非受海洋作用改造的滨海沉积或河流—海洋共同作用的三角洲沉积。所以近海平原的地质作用以陆地作用为主, 如河流作用形成的冲积平原, 湖泊淤积形成的湖积平原等。

黔中地区下石炭统九架炉组总体分布于区域构

造差异升降控制的北东向喀斯特洼地中。九架炉组底部为古风化壳成因的富铁层，显示积水盆地在陆地表面形成。富铁层之上为半咸水为主的层状黏土岩及铝土矿。铝质来源分析指示物源主要来自于周围下古生界的风化残余物（Ling *et al.*, 2017；庞大卫，2023），内含少量孢粉和植物碎片化石。含矿岩系多次出现海泛层，但直到顶部为摆佐组海相沉积覆盖。很显然，无论是九架炉组积水盆地成因、沉积基底，还是沉积物记录和化石特征，都与陆地作用密切相关。因此判定黔中地区下石炭统九架炉组的形成背景为近海平原而非滨海平原（图 12）。

从成因上说，黔中早石炭世喀斯特平原表面分布众多喀斯特残丘，残丘之间的喀斯特洼地为湖泊湿地，湿地淤积可形成旱地化。因此该平原具有残丘、湿地、旱地 3 种地貌单元，具有准平原的特点（图 12）。

3.2.2 含铝岩系的沉积环境

黔中地区下石炭统九架炉组以泥质沉积为主，主要矿物成分为微晶质赤铁矿、黏土矿物、一水铝石等。九架炉组底部的铁质岩段主要为风化壳之上的残坡积物。顶部的黏土岩段为海泛成因的湖泊沉积。中部的铝质岩段下部为湖泊湿地沉积成因的层状黏土岩、致密状铝土矿（岩），上部为旱地风化

淋滤成因的碎屑状、包粒状、多孔状铝土矿。碎屑状铝土矿的碎屑主要为残余碎屑或盆内自生碎屑，不同于经河流搬运、湖泊波浪改造的陆源碎屑（砾、砂、粉砂），也不同于潮汐、波浪、海流改造形成的内碎屑。包粒状铝土矿的包粒也不同于碳酸盐岩中水动力形成的鲕粒。多孔状铝土矿为强化学风化淋滤的产物。含矿岩系中没有发育滨海和三角洲的碎屑岩、沉积构造及沉积序列。因此推测九架炉组含铝岩系主要是近海准平原上的湖泊沉积（图 12）。

3.2.3 湖泊的贯通性

湖泊的贯通性，是指湖泊是否有淡水径流（河流）流入流出。贯通性湖泊是指有河流流入（内流湖）、流出（外流湖）的湖泊，而非贯通型湖泊是指没有河流流入、流出的湖泊。现代和地史时期大型湖泊一般是贯通型湖泊，但冲积平原和湖积平原上也不乏非贯通型湖泊，如河流洪泛平原上低洼区积水形成的湖泊或池塘。黔中地区早石炭世喀斯特准平原上岩溶洼地中的湖泊，是否有河流出入，湖泊湿地中是否存在冲积扇相、河流相、湖泊三角洲相是一个值得探究的问题。

从古盐度上说，黔中地区九架炉组铝土矿含铝岩系主要是半咸水湖泊，间接指示这些湖泊没有长

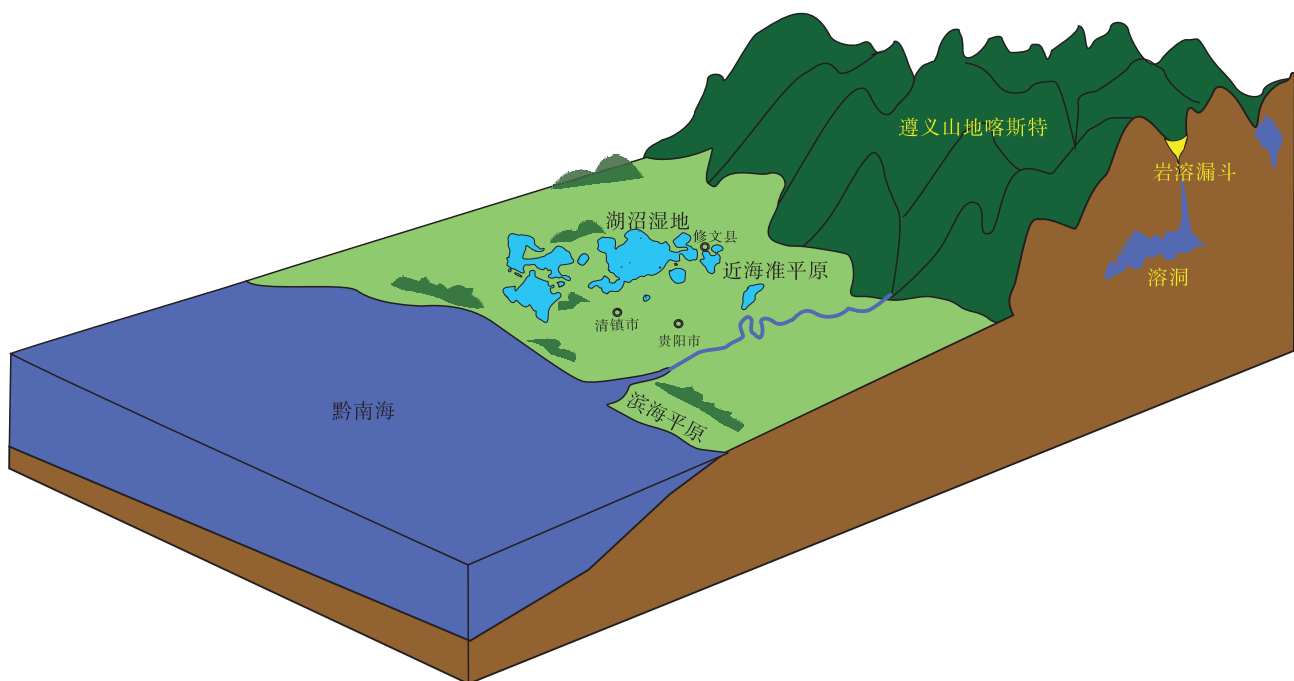


图 12 黔中地区下石炭统九架炉组古地理模型

Fig. 12 Palaeogeographic model of the Lower Carboniferous Jiujialu Formation in central Guizhou Province

