

牦牛坪超大型稀土矿床深部矿化的浅部表征

许德如^{1,2}, 焦骞骞^{3*}, 陈根文^{2*}, 杨建星², 单强², 王飞荣⁴, 周红武⁴

1. 东华理工大学, 核资源与环境国家重点实验室, 南昌 330013; 2. 中国科学院 广州地球化学研究所, 中国科学院 矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640; 3. 昆明理工大学 国土资源工程学院, 昆明 650093; 4. 江西省煤田地质勘察研究院, 南昌 330013

摘要: 位于青藏高原东部冕宁-德昌稀土成矿带上的牦牛坪超大型稀土矿床是世界第三大碳酸岩型稀土矿床。然而, 由于多年的开采, 地表稀土矿储量不断减少, 急需在矿区深部及外围寻找新的资源, 以保证 REE 矿产资源供给安全。在详细地质调查的基础上, 基于地表蚀变矿物组成和地球化学指标, 结合深部地球物理特征, 构建矿区三维地质模型, 探讨 REE 深部矿化在浅部的响应特征。结果表明深大断裂附近的走滑断裂, 高稀土含量的碱性岩-碳酸岩组合, 霓长岩化和碳酸盐化的围岩蚀变, Ba、Na、Sr 等微量元素高含量的方解石, 以及可控源音频大地电磁测深 (CSAMT) 呈线型分布的低阻异常是深部存在 REE 矿化的重要浅部标志。地下深部 500 m 以下到 1000 m 仍有较大的找矿潜力。

关键词: 蚀变矿物; 深大断裂; 霓长岩化; CSAMT; 牦牛坪稀土矿床

中图分类号: P612 文章编号: 1007-2802(2022)03-0474-14 doi: 10.19658/j.issn.1007-2802.2022.41.039

Shallow Response to the Deep REE Mineralization in the Maoniuping Giant REE Deposit in the Eastern Tibet Plateau

XU De-ru^{1,2}, JIAO Qian-qian^{3*}, CHEN Gen-wen^{2*}, YANG Jian-xing², SHAN Qiang²,
WANG Fei-rong⁴, ZHOU Hong-wu⁴

1. State Key Laboratory for Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, China; 2. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; 3. College of Land and Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China; 4. Coalfield Geological Survey Institute of Jiangxi Province, Nanchang 330013, China

Abstract: The Maoniuping REE deposit, located in the Mianning-Dechang REE metallogenic belt in the eastern Tibetan Plateau, is ranked the third one of carbonatite-type REE deposits in the world. However, the REE resources in the shallow level are rapidly decreased because of mining in many years. Therefore, it is urgently needed to carry out the exploration of REE resources in the depth and periphery of the deposit in order to ensure the REE resource security supply. Based on the data integration of the detailed geological survey, the mineral components and geochemical characteristics of surface far-field alteration minerals, and geophysical characteristics for geological bodies in the depth, a three-dimensional geological model for the deposit has been constructed to explore the shallow response of the REE mineralization in the deep part of the deposit. The results suggest that the strike-slip faults near the major deep faults, the alkaline intrusion and carbonatite complex with high REE concentration, the wall rock alteration of fenitization and carbonation, the calcite enriched in trace elements of Ba, Na and Sr, and the linear distributed low resistivity anomalies shown by the CSAMT survey could be the shallow indications for the REE mineralization in the deep part of the deposit. There is relatively good prospecting potential for the REE resource in the deep part of the deposit with depths vary from 500 m to 1000 m.

Key words: alteration minerals; deep major fault; fenitization; CSAMT; Maoniuping REE deposit

收稿编号: 2022-034, 2022-3-8 收到, 2022-4-20 改回

基金项目: 国家重点研发计划项目 (2017YFC0602302); 国家自然科学基金资助项目 (41930428, 41902086)

第一作者简介: 许德如 (1966-), 男, 教授, 从事大陆边缘构造与成矿学研究。E-mail: xuderu@gig.ac.cn.

* 通信作者简介: 焦骞骞 (1986-), 男, 博士, 从事构造地质学教学与科研。E-mail: 289284567@qq.com.

陈根文 (1964-), 男, 博士, 研究员, 从事岩石学及矿床学研究。E-mail: chengw@gig.ac.cn.

0 引言

位于青藏高原东部的川西冕宁-德昌稀土成矿带是中国最重要的稀土元素成矿带之一。该带呈北向展布,北起四川冕宁,经西昌、德昌,南至攀枝花,长约 270 km,宽 15 km。该带上已发现众多大型、超大型和一系列中小型稀土矿床(点),稀土资源量超过 300 万吨。其中,牦牛坪超大型稀土矿床是世界第三大碳酸岩型稀土矿床,其 REO 量约 120 万吨,品位 2.89%;大陆槽大型稀土矿床,其 REO 量约 87 万吨,品位 5%;中小型的木落寨和里庄稀土矿床,其 REO 量分别约为 10 万吨和 0.57 万吨,品位分别达 3.97% 和 2.38%;另外还发育有大量的稀土矿化点(Liu and Hou, 2017)。近年来,随着地表稀土矿的不断开采,可采储量在不断减少,特别是牦牛坪矿床,急需在矿区深部及外围寻找新的矿体,以保证稀土矿产供给安全。前人利用锆石 U-Pb、氟碳铈矿 Th-Pb 定年、金云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 等同位素年代学方法对冕宁-德昌稀土成矿带内各矿床的形成时代进行了研究,结果发现牦牛坪、里庄和木落寨的成矿年龄相近,集中在 25~29 Ma(田世洪等,2008; Liu et al., 2015; Ling et al., 2016; 刘琰等,2017)。可见,这些稀土矿床在成因上与喜马拉雅期印度板块和欧亚板块的碰撞有关,受碰撞带上的一系列新生代走滑断裂系统控制,成矿作用与其中发育的碳酸岩-碱性岩杂岩体有密切联系,是同一断裂系统在 25 Ma 左右发生构造活动导致来自深部的交代富集地幔岩浆流体侵入,并最终在构造系统的合适部位沉淀富集而形成的(田世洪等,2008)。对于牦牛坪矿区的火成碳酸岩,是大陆下部岩石圈地幔(SCLM)发生部分熔融产生的富碳酸盐岩浆及其相关的富 Na⁺、K⁺、Ba²⁺、F⁻、(SO₄)²⁻、F⁻ 和 Cl⁻ 流体发生沉淀形成的(Xu et al., 2008)。另外,前人对牦牛坪矿床不同成矿阶段的流体包裹体的研究,并结合萤石、方解石等矿物的地球化学特征,结果指示不同矿化阶段流体的温度、盐度、气体成分、C-O 同位素等都有明显差异(Hou and Cook, 2009; Xu et al. 2012; Xie et al., 2015; Zheng and Liu, 2019; Liu et al., 2019)。然而,对于流体运移相关的深部构造及动力学环境研究则相对薄弱。正确理解包括流体动力学在内的控制深部矿化定位的因素是减少深部找矿勘探风险的重要环节(Chi et al., 2022)。因此,本文在详细的地表地质调查的基础上,通过地表蚀变矿物的组成和地球化学指示,结合地球物理深部探测(CSAMT 法),进行三维地质建模,探讨

