

doi: 10.12097/gbc.2023.10.028

四川盐边二叠纪峨眉山玄武岩底部镓-铌-稀土矿化富集层的发现及对找矿勘查的启示

程建康, 孙宝伟*, 霍加庆, 朱凯宁, 肖亮, 王彬

CHENG Jiankang, SUN Baowei*, HUO Jiaqing, ZHU Kaining, XIAO Liang, WANG Bin

四川省第二地质大队, 四川 成都 610000

The 2nd Geological Brigade of Sichuan, Chengdu 610000, Sichuan, China

摘要:【研究目的】重点对四川省盐边县东风村一带峨眉山玄武岩底部发现的火山沉积型镓-铌-稀土矿化富集层开展岩石学和地球化学研究, 分析成矿物源和成矿条件, 探讨成矿机制, 为找矿勘查提供新的启示。【研究方法】在野外调查的基础上, 采集具有代表性的岩矿石样品, 通过镜下鉴定和主量、微量及稀土元素分析开展研究工作。【研究结果】镓-铌-稀土矿化富集层是基性火山碎屑岩强烈风化形成的富铝古风化壳, 主要由蚀变凝灰质火山角砾岩、铝土质粘土岩、凝灰质粘土岩等岩石组成, 受控于下伏阳新组顶部喀斯特地貌与上覆玄武岩的接触界面。矿化富集层延伸稳定, 具有显著的Nb、Ta、Ga、Ti、REE等矿化富集特征且矿化均匀。矿化富集层稀土元素表现为轻稀土元素强烈富集而重稀土元素亏损, Nb、Ta、Ti元素的富集程度随岩石铝质含量增高而变大, Ga元素含量较均匀。成矿物源主要来自峨眉山幔柱活动形成的玄武岩及基性火山碎屑岩, 湿润炎热的古地理环境、平缓开阔的地貌及酸性含氧介质为Ga、Nb、REE等元素的活化、迁移和富集创造了有利条件, 成矿元素经历多次溶失、络合、迁移、水解、沉淀和吸附等作用, 最终形成矿化富集层。【结论】峨眉山玄武岩底部发现的火山沉积型镓-铌-稀土矿化富集层是一种新型的稀有稀土成矿类型, 不但具有良好的找矿前景和巨大的资源潜力, 而且对研究成矿理论和拓展找矿思路具有重要意义。

关键词: 镓-铌-稀土矿化富集层; 峨眉山玄武岩; 火山沉积型; 成矿机制; 四川盐边

创新点: 在四川攀西地区峨眉山玄武岩底部首次发现火山沉积型镓-铌-稀土矿化富集层, 并对其成矿物源和成矿条件进行分析, 探讨成矿机制, 为成矿研究和区域找矿勘查提供了依据。

中图分类号: P618.7; P534.46 文献标志码: A 文章编号: 1671-2552(2025)01-0059-18

Cheng J K, Sun B W, Huo J Q, Zhu K N, Xiao L, Wang B. Discovery of Ga-Nb-REE enrichment layer at the bottom of Permian Emeishan basalt, Yanbian County, Sichuan Province, and its enlightenment for prospecting and exploration. *Geological Bulletin of China*, 2025, 44(1): 59-76

Abstract: [Objective] This paper focus on conducting petrological and geochemical studies on the volcanic-sedimentary Ga-Nb-REE enrichment layer discovered at the bottom of Emeishan basalt in Dongfengcun area, Yanbian County, Sichuan Province, analyzes its ore-forming material sources and metallogenic conditions, discusses its metallogenic mechanism, and provides new enlightenment for prospecting and exploration. [Methods] On the basis of field investigation, representative rock and ore samples were collected, and the research work was carried out by microscopic identification and analysis of main elements, trace elements and rare earth elements. [Results] The Ga-Nb-REE enrichment layer is an aluminum-rich paleo-weathering crust formed by strong weathering of basic volcanoclastic rocks. It is mainly composed of altered tuffaceous volcanic breccia, bauxitic clay rock, tuffaceous clay rock and other

收稿日期: 2023-10-25; 修订日期: 2024-01-08

资助项目: 四川省地质矿产勘查开发局四〇五地质队创新基金项目《峨眉山大火成岩省攀西地区火山沉积-表生淋积型铌等战略性矿产调查与成矿研究》(编号: KJCX-2021-001)

作者简介: 程建康 (1968-), 男, 硕士, 高级工程师, 从事区域地质矿产调查、矿产勘查与评价工作。E-mail: 530838781@qq.com

* 通信作者: 孙宝伟 (1980-), 男, 硕士, 高级工程师, 从事地质矿产勘查与评价工作。E-mail: 41066946@qq.com

rocks. It is controlled by the contact interface between the karst landform at the top of the underlying Yangxin Formation and the overlying basalt. The mineralized enrichment layer extends stably and has significant mineralization enrichment characteristics of niobium, tantalum, gallium, titanium and rare earth element, and the mineralization is uniform. The rare earth elements in the mineralized enrichment layer shows strong enrichment of light rare earth elements and loss of heavy rare earth elements. The enrichment degree of niobium, tantalum and titanium elements increases with the increase of rock aluminum content, and the content of gallium is more uniform. The ore-forming mineral source mainly comes from basalt and basic pyroclastic rocks formed by the activity of Emeishan mantle plume. The humid and hot paleogeographic environment, gentle and open landform and acidic oxygen-containing medium have created favorable conditions for the activation, migration and enrichment of gallium, niobium, rare earth and other elements. The ore-forming elements have undergone multiple dissolution, complexation, migration, hydrolysis, precipitation and adsorption, and finally formed a mineralized enrichment layer. **[Conclusions]** The volcanic-sedimentary Ga-Nb-REE enrichment layer found at the bottom of Emeishan basalt is a new metallogenic type of rare and rare earth element. It not only has good prospecting prospects and great resource potential, but also has great significance for studying metallogenic theory and expanding prospecting ideas.

Key words: Ga-Nb-REE enrichment layer; Emeishan basalt; volcanic-sedimentary; metallogenic mechanism; Yanbian, Sichuan Province

Highlights: The volcanic-sedimentary Ga-Nb-REE enrichment layer was first discovered at the bottom of Emeishan basalt in Panxi area, Sichuan Province. The metallogenic source and metallogenic conditions were analyzed, and the metallogenic mechanism was discussed, which provided a basis for metallogenic research and regional prospecting and exploration.

发生于扬子地块西缘的二叠纪峨眉山玄武岩喷溢活动是一次重大的地质事件,其形成的玄武岩广泛分布于中国西南川、滇、黔三省,覆盖面积达 $7 \times 10^5 \text{ km}^2$,直径达 1200~1400 km (Li et al., 2017),岩浆总量保守估计为 $3 \times 10^5 \sim 6 \times 10^5 \text{ km}^3$ (Sheltnutt, 2014),是中国最早被国际学术界认可的大火山岩省 (Chung et al., 1995; 徐义刚等, 2001)。长期以来,峨眉山大火成岩省 (Emeishan Large Igneous Province, 简称 ELIP) 的形成机理受到地学界的广泛关注,国内外诸多学者对其进行了大量的研究工作,20 世纪 80 年代运用板块构造理论 (地裂运动、攀西裂谷) 开启了对峨眉山玄武岩的深入研究 (骆耀南, 1985; 潘杏南等, 1986, 1987; 罗志立等, 1988; 张云湘等, 1988),取得了丰富的资料成果;20 世纪 90 年代后,随着地幔柱理论的引入,对峨眉山玄武岩的成因研究取得了新的突破 (宋谢炎等, 1998; 徐义刚等, 2001, 2002; 何斌等, 2003a; 张招崇等, 2005)。同时针对峨眉山大火山岩有关成矿研究与找矿工作也取得了重大的成就,不但完善了地质与找矿理论 (胡瑞忠等, 2005; 张招崇等, 2022),而且发现了众多的铁、铜、金、锑、铅、锌、铌钽、稀土等矿产资源。但是与峨眉山玄武岩有关的镓、铌、稀土等稀有稀土成矿研究与找矿工作主要集中于玄武岩顶部风化壳及宣威组底部粘土岩层位 (黄训华, 1997; 杨瑞东等, 2006; 陈智等, 2015; 李政明, 2018; 刘殿蕊, 2020; 袁民汕等, 2021; 文俊等, 2022),而位于峨眉山玄武岩底部火山成因的稀有稀

土矿床仅在贵州威宁地区有所发现 (莫光员等, 2015),其他地区鲜有报道。本次在四川省盐边县东风村一带的峨眉山玄武岩底部发现火山沉积型镓-铌-稀土矿化富集层,在四川攀西地区尚属首次,该成矿类型的发现为完善成矿理论研究和拓展找矿思路提供了新的线索和启示。

1 地质背景

研究区位于上扬子古陆块西缘康定-攀枝花基底杂岩带西边缘,紧邻盐源-丽江被动陆缘 (前陆逆冲推覆带) (图 1-a)。晋宁-澄江运动形成康滇地区古老的结晶基底和褶皱基底后,该区域进入稳定的被动陆缘发展阶段,接受了稳定的陆表海沉积,受加里东运动影响,泥盆纪-石炭纪康滇基底隆升而普遍缺失石炭系,早二叠世开始的大规模海侵使区域内广泛接受沉积,形成稳定的阳新组碳酸盐岩地层。中二叠世晚期因峨眉山地幔柱上升活动和地幔柱头的减压熔融,晚二叠世早期 (约 259 Ma),在小于 1 Ma 的时间内 (He et al., 2007; 徐义刚等, 2017),引发了大规模的基性岩浆侵入和喷溢,形成主要由镁铁质-超镁铁质层状侵入体和大陆溢流玄武岩构成的 ELIP。其中,玄武岩是构成峨眉山大火成岩的主体,总体表现为自西而东、自南而北逐渐变薄的趋势,以甘洛-小江断裂、金河-程海断裂和小金河断裂为分界线,自东向西划分为 3 个岩石构造分区,即东岩区为大陆溢流玄武岩区,中岩区为双峰式火山岩

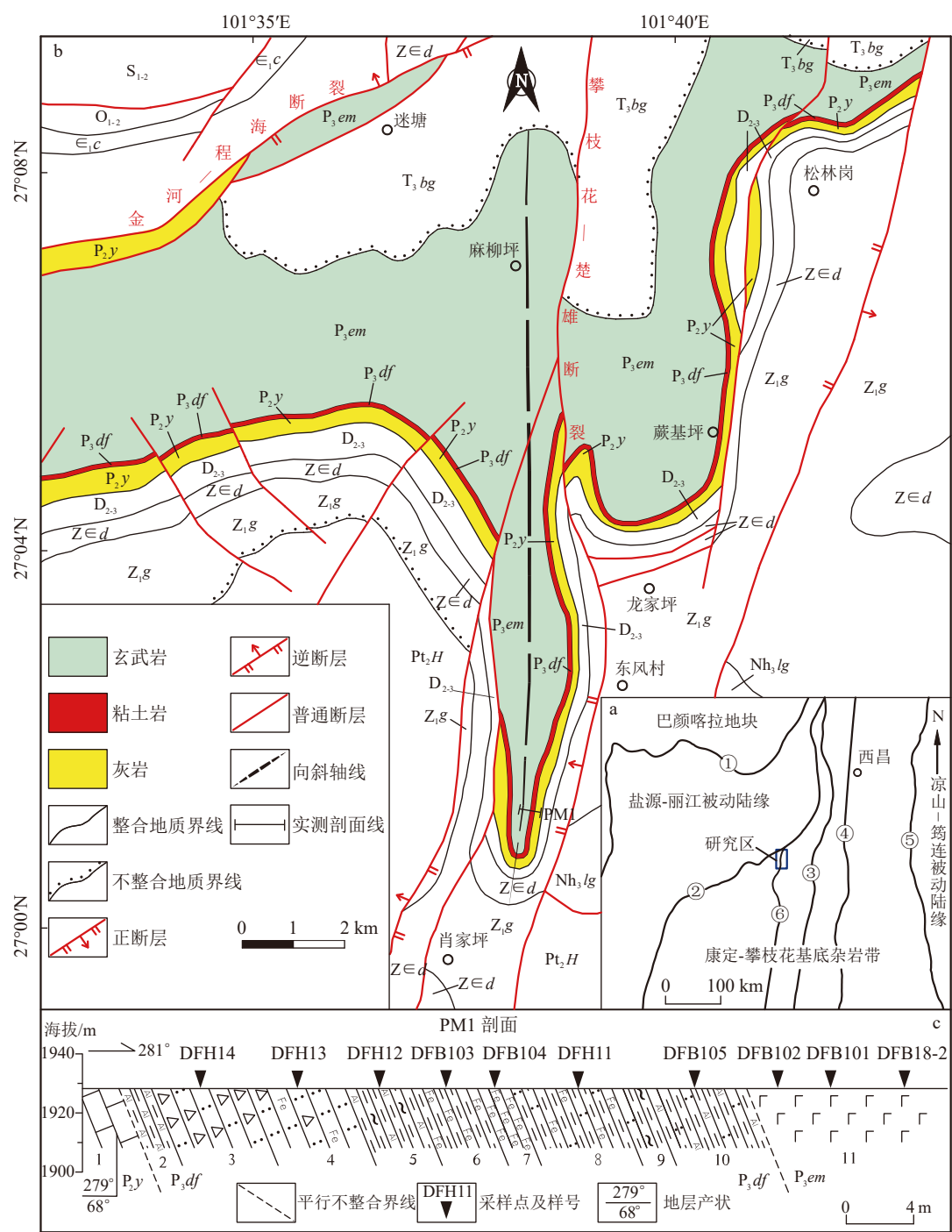


图 1 东风村地区大地构造位置 (a, 据罗改等, 2021 修改)、地质简图 (b, 据左群超等, 2006 修改) 及实测地质剖面简图 (c)