期持续的淡水河流注入和流出,相对封闭的湖盆仅接受间歇性地表面流的淡水输入,以维持湖水不被淡化。

从区域古地理和重点矿区古地貌分析结果可以看出,黔中的湖泊湿地多呈分散和孤立分布。从有限的地表露头观察(图 5)也可以看出,形成铝土矿的洼地外围是低矮平缓的碳酸盐岩残丘。在含矿岩系底部、地形斜坡处均未发现水流成因的碎屑沉积物、水流沉积构造及河流沉积序列,也没有发现河流入湖形成的冲积扇砂砾岩、沉积构造及扇根、扇中、扇端沉积组合和沉积序列,更没有发现湖泊三角洲分流河道和湖泊共生的水流和浪成成因的波痕与交错层理的交互共生,也没有向上变浅的湖泊三角洲的沉积序列。因此,推测黔中近海准平原上的湖泊不发育典型且具一定规模的河流流入,湖泊的水源主要来自于地表面流。由于含矿岩系底部为古喀斯特面上的古风化壳,是一个漏水的界面,类似于现代广西、贵州喀斯特地区的岩溶洼地湖泊,湖泊的积水通过该风化面持续外泄,基本维持湖平面的相对稳定。所以,黔中近海准平原上的湖泊主要是无大河流出入湖的非贯通性湖泊。

综上所述,黔中地区下石炭统九架炉组形成于黔中近海喀斯特准平原上。铝土矿含铝岩系形成于近海准平原的岩溶洼地非贯通型湖泊环境。

4 成矿作用机理和成矿模式

4.1 陆表淋滤成矿作用机理

铝土矿形成于热带辐合带湿热的气候条件下,无论是现代还是地史时期的红土型、喀斯特型还是沉积—风化淋滤型铝土矿,主要与化学风化淋滤作用有关(Bárdossy, 1982; Yu *et al.*, 2019; 杜远生等, 2024)。在高温高湿、干湿相间的热带气候条件下,暴露在大气里的沉积物,受地表水及地下水、氧气、二氧化碳等流体影响,会发生溶解、氧化、水解、水化、碳酸化等化学风化作用。在碳酸盐岩、泥质岩物源为主的沉积物风化过程中,溶解、氧化、水解作用更为重要。溶解作用导致分子键链接的碳酸盐矿物溶解,促使钙、镁、碳、氧元素流失或释放,铁、锰等变价元素以稳定的氧化物残留。在酸性为主的地表水、地下水水体中,水解作用导致黏土矿物化学键的断裂,释放活动的钾、

钠、钙、镁等活动元素及硅的大量流失,促使黏土矿物脱硅水解、铝元素残留富集成三水铝石(Tardy and Nahon, 1985)。化学风化最终形成的铁锰氧化物、三水铝石和残留的黏土矿物组成了含矿岩系 3 种主要矿物类型(杜远生等, 2024)。

以碳酸盐岩为基底的中国沉积型铝土矿含矿岩系主要分布于低喀斯特地貌的洼地中,洼地以湖泊环境为主,强化学风化形成的富铝沉积物被搬运沉积在这些湖泊中。当湖平面下降或湖泊被填满,湖泊沼泽化并逐渐转化为旱地。当富铝沉积物暴露在地表大气中,准同生的风化、淋滤作用开启。地下水渗流带形成多孔状、碎屑状的铝土矿,潜流带上部的流动水带及潜水面变动带形成包粒状铝土矿,潜流带下部的滞留水带形成致密性铝土矿或铝土岩,组成了以地下水波动为基础的铝土矿的陆表风化淋滤序列(杜远生等, 2024)。由于渗流带活动元素大量流失,铝元素残留富集成矿。渗流带上部淋滤作用强,形成的多孔状铝土矿品位最高(Al_2O_3 可达 70% 左右)。渗流带下部淋滤作用稍弱,形成的碎屑状铝土矿品位次之(Al_2O_3 可达 60% 左右)。潜流带活动元素流失较少,且有部分关键金属元素(如锂、稀土元素)进入黏土矿物,从而导致铝土矿的品位降低。潜流带上部和潜水面变动带的包粒状铝土矿品位与碎屑状铝土矿接近(Al_2O_3 可达 60% 左右)。潜流带下部滞留水带的铝土矿(岩)品位较差(Al_2O_3 可达 50% 左右)(杜远生等, 2024)。

为了揭示铝土矿含矿岩系的元素迁移规律,对碎屑铝土矿为主的修文干坝铝土矿 ZK47-12 钻孔(取样 44 件)、多孔状铝土矿为主的清镇猫场 ZK6892 钻孔(取样 89 件)进行了系统的元素分析。现重点对 Al、Si、Fe 元素及氧化物质量及质量变化规律进行探讨(图 11; 图 13)。

ZK47-12 钻孔铝土矿的底板地层为寒武系娄山关组石灰岩和白云岩,其九架炉组铝土矿底部为风化壳成因的富铁层。之上发育 3 个铝土矿旋回:每个旋回自下而上为黏土岩、致密状铝土矿或铝土岩、碎屑状铝土矿。娄山关组 CaO 均值 29.8%, MgO 均值 20.7%, Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 SiO_2 绝对含量很低。富铁层铁质黏土岩 Fe_2O_3 含量高(可达 23.91%~49.34%),而 Al_2O_3 含量自下而上含量增加,从小于 5% 增至 35% 左右,均值为 23.87%。