牦牛坪稀土矿深部矿化的浅部表征,为下一步的深边部找矿工作提供参考。

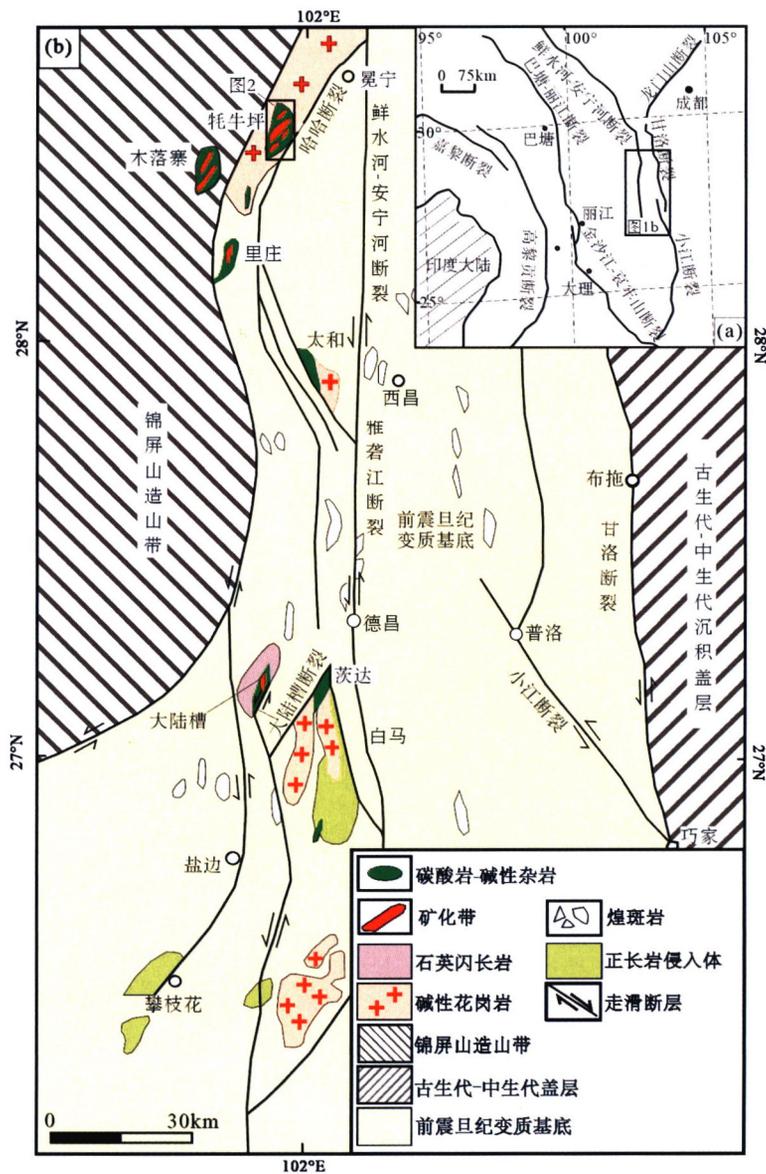
1 区域地质特征

冕宁-德昌稀土成矿带在大地构造位置上处于扬子板块西缘(侯增谦等,2008),经历了复杂的构造演化。该区在元古代表现为岩石圈增生,形成变质基底,并被显生宙碳酸盐岩覆盖(骆耀南等,1998)。古生代-中生代为被动大陆边缘环境,至中二叠世伴随着地幔柱活动,形成了近南北向展布的攀西古裂谷。新生代(60~45 Ma)由于印度-亚洲大陆的大规模碰撞,导致在青藏高原东侧形成碰撞造山带,即锦屏山造山带,并形成一系列新生代走滑断裂调节和吸纳了印度与欧亚大陆碰撞产生的应力应变。包括西部环绕东构造结的嘉黎和高黎贡断裂带;中部的巴塘-丽江和金沙江-哀牢山断裂带,前者呈南北向右行走滑,后者呈北西向左行走滑,分别为东侧扬子陆块与西侧羌塘地体的边界断裂带,东部的鲜水河-安宁河和小江走滑断裂带(图 1a, Wang et al., 2001)。沿着这些走滑断裂形成了半连续的钾质火成岩区,形成了中国最具价值的金属成矿省,包括沿金沙江-哀牢山带分布的与新生代拉张盆地有关的富碱侵入岩及其所控制的 Cu-Mo-Au 多金属矿床(王璇等,2018),以及碰撞期间再活动的雅砻江断裂和安宁河断裂为界出露的碳酸岩-碱性杂岩带及其控制的 REE 矿床,即冕宁-德昌稀土成矿带(Hou and Cook, 2009)。

2 浅部构造对矿化的表征

牦牛坪矿区地层主要分布于矿区东部,包括泥盆系-二叠系的变质沉积岩和玄武岩,厚约 1100 m;变质沉积岩西侧遭受强烈糜棱岩化的流纹岩带,顺剪切面理(Sc)有大量长英质脉和方解石脉侵入。除此之外,矿区还有大量的第四系沉积物沿山麓和沟谷分布,为废弃矿石和黄土堆积。矿区中有大量岩浆岩体出露,包括矿区西部呈南北向侵入的燕山期碱性花岗岩体,长 90 km,宽 6~14 km,可细分为 3 个亚类;矿区中部侵位于花岗岩体和糜棱岩化流纹岩之间的碳酸岩-正长岩杂岩体,也是主要的含矿岩石单元(图 2a)。

矿区内已圈定百余个大小不等的 REE 矿体(REO>1%),较大的矿体有 1、2、16、17、18 号,均产于哈哈断裂破碎带中,较小的矿体分布于东、西两侧碱性花岗岩和糜棱岩化流纹岩的裂隙中(孙明全等,2017)。哈哈断裂穿过矿区,在矿区中部形成一