Fig. 1 Geotectonic location map(a), geological sketch map (b), and measured geological section (c) of Dongfengcun area

T_3bg —白果湾组; P_3em —峨眉山玄武岩; P_3df —“东风层”(Ga-Nb-REE 含矿层); P_2y —阳新组; D_{2-3} —中上泥盆统; S_{1-2} —中下志留统; O_{1-2} —中下奥陶统; ϵ_{1c} —沧浪铺组; $Z \in d$ —灯影组; Z_1g —观音崖组; Nh_1lg —列古六组; Pt_2H —会理群; PM1—实测剖面编号; ①—龙门山-小金河断裂; ②—金河-程海断裂; ③—磨盘山-绿汁江断裂; ④—鲜水河-安宁河断裂; ⑤—甘洛-小江断裂; ⑥—攀枝花-楚雄断裂; 剖面岩性: 1—灰岩; 2—铝土质粘土岩; 3—凝灰质火山角砾岩; 4—褐铁矿化火山角砾凝灰岩; 5—绿泥石化铝土质粘土岩; 6—褐铁矿化粘土岩; 7—褐铁矿化层; 8—铁质凝灰质粘土岩; 9—绿泥石化凝灰质粘土岩; 10—铝土质凝灰质粘土岩; 11—玄武岩

区, 西岩区为陆缘海相喷溢玄武岩(张云湘等, 1988)。 区岩性较单一, 主要为高钛玄武岩, 而西岩区岩性较复杂, 岩性表现为高钛玄武岩、低钛玄武岩和中酸性在时间和空间上岩性也存在一定的分布规律, 东岩

岩并存的现象(徐义刚等, 2001); 早期到晚期岩石类型也从低钛玄武岩变化到高钛玄武岩(Xu et al., 2001; 肖龙等, 2003)。根据峨眉山玄武岩下伏地层的剥蚀程度, 将 ELIP 的穹窿构造自西到东、自南到北划分为深度剥蚀带(内带)、部分剥蚀带(中带)和古风化壳或短暂沉积间断带(外带), 表明 ELIP 地幔柱作用的中心在云南大理—四川米易一带(何斌等, 2003a); 根据下伏地层(栖霞组和茅口组)的厚度变化、茅口组与玄武岩的接触关系及基性岩墙的几何学特征, 将 ELIP 地幔柱的中心位置锁定在云南永仁以西区域(李宏博等, 2010, 2011, 2013)。研究区位于岩石构造分区的中区西边缘和差异剥蚀带的内带北部, 距 ELIP 地幔柱作用的中心较近, 金河—程海断裂、攀枝花—楚雄断裂对区内玄武岩有明显的控制作用, 岩石类型以高钛玄武岩为主。峨眉山地幔柱活动引发的地壳隆升和玄武岩浆的大量堆积, 促使康滇古陆的形成, 为晚二叠世后上扬子西缘的碎屑岩沉积提供了主要的物源, 同时也对区域成矿产生了深远的影响。

2 样品及分析方法

2.1 样品及岩相学特征

根据研究区镓—铈—稀土矿化富集层分布和出露情况, 本次在出露较完整且具有代表性的地段开展了实测地质剖面(PM1)测量工作, 具体剖面位置见图 1-b。本次研究样品分为岩石地球化学样和简项化学分析样 2 类。为了研究矿化富集层及上覆玄武岩的地球化学特征, 采集岩石地球化学样 10 件, 其中矿化富集层采样 7 件, 玄武岩采样 3 件, 具体采样位置见图 1-c。为研究矿化富集层及上覆玄武岩的含矿性, 采集简项化学分析样 21 件, 其中矿化富集层采样 19 件, 上覆玄武岩采样 2 件, 具体采样位置见图 2。

通过野外观察与镜下鉴定, 矿化富集层主要为火山碎屑岩强烈风化蚀变后形成的粘土岩、蚀变火山角砾岩等, 上覆岩石主要为块状玄武岩。

粘土岩: 黄褐色、褐色、紫红色、黄绿色等, 泥质结构、变余沉凝灰结构, 块状构造及矿化富集层上部岩石具页理构造, 已强烈风化蚀变(图版 I-a)。镜下为隐晶质结构, 几乎全部由隐晶质组成(>99%), 另见少量不透明矿物(<1%)。隐晶质为红褐色、黄褐色, 聚集呈近鲕粒状、卵粒状或泥屑状、泥砾状, 与

周围填隙物状隐晶质成分相近或相同, 为同源矿物, 但隐约见其颗粒外形, 呈近岩屑状, 正交镜下未见明显光性特征, 结合野外岩石特征, 主要为火山尘, 混杂少量铁质、泥质; 不透明矿物为黑色、黑褐色及红褐色, 近粒状、尘状或胶体状, 主要为铁质(图版 I-b)。

火山角砾: 紫红色、褐色, 火山角砾结构、碎屑结构, 块状构造(图版 I-c)。主要由火山角砾(>40%)和火山灰、火山尘构成(<50%), 已强烈风化蚀变。镜下可见由晶屑、岩屑(约 45%)及填隙物组成(约 55%), 存在较多红褐色铁质。晶屑、岩屑两者混杂, 多呈棱角状、次棱角状, 偶见个别呈板状或不规则状, 未见明显磨圆现象, 粒度小于 2 mm, 发育绢云母, 呈隐晶质集合体状, 并见强烈褐铁矿化。填隙物呈充填状分布在晶屑、岩屑颗粒之间, 成分为隐晶质, 整体呈现深红褐色, 正交镜下几乎未见明显光性, 结合野外岩石特征, 判断其主要为火山尘, 混杂少量铁质, 含少量泥质, 局部见弱的重结晶(图版 I-d)。

玄武岩: 灰色, 斑状结构, 块状构造(图版 I-e)。岩石由斑晶(近 15%)、基质(近 85%)两部分组成, 整体蚀变较强。斑晶为蚀变斜长石, 板状, 粒度 0.7~5 mm, 蚀变完全, 早期双晶等光性特征已不见残余, 只保留其颗粒外形, 蚀变类型为钠黝帘石化、云母化; 基质呈充填状分布在斑晶矿物之间, 具变余间粒间隐结构, 局部呈近辉绿结构状, 发育较强蚀变, 由蚀变斜长石微晶(约 40%)、残余辉石(约 20%)、黑云母(约 25%)及不透明磁铁矿矿物(约 5%)组成(图版 I-f)。

2.2 分析方法

样品测试由四川西冶检测科技有限公司完成, 检测方法包括 X 射线荧光光谱法、离子体质谱法、重量法、滴定法等; 检测标准依据《岩石矿物分析》、GB/T 6730.62—2005、DZG20-06—2004、GB/T 14506.28—2010、GB/T 14506.14—2010、GB/T 14506.2—2010、GB/T 3286.8—2014、DZ/T 0279.1—2016。硅酸盐岩分析主要采用波长色散 X 射线荧光光谱仪(XRF)(仪器型号: 荷兰帕纳科 PW4400/40)分析, FeO 采用滴定分析测定, 微量和稀土元素分析采用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)(仪器型号: 美国珀金埃尔默 NexIon 300x)、波长色散 X 射线荧光光谱仪(XRF)(仪器型号: 荷兰帕纳科 PW4400/40)分析。测试指标包括简项分析

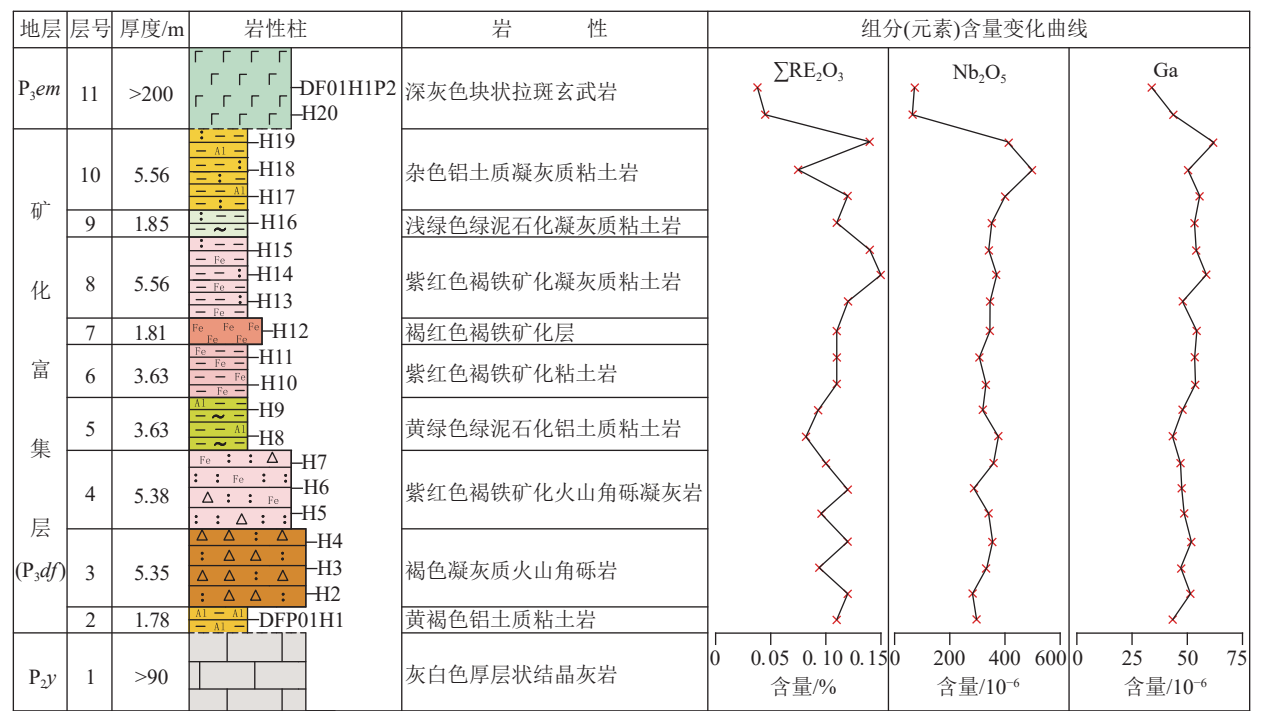
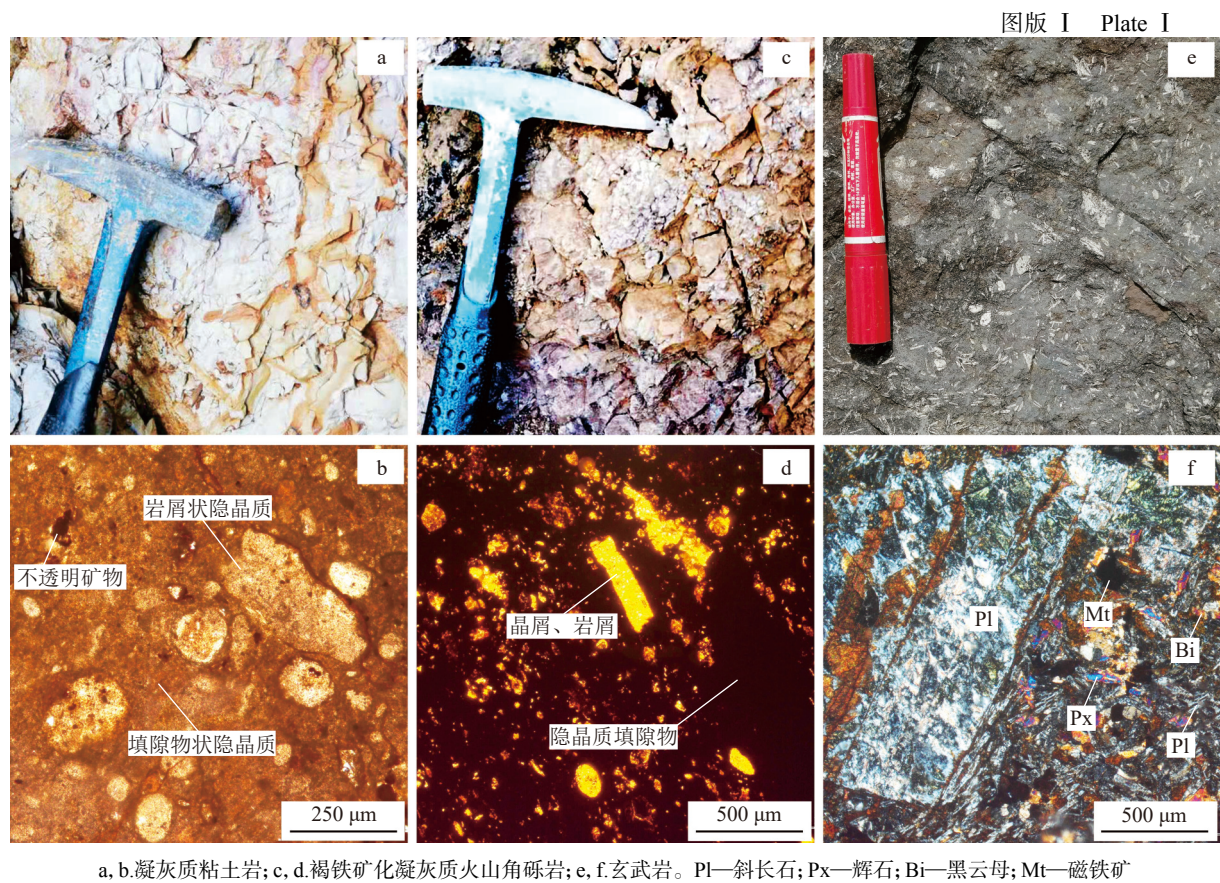