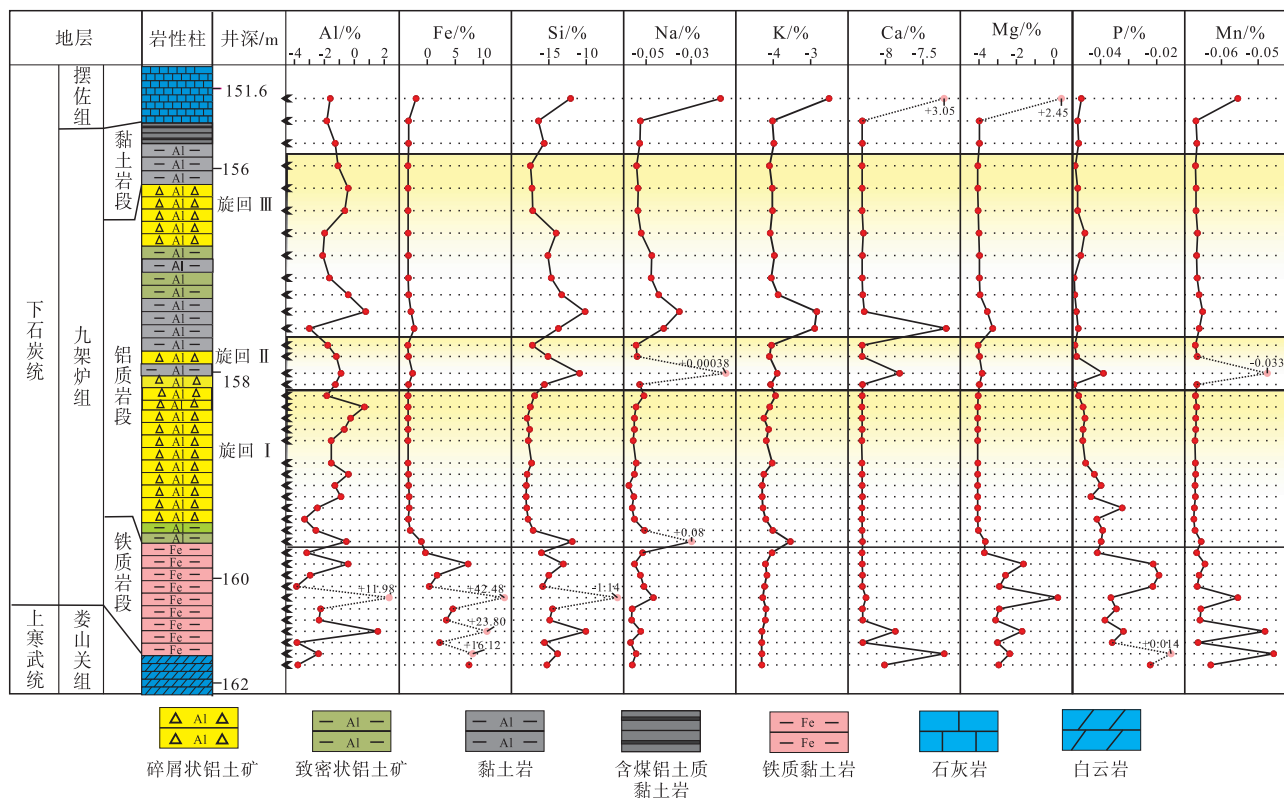


图 13 钻孔 ZK47-12 常量元素质量平衡图

Fig. 13 Mass balance calculation results of major elements from drillcore ZK47-12

SiO_2 含量变化不大, 除底部 2 个样品偏低外, 其他样品均在 20% 左右。 Al_2O_3 和 SiO_2 具明显的负相关特征(图 11)。

ZK47-12 钻孔岩心元素质量平衡图(图 13)显示, 九架炉组底部富铁层 Fe 元素强烈富集, 质量变化均值 9.92%, 最高可达 42.48%。Al 元素总体亏损, 但亏损幅度存在波动变化。铁质岩中出现明显富集(质量变化为 +11.98%)。铝土矿旋回中 Al 的质量变化一般大于 -3.86%, 反映铝土矿形成过程中存在微量的 Al 的流失。Si 元素出现强烈亏损, 除底部铁质岩中出现低亏损(-1.14%), 其他样品 Si 的质量变化均在 -10% ~ -15% 之间, 均值为 -13.19%, 反映铝土矿形成过程中有强烈的去硅作用导致硅的流失和亏损。值得注意的是, 富铁层中 Fe 和 Al 的质量及质量变化呈正相关关系, 说明富铁层 Fe 和 Al 的残积是同步的。Al 和 Fe 呈现类似的地球化学行为, 反映风化壳残坡积物成因的富铁层中 Al 和 Fe 的同步残余富集(图 13)。

清镇猫场 ZK6892 钻孔不同于 ZK47-12 钻孔, 其底部富铁层较厚, 发育 2 个铝土矿旋回, 且上部

旋回多孔状铝土矿发育。该钻井自下而上为底板娄山关组白云岩、富铁层(铁质岩和铁质黏土岩)(5.43 m)、层状黏土岩(0.83 m)、铝土矿旋回(3.55 m)、含煤黏土岩(1.8 m)、摆佐组石灰岩。其中, 铝土矿下部旋回为层状黏土岩—致密状铝土矿旋回, 上部旋回为铝土岩和黏土岩—致密状铝土矿—碎屑状铝土矿—多孔状铝土矿旋回。

ZK6892 钻孔样品中 Fe 在底部富铁层超常富集, 上部含铝岩系中明显亏损。富铁层 Fe_2O_3 平均值在 45.82%, 最高可达 60.73%, 多层达铁矿的工业品位。Fe 的质量变化平均值为 114.27%, 最高达到了 869.56%, 反映强烈富集。上部铝土矿及黏土岩中 Fe_2O_3 含量较低(1.20% ~ 15.25%), 均值 4.98%。Fe 的质量变化均在 10% 左右, 反映存在明显亏损(图 14; 图 15)。 Al_2O_3 和 SiO_2 在底部富铁层和顶部黏土岩层中总体呈正相关关系, 但在中部铝质岩段中存在明显的负相关关系。铝土矿层中 Al_2O_3 含量均在 60% 以上, 多孔状铝土矿中最高可达 75% 左右, 而 SiO_2 多在 10% 以下, 尤其在多孔状铝土矿中低至 5% 左右。铝土矿层 Si 的质量