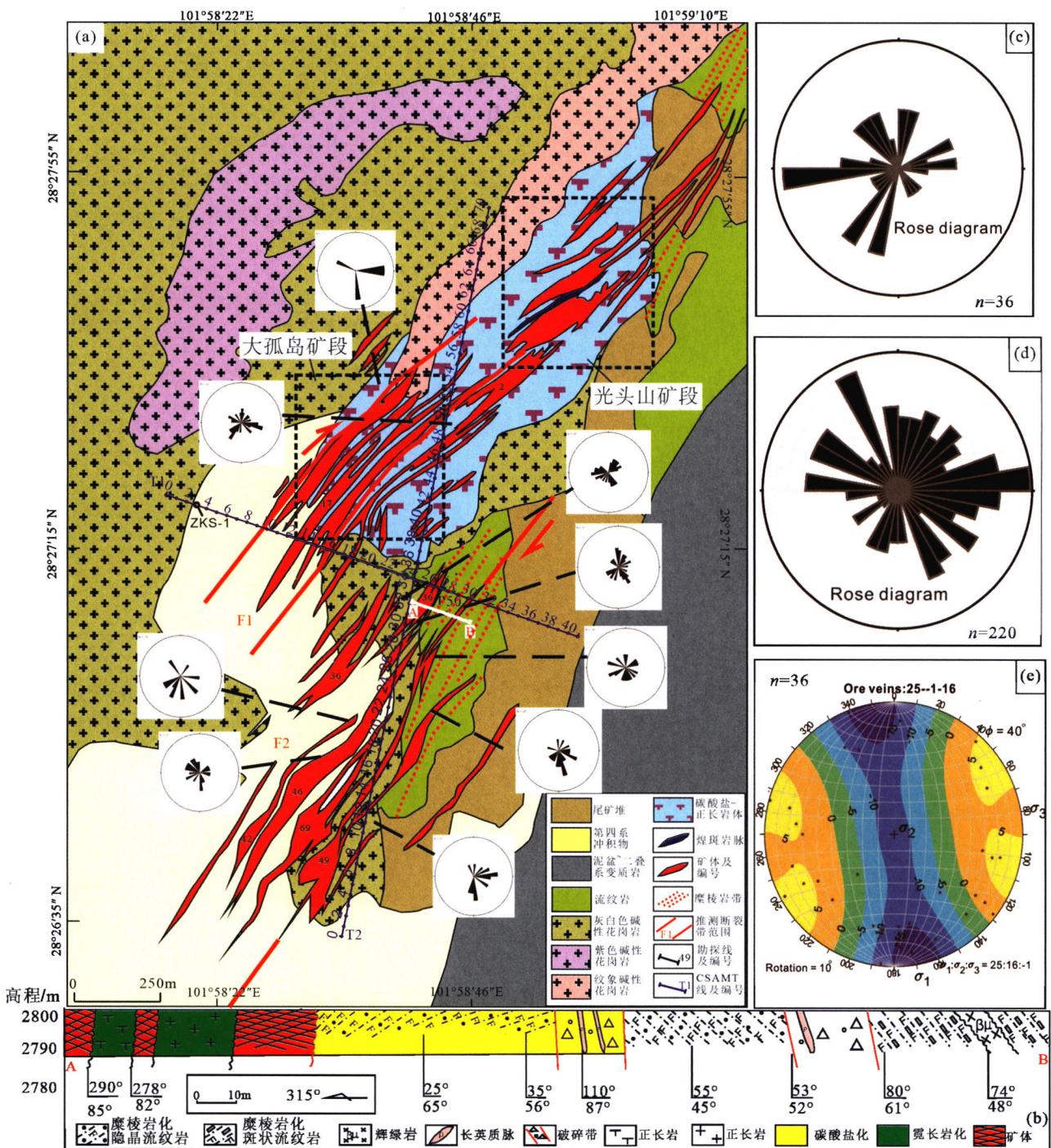
(a) 据 Wang 等(2001)修改; (b) 据袁忠信等(1995)修改

图1 青藏高原东部新生代构造纲要图(a)和川西喜马拉雅期受活化断层控制的碳酸岩-碱性杂岩体分布范围构造简图(b)

Fig. 1 A map of the Cenozoic tectonic outline in the eastern Tibetan plateau (a) and a tectonic sketch map showing the distribution of carbonatite-alkaline intrusion complexes controlled by the Himalayan reactivated faults in the western Sichuan (b)

个平面上呈S型的强烈剪切破裂带,破碎带南北长2.65 km、东西宽300~500 m。岩石破碎程度由碳酸岩-正长岩杂岩体向东西两侧依次减弱。牦牛坪矿区中矿体主要有脉状矿体(图3a、3b)和角砾岩型矿体(图3c)两类。脉状矿体根据脉宽及形态,又可分为大脉、细脉和网脉状矿体,其中以10~50 cm宽的细脉和网状脉矿体为主,主要发育在碳酸岩-正长岩杂岩体内部,在相邻的碱性花岗岩及糜棱岩化流纹岩中也有少量分布;而宽度大于10 m的大脉矿体则主要出现在流纹岩与碳酸岩-正长岩杂岩体的接

触部位。角砾型矿体主要见于英碱正长岩和大脉型矿体之间,不规则的正长岩围岩角砾被矿脉胶结,表明矿体形成时间晚于围岩。矿体外围发育明显的围岩蚀变分带,包括霓长岩化蚀变带和碳酸盐化蚀变带。霓长岩化蚀变带位于矿体外围,与矿体关系最为密切。碳酸盐化蚀变带位于霓长岩化蚀变带外围,整体呈白色。碳酸盐化学性质活泼,蚀变范围较大,可达10~20 m,在英碱正长岩、流纹岩、碱性花岗岩中均有出现,因此是重要的找矿标志(图2b、3d)。



对矿区 9 个点(图 2a) 共计 36 条含矿脉(图 2c)、220 条节理(图 2d) 构造裂隙进行统计, 结果显示主要有三组: 近南北向、北东向和北西西向, 其中北东向为最主要的裂隙构造。构造应力分析表明(图 2e), 矿区内与北西-南东向张应力有关的断裂构造为稀土矿脉的主控矿构造。除北东向构造外, 矿区还存在多组其它方向的节理构造, 并

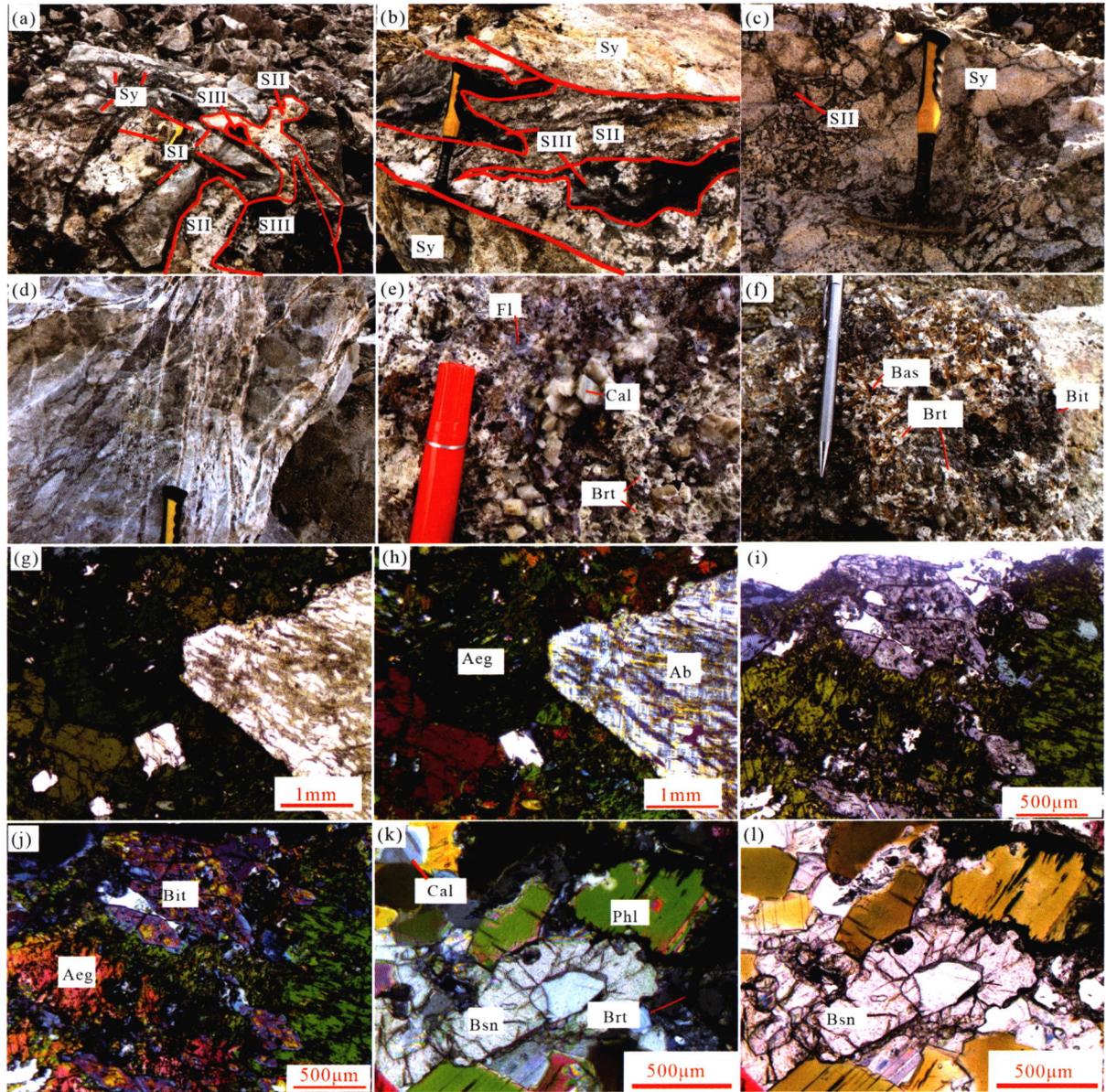
且局部岩石极其破碎, 推测是矿区内发生爆破角砾岩筒作用所致, 其规模较大陆槽矿床小得多。另外, 矿区内矿体多倾向北西, 倾角 65~80° 之间, 剖面上局部表现为向下的筒状。因此, 牦牛坪矿床可能并非过去认为的热液+断裂的控矿体系, 而应是“构造破碎带+爆破角砾岩”的构造样式(杨建星, 2020)。