图 2 含矿岩系剖面柱状图和成矿元素含量变化曲线图
(地层代号注释同图 1)

Fig. 2 Section histogram of ore-bearing rock series and ariation curve of ore-forming element contents



a, b.凝灰质粘土岩; c, d.褐铁矿化凝灰质火山角砾岩; e, f.玄武岩。Pl—斜长石; Px—辉石; Bi—黑云母; Mt—磁铁矿

($\Sigma\text{RE}_2\text{O}_3$ 、 Nb_2O_5 、 Ta_2O_5 、 TiO_2 、Ga)、主量元素(SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 CaO 、 MgO 、 K_2O 、 Na_2O 、 P_2O_5 、 MnO 、 TiO_2)、微量元素(Rb、Ba、Th、U、K、Nb、Ta、Sr、P、Zr、Hf、Ti、Bi、Ga、Sc、Co、Cr、Cs、Ni、Sn、V、W、Li、Pb、Zn、Cu)和稀土元素(La、Ce、Pr、Nd、Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb、Lu、Y)。简项分析结果列于表 1, 主量、微量和稀土元素分析结果列于表 2。

3 矿化富集层特征

3.1 层位特征

在贵州将二叠系茅口组灰岩之上与致密块状峨眉山玄武岩之下的一套硅质蚀变岩层命名为“大厂层”, 因其是锑、金、铜、铁、锰等矿产的重要含矿层位而被广泛关注(周德忠等, 1980; 曹鸿水, 1991; 王甘

露等, 2009; 田亚洲等, 2011; 杜丽娟等, 2020)。本次在四川省盐边县东风村一带发现的镓-铌-稀土矿化富集层赋存于峨眉山玄武岩底部, 是由一套蚀变凝灰质火山角砾岩、铝土质粘土岩、凝灰质粘土岩等组成的火山沉积层, 与下伏阳新组灰岩和上覆致密块状峨眉山玄武岩均为平行不整合接触(图 1-b)。该层位与“大厂层”形成时空相同, 但岩石特征与“大厂层”存在明显的差异, 表明两者在区域上为同时异物, 为便于说明两者的差异, 暂将这富含 Ga、Nb、REE 等元素的特殊风化蚀变火山岩层命名为“东风层”(P₃df)。

根据野外调查, “东风层”呈似层状, 与下伏阳新组产状基本一致, 延伸较稳定, 研究区地表延伸长度大于 2000 m, 厚度一般在 10 m 以上, 在 PM1 剖面测量处, 厚度达 34.55 m。根据含矿岩系的岩石特征, 可划分为 9 层, 自下而上总体表现为铝土质粘土岩→

表 1 含矿岩系简项分析结果
Table 1 Abbreviated analysis results of ore-bearing rock series

样品号	$\Sigma\text{RE}_2\text{O}_3/\%$	$\text{Nb}_2\text{O}_5/10^{-6}$	$\text{Ta}_2\text{O}_5/10^{-6}$	$(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_5/10^{-6}$	$\text{Ga}/10^{-6}$	$\text{TiO}_2/\%$
DFCP01H1	0.11	298.69	19.01	317.70	43.17	3.18
DFCP01H2	0.12	284.10	18.10	302.19	51.33	3.68
DFCP01H3	0.09	335.60	21.06	356.65	46.93	3.87
DFCP01H4	0.12	357.05	22.63	379.68	51.68	4.04
DFCP01H5	0.10	341.60	21.56	363.17	48.50	3.95
DFCP01H6	0.12	288.96	18.85	307.81	47.41	3.32
DFCP01H7	0.10	359.91	23.30	383.21	46.76	4.34
DFCP01H8	0.08	377.87	23.63	401.50	43.17	4.36
DFCP01H9	0.09	320.58	20.55	341.13	47.60	3.64
DFCP01H10	0.11	332.59	21.39	353.98	53.64	3.55
DFCP01H11	0.11	308.56	20.29	328.85	53.16	3.38
DFCP01H12	0.11	346.61	22.32	368.93	54.21	3.88
DFCP01H13	0.12	347.40	22.16	369.55	47.84	3.83
DFCP01H14	0.15	371.79	24.87	396.66	58.38	4.90
DFCP01H15	0.14	343.03	22.69	365.72	53.93	4.74
DFCP01H16	0.11	354.33	22.87	377.21	53.06	4.55
DFCP01H17	0.12	403.26	26.27	429.52	55.54	5.30
DFCP01H18	0.08	501.18	31.16	532.34	50.31	6.16
DFCP01H19	0.14	409.55	25.86	435.42	62.06	5.39
DFCP01H20*	0.045	65.90	4.59	70.49	43.52	2.80
DFCP01H21*	0.038	73.48	4.52	78.00	33.81	2.68
平均值	0.11	351.72	22.56	374.28	50.98	4.21
变化系数/%	17.23	14.14	13.47	14.09	9.60	18.84
富集系数	6.76	12.94	11.57	12.84	2.83	3.94

注: *为玄武岩样; 平均值、变化系数、富集系数为矿化富集层样品计算值; 富集系数=组分(元素)含量/地壳丰度, 地壳丰度值据黎彤(1976)

表 2 含矿岩系主量、微量和稀土元素含量及特征参数

Table 2 Contents and characteristic parameters of major, trace and rare earth elements for ore-bearing rock series

元素	DFH11	DFH12	DFH13	DFH14	DFB103	DFB104	DFB105	DFB18-2	DFB101	DFB102
	紫红色粘土岩	黄绿色粘土岩	紫红色凝灰岩	火山角砾岩	黄褐色粘土岩	红褐色褐铁矿	杂色粘土岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
SiO ₂	33.68	12.03	31.89	30.32	28.58	13.15	19.76	48.41	48.04	46.95
TiO ₂	4.18	6.86	4.96	4.62	6.38	1.07	3.22	2.87	2.30	2.24
Al ₂ O ₃	29.42	41.19	28.28	29.92	46.71	9.54	15.61	13.19	11.23	10.99
Fe ₂ O ₃	19.50	10.23	19.98	20.45	1.99	63.67	39.98	4.75	4.44	4.18
FeO	0.46	15.65	0.53	0.21	1.22	3.39	8.75	6.81	7.15	7.46
MnO	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.07	0.02	0.18	0.17	0.18
MgO	0.12	0.83	0.19	0.15	0.22	1.27	1.35	6.03	9.56	10.88
CaO	0.20	0.06	0.33	0.10	0.18	0.31	0.47	8.36	9.21	9.60
Na ₂ O	0.04	0.02	0.03	0.03	0.06	0.05	0.03	3.59	2.07	1.63
K ₂ O	0.06	0.01	0.05	0.04	0.05	0.04	0.09	1.23	1.67	1.60
P ₂ O ₅	0.19	0.06	0.25	0.10	0.15	0.22	0.19	0.36	0.30	0.30
烧失量	11.67	9.69	12.39	13.27	13.62	7.51	9.65	—	3.23	3.61
总计	99.53	96.65	98.90	99.23	99.17	100.28	99.12	—	99.35	99.61
CI _A	99.31	99.85	99.49	99.53	99.47	98.01	98.82	50.09	56.64	60.82
CI _W	99.54	99.87	99.68	99.69	99.58	98.46	99.42	52.76	62.31	67.27
IC _V	0.63	0.43	0.72	0.66	0.22	4.82	2.18	3.38	4.64	5.02
K _i	1.95	0.50	1.92	1.72	1.04	2.34	2.15	6.24	7.27	7.26
La	205.46	41.19	186.23	108.57	162.46	188.25	207.07	44.28	42.31	33.70
Ce	332.88	158.15	322.53	191.10	263.10	386.34	438.25	89.30	93.70	88.57
Pr	34.08	9.45	36.10	20.34	30.17	85.12	45.07	11.24	12.43	11.84
Nd	134.95	39.61	149.82	85.08	113.92	449.36	172.93	46.89	58.47	53.95
Sm	16.66	6.00	20.28	11.68	15.31	63.29	22.50	8.36	9.16	8.64
Eu	4.70	1.61	5.69	3.32	3.77	12.17	4.91	2.74	2.37	1.87
Gd	11.90	4.40	14.33	8.62	10.98	34.18	15.28	7.72	8.14	6.35
Tb	1.46	0.59	1.84	1.14	1.39	4.06	2.45	0.98	1.07	0.83
Dy	7.13	3.44	9.61	5.73	6.05	17.73	13.65	5.02	4.98	3.99
Ho	1.21	0.70	1.67	1.21	0.99	3.41	2.75	0.86	0.88	0.69
Er	3.23	1.90	4.44	3.49	3.00	9.74	7.62	2.16	2.33	1.84
Tm	0.37	0.28	0.52	0.51	0.36	1.22	0.96	0.20	0.25	0.22
Yb	2.98	2.11	3.90	3.74	2.57	8.15	6.32	1.94	1.82	1.45
Lu	0.32	0.24	0.46	0.41	0.29	0.93	0.69	0.19	0.20	0.15
Y	28.18	17.25	38.17	25.30	22.80	124.29	95.65	22.84	23.97	17.32
LREE	728.73	256.01	720.65	420.09	588.74	1184.52	890.73	202.81	218.44	198.57
HREE	56.80	30.92	74.96	50.15	48.43	203.70	145.37	41.92	43.64	32.85
∑REE	785.53	286.93	795.61	470.24	637.17	1388.22	1036.11	244.73	262.08	231.42
∑Ce/∑Y	12.83	8.28	9.61	8.38	12.16	5.81	6.13	4.84	5.01	6.04
δEu	0.97	0.92	0.97	0.97	0.85	0.73	0.77	1.03	0.82	0.74
δCe	0.96	1.93	0.95	0.98	0.90	0.73	1.09	0.96	0.98	1.07
(La/Yb) _N	46.47	13.13	32.18	19.55	42.62	15.57	22.09	15.41	15.68	15.68
(La/Sm) _N	7.76	4.32	5.78	5.85	6.67	1.87	5.79	3.33	2.90	2.45
(Gd/Yb) _N	3.22	1.68	2.96	1.86	3.45	3.38	1.95	3.22	3.61	3.54