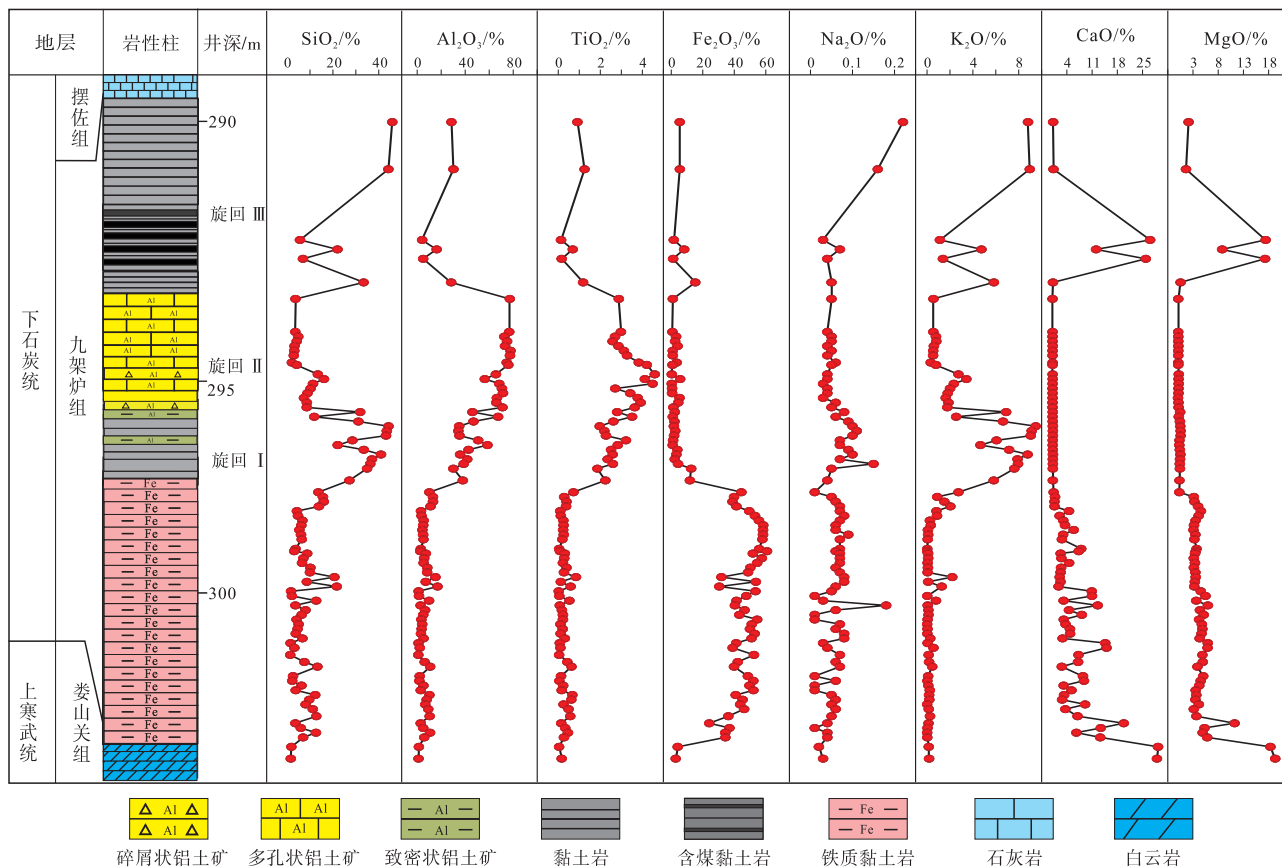


图 14 清镇猫场 ZK6892 钻孔常量元素柱状图

Fig. 14 Major element contents from drillcore ZK6892 at Maochang, Qingzhen

变化多小于-14%，而 Si 的明显亏损反映铝土矿形成过程中存在强烈的去硅作用。Al 的质量变化接近于 0，基本上不亏损(图 14；图 15)。

综上所述，钻孔 ZK47-12 和 ZK6892 的常量元素分析结果表明含矿岩系经历了明显的风化淋滤作用影响。含矿岩系底板早古生代的碳酸盐岩在强烈的化学风化过程中残余大量的铁质，形成富铁层为特色的残坡积物。铁质岩段的富铁层遭受了强烈的风化淋滤，活动元素进一步流失，黏土矿物水解导致 Si 的流失以及 Al 的残留富集。富铝岩段下部的层状黏土岩代表正常的湖泊湿地沉积。上部的铝土矿代表湖泊湿地转化为旱地后经历了陆表风化淋滤作用改造。铝土矿，尤其是渗流带的碎屑状、多孔状铝土矿中 Al_2O_3 具明显的残余富集， SiO_2 存在明显的流失亏损。

4.2 成矿模式

黔中地区下石炭统九架炉组主要由底部铁质岩段、中部铝质岩段、上部黏土岩段组成，分别代表

早期古风化壳上的原地、近原地的残坡积物，中期异地搬运沉积的黏土岩和经准同生风化淋滤形成的铝土矿，晚期海平面上升形成的海相黏土岩，具有典型的陆表淋滤作用特征。

4.2.1 岩相类型

根据钻孔岩心和地表露头的综合分析，九架炉组含矿岩系包括以下 8 种岩相类型，组成典型的地下水波动控制的陆表淋滤作用序列(图 16)

I. 富铁层：包括铁质黏土岩和铁质岩，富铁层总体呈块状特征，不发育纹理，局部铁质岩呈层状，反映为残坡积成因。在强烈的风化作用过程中，底板的碳酸盐矿物发生溶解导致钙、镁元素流失，黏土矿物发生水解，钾、钠、钙、镁及硅等活动元素流失形成三水铝石，后经成岩转化为一水铝石。所以富铁层主要矿物为赤铁矿、黏土矿物和一水铝石，元素主要表现为铁、铝等的残余富集。