3 矿物化学特征对矿化的表征

大脉型矿体中矿物有明显的分带特征,从围岩向脉体中心可分为3个带(图3a):霓石-霓辉石+辉石+钠铁闪石;方解石+重晶石±钠长石±透长石±萤石±霓石-辉石±钠铁闪石±氟碳铈矿±石英(图3e);氟碳铈矿+钠铁闪石+金云母±霓石-霓辉石±萤石±方解石±重晶石±钠长石±透长石(图3f)。在细脉型

矿体中也发育相应的分带,但不完整(图3b、3c)。根据以上3种矿物组合可分为3个成矿阶段:S I 霓长岩化阶段,S II 方解石-重晶石阶段和 S III 钠铁闪石-氟碳铈矿阶段(图3a)。

在矿相学观察基础上(图3g~3l),利用电子探针(EPMA)对矿石中的霓石-霓辉石、钠铁闪石、长石、云母等矿物的地球化学特征进行分析测试,结果见表1。测试工作在东华理工大学核资源与环境



(a)霓长岩化正长岩中大脉状矿体的矿化分带,矿脉分为完整的3阶段;(b)正长岩中细脉状矿体的矿化分带,仅见S II和S III,缺少S I阶段矿物;(c)角砾状矿体,角砾为正长岩,S III阶段矿物胶结角砾;(d)碳酸盐化流纹岩;(e)S II阶段矿物组合,方解石+重晶石+萤石;(f)S II阶段矿物组合氟碳铈矿+钠铁闪石+重晶石;(g-j)S I阶段伟晶状霓石-霓辉石+斜长石+钠铁闪石显微照片;(k)(l)S III阶段氟碳铈矿+金云母+方解石+重晶石矿物组合显微照片。(h)(j)(k)为正交偏光照片;(g)(i)(l)为单偏光照片。岩石、矿物及矿物组合符号:Sy—正长岩;Cal—方解石;Bsn—氟碳铈矿;Brt—重晶石;Rit—钠铁闪石;Fl—萤石;Aeg—霓石-霓辉石;Ab—钠长石;Phl—金云母;S I—霓长岩化期矿物组合;S II—方解石-重晶石期矿物组合;S III—钠铁闪石-氟碳铈矿期矿物组合

图3 牦牛坪稀土矿床矿体和矿石特征

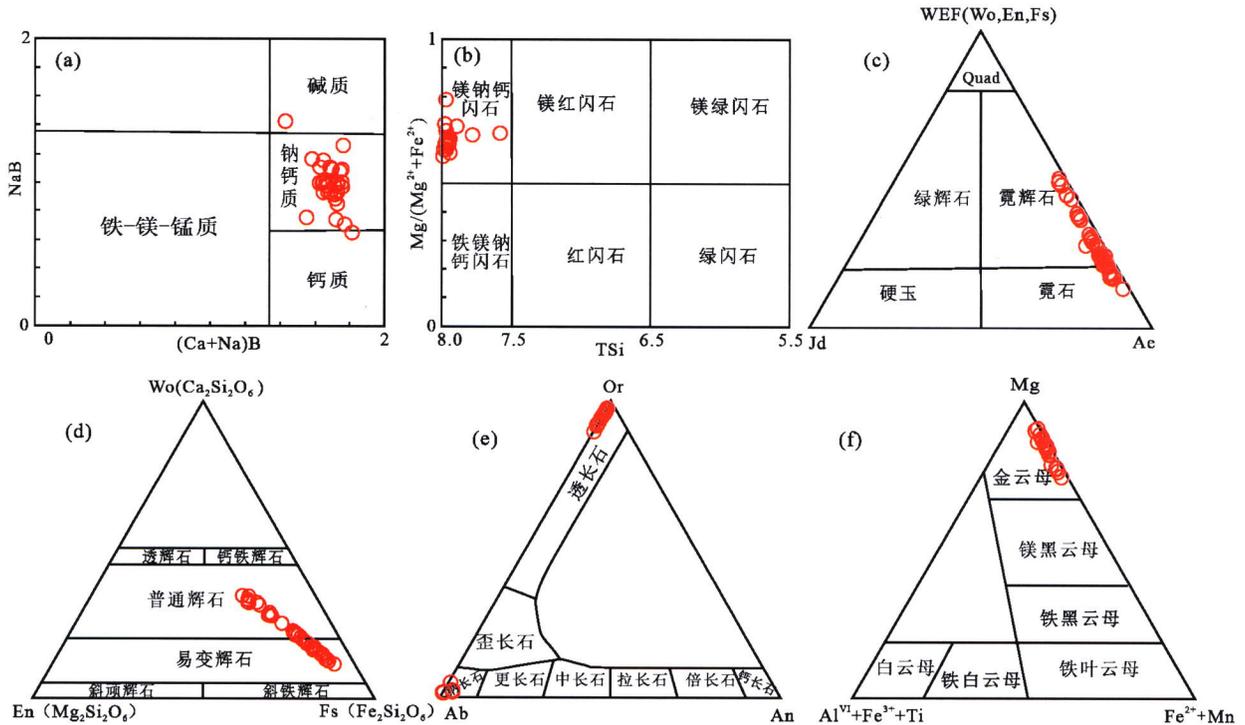
Fig. 3 The characteristics of orebodies and ores in the Maoniuping REE deposit

国家重点实验室进行,分析仪器为 JXA-8230,其工作加速电压为 15 kV,二次电子分辨率为 6 nm,束斑直径 1 μm,自动全元素定性分析时间约为 60 s,检测限为 0.1%。主量元素分析精度大于 1%。

矿物化学组成分析表明,矿石中的钠铁闪石为镁钠钙闪石(图 4a、4b);霓石-霓辉石中 Wo 含量 8.74%~36.20%,En 含量 5.37%~24.58%,Fs 含量 39.22%~85.89%,属于普通辉石和易变辉石(图

4c、4d);碱性长石中 Or 含量为 93.50~98.10,Ab 含量为 1.90~6.50,An 含量为 0,为透长石(图 4e);斜长石中 Ab 为 99.10~99.50,Or 为 0.50~0.80,An 为 0~0.10,为钠长石(图 4e);云母按 22 个 O 原子进计算,全部为金云母(图 4f)。

氟碳铈矿是主要的稀土矿物,而方解石与成矿关系密切,因此利用 LA-ICP-MS 对氟碳铈矿、方解石的微量元素地球化学组成进行分析。测试在广



(a)(b)底图据 Leake 等(1997);(Ca+Na)B=B 位置上的 Na 和 Ca,TSi=分子式中的 Si;(c)(d)底图据 Morimoto(1988); Quad 代表 Ca-Mg-Fe 辉石的范围,Jd=硬玉端元,Ae=霓石端元;(e)底图据斯是琴和李鸿超(1984);Or=Orthoclase(正长石端元), Ab=Albite(钠长石端元),An=Anorthite(钙长石端元);(f)底图据 Foster(1960)