续表 2

元素	DFH11	DFH12	DFH13	DFH14	DFB103	DFB104	DFB105	DFB18-2	DFB101	DFB102
	紫红色粘土岩	黄绿色粘土岩	紫红色凝灰岩	火山角砾岩	黄褐色粘土岩	红褐色褐铁矿	杂色粘土岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
Rb	3.36	0.69	2.09	1.43	2.52	12.27	12.63	10.44	43.00	39.74
Ba	211.30	48.94	278.25	102.49	174.04	140.13	222.73	702.80	433.17	434.16
Th	32.34	30.07	22.96	18.30	44.66	10.11	24.28	3.28	4.96	2.53
U	9.26	15.87	8.43	8.11	17.84	5.63	8.88	1.15	1.02	0.56
Nb	285.09	414.28	291.87	268.88	442.31	78.24	250.47	37.13	45.89	39.39
Ta	17.25	23.83	19.73	17.03	21.16	3.98	12.52	3.47	2.56	2.47
Sr	316.56	106.75	353.86	189.48	247.84	139.65	292.17	485.10	551.10	506.49
Zr	729.78	1128.20	705.98	695.21	1093.08	203.93	627.87	258.30	273.25	249.58
Hf	16.46	23.73	15.90	15.71	30.95	2.86	11.62	6.40	6.99	6.53
Bi	0.17	0.34	0.25	0.25	0.52	0.33	0.43	0.07	0.07	0.08
Ga	46.67	57.67	46.17	45.60	53.64	54.21	50.31	32.85	43.52	33.81
Co	31.18	50.92	35.47	31.00	9.45	385.31	59.44	48.72	59.57	46.25
Cr	133.93	196.54	198.49	145.71	159.79	119.73	189.92	176.64	648.57	472.28
Cs	—	—	—	—	0.66	1.40	1.75	0.16	0.51	0.65
Ni	32.29	18.70	56.41	45.16	33.38	62.82	37.45	64.53	162.23	132.33
Sc	13.12	15.38	16.34	11.22	21.06	18.15	18.25	22.79	31.40	36.34
Sn	5.33	7.99	5.93	5.65	8.99	3.55	6.34	1.77	3.59	3.82
V	551.65	586.40	476.25	349.45	588.45	280.32	854.39	344.56	340.89	253.39
W	—	—	—	—	3.73	1.82	5.07	6.41	0.62	0.57
Li	253.65	134.20	228.90	268.35	439.44	59.02	97.08	—	8.69	10.01
Pb	26.06	19.12	23.98	30.69	29.56	14.55	27.27	—	7.44	9.87
Zn	108.69	160.38	114.83	105.87	31.03	233.05	107.47	—	103.40	107.10
Cu	38.10	18.90	69.80	78.70	75.25	44.03	50.98	—	166.95	134.54
Nb/Ta	16.53	17.39	14.79	15.79	20.90	19.66	20.01	10.69	17.95	15.93
Th/Ta	1.87	1.26	1.16	1.07	2.11	2.54	1.94	0.94	1.94	1.02
Zr/Hf	44.34	47.54	44.40	44.25	35.32	71.30	54.03	40.36	39.09	38.25
La/Th	6.35	1.37	8.11	5.93	3.64	18.62	8.53	13.51	8.53	13.32
Ti/Nb	87.87	99.29	101.86	103.07	86.43	81.98	77.05	463.43	299.97	340.89
Sr/Ba	1.50	2.18	1.27	1.85	1.42	1.00	1.31	0.69	1.27	1.17
Sr/Cu	8.31	5.65	5.07	2.41	3.29	3.17	5.73	—	3.30	3.76
U/Th	0.29	0.53	0.37	0.44	0.40	0.56	0.37	0.35	0.21	0.22
Ni/Co	1.04	0.37	1.59	1.46	3.53	0.16	0.63	1.32	2.72	2.86

注: ①稀土元素参数采用球粒陨石标准化值(Boynton,1984)。② $CIA=Al_2O_3 \times 100 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$; $CIW=Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)$; $WIP=100 \times (2Na_2O / 0.35 + MgO / 0.9 + 2K_2O / 0.25 + CaO^* / 0.7)$; $ICF=(Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$; $Ki=SiO_2 / Al_2O_3$; CaO^* 为硅酸盐中CaO的摩尔含量, 即若 $CaO < Na_2O$, 采用CaO作为样品 CaO^* , 相反则采用 Na_2O 作为 CaO^* (McLennan,1993); 各式中氧化物均为摩尔含量。主量元素含量单位为%, 微量和稀土元素含量单位为 10^{-6}

火山角砾岩→火山角砾凝灰岩→凝灰质粘土岩的变化特征, 岩石均遭受强烈的风化蚀变, 原火山角砾岩、凝灰岩均风化蚀变形成铝土质粘土岩、褐铁矿化粘土岩、绿泥石化粘土岩等(图 1-c、图 2)。

3.2 矿化特征

在 PM1 实测剖面上, 对不同类型的岩矿石进行

连续取样测试, ΣRE_2O_3 、 Nb_2O_5 、 Ta_2O_5 、Ga、 TiO_2 成矿组分(元素)分析结果见表 1。由此可知, 矿化层稀土(ΣRE_2O_3)含量介于 $0.08 \times 10^{-2} \sim 0.15 \times 10^{-2}$ 之间, 平均含量 0.11×10^{-2} , 含量变化系数 17.23%, 富集系数 6.76; 铌(Nb_2O_5)含量介于 $284.10 \times 10^{-6} \sim 501.18 \times 10^{-6}$ 之间, 平均含量 351.72×10^{-6} , 含量变化系数 14.14%,

富集系数 12.94, 钽(Ta_2O_5)含量介于 18.10×10^{-6} ~ 31.16×10^{-6} 之间, 平均含量 22.56×10^{-6} , 含量变化系数 13.47%, 富集系数 11.57, 铌钽($(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_5$)含量介于 302.19×10^{-6} ~ 532.34×10^{-6} 之间, 平均含量 374.28×10^{-6} , 含量变化系数 14.09%, 富集系数 12.84; 镓(Ga)含量介于 43.17×10^{-6} ~ 62.06×10^{-6} , 平均含量 50.98×10^{-6} , 含量变化系数 9.60%, 富集系数 2.83; 钛(TiO_2)含量介于 3.18×10^{-2} ~ 6.16×10^{-2} 之间, 平均含量 4.21×10^{-2} , 含量变化系数 18.84%, 富集系数 3.94。显示 Nb、Ta、Ga、Ti 和 REE 在“东风层”中均有显著富集且矿化均匀, 富集程度表现为 $\text{Nb} > \text{Ta} > \text{REE} > \text{Ti} > \text{Ga}$ 的变化特征; 在层位上, 矿化富集程度由底至顶总体表现为由低到高的变化趋势; 在岩性上, 凝灰质粘土岩矿化最好, 其次为褐铁矿、褐铁矿化粘土岩, 铝土质粘土岩、火山角砾岩、火山角砾凝灰岩、铝硅质粘土岩矿化相对较低(图 2)。

4 岩石地球化学特征

4.1 主量元素

由表 2 分析结果可知, 玄武岩主量元素 SiO_2 含量为 46.95%~48.41%, 平均值为 47.80%; Al_2O_3 含量为 10.99%~13.19%, 平均值为 11.80%; TFe_2O_3 含量为 11.64%~11.59%, 平均值为 11.60%; CaO 含量范围变化较大, 8.36%~9.60%, 平均值为 9.06%; MgO 含量为 6.03%~10.88%, 平均值为 8.82%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量为 3.23%~4.82%, 平均值为 3.93%; TiO_2 含量为 2.30%~2.87%, 平均值为 2.47%; P_2O_5 含量较均匀, 0.30%~0.36%, 平均值为 0.32%; MnO 含量均匀, 0.17%~0.18%, 平均值为 0.17%。 SiO_2 、 Al_2O_3 、 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 、 P_2O_5 含量低于中国玄武岩平均值(48.70%、14.85%、4.55%、0.44%, 迟清华等, 2007, 文中下同), CaO 、 MgO 、 TiO_2 含量高于中国玄武岩平均值(8.12%、7.15%、1.84%), TFe_2O_3 、 MnO 含量与中国玄武岩平均值(11.41%、0.17%)相近。根据火山岩全碱-二氧化硅(TAS)和亚碱性火山岩分类 SiO_2 - K_2O 图解及 Ti/Y 值($\text{Ti/Y} > 500$ 为高钛玄武岩, $\text{Ti/Y} < 500$ 为低钛玄武岩)(Xu et al., 2001), 区内玄武岩为高钛碱性粗玄岩(DFB18-2)和高钛高钾钙碱性玄武岩(DFB101、DFB102), 与研究区南部近邻的二滩玄武岩地球化学特征相似(严再飞等, 2006)。

由表 2 可知, 矿化富集层含矿岩石主量元素 SiO_2 含量为 12.03%~33.68%, 平均值为 24.20%; Al_2O_3 含

量为 9.54%~46.71%, 平均值为 28.67%; TFe_2O_3 含量为 3.21%~67.05%, 平均值为 29.43%; TiO_2 含量为 1.07%~6.86%, 平均值为 4.47%; CaO 、 MgO 、 Na_2O 、 K_2O 、 MnO 、 P_2O_5 含量均很低, 平均值分别为 0.24%、0.59%、0.05%、0.04%、0.02%、0.17%。 Al_2O_3 、 TFe_2O_3 、 TiO_2 含量远高于中国火山碎屑岩的平均值(13.86%、3.04%、0.38%, 迟清华等, 2007, 文中下同), 表现为显著富集趋势; SiO_2 、 Na_2O 、 K_2O 、 CaO 含量远低于中国火山碎屑岩平均值(70.66%、2.70%、4.02%、1.25%), 表现为大量流失趋势。

矿化富集层中火山碎屑岩已经遭受强烈风化蚀变, 因此本次选用化学蚀变指数(CIA)、化学风化指数(CIW)、成分变异指数(ICV)和硅铝率(Ki)对矿化层的化学风化程度和形成环境作初步分析。根据前人研究结果, 弱的风化程度 CIA 介于 50~60 之间, 中等风化程度 CIA 介于 60~80 之间, 强烈风化程度 CIA 介于 80~100 之间(Fedo et al., 1995), 矿化富集层岩石 CIA 介于 98.01~99.85 之间, 平均值为 99.21, CIW 介于 98.46~99.87 之间, 平均值为 99.46, 可见矿化层岩石的 CIA 与 CIW 均大于 90 且数值基本一致, 说明矿化层遭受到强烈风化, 并且风化过程中钾的交代作用较弱。ICV 值可用来判断源区物质是否遭受再旋回作用和成分的成熟度, 一般认为, $\text{ICV} > 1$, 表明细碎屑岩中粘土物质很少, 成分成熟度较低; $\text{ICV} < 1$, 则表明细碎屑岩含较多粘土成分(高岭石、蒙脱石、绢云母等), 可能经历了再旋回作用或首次沉积时经历了强风化作用(徐小涛等, 2018; 李绪龙等, 2022)。矿化富集层岩石 ICV 为 0.22~4.82, 平均值为 1.38($\text{ICV} > 1$), 结合野外和显微镜下对岩石特征的观察, 说明未经历再旋回作用; 矿化层中下部粘土岩的 ICV 值较小, 说明了风化过程中碱金属、碱土金属元素的严重流失和 Al 元素的强烈富集。矿化层硅铝率(Ki)平均值小于 2, 表明矿化层岩石中 Ca、Na、K、Si 等元素的大量流失和相对稳定的 Al、Ti、Fe 等元素强烈富集, 反映其形成于温湿的古气候环境。

4.2 微量元素

由表 2 分析结果和多元元素原始地幔标准化蛛网图(图 3-a)可知, 研究区玄武岩微量元素 Sr、P、Cs、Li、Pb、Zn、HREE 具有较低的背景值, 而 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti、LREE、Ga、Cu、Cr、V、Sn、W 等具有较高的背景值, 其中 Nb、Ta、Ga 和 Ti 元素含量分别是

中国玄武岩平均值的 1.46、1.57、1.79 和 1.35 倍,为区内镱-铈-稀土矿化富集层的形成提供了物质条件。

由表 2 分析结果和多元素原始地幔标准化蛛网图(图 3-b)可知,矿化富集层中大离子亲石元素 Rb、Ba、K、Sr 强烈亏损;高场强元素 U、Th、Nb、Ta、Zr、Hf、Ti、LREE 相对富集。其中, Nb 含量为 $78.24 \times 10^{-6} \sim 442.31 \times 10^{-6}$, 平均值为 290.16×10^{-6} , Ta 含量为 $3.98 \times 10^{-6} \sim 23.83 \times 10^{-6}$, 平均值为 16.50×10^{-6} , Ti 含量为 $6414.65 \times 10^{-6} \sim 38228.92 \times 10^{-6}$, 平均值为 26796.24×10^{-6} , Nb、Ta 和 Ti 元素在矿化富集层中的含量分别是中国火山碎屑岩平均值的 18.14、16.50 和 11.76 倍,具有强烈富集特征,且富集层铝质含量越高富集程度越大,而铁质含量越高富集程度越小;Ga 在矿化富集层中含量较均匀,其含量为 $45.60 \times 10^{-6} \sim 57.67 \times 10^{-6}$, 平均值为 50.61×10^{-6} , 是中国火山碎屑岩平均值的 2.94 倍,亦具有明显的富集特征,这与风化形成大量的高岭石粘土有关。