II. 层状黏土岩：由中厚层状黏土质泥岩、页岩组成，矿物成分以黏土矿物为主，内发育水平纹层，代表湖泊相的静水沉积。

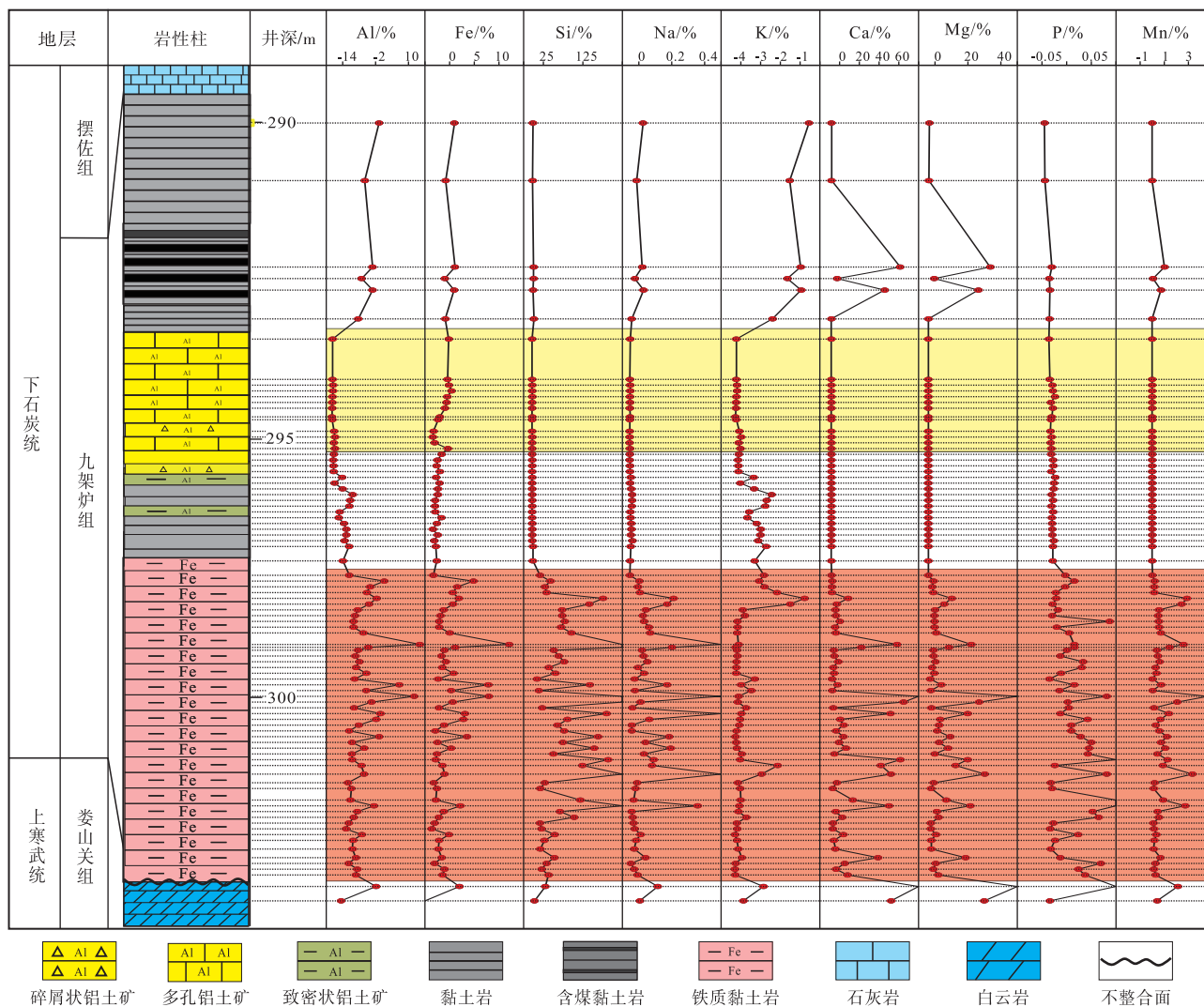


图 15 钻孔 ZK6892 常量元素质量平衡计算柱状图

Fig. 15 Mass balance calculation results of major elements from drillcore ZK6892

Ⅲ. 致密状铝土矿或铝土岩：岩性为铝土矿 ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 50\%$) 或铝土岩 ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 50\%$)，宏观上呈中厚层状，但内部成分和结构均一，呈致密状，内无纹层发育。致密状铝土矿（岩）代表湖泊相的快速沉积，在准同生淋滤期处于地下水潜流带下部滞留水带，因此有上部渗流带流失的元素加入。

Ⅳ. 包粒状铝土矿：包粒状铝土矿主要矿物成分为一水铝石及黏土矿物，结构组分主要为包粒和包粒之间的黏土质基质。包粒大小多为 1~5 mm，最大可达 10 mm 左右，含量一般为 20%~60%。包粒铝土矿中的包粒主要形成于地下水潜流带上部流动水带和潜水面波动带，与准同生淋滤作用关系密切。

Ⅴ. 碎屑状铝土矿：碎屑状铝土矿主要为细碎屑铝土矿，局部见粗碎屑铝土矿。主要矿物成分也

是一水铝石和黏土矿物。矿层宏观上呈中厚层状产出，内无纹层。碎屑状铝土矿发育于致密状铝土矿或包粒状铝土矿之上，多孔状铝土矿之下，为地下水渗流带下部的产物。

Ⅵ. 多孔状铝土矿：位于铝质岩段顶部，主要矿物成分为一水铝石及黏土矿物。矿石疏松、易碎，内可见粗碎屑残余。多孔状铝土矿是靠近地表的地下水渗流带产物，显示经历了强烈的风化淋滤作用。