图 4 矿物分类图解

Fig. 4 Diagrams for classifications of various minerals

表 1 矿石中主要矿物的化学成分

Table 1 Chemical compositions of major minerals in ores

(%)

矿物(测点数)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TFeO	MnO
钠铁闪石(31)	50.20~55.27	0.004~0.304	0~3.312	8.57~17.74	0.13~0.94
霓石-霓辉石(39)	51.57~53.19	0.01~0.17	0.27~0.65	17.93~26.96	0.14~0.70
云母(21)	42.39~48.86	0.22~1.04	6.23~9.06	3.22~9.70	0.01~0.38
长石(20)	62.61~68.62	0~0.01	17.24~20.23	0.05~0.31	0~0.02
矿物(测点数)	K ₂ O	MgO	NaO	CaO	总和
钠铁闪石(31)	0.08~1.62	10.96~17.98	5.52~7.50	2.42~6.36	90.92~97.05
霓石-霓辉石(39)		2.01~6.55	5.88~10.47	4.75~13.43	92.18~98.37
云母(21)	9.90~10.86	19.24~23.07	0.02~0.15		92.77~97.02
长石(20)	0.09~16.69	0~0.02	0.22~12.06	0~0.02	95.79~100.31

表 2 方解石和氟碳铈矿稀土元素含量
Table 2 REE contents in calcites and bastnaesites

样品	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
(×10 ⁻⁶)																
岩类方解石(第二类)																
19M-09-2	87.2	370	754	92.4	356	47.2	12.0	31.6	3.44	16.7	3.00	7.99	1.10	6.76	0.89	1702
19M-09-6	82.2	468	945	107	427	49.6	12.4	36.0	3.38	15.8	2.77	7.84	1.02	6.66	0.99	2084
不成矿岩类方解石(第三类)																
19M-2T-2	2.76	33.1	37.7	3.21	9.01	0.78	0.14	0.72	0.05	0.45	0.08	0.24	0.02	0.31	0.02	85.9
19M-2T-5	3.02	20.5	35.4	3.33	9.48	0.81	0.23	0.61	0.09	0.63	0.10	0.26	0.01	0.18	0.03	71.7
热液方解石(第一类)																
19M-22-4	241	94.0	290	46.2	216	52.0	15.9	45.7	6.57	36.2	7.25	19.7	2.76	18.3	2.42	853
19M-17T-4	169	83.8	273	43.1	203	49.6	13.8	41.6	5.53	29.4	5.94	15.4	2.38	16.4	2.46	785
19M-17T-1	201	122	377	57.3	275	61.9	17.1	51.5	6.55	34.1	6.49	17.3	2.38	16	2.22	1047
CM35-1-Cal6	154	244	616	83.0	353	68.0	16.8	46.5	5.45	29.5	5.66	15.4	2.01	14.4	1.6	1502
CM18-3-Cal3	175	115	381	60.1	287	65.4	17.7	49.6	6.74	32.5	6.45	16.5	2.25	15.4	2.09	1057
CM59-1-Cal4	101	149	520	73.0	301	51.4	13.7	36.9	4.13	20.9	3.75	9.99	1.32	9.82	1.41	1196
CM35-1-Cal2	141	217	539	72.4	298	63.6	17.7	43.4	6.06	31.8	5.2	14.5	2.49	14.1	1.9	1326
CM59-1-Cal6	93.5	273	639	85.8	313	49.5	13.6	36.6	3.85	19.7	3.64	9.72	1.20	8.90	1.27	1459
CM18-2-Cal3	155	148	466	71.5	335	72.1	19.6	49.8	6.20	32.0	5.85	15.4	2.03	12.8	1.76	1238
CM59-1-Cal3	123	239	661	90.2	369	58.0	15.4	42.3	4.56	23.7	4.75	11.6	1.63	11.0	1.68	1534
CM59-1-Cal2	110	191	558	76.6	313	50.9	13.6	37.1	4.09	20.0	4.09	10.2	1.28	9.86	1.54	1292
CM59-1-Cal5	99.1	237	650	89.1	347	51.7	13.7	36.0	3.99	20.3	3.82	9.59	1.31	8.63	1.26	1473
CM18-2-Cal6	164	86.5	322	53.4	259	64.9	18.6	50.4	6.64	34.8	6.45	15.2	2.09	13.9	1.66	935
氟碳铈矿																
19M-17T-B	373	262 553	22 742	66 859	4145	550	1490	62.7	169	12.0	30.0	1.08	4.41	0.35	0.09	597 950
CM18-2-B4	175	231 761	18 270	50 821	2735	361	1137	40.2	108	6.59	19.6	0.43	1.46	0.10	0.19	556 499
CM18-3-B1	224	255 632	20 564	58 120	3360	467	1311	55.1	132	7.90	23.1	0.52	1.98	0.12	1.65	591 375
CM35-1-B5	311	253 736	20 663	63 437	3952	523	1555	67.1	168	12.21	30.2	0.96	3.16	0.19	2.55	594 448

州市拓岩检测技术有限公司进行,采用 NWR193UC 激光剥蚀系统,该系统由 NWR193nmARF 准分子激光器和光学系统组成,ICP-MS 型号为 iCAPRQ。本次分析的激光束斑、能量和频率分别为 30 μm、5 J/cm² 和 8 Hz。单矿物微量元素采用玻璃标准物质 (NIST610、NIST612 和 BN-VO-2G) 进行多外标单内标校正。原始数据的离线处理利用 ICPMSDataCal 完成。分析结果(表 2、3)显示,氟碳铈矿配分曲线显示极度右倾(图 5a),其 ΣREE 可达 556 499×10⁻⁶~597 950×10⁻⁶, LREE 为 555 186.0×10⁻⁶~596 181.0×10⁻⁶,其中 La、Ce 含量大于 200 000×10⁻⁶,是良好的矿物化学指示标志; LREE/HREE 为 322.75~422.71, La_N/Yb_N 值为 38 936.50~123 517.92,极度富集轻稀土。另外,相对于其他矿物,氟碳铈矿还富集 Th、U、Se、As、Ge、Ga; 而相对于方解石则贫 Sr 和 Ba。

野外对矿区碳酸岩进行详细观察,根据宏观特征可分为 3 类。第一类是大孤岛矿段的细脉状碳酸岩,脉宽多为 2~3 cm(图 3d),脉体边部有少量矿化,以钠铁闪石为主,可见氟碳铈矿;第二类位于光头山矿段,呈小岩脉、岩枝产出,小的露头在 1 m 左右,大的 5~10 m,重晶石化严重,氟碳铈矿少见,方解石颗粒粗大,似伟晶岩