4.3 稀土元素

由表 2 分析结果可知,玄武岩稀土元素总量(ΣREE)为 $231.42 \times 10^{-6} \sim 262.08 \times 10^{-6}$, 平均值为 246.08×10^{-6} , 远高于中国玄武岩的稀土元素丰度(151.46×10^{-6}), $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ 值为 4.84~6.04, 平均值为 5.30, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值为 15.41~15.68, 平均值为 15.59, 在球粒陨石标准化稀土元素配分图解(图 4-a)上,分布曲线向右倾,表明玄武岩具有较高的稀土元素背景、显著的轻稀土元素富集和高分馏特征。

由表 2 分析结果可知,矿化富集层 ΣREE 含量为 $286.93 \times 10^{-6} \sim 1388.22 \times 10^{-6}$, 平均值为 771.40×10^{-6} , 远高于中国火山碎屑岩平均值(229.19×10^{-6})和上覆玄武岩稀土元素含量,显示稀土元素的强烈富集。稀土元素含量总体表现为褐铁矿层>粘土层>蚀变火山角砾岩>玄武岩; $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ 值为 5.81~12.83, 平均值为 9.03, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值为 13.13~46.47, 平均值为 27.37, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 值为 1.87~7.76, 平均值为 5.43, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值为 1.68~3.45, 平均值为 2.64, 总体表现为 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} > (\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} > (\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} > 1$, 显示出强烈的分馏程度,其中 LREE 分馏程度远高于 HREE。在球粒陨石标准化稀土元素配分图解(图 4-b)上,分布曲线向右倾,表明轻稀土元素强烈富集而重稀土元素亏损,为轻稀土元素富集型; δEu 值为 0.73~0.97, 平均值为 0.88, 为负异常,表现为 Eu 弱亏损, δCe 值为 0.73~1.93, 平均值为 1.08, 为正异常,总体表现为

Ce 富集,这可能是在弱酸性-氧化条件下, Ce^{4+} 水解而滞留于原地所致(王中刚等, 1989)。

5 讨论

5.1 物源分析

镱-铈-稀土矿化富集层中火山碎屑岩虽然已遭受强烈化学风化,且多已粘土化,但是通过野外观察,仍可见到风化残余的火山角砾结构和层状的凝灰结构,判断其原岩主要由火山角砾岩及火山凝灰岩组成。通过显微镜下观察,火山角砾岩由晶屑和岩屑组成,为火山喷发的产物;粘土岩镜下几乎全部由隐晶质组成,部分聚集呈近鲕粒状、卵粒状或泥屑状、泥砾状,与周围隐晶质填隙物成分相近或相同,为同源矿物,但隐约见其颗粒外形,呈近岩屑状,判断其原岩主要由火山尘组成。因此,矿化富集层的岩石特征反映,其成岩物源主要来自峨眉山地幔柱活动早期喷发形成的岩块、岩屑、晶屑、火山尘等。

由于钛是较稳定的元素,一般不形成可溶性的化合物, TiO_2 只有在 pH 为 2~3 的强酸性溶液中才稳定,而自然界中这样的强酸性介质条件极少,因此钛在水溶液中的迁移微不足道(刘英俊等, 1984)。本次分析结果显示,矿化富集层岩石 TiO_2 平均含量(4.47%)远高于中国玄武岩、中国火山碎屑岩中的平均含量,也高于区内玄武岩 TiO_2 平均含量(2.47%),说明矿化富集层中的 Ti 元素主要来自火山碎屑岩自身的风化富集,显示矿化富集层主要由基性火山碎屑岩组成,是重要的成矿物源之一。由于稀土元素及一些微量元素比值在沉积和变质作用过程中也具有较弱的抗迁移性,因此,它们被转移到沉积物中仍能反映母岩的地球化学习性,是很好的物源指示剂(毛光周等, 2011)。研究区玄武岩与矿化富集层岩石中 Nb/Ta、Zr/Hf、Th/Ta 高场强元素比值相近,反映形成于同一岩浆演化系列,即先期喷发的基性火山碎屑岩与主喷发期的玄武岩有着直接关系。矿化富集层的 Th/Sc 平均值为 1.61, 远高于地壳平均值(0.32)(黎彤, 1976), 低于中国火山碎屑岩平均值(2.03), La/Th 平均值为 6.02, 低于地壳平均值(6.72)(黎彤, 1976), 反映区内矿化富集层存在铁镁质物源(基性火山碎屑岩、玄武岩);在矿化富集层中距离玄武岩较近的上部矿化富集程度高于底部,表现出由下至上矿化富集程度逐渐变强的趋势,显示成矿物源与上覆玄武岩有着直接的关系。同时,研究区玄武岩

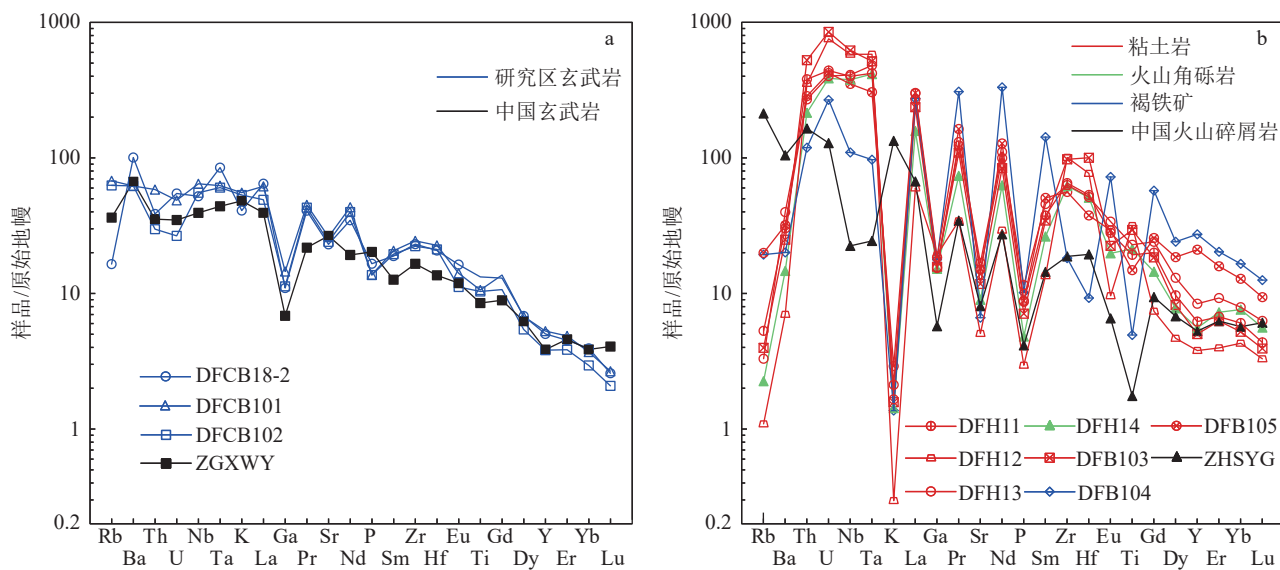


图 3 东风村地区火山岩原始地幔标准化多元配分图(标准化数值据 Sun et al., 1989; Ga 标准化数值据 Taylor et al., 1985)

Fig. 3 Primitive mantle-standardized multi-element variation diagrams of volcanic rocks in Dongfengcun area

a—玄武岩; b—矿化富集层岩石

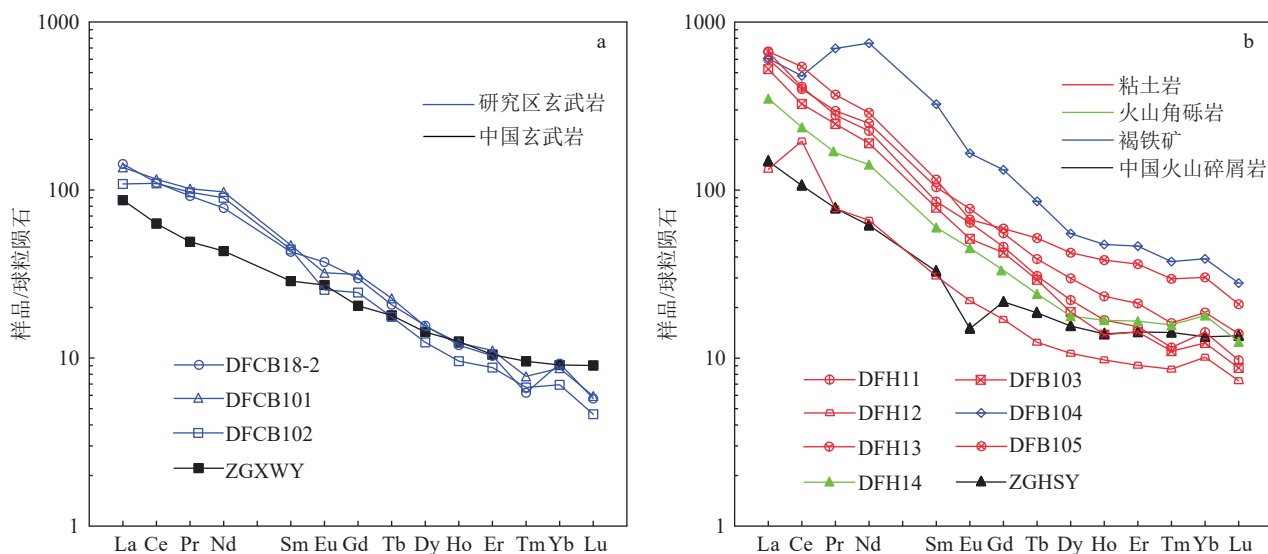


图 4 东风村地区火山岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(标准化数值据 Boynton, 1984)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE variation diagrams of volcanic rocks in Dongfengcun area

a—玄武岩; b—矿化富集层岩石

和矿化富集层轻稀土元素强烈富集且普遍存在负 Ce 异常, 反映存在壳幔相互作用及物质交换; Ti 和 Nb 不会因风化作用或成岩作用而分离(蓝先洪, 1994), 区内矿化富集层 Ti/Nb 值远低于玄武岩, 也反映成矿物源与地壳重熔、混染形成的岩浆有关; 火山碎屑岩的 Th/Ta(平均值 1.71)、Nb/Ta(平均值 17.87) 值均高于原始地幔比值(1.60、14.00)(Taylor et al., 1985), 说明成矿过程中受地壳混染明显。在岩矿

$\Sigma\text{REE}-(\text{La}/\text{Yb})_N$ 图解中, 样品点主要落于碱性玄武岩与花岗岩的相交区域, 其次落于花岗岩区域(图 5), 显示成矿物源与前期壳幔混染形成的基性火山碎屑岩和后期幔源形成的溢流玄武岩均有密切的关系。

综上所述, 区内矿化富集层成矿物源具有幔源和壳源的双重特征, 即物源主要来自二叠纪峨眉山地幔柱活动形成的溢流玄武岩, 其次, 壳幔混染形成

的基性火山碎屑岩也提供了部分成矿物质。

5.2 成矿条件分析

矿床的形成是多种有利因素共同作用的结果,研究区内矿化富集层具有明显的风化淋滤特征,其成矿与母岩特征、古地理环境、地形地貌、成矿介质等条件有密切的关系。

母岩条件:母岩是成矿物质来源的基础,在母岩中是否赋存成矿元素及其含量高低直接取决于能否富集成矿。通过成矿物源分析可知,区内成矿母岩主要为地幔柱活动形成的溢流玄武岩和基性火山碎屑岩,样品分析结果显示,区内成矿母岩中 Ga、Nb、REE 等元素均具有较高的背景值,从而为区内镓、铌、稀土等矿化富集提供了充足物质来源。

古地理条件:Sr/Ba 值是判别淡水和咸水沉积环境的重要指标之一,即淡水沉积物中 Sr/Ba 值小于 1,海水沉积物中 Sr/Ba 值小于 1,半咸水沉积物中 Sr/Ba 值介于 0.6~1 之间(王敏芳等, 2006; 俞缙等, 2009);研究区火山碎屑岩样品 Sr/Ba 值为 1~2.18,平均值为 1.5,显示矿化富集层的火山碎屑岩形成于海相环境。Sr/Cu 值常用于判别古气候的变化, Sr/Cu 值介于 1~10 之间指示温湿气候环境, Sr/Cu 值大于 10 指示干热气候环境(范玉海等, 2012; 冀华丽等, 2022);区内火山碎屑岩样品 Sr/Cu 值为 2.41~8.31,平均值为 4.8,显示矿化富集层形成于温湿气候环境,与晚二叠世扬子地块位于赤道附近南半球低纬