Ⅶ. 易有机质黏土岩：岩石呈暗色，中薄层状，富有机质，局部含煤层或煤线。代表正常湖泊沼泽化，最终因海泛或海侵的被海水淹没。

4.2.2 成矿模式

黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿的成矿盆地

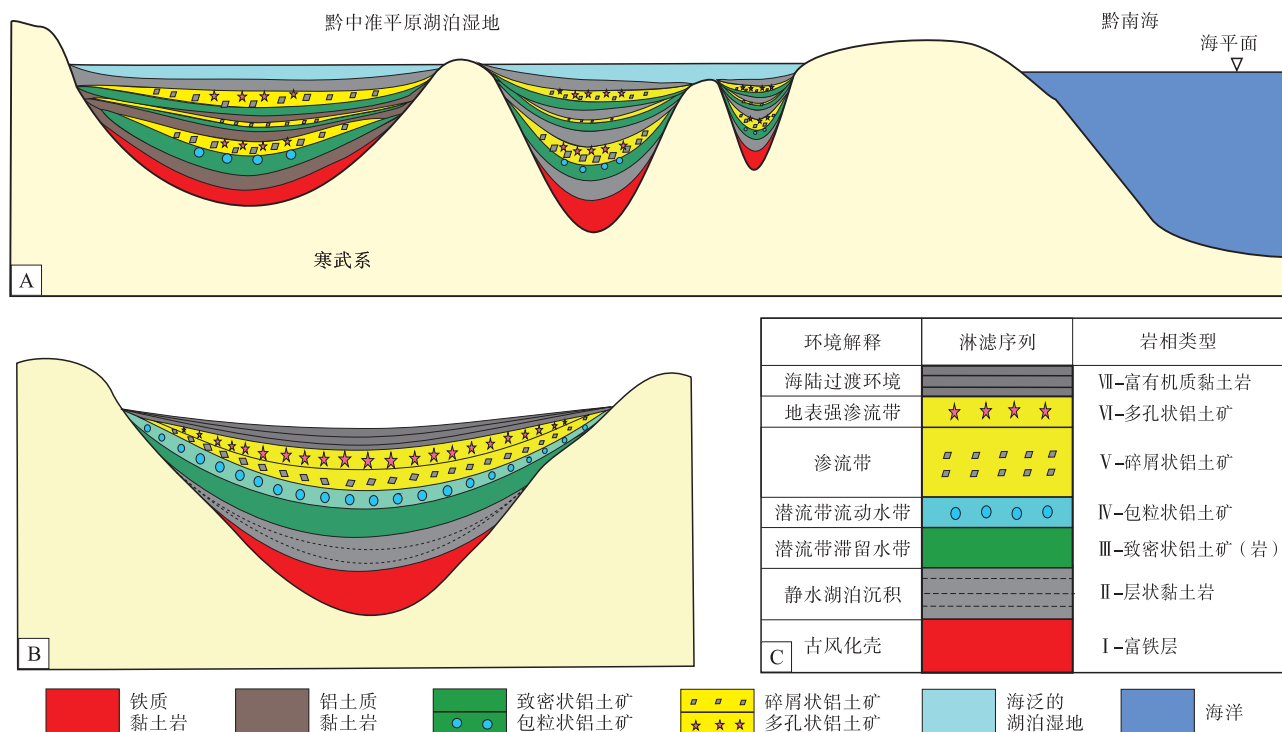


图 16 黔中铝土矿沉积模式

Fig. 16 Sedimentary model of bauxite deposits in central Guizhou Province

主要以孤立状的盆地为主。大量的野外露头 and 钻孔岩心观测发现，含矿岩系底部风化壳成因的富铁层在盆地中心普遍发育，顶部为海泛或海侵影响的暗色含煤黏土岩覆盖。顶底板之间的通常发育 3 个左右的铝土矿旋回(图 16-A)。每个旋回自下而上为层状铝土质黏土岩、致密状铝土岩或铝土矿、包粒状铝土矿(局部)、碎屑状铝土矿、多孔状铝土矿。这种岩相的规律组合具有典型性和代表性(图 16-B)。3 个铝土矿旋回反映 3 次受海平面升降变化影响的地下水位和基准面的规律变化。每个旋回代表高水位期正常的湖泊湿地沉积—低水位期湖泊旱地化淋滤作用成矿序列(图 16-C)。

5 结论

基于黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿的定量古地理研究，结合典型钻孔岩心的岩相学、古盐度和岩相及岩相组合研究，取得以下主要认识：

1) 黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿形成于上扬子古陆南缘、邻近黔南海的喀斯特化近海准平原。准平原上分布大量喀斯特残丘，残丘之间为湖

泊湿地环境。

2) 近岸准平原上的湿地总体为北东向分布的湿地群。单个湿地呈孤立分散状，主要为出入湖的地表河流(尤其是砂质河流)不发育的非贯通性湿地。

3) 黔中下石炭统九架炉组的铝土矿保存于含矿岩系中部而非底部，属于沉积型铝土矿，但铝土矿经历了湿地向旱地转换后的准同生陆表淋滤作用改造。

4) 黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿含矿岩系包括 8 种岩相类型。这 8 种岩相类型的规律组合，形成了地下水分带和波动控制的陆表淋滤成矿序列，在此基础上建立了黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿的成矿模式。

致谢 项目研究过程中得到贵州省 115 地质队、贵州省地质调查研究院的全力支持，在此表示衷心感谢。

后记：谨以此文纪念冯增昭教授诞辰 100 周年。冯增昭教授是知名的地质学家和地质教育家，他一生从事沉积学和岩相古地理学研究和探索，搭

建了定量岩相古地理学的理论体系, 带领团队编制了系列的定量古地理图, 培养了一大批沉积学和古地理学的优秀人才, 堪称治学育人的典范。晚年先后创刊《古地理学报》和《古地理学报》(英文), 创建了国际古地理学会, 为中国乃至国际古地理学的学术交流搭建了平台。冯增昭先生倡导的以野外地质为先导、实证观测为基础、定量古地理为重点的沉积学研究思路使本人受益匪浅, 启发了作者团队进一步开发贵州铝土矿、磷矿等沉积矿床巨量的勘探数据, 进行定量古地理、古地貌研究, 建立动态沉积成矿模式, 探索了其成矿规律和找矿模型, 取得了铝土矿、磷矿的重大找矿突破。

参考文献 (References)