表 3 方解石和氟碳铈矿微量元素含量
Table 3 Trace element contents in the calcite and bastnaesite

	Be	B	Na	Al	Si	P	Sc	Mn	Fe	Ga	Ce	As	Se	Sr	Cs	Ba	Pb	Th	U
岩类方解石(第二类)																			
19M-09-2	0	0.47	258.04	0	362.7	33.12	0.32	4097.15	2331.36	7.01	0.55	1.43	0.54	9924.26	0	50.12	74.8	0.01	0
19M-09-6	0	0.08	294.95	19.5	239.43	43.33	0	4851.16	2934.84	8.50	0.99	1.91	0.77	10690.50	0	123.16	95.38	0.01	0.04
不成矿岩类方解石(第三类)																			
19M-2T-2	0	0.06	15.22	0	96.44	6.37	0	552.69	1275.93	0.32	0	0	0.41	1335.65	0	3.01	12.7	0.01	0
19M-2T-5	0	0.06	9.65	0.15	297.1	4.65	0	547.12	1119.47	0.34	0.13	0.22	0	1336.99	0.01	1.68	9.02	0	0
热液方解石(第一类)																			
19M-22-4	0	0.14	174.82	0	626.91	20.94	1	6269.21	4437.24	2.90	0.69	0.48	1.13	6168.36	0	18.48	90.03	0.01	0
19M-17T-4	0	0	148.51	0	206.22	9.37	0	7508.82	4617.99	3.19	0.32	0.85	0	6831.88	0.01	34.01	75.92	0	0.01
19M-17T-1	0	0.14	191.04	0	376.63	15.95	0.15	7400.19	5173.19	3.81	0.31	0.75	0.32	7233.44	0.01	35.39	91.61	0.01	0.02
CM35-1-Cal6	0	0	243.93	0	231.58	9.95	0.4	6521.36	4837.54	6.06	0.57	1.43	1.06	8270.22	0	46.88	95.27	0.02	0
CM18-3-Cal3	0	0	181	0	478.21	27.67	0.41	7293.02	5503.97	3.93	0.23	0.76	1.86	8862.3	0	23.72	94.82	0.01	0.01
CM59-1-Cal4	0	0	168.06	0.08	333.61	30.5	0	5223.54	3770.98	6.38	0.76	1.49	0	7745.22	0	24.44	82.44	0	0
CM35-1-Cal2	0	0	207.86	0.12	108.49	16.57	0.49	7273.15	4683.29	5.06	0.56	1.54	1.36	8775.09	0	46.33	77.84	0.01	0.01
CM59-1-Cal6	0	0.29	260.19	0.13	209.18	38.2	0.16	5196.31	3473.82	7.62	1.55	2.25	0.34	7730.33	0.01	37.45	86.65	0.02	0
CM18-2-Cal3	0	0.06	183.57	0.14	324.72	39.09	0.54	6843.65	4352.85	4.51	0.47	0.99	0.79	9369.45	0	31.74	84.88	0.02	0
CM59-1-Cal3	0	0.16	217.04	0.19	204.88	35.51	0.54	5289.58	3769.66	7.55	0.31	2.44	2.81	8196.22	0	40.38	91.27	0.03	0.1
CM59-1-Cal2	0	0.3	180	0.26	209.9	20.72	0.3	5289.43	3791.37	6.19	1.24	1.11	0	7239.8	0	36.72	75.53	0.01	0
CM59-1-Cal5	0	0.09	227.06	2.87	992.25	37.91	0.25	4941.57	3908.21	6.45	1.38	1.61	1.22	7830.68	0.01	39.44	92.48	0.14	0.01
CM18-2-Cal6	0.37	0.09	464.94	32.25	1600.86	38.62	1.13	6902.34	5100.63	3.75	0.6	0.62	1.58	8832.76	0	22.46	84.48	0.01	0
氟碳铈矿																			
19M-17T-B	0.33	1.45	47.02	51.99	437.27	2.22	0.1	0.48	118.87	2628	100	189.3	61.96	313.92	0.03	12.34	53.97	2567	58.77
CM18-2-B4	1.49	0.76	2003.1	167.3	9674.95	1.93	1.54	28.6	1806.3	2364	77.05	170.7	48.03	378.91	0.06	4.19	7.25	2768	5.39
CM18-3-B1	0	0.53	34.32	0.04	976.03	0.96	0.03	0.09	0.93	2784	89.86	203.3	60.60	566.92	0	1.47	9.75	4626	4.44
CM35-1-B5	0.06	1.18	164	0.06	813.61	0.67	0	2.41	3.32	2302	95.83	222.6	69.61	352.95	0	0.44	3.07	1489	13.62

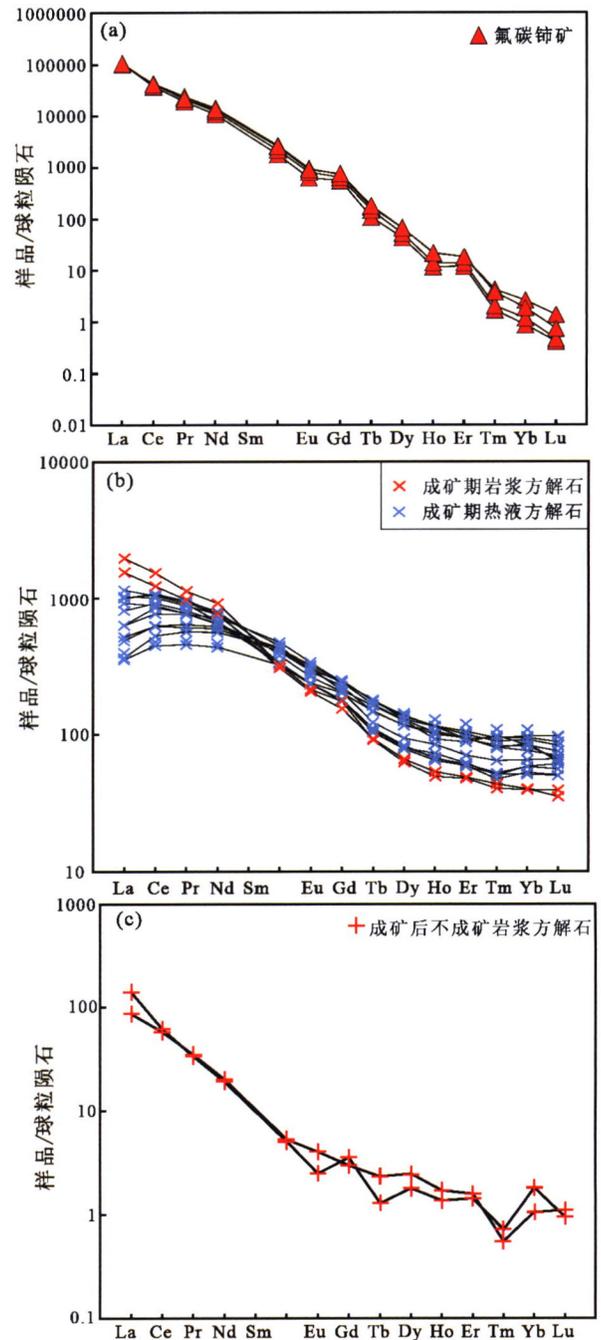
状; 第三类位于生活区后山上, 呈白色, 颗粒较小, 自形-半自形, 几乎不含矿, 局部节理发育, 风化后呈灰色。这三类方解石的 CaCO_3 含量为 93.91% ~ 97.64%, 差别不大, 而微量元素含量有较大差别(表 2、3)。

第一类细脉状碳酸岩的稀土配分型式最平坦(图 5b 中绿色), 部分与湖北庙垭碳酸岩中方解石的稀土配分型式相近 (La_N/Yb_N 为 1.6) (Xu et al., 2010), 可能为热液成因; 方解石的 ΣREE 为 $785 \times 10^{-6} \sim 1534 \times 10^{-6}$, LREE 为 $665.78 \times 10^{-6} \sim 1432.54 \times 10^{-6}$, HREE 为 $84.82 \times 10^{-6} \sim 138.81 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 5.59 ~ 16.36, La_N/Yb_N 为 3.66 ~ 22.03; 方解石的 Na ($148.51 \times 10^{-6} \sim 464.94 \times 10^{-6}$)、P ($9.37 \times 10^{-6} \sim 39.09 \times 10^{-6}$)、Mn ($4941.57 \times 10^{-6} \sim 7508.82 \times 10^{-6}$)、Fe ($3473.82 \times 10^{-6} \sim 5503.97 \times 10^{-6}$)、Ga ($2.90 \times 10^{-6} \sim 7.62 \times 10^{-6}$)、Sr ($6168.36 \times 10^{-6} \sim 9369.45 \times 10^{-6}$)、Ba ($18.48 \times 10^{-6} \sim 46.33 \times 10^{-6}$)、Pb ($77.53 \times 10^{-6} \sim 95.27 \times 10^{-6}$) 含量高且变化范围大。