度地区的气候环境吻合(周桃秀等, 1986; 刘成英等, 2011)。本次野外调查发现,研究区矿化富集层中部分地段夹有煤线、炭质泥页岩,显微镜下粘土岩普遍具有变余沉凝灰结构,沉积物未经历再旋回作用,反映其形成于富氧、低能的浅水环境。前人研究结果表明,茅口期研究区位于平缓、稳定、开阔的碳酸盐岩台地(滇黔桂川碳酸盐台地)(王立亭等, 1994; 冯增昭等, 1997; 王瑞华等, 2011; 尹福光等, 2022)。综合分析认为,区内火山碎屑岩形成于温湿的浅海台地环境。

地貌条件:野外观察发现,研究区阳新组灰岩顶部普遍存在风化剥蚀形成的岩溶(喀斯特)地貌,且阳新组顶部发育一层厚 1~2 m(PM1 处厚 1.78 m)的铝土质粘土层,表明茅口期末该区域应位于海平面之上,为风化剥蚀区,与该时期的区域性古地貌特征相似(刘冉等, 2021; 孙自明等, 2023)。海相的火山碎屑岩覆盖于阳新组灰岩之上,显示峨眉山玄武岩大规模喷发之前,该区域存在海侵或地壳沉降,不存在大规模的地壳隆升,与前人研究结果一致(Zhu et al., 2014; Ukstins et al., 2008; Zhu et al., 2018)。由于矿化富集层内火山碎屑岩已经普遍风化蚀变为铝土质粘土岩、褐铁矿化粘土岩,反映火山碎屑岩形成后,该区域地壳已逐步抬升成陆,遭受强烈的风化剥蚀;后期峨眉山幔柱的强烈活动和溢流玄武岩浆的大规模喷溢,加剧了地壳抬升、玄武岩的堆积和岩浆底侵,促使康滇地区大面积隆起成陆(何斌等, 2003b; 2006),形成平缓剥蚀地貌,为覆盖于碳酸盐岩台地之上的火山碎屑岩、玄武岩风化淋滤提供了有利的地貌条件。

成矿介质条件:根据古地理条件可知,研究区在晚二叠世处于炎热多雨、植被发育的热带环境,使岩石中元素迁移的主要介质为自然水,具有弱酸性。U/Th、Ni/Co 值常用作判别成矿环境的氧化还原条件,即 U/Th 值大于 1.25 为厌氧, 0.75~1.25 为贫氧, 小于 0.75 为含氧环境(熊国庆等, 2010); Ni/Co 值大于 7.0 为厌氧, 5.00~7.00 为贫氧, 小于 5.00 为含氧环境(Tribovillard et al., 2006)。矿化富集层样品的 U/Th 值为 0.29~0.53,平均值为 0.42(<0.75), Ni/Co 值为 0.16~1.59,平均值为 1.25(<5.00),均反映介质环境为含氧环境;从矿化富集层样品稀土元素特征值分析, δEu 值平均为 0.88,表现为负 Eu 异常, δCe 平均值为 1.08,表现为正 Ce 异常,也均反映

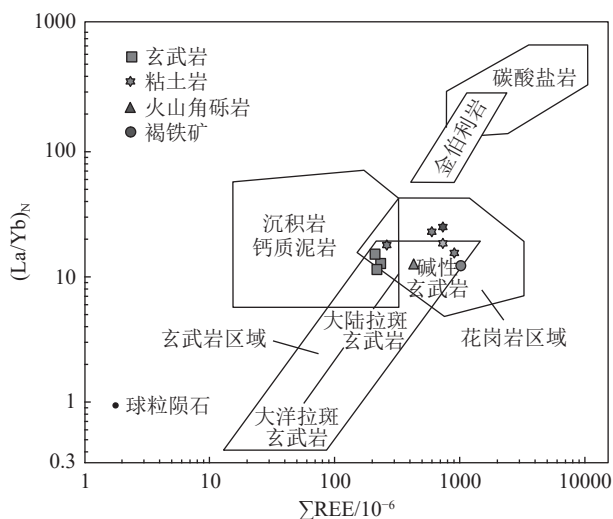


图 5 东风村地区火山岩 $\Sigma\text{REE}-(\text{La}/\text{Yb})_N$ 图解

(底图据 Allegre et al., 1978)

Fig. 5 Diagram of $\Sigma\text{REE}-(\text{La}/\text{Yb})_N$ of volcanic rocks in Dongfengcun area

介质环境为含氧环境。酸性含氧介质为区内成矿母岩中 Nb、Ga、REE 等元素的活化、迁移及最终富集成矿创造了有利条件。

5.3 成矿机制

根据上述成矿地质背景、矿化特征、岩石地球化学、成矿物源及成矿条件分析,本次对研究区 Ga、Nb、REE 等元素的富集和成矿机制进行初步探讨,认为成矿过程可分为4个阶段,即火山碎屑岩形成阶段、火山碎屑岩风化阶段、喷溢玄武岩形成阶段和风化淋滤富集阶段。

火山碎屑岩形成阶段:在阳新世茅口期末,由于峨眉山地幔柱上升活动造成地壳拉裂,地幔岩浆与地壳重熔混染形成的岩块、岩屑、晶屑、火山尘等大量喷发,堆积于浅海台地形成基性火山碎屑岩层。

火山碎屑岩风化阶段:在玄武岩主喷发之前的间歇期间,伴随地幔柱的继续活动,地壳隆升成陆,火山碎屑岩暴露于地表,遭受风化淋滤。由于所处环境炎热湿润,在高温和大气降水作用下,火山碎屑岩发生强烈的物理、化学和生物风化,使岩石中 Na、K、Ca、Mg、Sr、Rb、Ba、Ni、Sc、Si 等元素大量淋失,Al、Ti、Fe 等元素大量富集,形成以高岭石、三水铝石为主的富铝古风化壳,为后期成矿元素富集提供了载体和场所;同时火山碎屑岩中的 Ga、Nb、REE 等成矿元素在风化淋滤过程中初步富集。

喷溢玄武岩形成阶段:在乐平世早期,伴随地幔柱的强烈上升活动,大量基性岩浆在短时期内喷溢形成具有 Ga、Nb、Ta、REE 高背景值的高钛玄武岩,覆盖于早期形成的风化蚀变火山碎屑岩层之上,为后期矿化富集提供了主要成矿物源。同时,喷溢的基性岩浆及伴生的岩浆热液、气水热液对火山碎屑岩具有进一步改造作用,使部分成矿元素活化、迁移至火山碎屑岩层中富集。

风化淋滤富集阶段:研究区峨眉山玄武岩作为康滇古陆的重要组成部分,自乐平世早期形成以来,长期暴露地表遭受风化、淋滤和剥蚀,由于区内地势平缓,又处于温湿的地理环境,在氧化条件下,加剧了玄武岩风化淋滤和成矿元素的迁移富集速度。Ga 元素的地球化学行为表现为亲石性质而与铝关系密切(涂光炽等,2004),在玄武岩的风化过程中 Ga 元素从造岩矿物中转移到下部含铝、铁氧化物的风化壳中富集;玄武岩中含 Nb、Ta 元素的矿物在风化过程中被分解,成矿元素被释放出来,形成碱金属

铌酸盐、钽酸盐络合物进入溶液迁移到下部粘土、铝土质的风化壳中水解沉积(刘英俊等,1984);玄武岩中含稀土元素的矿物在弱酸性水溶液的作用下,稀土元素从玄武岩中溶出,与碳酸根、碳酸氢根、硫酸根等形成络合物迁移至下部风化壳中沉淀或被吸附到粘土、铝土矿物颗粒表面而富集,因 HREE 络合作用强于 LREE,使 LREE 优先沉淀或被吸附到矿物颗粒表面上(杨守业等,1999),使研究区矿化富集层中 LREE 强烈富集。

总之,湿润炎热的古地理环境、平缓开阔的地貌及酸性含氧介质为 Nb、Ga、REE 等元素的活化、迁移和富集创造了有利条件,玄武岩、基性火山碎屑岩中成矿元素经历了多次溶失、络合、迁移、水解、沉淀和吸附等作用,最终形成矿化富集层。

5.4 找矿勘查的启示

本次在盐边地区峨眉山玄武岩底部发现的火山沉积型镓-铌-稀土矿化富集层,是一种新型的稀有稀土成矿类型,受控于下伏阳新组顶部喀斯特地貌与上覆致密块状玄武岩的接触界面,层位延伸稳定,厚度普遍大于 10 m,最大可达数十米,Nb、Ta、Ga、REE 等元素超强富集且矿化均匀,(Nb,Ta)₂O₅ 平均含量达 0.037%,ΣRE₂O₃ 平均含量达 0.11%,Ga 平均含量为 0.0051%,TiO₂ 平均含量达 4.21%,铌钽和稀土氧化物含量均达到独立圈定(风化壳型)矿床的一般工业指标要求((Nb,Ta)₂O₅>0.016%;ΣRE₂O₃>0.05%)(万全等,2021),镓、钽也具综合利用价值。根据区域成矿背景、成矿物源、成矿条件、成矿机制等分析,认为研究区具有形成火山沉积型镓、铌、稀土等多金属工业矿床的条件。

在攀西地区的盐源、美姑、昭觉等地也发现了“东风层”(P₃df),且均具有 Nb、Ta、REE、Ga、Ti 等元素的强烈富集(四川省地质矿产勘查开发局四〇五地质队,2022),说明在峨眉山玄武岩底部形成稀有稀土多金属矿化富集层并非个别现象,而具有普遍的规律。峨眉山玄武岩在西南地区广泛分布,不乏类似的稀有稀土成矿环境,因此,在区域上具有寻找该类型矿床的良好前景和巨大资源潜力。

目前中国寻找和利用的铌钽矿床主要与铝质花岗岩、花岗伟晶岩、碱性—过碱性花岗岩和碳酸岩有关(李建康等,2019;王汝成等,2020),攀西地区发现的铌钽矿床也主要与印支期—燕山期的碱性岩(碱性伟晶岩、碱性花岗岩、正长岩)及晋宁期的酸性火

山岩有关(杨铸生等, 2007); 稀土矿的工业类型主要包括铁铌型、碱性岩-热液(脉)型、碱性岩-碳酸岩型、风化壳离子吸附型等。近年来, 赋存于峨眉山玄武岩顶部、宣威组底部的风化壳型铌-稀土多金属矿受到业界的广泛关注, 并开展了较多的研究工作。本次在玄武岩底部发现的火山沉积型稀有稀土多金属矿化富集层, 不但具有重要的科学研究价值, 而且有望在攀西地区乃至西南地区寻找到一种可供工业利用的新型稀有稀土矿产资源。

6 结 论

(1) 本次在四川省盐边县东风村一带新发现峨眉山玄武岩底部存在一套由蚀变凝灰质火山角砾岩、铝土质粘土岩、凝灰质粘土岩等组成的火山沉积层, 与下伏阳新组灰岩和上覆致密状玄武岩均为平行不整合接触, 与贵州地区发现的“大厂层”在岩性组合上存在明显的差异, 在区域上为同时异物, 暂将该特殊岩性层命名为“东风层”(P₃df)。

(2) “东风层”受控于下伏阳新组顶部喀斯特地貌与上覆峨眉山玄武岩的接触界面, 岩石遭受强烈风化蚀变, 形成富铝风化壳; 在区域上层位稳定, 厚度可达数十米, 具有显著的 Ga、Nb、REE 等多金属富集特征且矿化均匀。Nb、Ta、Ti 富集程度随岩石铝质含量增高而变大, 稀土元素表现为轻稀土元素强烈富集而重稀土元素亏损, Ga 元素在矿化富集层中含量变化较小; 富集层中铌钽和稀土氧化物含量均达到独立圈定(风化壳型)矿床的一般工业指标要求。

(3) 研究区铌-稀土矿化富集层主要成矿物质来自峨眉山地幔柱活动形成的溢流玄武岩和基性火山碎屑岩, 在有利的成矿条件下, 母岩中的成矿元素经历了多次溶失、络合、迁移、水解、沉淀、吸附等作用, 最终形成了 Nb、Ga、Ti、REE 等多金属元素的矿化富集。

(4) 本次在峨眉山玄武岩底部发现的火山沉积型铌-稀土矿化富集层是一种新型的稀有稀土成矿类型, 不但具有良好的找矿前景和巨大的资源潜力, 而且对完善成矿理论和拓展找矿思路具有重要意义。