- 成龙, 余文超, 杜远生, 周锦涛, 熊国林, 翁申富, 郭尚宇. 2024. 黔北旦坪铝土矿床胶体包粒成因及其形成时间估算. 古地理学报, 26(5): 1167-1184. [Cheng L, Yu W C, Du Y S, Zhou J T, Xiong G L, Weng S F, Guo S Y. 2024. The genesis of colloidal pellets in the Danping Bauxite Deposit in northern Guizhou Province and estimation of their mineralization duration. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 26(5): 1167-1184]
- 邓旭升, 杜远生, 余文超, 吴开彬, 卢树藩, 张哈彬. 2020. “黔中隆起”和贵州晚古生代古地理演化及其对铝土矿的控矿作用. 古地理学报, 22(5): 872-892. [Deng X S, Du Y S, Yu W C, Wu K B, Lu S F, Zhang H B. 2020. “Qianzhong uplift” and evolution of the Late Paleozoic palaeogeography and its control on formation of bauxite in Guizhou Province. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 22(5): 872-892]
- 杜远生, 余文超. 2020. 沉积型铝土矿的陆表淋滤成矿作用: 兼论铝土矿床的成因分类. 古地理学报, 22(5): 812-826. [Du Y S, Yu W C. 2020. Subaerial leaching process of sedimentary bauxite and the discussion on classifications of bauxite deposits. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 22(5): 812-826]
- 杜远生, 周琦, 金中国, 焦养泉. 2015. 贵州务正道地区二叠系铝土矿沉积地质学. 湖北武汉: 中国地质大学出版社, 27-85. [Du Y S, Zhou Q, Jin Z G, Jiao Y Q. 2015. Sedimentary Geology of the Permian Bauxite Deposit in Wuchuan-Zhengan-Daozhen Area, Northern Guizhou Province. Hubei Wuhan: China University of Geoscience Press, 27-85]
- 杜远生, 余文超, 张亚冠. 2020. 矿产沉积学: 一个新的交叉学科方向. 古地理学报, 22(4): 601-619. [Du Y S, Yu W C, Zhang Y G. 2020. Ore sedimentology: a developing interdisciplinary research direction of sedimentology. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 22(4): 601-619]
- 杜远生, 余文超, 翁申富, 雷志远, 李沛刚, 覃英, 邓克勇, 卢树藩, 罗香建, 符宏斌, 张嘉玮, 吴波, 邓旭升, 陈群, 郭尚宇, 张启莲, 覃丰, 邹应中, 庞大卫, 周锦涛, 成龙. 2024. 铝土矿及伴生的关键金属矿床的岩石(矿石)组成、成矿序列及成矿机理. 古地理学报, 26(5): 1152-1166. [Du Y S, Yu W C, Weng S F, Lei Z Y, Li P G, Qin Y, Deng K Y, Lu S F, Luo X J, Fu H B, Zhang J W, Wu B, Deng X S, Chen Q, Guo S Y, Zhang Q L, Qin F, Zou Y Z, Pang D W, Zhou J T, Cheng L. 2024. Lithologic (Ore) types and formation sequence and metallogenic mechanism of bauxite and associated key metal ore deposits. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 26(5): 1152-1166]
- 冯增昭. 1992. 单因素分析综合作图法: 岩相古地理学方法论. 沉积学报, 10(3): 70-76. [Feng Z. 1992. Single factor analysis and comprehensive mapping: methodology of lithofacies palaeogeography. Acta Sedimentologica Sinica, 10(3): 70-76]
- 冯增昭. 2004. 单因素分析多因素综合作图法: 定量岩相古地理重建. 古地理学报, 6(1): 3-19. [Feng Z Z. 2004. Single factor analysis and multifactor comprehensive mapping method: quantitative lithofacies palaeogeography. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 6(1): 3-19]
- 贵州省地质局. 1987. 贵州省区域地质. 北京: 地质出版社. [Guizhou Geological Bureau. 1987. Regional Geology of Guizhou Province. Beijing: Geological Publishing House]
- 贵州省地质调查院. 2014. 贵州省区域地质志. 北京: 地质出版社. [Guizhou Geological Survey. 2014. Regional Geology of Guizhou Province. Beijing: Geological Publishing House]
- 廖士范, 梁同荣. 1991. 中国铝土矿地质学. 贵州贵阳: 贵州科技出版社. [Liao S F, Liang T R. 1991. Bauxite Geology of China. Guizhou Guiyang: Guizhou Science and Technology Press]
- 刘宝珺, 许效松, 潘杏南. 1994. 中国南方岩相古地理图集. 北京: 科学出版社. [Liu B J, Xu X S, Pan X N. 1994. Lithofacies and Palaeogeographic Map of South China. Beijing: Science Press]
- 庞大卫. 2023. 华南黔中地区下石炭统九架炉组铝土矿含矿岩系古地貌与淋滤成矿作用研究. 中国地质大学(武汉)博士学位论文. [Pang D W. 2023. Geomorphology and the formation of bauxite deposits during subaerial leaching process within the Lower Carboniferous Jiujialu Formation in central Guizhou, South China. Doctoral dissertation of China University of Geoscience(Wuhan)]
- 王俊达, 李华梅. 1998. 贵州石炭纪古纬度与铝土矿. 地球化学, 27(6): 575-578. [Wang J D, Li H M. 1998. Carboniferous paleo-latitude and bauxite deposit of central Guizhou Province. Geochimica, 27(6): 575-578]
- 吴波, 邓克勇, 刘应忠, 徐安全. 2020. 贵州龙里地区早石炭世杜内期铝土矿微地貌及其对铝土矿的控制作用. 古地理学报, 22(5): 977-988. [Wu B, Deng K Y, Liu Y Z, Xu A Q. 2020. Micro geomorphology and its control on the Early Carboniferous Tournaian bauxite deposits in Longli area of Guizhou Province. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 22(5): 977-988]
- 魏巍, Thomas J. Algeo, 陆永潮, 刘惠民, 张守鹏, 张靖宇, 杜远生. 2021. 古盐度指标与渤海湾盆地古近系海侵事件初探. 沉积学报, 39(3): 571-592. [Wei W, Algeo T J, Lu Y C, Liu H M, Zhang S P, Zhang J Y, Du Y S. 2021. Paleosalinity proxies and marine incursions into the Paleogene Bohai Bay Basin lake system, northeast-