第二类碳酸岩中方解石的 REE 配分曲线也呈右倾型(图 5b 中棕色), 方解石的 ΣREE 为 $1702 \times 10^{-6} \sim 2084 \times 10^{-6}$, LREE 为 $1630.81 \times 10^{-6} \sim 2009.334 \times 10^{-6}$, HREE 为 $71.45 \times 10^{-6} \sim 74.51 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 22.83 ~ 26.79, La_N/Yb_N 为 39.20 ~ 50.38。相对第一类热液方解石, 第二类方解石含有更多的 Na ($258.04 \times 10^{-6} \sim 294.95 \times 10^{-6}$)、P ($33.12 \times 10^{-6} \sim 43.33 \times 10^{-6}$)、Ga ($7.01 \times 10^{-6} \sim 8.50 \times 10^{-6}$)、Sr ($9924.26 \times 10^{-6} \sim 10690.50 \times 10^{-6}$)、Ba ($50.12 \times 10^{-6} \sim 123.16 \times 10^{-6}$), 而 Fe ($2331.36 \times 10^{-6} \sim 2934.84 \times 10^{-6}$)、Mn ($4097.15 \times 10^{-6} \sim 4851.16 \times 10^{-6}$) 低, 可能是与热液方解石同期的岩浆型方解石。

第三类碳酸岩中的方解石的稀土配分呈右倾型(图 5c), 与矿区氟碳铈矿的配分形式相比相对平缓。这类方解石的 ΣREE 为 $71.7 \times 10^{-6} \sim 85.87 \times 10^{-6}$, 比世界上碳酸盐平均值低了好几个数量级 ($> 5000 \times 10^{-6}$) (刘琰, 2017)。LREE 为 $69.76 \times 10^{-6} \sim 83.98 \times 10^{-6}$, HREE 为 $1.89 \times 10^{-6} \sim 1.90 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 比值为 36.74 ~ 44.51。 La_N/Yb_N 介于 77.41 ~ 82.50 之间, 与世界上大部分碳酸岩的 $\text{La}_N/\text{Yb}_N > 25$ 相似 (Chakhmouradian et al., 2017)。其它元素如 Mn ($547.12 \times 10^{-6} \sim 552.69 \times 10^{-6}$)、Fe ($1119.47 \times 10^{-6} \sim 1275.97 \times 10^{-6}$)、Na ($9.65 \times 10^{-6} \sim 15.22 \times 10^{-6}$)、P ($4.65 \times 10^{-6} \sim 6.37 \times 10^{-6}$)、Ga ($0.32 \times 10^{-6} \sim 0.34 \times 10^{-6}$)、Sr ($1335.65 \times 10^{-6} \sim 1336.99 \times$

10^{-6})、Ba ($1.67 \times 10^{-6} \sim 3.01 \times 10^{-6}$)、Pb ($9.02 \times 10^{-6} \sim 12.70 \times 10^{-6}$) 等含量相对偏低, 且变化小。



球粒陨石标准化值据 Sun 和 McDonough (1989)

图 5 矿物稀土配分曲线图

Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution patterns of various minerals

第一类热液型要比第二类岩浆型方解石的稀土元素含量低, 配分曲线平坦, 与典型的富集轻稀土方解石不同(刘琰, 2017)。这是由于该类方解石形成于氟碳铈矿之后, 而氟碳铈矿的结晶使得轻稀

土元素被强烈捕获,导致残余流体中轻稀土元素含量明显降低,所形成的方解石的稀土配分曲线也就相对平坦。第二类碳酸岩中的方解石有熔融和熔融-流体包裹体,说明为高温(600~800℃)、高压(>350 MPa)(Xie et al., 2015; Zheng and Liu, 2019)条件下的产物。此时氟碳铈矿还没有大量结晶,成矿流体中有较高的 REE,导致形成的碳酸岩 REE 含量也较高,为与矿化有密切关系的岩浆型碳酸岩。第三类碳酸岩中的方解石具有极度分异的配分模式(图 5c),反映碳酸岩熔体本身的 REE 就是轻重稀土严重分异的,其较低的稀土含量暗示可能为一期与成矿作用无关的岩浆型碳酸岩。

另外,整体上这三类方解石的稀土总量都与 Ba、Na、Sr、P 等微量元素有较好的正相关性(图 6),表明方解石中的 REE 富集与钠化、重晶石化蚀变密切相关。由于方解石中 Sr 含量相对较高,可以作为热液作用强度的判别元素。

4 深部含矿构造的地球物理表征

在矿区内布置了两条 CSAMT 测线 T1 和 T2,结果显示地球物理特征对深部构造有良好的指示。焦骞骞等(2021)对两条剖面特征进行了详细的描述。矿区内 REE 矿化的正长岩与灰白色花岗岩、紫红色花岗岩、糜棱岩化流纹岩和碳酸岩等岩石电阻率值具有明显的区别,REE 矿化的正长岩电阻率值相对较低,为 475~1504 Ωm,平均 997 Ωm (<1000 Ωm),而其它几种岩性岩石的视电阻率平均值都大于 2000 Ωm。

在 T1 线 CSAMT 二维反演电阻率剖面中,近地表显示出高阻异常和低阻异常相间分布的特点(图 7a)。其中,低阻异常带 5 个,分别与地表出露的 17 号、2 号、36 号和 49 号含矿断裂相吻合。另外,在 32~41 点之间海拔 2350~2550 m 范围内,还存在一个近于水平的低阻异常带 F,推测地表近于直立的