致谢: 在野外调查、综合研究和论文撰写期间, 得到了四川省第二地质大队盛东劲高级工程师、唐学渊教授级高级工程师和仲佳爱高级工程师的指导和支持, 同时, 审稿专家对论文提出了许多

宝贵意见, 在此一并表示衷心感谢。

References

- Allegre C J, Minster J F. 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 38(1): 1–25.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies[C]/Henderson P. Rare earth element geochemistry. Elsevier: 63–114.
- Cao H S. 1991. A discussion on the genetic environment and minerogenesis of "Dachang Strata" in southwestern Guizhou[J]. *Geology of Guizhou*, 8(1): 5–12 (in Chinese with English abstract).
- Chen Y, Liu X C, Zhang Q H. 1984. A tentative discussion on the genesis of the Dchang antimony deposit, Qinglong County, Guizhou Province[J]. *Mineral Deposits*, 3(8): 1–12 (in Chinese with English abstract).
- Chen Z, Hou L Y, Mo Z. 2015. Discovery of niobium mineralization body and its significance in Yulong, Weining, Guizhou[J]. *Guizhou Geology*, 32(3): 177–180 (in Chinese with English abstract).
- Chung S L, Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. *Geology*, 23(10): 559–592.
- Deng P, Chen Y M, Ye J H, et al. 2019. Study on the resource distribution and industry development of global niobium and tantalum[J]. *China Mining Magazine*, 28(4): 63–68 (in Chinese with English abstract).
- Du L J, Chen J, Yang R D, et al. 2020. Hydrothermal-volcanic sedimentary and mineralization of the Dachang layer in the Middle-Late Permian, Qinglong, southwestern Guizhou[J]. *Geological Review*, 66(2): 439–456 (in Chinese with English abstract).
- Fan Y H, Qu H J, Wang H, et al. 2012. The application of trace elements analysis to identifying sedimentary media environment: A case study of Late Triassic strata in the middle part of western Ordos Basin[J]. *Geology in China*, 39(2): 382–389 (in Chinese with English abstract).
- Fedo C M, Nesbitt H W, Young G M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for weathering conditions and provenance[J]. *Geology*, 23: 921–924.
- Gun M S, Cai G S, Zeng D G, et al. 2021. Discovery and significance of the Sc-Nb-REE-enriched zone in the paleocrust of weathering atop the Permian Emeishan basalt in western Guizhou Province[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 41: 1–18 (in Chinese with English abstract).
- He B, Xu Y G, Huang X L, et al. 2007. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 255: 306–323.
- He B, Xu Y G, Xina L, et al. 2003a. Does the Panzhihua-Xichang rift exist?[J]. *Geological Review*, 49(6): 572–582 (in Chinese with English abstract).
- He B, Xu Y G, Xiao L, et al. 2003b. Generation and spatial distribution of

- the Emeishan large igneous province: New evidence from stratigraphic records[J]. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 194–202 (in Chinese with English abstract).
- He B, Xu Y G, Xiao L, et al. 2006. Sedimentary responses to uplift of Emeishan mantle plume and its implications[J]. *Geological Review*, 52(1): 30–37 (in Chinese with English abstract).
- He, H Y, He M, Li J W. 2018. Analysis of the niobium resources supply and demand pattern in China[J]. *China Mining Magazine*, 27(11): 1–5 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Chen J, Zhai M G. 2020. Current status and frontiers of research on critical mineral resources[J]. *Chinese Science Bulletin*, 65(33): 1–2 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Lu J R, Wang Y L, et al. 1999. Emei large igneous province: Characteristics and origin[J]. *Geological Review*, 45(sup.): 885–891 (in Chinese with English abstract).
- Hu R Z, Tao Y, Zhong H, et al. 2005. Mineralization systems of a mantle plume: A case study from the Emeishan igneous province, southwest China[J]. *Earth Science Frontiers*, 12(1): 42–54 (in Chinese with English abstract).
- Huang X H. 1997. The Lufang rare earth deposit in Eining, western Guizhou and its mineralization[J]. *Guizhou Geology*, 14(4): 328–333 (in Chinese with English abstract).
- Ji H L, He Z B, Wei S Y, et al. 2022. Geochemical characteristics of trace elements and its sedimentary implication in Baoquanling Formation, Tangyuan fault depression[J]. *World Nuclear Geoscience*, 39(1): 27–38 (in Chinese with English abstract).
- Li H B, Zhu J. 2013. Contact between the Emeishan basalt and Maokou Formation: Implication for the geodynamic model of the Emeishan mantle plume[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 37(4): 571–579 (in Chinese with English abstract).
- Li H B, Zhang Z C, Lü L S. 2010. Geometry of the mafic dyke swarms in Emeishan large igneous province: Implications for mantle plume[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 26(10): 3143–3152 (in Chinese with English abstract).
- Li H B, Zhang Z C, Lü L S, et al. 2011. Isopach maps of the Qixia and Maokou formations: Implication for mantle plume model of the Emeishan large igneous province[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 27(10): 2963–2974 (in Chinese with English abstract).
- Li H B, Zhang Z C, Santosh M, et al. 2017. Late Permian basalts in the Yanghe area, eastern Sichuan Province, SW China: Implications for the geodynamics of the Emeishan flood basalt province and Permian global mass extinction[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 134: 293–308.
- Li J K, Li P, Wang D H, et al. 2019. A review of niobium and tantalum metallogenic regularity in China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 64(15): 1545–1566 (in Chinese with English abstract).
- Li X L, Zhang X, Lin C M, et al. 2022. Overview of the application and prospect of common chemical weathering indices[J]. *Geological Journal of Chian Universities*, 28(1): 51–63 (in Chinese with English abstract).
- Li Z M. 2018. Discovery and significance of Huangnipo niobium deposit in Weining of Guizhou[J]. *Nonferrous Metals Design*, 45(4): 72–74 (in Chinese with English abstract).
- Liu D R. 2020. Nb and REE deposits found in the weathering crusts of Emeishan basalt, Xuanwei area, Yunnan Province[J]. *Geology in China*, 47(2): 540–541 (in Chinese with English abstract).
- Liu R, Luo B, Li Y, et al. 2021. Relationship between Permian volcanic rocks distribution and karst paleogeomorphology of Maokou Formation and its significance for petroleum exploration in western Sichuan Basin, SW China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 48(03): 575–585 (in Chinese with English abstract).
- Luo G, Wang Q W, Qin Y L, et al. 2021. Divisions and their basic characteristics of tectonic units in Sichuan Province[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 41(4): 633–647 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z L, Jin Y Z, Zhu K Y, et al. 1998. On Emei taphrogenesis of the Upper Yangtze platform[J]. *Geological Review*, 34(1): 11–24 (in Chinese with English abstract).
- Mao G Z, Liu C Y. 2011. Application of geochemistry in provenance and depositional setting analysis[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 33(4): 337–348 (in Chinese with English abstract).
- McLennan S M. 1993. Weathering and global denudation[J]. *The Journal of Geology*, 101(2): 295–303.
- Shellnutt J G. 2014. The Emeishan large igneous province: A synthesis[J]. *Geoscience Frontiers*, 5(3): 369–394.
- Song X Y, Wang Y L, Gao Z M, et al. 1998. Emeishan basalts, Emei taphrogeny and mantle plume[J]. *Geology-geochemistry*, 1: 47–52 (in Chinese with English abstract).
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[C]//Saunders A D, Norry M J. *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313–345.
- Sun Z M, Bian C R, Liu G X. 2023. Advances on the understanding in the Emeishan Mantle Plume and dynamic mechanism of the Permian Sichuan Basin formation[J]. *Geoscience*, 37(5): 1089–1099 (in Chinese with English abstract).
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution[J]. *The Journal of Geology*, 94(4): 57–72.
- Tian Y Z, Nie A G, Zhu M J, et al. 2011. The study of the mineralization of basaltic conglomerate and antimony deposit in the middle of the Dachang formation, Qinglong, Guizhou[J]. *Journal of Guizhou University(Natural Sciences)*, 28(5): 25–38 (in Chinese with English abstract).
- Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, et al. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update[J]. *Chemical Geology*, 232(12): 12–32.
- Tu G C, Gao Z M, Hu R Z, et al. 2004. The geochemistry and ore-forming mechanism of the dispersed elements[M]. Geological Publishing House: 368–395 (in Chinese with English abstract).
- Ukstins Peate I, Bryan S E. 2008. Re-evaluating plume-induced uplift in the Emeishan large igneous province[J]. *Nature Geoscience*, 1(9): 625–629.
- Wang D H. 2019. Study on critical mineral resources: Significance of

- research, determination of types, attributes of resources, progress of prospecting, problems of utilization, and direction of exploitation[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 93(6): 1189–1209 (in Chinese with English abstract).
- Wang G L, Zhu X Q, Ye F. 2009. Interface ore deposits and Emeishan basalt[J]. *Minerals Resource and Geology*, 23(3): 204–209 (in Chinese with English abstract).
- Wang M F, Huang C Y, Xu Z C, et al. 2006. Review on paleosalinity recovery in sedimentary environment[J]. *Xinjiang Oil & Gas*, 2(1): 9–12, I (in Chinese with English abstract).
- Wang R C, Che X D, Wu B, et al. 2020. Critical mineral resources of Nb, Ta, Zr, and Hf in China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 65(33): 3763–3777 (in Chinese with English abstract).
- Wang R H, Tan Qi Y, Fu J Y, et al. 2011. The sedimentary–tectonic evolution and sedimentary response of mantle plume in Emeishan[J]. *Earth Science Frontiers*, 18(3): 201–210 (in Chinese with English abstract).
- Wen J, Liu Z C, Zhao J X, et al. 2022. Enrichment regularity, sedimentary environment and metallogenic model of niobium–rare earth polymetallic enrichment layer at the bottom of the Xuanwei Formation in Muchuan area, South Sichuan[J]. *Acta Geologica Sinica*, 96(2): 592–615 (in Chinese with English abstract).
- Xiao L, Xu Y G, He B. 2003. Emei mantle plume–subcontinental lithosphere interaction: Sr–Nd and O isotopic evidences from low–Ti and high–Ti basalts[J]. *Geological Journal of Chian Universities*, 9(2): 207–217 (in Chinese with English abstract).
- Xiong G Q, Jiang X S, Cai X Y, et al. 2010. The characteristics of trace element and REE geochemistry of the cretaceous mudrocks and shales from Southern Tibet and its analysis of redox condition[J]. *Advances in Earth Science*, 25(7): 730–745 (in Chinese with English abstract).
- Xu X T, Shao L Y. 2018. Limiting factors in utilization of chemical index of alteration of mudstones to quantify the degree of weathering in provenance[J]. *Journal of Palaeogeography*, 20(3): 515–522 (in Chinese with English abstract).
- Xu Y G. 2002. Mantle plumes, large igneous provinces and their geologic consequences[J]. *Earth Science Frontiers(China University of Geosciences, Beijing)*, 9(4): 341–353 (in Chinese with English abstract).
- Xu Y G, Cheng S L. 2001. The Emeishan large igneous province: Evidence for mantle plume activity and melting conditions[J]. *Geochimica*, 30(1): 1–9 (in Chinese with English abstract).
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, et al. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian–Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 58: 145–168.
- Xu Y G, Zhong Y T, Wei X, et al. 2017. Permian mantle plumes and earth's surface system evolution[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 36(3): 359–373 (in Chinese with English abstract).
- Yan Z F, Huang Z L, Xu C, et al. 2006. Geochemical feature of Emeishan basalts from Ertan area[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 26(3): 77–84 (in Chinese with English abstract).
- Yang R D, Wang W, Bao M, et al. 2006. Geochemical character of rare earth mineral from the top of Permian basalt, Hezhang County, Guizhou Province[J]. *Mineral Deposits*, 25(S1): 205–208 (in Chinese with English abstract).
- Yang S Y, Li C X. 1999. Research progress in REE tracer for sediment source[J]. *Advances in Earth Science*, 14(2): 164–167 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z S, Duan H M, Wang X J. 2007. Geological features and range of reconnaissance of Nb–Ta deposits in the Panzhihua – Xichang region, Sichuan[J]. *Acta Geologica Sichuan*, 27(4): 248–254 (in Chinese with English abstract).
- Yin F G, Luo L, Ren F. 2022. Reconstructing the tectonics and paleogeography during the ocean–land transition of the "Sanjiang" orogenic belt in southwest China[J]. *Geological Bulletin of China*, 41(11): 1899–1914 (in Chinese with English abstract).
- Yu J, Li P T, Yu H B. 2009. Analysis on trace element geochemical characteristics and ore – forming environment of bauxite mine in Sanhe town of Jingxi county[J]. *Journal of Henan Polytechnic University(Natural Science)*, 28(3): 289–293.
- Zhang Z C, Hou T, Cheng Z G. 2022. Mineralization related to large igneous provinces[J]. *Acta Geologica Sinica*, 96(1): 134–154 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Wang F S, Hao Y L. 2005. Picrites from the Emeishan large igneous province: Evidence for the mantle plume activity[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 24(1): 17–22 (in Chinese with English abstract).
- Zheng G D, Wnag K, Chen Q S, et al. 2021. The change of world rare earth industrial structure and the problems faced by China's rare earth industry[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 42(2): 265–272 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Y X, Lu L Z, Zhang B M. 1986. Paleomagnetic polarity of the permian Emeishan basalt in Sichuan[J]. *Geological Review*, 32(5): 465–469 (in Chinese with English abstract).
- Zhu B, Guo Z J, Liu R, et al. 2014. No pre–eruptive uplift in the Emeishan large igneous province: New evidences from its 'inner zone', Dali area, Southwest China[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 269: 57–67.
- Zhu J, Zhang Z C, Reichow M K, et al. 2018. Weak vertical surface movement caused by the ascent of the Emeishan mantle anomaly[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2): 1018–1034.
- Zuo Q C, Ye T Z, Feng Y F, et al. 2006. Spatial database of serial suite–tectonic map–sheets of Mainland China(1: 250, 000)[DB/OL]. Development Research Center of China Geological Survey. (2018–09–10)[2022–12–26]. <http://dgc.ngac.org.cn/geologicalData/rest/geologicalData/geologicalDataDetail/8adaeff963f2eb2a0163f335b7600019> (in Chinese).