- ern China. *Acta Sedimentologica Sinica*, 39(3): 571–592]
- 余文超, 杜远生, 熊国林, 周锦涛, 庞大卫, 邓旭升, 翁申富, 李沛刚. 2020. 中国铝土矿沉积中的碎屑锆石记录: 对铝土矿物源模式与矿床分类的启示. *古地理学报*, 22(5): 947–964. [Yu W C, Du Y S, Xiong G L, Zhou J T, Pang D W, Deng X S, Weng S F, Li P G. 2020. Detrital zircon records in bauxite deposits of China: implication for the provenance model and ore deposit classification of bauxite. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 22(5): 947–964]
- 余文超, 杜远生, 周锦涛, 成龙, 邓旭升, 戴贤铎, 庞大卫, 翁申富, 雷志远, 李沛刚, 陈群. 2023. 中国铝土矿成矿作用的物质来源与深时环境因素: 进展与讨论. *地质学报*, 97(9): 3056–3074. [Yu W C, Du Y S, Zhou J T, Cheng L, Deng X S, Dai X D, Pang D W, Weng S F, Lei Z Y, Li P G, Chen Q. 2023. Provenance and deep-time environmental factors for bauxitization in China: progress and discussion. *Acta Geologica Sinica (Chinese Edition)*, 97(9): 3056–3074]
- Bárdossy G. 1982. *Karst Bauxites; Bauxite Deposits on Carbonate Rocks*. Elsevier: Amsterdam.
- Bárdossy G, Aleva G J J. 1990. *Lateritic Bauxites*. Elsevier: Amsterdam.
- Bogatyrev B A, Zhukov V V, Tsekhovskiy Y G. 2009. Formation conditions and regularities of the distribution of large and superlarge bauxite deposits. *Lithology and Mineral Resources*, 44: 135–151.
- Chen Z Y, Song B P, Wang Z H, Cai Y L. 2000. Late Quaternary evolution of the sub-aqueous Yangtze Delta, China: sedimentation, stratigraphy, palynology, and deformation. *Marine Geology*, 162(2): 423–441.
- Couch E L. 1971. Calculation of paleosalinities from boron and clay mineral data. *AAPG Bulletin*, 55(10): 1829–1837.
- D'Argenio B, Mindszenty A. 1995. Bauxites and related paleo-karst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 88(3): 453–499.
- Degens E T, Williams E G, Keith M L. 1957. Environmental studies of Carboniferous sediments part I: geochemical criteria for differentiating marine from fresh-water shales. *AAPG Bulletin*, 41(11): 2427–2455.
- Frederickson A F, Reynolds J R R C. 1960. Geochemical method for determining paleosalinity. *Clays and Clay Minerals*, 8(1): 203–213.
- Holmden C, Creaser R A, Muehlenbachs K. 1997. Paleosalinities in ancient brackish water systems determined by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in carbonate fossils: a case study from the western Canada Sedimentary Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(10): 2105–2118.
- Ling K Y, Zhu X Q, Tang H S, Li S X. 2017. Importance of hydrogeological conditions during formation of the karstic bauxite deposits, central Guizhou Province, Southwest China: a case study at Lindai deposit. *Ore Geology Reviews*, 82: 198–216.
- Li P G, Yu W C, Du Y S, Lai X L, Weng S F, Pang D W, Xiong G L, Lei Z Y, Zhao S, Yang S Q. 2020. Influence of geomorphology and leaching on the formation of Permian bauxite in northern Guizhou Province, South China. *Journal of Geochemical Exploration*, 210: 106446.
- Liu X F, Wang Q F, Zhao L H, Peng Y B, Ma Y, Zhou Z H. 2020. Metallogeny of the large-scale Carboniferous karstic bauxite in the Sanmenxia area, southern part of the North China Craton, China. *Chemical Geology*, 556: 119851.
- Ma Y Q, Fan M J, Lu Y C, Liu H M, Hao Y Q, Xie Z H, Liu Z H, Peng L, Du X B, Hu H Y. 2016. Climate-driven paleolimnological change controls lacustrine mudstone depositional process and organic matter accumulation: constraints from lithofacies and geochemical studies in the Zhanhua Depression, eastern China. *International Journal of Coal Geology*, 167: 103–118.
- Pang D W, Yu W C, Chen Q, Du Y S, Dai X Y, Xiong G L, Deng K Y, Wu B, Deng X S, Zhou J T. 2023. Continental weathering led to the accumulation of Early Carboniferous bauxite deposits in the SW South China Craton. *Journal of Asian Earth Science*, 256(15): 105801.
- Price G D, Valdes P J, Sellwood B W. 1997. Prediction of modern bauxite occurrence: implications for climate reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131: 1–13.
- Tardy Y, Nahon D. 1985. Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite, and Fe(sup 3+)-kaolinite in bauxites and ferricretes; an approach to the mechanism of concretion formation. *American Journal of Science*, 285(10): 865–903.
- USGS. 2023. *Mineral Commodity Summaries*. Virginia: USGS.
- Wang R X, Wang Q F, Huang Y X, Yang S J, Liu X F, Zhou Q. 2018. Combined tectonic and paleogeographic controls on the genesis of bauxite in the Early Carboniferous to Permian Central Yangtze Island. *Ore Geology Reviews*, 101: 468–480.
- Weng S F, Yu W C, Thomas T J, Du Y S, Li P G, Lei Z Y, Zhao S. 2019. Giant bauxite deposits of South China: multistage formation linked to Late Paleozoic Ice Age (LPIA) eustatic fluctuations. *Ore Geology Reviews*, 104: 1–13.
- Xiong G L, Yu W C, Du Y S, Weng S F, Pang D W, Deng X S, Zhou J T. 2021. Provenance of Lower Carboniferous bauxite deposits in Northern Guizhou, China: constraints from geochemistry and detrital zircon U-Pb ages. *Journal of Earth Science*, 32(1): 235–252.
- Ye C C, Yang Y B, Fang X M, Zhang W L. 2016. Late Eocene clay boron-derived paleosalinity in the Qaidam Basin and its implications for regional tectonics and climate. *Sedimentary Geology*, 346: 49–59.
- Yu W C, Algeo T J, Yan J X, Yang J H, Du Y S, Huang X, Weng S F. 2019. Climatic and hydrologic controls on upper Paleozoic bauxite deposits in South China. *Earth-Science Reviews*, 189: 159–176.

(责任编辑 郑秀娟)