附中文参考文献

- 曹鸿水. 1991. 黔西南“大厂层”形成环境及其成矿作用的探讨[J]. *贵州地质*, 8(1): 5–12.
- 陈智, 侯林洋, 莫兆. 2015. 贵州威宁玉龙镍矿化体的发现及意义[J].

- 贵州地质, 32(3): 177-180.
- 迟清华, 鄢明才. 2007. 应用地球化学元素丰度数据手册[M]. 北京: 地质出版社: 1-148.
- 杜丽娟, 陈军, 杨瑞东, 等. 2020. 黔西南中晚二叠世大厂层火山热水沉积成矿作用[J]. 地质论评, 66(2): 439-456.
- 范玉海, 屈红军, 王辉, 等. 2012. 微量元素分析在判别沉积介质环境中的应用——以鄂尔多斯盆地西部中区晚三叠世为例[J]. 中国地质, 39(2): 382-389.
- 冯增昭, 杨玉卿, 金振奎, 等. 1997. 中国南方二叠纪岩相古地理[M]. 东营: 石油大学出版社: 58-88.
- 袁民汕, 蔡国盛, 曾道国, 等. 2021. 贵州西部二叠系峨眉山玄武岩顶部古风化壳铍-钼-稀土矿化富集层的发现与意义[J]. 矿物学报, 41: 1-18.
- 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 2003a. 攀西裂谷存在吗?[J]. 地质论评, 49(6): 572-582.
- 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 2003b. 峨眉山大火成岩的形成机制及空间展布: 来自沉积地层的新证据[J]. 地质学报, 77(2): 194-202.
- 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 2006. 峨眉山地幔柱上升的沉积响应及其地质意义[J]. 地质论评, 52(1): 30-37.
- 胡瑞忠, 陶琰, 钟宏, 等. 2005. 地幔柱成矿系统: 以峨眉山地幔柱为例[J]. 地学前缘, 12(1): 42-54.
- 黄训华. 1997. 威宁鹿房稀土矿地质特征及成矿作用初步分析[J]. 贵州地质, 14(4): 328-333.
- 冀华丽, 何中波, 卫三元, 等. 2022. 汤原断陷宝泉岭组微量元素地球化学特征及其对沉积环境的指示意义[J]. 世界核地质科学, 39(1): 27-38.
- 蓝先洪. 1994. 可作为物源区指示剂的陆源碎屑沉积物的 Ti/Nb 比值(摘要)[J]. 地质地球化学, 4: 73.
- 黎彤. 1976. 化学元素的地球丰度[J]. 地质化学, (3): 167-174.
- 李宏博, 张招崇, 吕林素, 等. 2010. 峨眉山大火成岩省基性墙群几何学研究及对地幔柱中心的指示意义[J]. 岩石学报, 26(10): 3143-3152.
- 李宏博, 张招崇, 吕林素, 等. 2011. 栖霞组和茅口组等厚图: 对峨眉山地幔柱成因模式的指示意义[J]. 岩石学报, 27(10): 2963-2974.
- 李宏博, 朱江. 2013. 峨眉山玄武岩与茅口组灰岩的接触关系: 对峨眉山地幔柱动力学模型的指示意义[J]. 大地构造与成矿学, 37(4): 571-579.
- 李建康, 李鹏, 王登红, 等. 2019. 中国铍钼矿成矿规律[J]. 科学通报, 64(15): 1545-1566.
- 李绪龙, 张霞, 林春明, 等. 2022. 常用化学风化指标综述: 应用与展望[J]. 高校地质学报, 28(1): 51-63.
- 李政明. 2018. 贵州威宁玉黄泥坡铍矿的发现及意义[J]. 有色金属设计, 45(4): 72-74.
- 刘成英, 朱日祥, 潘永信. 2011. 云南峨眉山玄武岩的古地磁研究[C]//中国地球物理学会第二十七届年会论文集. 合肥: 中国科学技术大学出版社: 164.
- 刘殿蕊. 2020. 云南宣威地区峨眉山玄武岩风化壳中发现铍、稀土矿[J]. 中国地质, 47(2): 540-541.
- 刘冉, 罗冰, 李亚, 等. 2021. 川西地区二叠系火山岩展布与茅口组岩溶古地貌关系及其油气勘探意义[J]. 石油勘探与开发, 48(3): 575-585.
- 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等. 1984. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社: 125-215.
- 罗改, 王全伟, 秦宇龙, 等. 2021. 四川省大地构造单元划分及其基本特征[J]. 沉积与特提斯地质, 41(4): 633-647.
- 罗志立, 金以钟, 朱夔玉, 等. 1988. 试论上扬子地台的峨眉地裂运动[J]. 地质论评, 34(1): 11-24.
- 骆耀南. 1985. 中国攀枝花-西昌古裂谷带[C]//张云湘. 中国攀西裂谷文集 1. 北京: 地质出版社: 1-25.
- 毛光周, 刘池洋. 2011. 地球化学在物源及沉积背景分析中的应用[J]. 地球科学与环境学报, 33(4): 337-348.
- 莫光员, 黎富当. 2015. 贵州威宁黑石头玄武岩型铍钼矿床地质特征[J]. 有色金属文摘, 30(4): 26-29.
- 潘杏南, 赵济湘, 张选阳, 等. 1987. 康滇构造与裂谷作用[M]. 重庆: 重庆出版社: 1-298.
- 潘杏南, 赵济湘. 1986. 峨眉山玄武岩是裂谷成矿期产物[J]. 四川地质学报, 1: 75-80.
- 四川省地质矿产勘查开发局四〇五地质队. 2022. 峨眉山大火成岩省攀西地区火山沉积-表生淋积型铍等战略性矿产调查报告[R].
- 宋谢炎, 王玉兰, 曹志敏, 等. 1998. 峨眉山玄武岩、峨眉山地裂运动与幔热柱[J]. 地质地球化学, 1: 47-52.
- 孙自明, 卞昌蓉, 刘光祥. 2023. 峨眉山地幔柱主要研究进展及四川盆地二叠纪成盆动力学机制[J]. 现代地质, 37(5): 1089-1099.
- 田亚洲, 聂爱国, 祝明金, 等. 2011. 贵州晴隆大厂层中段玄武岩质砾岩与锑矿成矿关系研究[J]. 贵州大学学报(自然科学版), 28(5): 25-38.
- 涂光炽, 高振敏, 胡瑞忠, 等. 2004. 分散元素地球化学及成矿机制[M]. 北京: 地质出版社: 368-395.
- 万全, 杨强, 刘勇强, 等. 2021. 矿产资源工业要求参考手册[M]. 北京: 地质出版社: 209, 235, 255.
- 王甘露, 朱笑青, 叶帆. 2009. 界面矿床与峨眉山玄武岩[J]. 矿产与地质, 23(3): 204-209.
- 王立亭, 陆彦邦等, 赵时久. 1994. 中国南方二叠纪岩相古地理与成矿作用[M]. 北京: 科学出版社: 72-102.
- 王敏芳, 黄传炎, 徐志诚, 等. 2006. 综述沉积环境中古盐度的恢复[J]. 新疆石油天然气, 2(1): 9-12, I.
- 王汝成, 车旭东, 郭斌, 等. 2020. 中国铍钼锆铅资源[J]. 科学通报, 65(33): 3763-3777.
- 王瑞华, 谭钦银, 付建元, 等. 2011. 峨眉山地幔柱沉积-构造演化及沉积响应[J]. 地学前缘, 18(3): 201-210.
- 王中刚, 于学元, 赵振华, 等. 1989. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社: 321-342.
- 文俊, 刘治成, 赵俊兴, 等. 2022. 川南沐川地区宣威组底部铍-稀土多金属富集层富集规律、沉积环境与成矿模式[J]. 地质学报, 96(2): 592-615.
- 肖龙, 徐义刚, 何斌. 2003. 峨眉山地幔柱-岩石圈的相互作用: 来自低钛和高钛玄武岩的 Sr-Nd 和 O 同位素证据[J]. 高校地质学报, 9(2): 207-217.
- 熊国庆, 江新胜, 蔡习尧, 等. 2010. 藏南白垩系泥、页岩微量、稀土元素特征及氧化-还原环境分析[J]. 地球科学进展, 25(7): 730-745.
- 徐小涛, 邵龙义. 2018. 利用泥质岩化学蚀变指数分析物源区风化程度时的限制因素[J]. 古地球学报, 20(3): 515-522.
- 徐义刚. 2002. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应[J]. 地学前缘

- (中国地质大学, 北京), 9(4): 341–353.
- 徐义刚, 钟孙霖. 2001. 峨眉山火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件[J]. 地球化学, 30(1): 1–9.
- 徐义刚, 钟玉婷, 位荀, 等. 2017. 二叠纪地幔柱与地表系统演变[J]. 矿物岩石地球化学通报, 36(3): 359–373.
- 严再飞, 黄智龙, 许成, 等. 2006. 峨眉山二滩玄武岩地球化学特征[J]. 矿物岩石, 26(3): 77–84.
- 杨瑞东, 王伟, 鲍森, 等. 2006. 贵州赫章二叠系玄武岩顶部稀土矿床地球化学特征[J]. 矿床地质, 25(S1): 205–208.
- 杨守业, 李从先. 1999. REE 示踪沉积物物源研究进展[J]. 地球科学进展, 14(2): 164–167.
- 杨铸生, 段惠敏, 王秀京. 2007. 四川攀西地区铌钽矿床的地质特征及找矿方向[J]. 四川地质学报, 27(4): 248–254.
- 尹福光, 罗亮, 任飞. 2022 再造西南“三江”造山带洋陆转换过程中的构造与古地理[J]. 地质通报, 41(11): 1899–1914.
- 俞缙, 李普涛, 于航波. 2009. 靖西三合铝土矿微量元素地球化学特征与成矿环境研究[J]. 河南理工大学学报(自然科学版), 28(3): 289–293.
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 1988. 攀西裂谷[M]. 北京: 地质出版社: 1–466.
- 张招崇, 侯通, 程志国. 2022. 大火成岩省的成矿效应[J]. 地质学报, 96(1): 134–154.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽. 2005. 峨眉山大火成岩省中苦橄岩: 地幔柱活动证据[J]. 矿物岩石地球化学通报, 24(1): 17–22.
- 周德忠, 杨国桢, 毛健全. 1980. 贵州晴隆大厂火山沉积–构造改造铋矿床地质特征及成因分析[J]. 贵州工学院学报, (1): 1–18.
- 周桃秀, 鲁连仲, 张秉铭. 1986. 四川二叠纪峨眉山玄武岩的古地磁极性研究[J]. 地质论评, 32(5): 465–469.
- 左群超, 叶天竺, 冯艳芳, 等. 2006. 中国陆域 1 : 25 万分幅建造构造图空间数据库[DB/OL]. 中国地质调查局发展研究中心. (2018-09-10) [2022-12-26]. <http://dcc.ngac.org.cn/geologicalData/rest/geologicalData/geologicalDataDetail/8adaef963f2eb2a0163f335b7600019>.