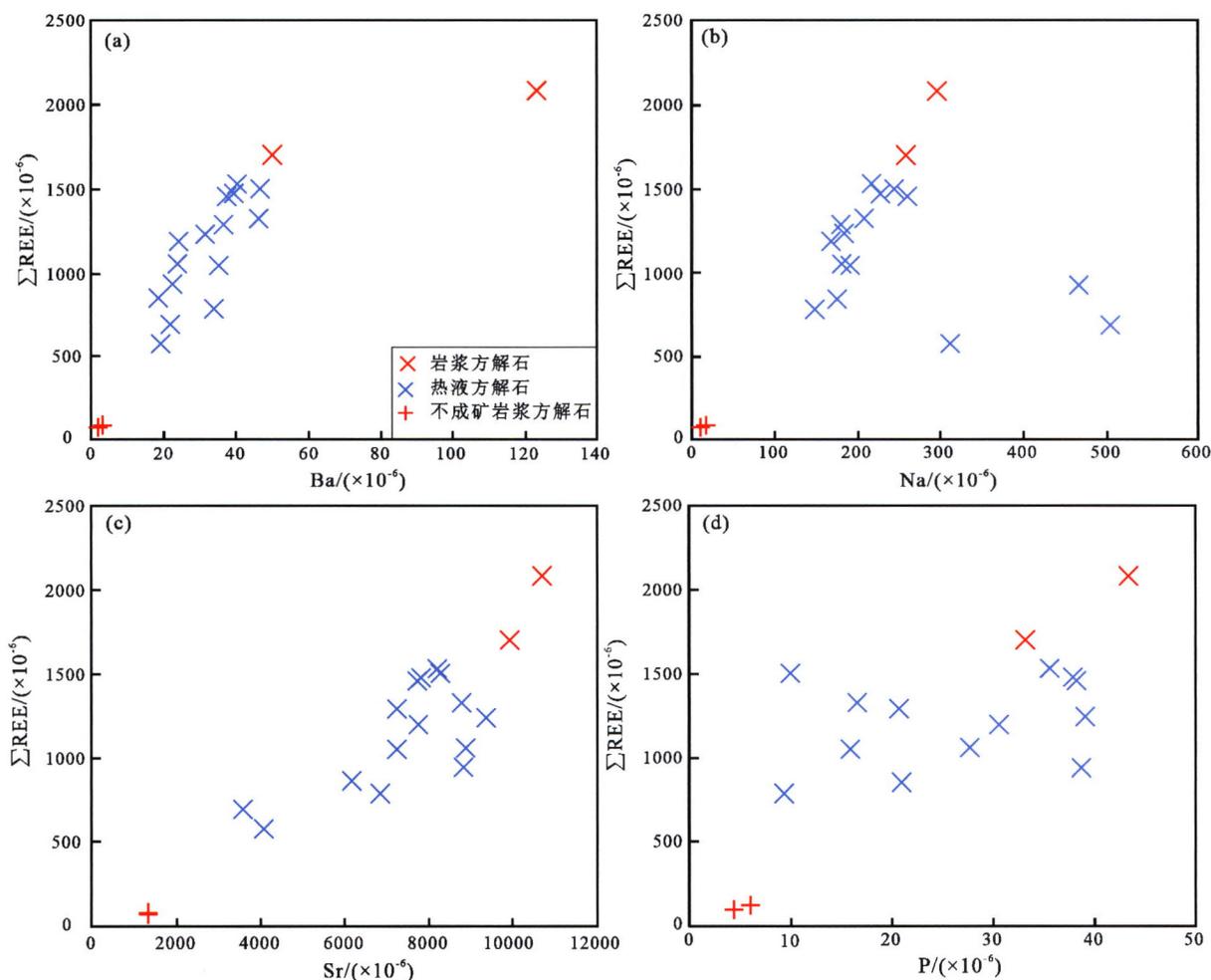
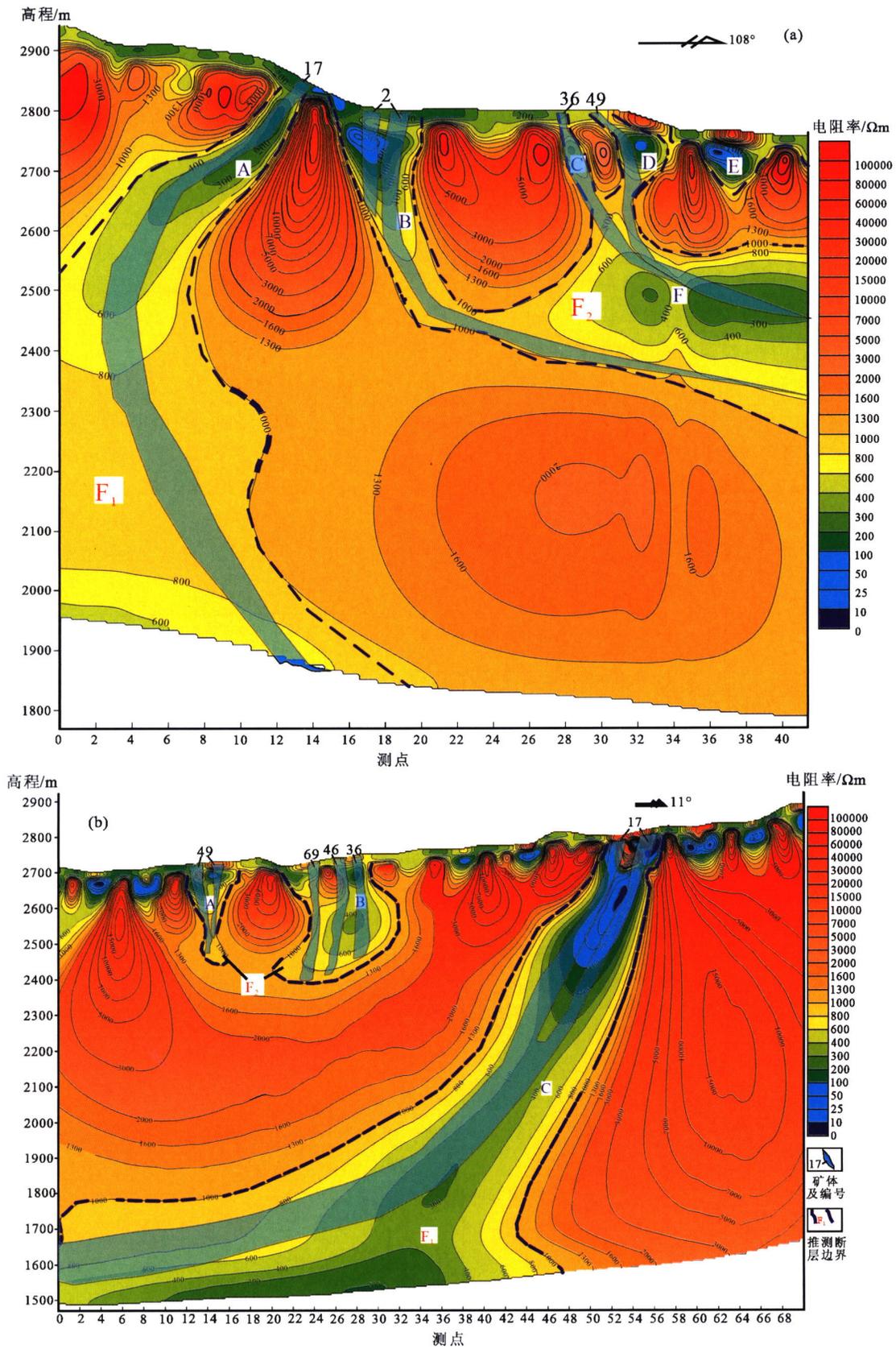


图 6 热液方解石稀土元素与微量元素散点图

Fig. 6 Scatter plots of ΣREE contents vs. contents of trace elements in hydrothermal calcites



据焦骞骞等 (2021)

图 7 T1(a) 和 T2(b) 线 CSAMT 2D 反演剖面 and 推测深部矿体特征

Fig. 7 The CSAMT 2D inversion profiles of the resistivity along the T1 (a) and T2 (b) survey lines with characteristics of suggested orebodies in the deep part of the Maoniuping deposit

低阻异常带 B、C 和 D 向下延伸到海拔 2600 m 左右与低阻异常 F 相交。在 T2 线 CSAMT 二维反演电阻率剖面中,有 3 个明显的低阻异常带,分别与 49 号矿体,69 号、46 号和 36 号矿体,以及 17 号矿体的含矿断裂相吻合(图 7b)。

根据 T1、T2 两条剖面的反演结果并结合地表含矿构造地质特征,推测在牦牛坪矿区中存在两条主要的控矿断层 F_1 和 F_2 ,矿体都位于 F_1 和 F_2 断裂及其分支断裂中,并导致低阻异常的出现(图 7)。控制 17 号矿体的 F_1 次级断裂在海拔 2500 m 之上向 W 陡倾,向下逐渐转向 E,倾角逐渐变缓。 F_2 断裂近地表的若干条陡倾次级断裂向下逐渐变缓,大约在海拔 2600 m 汇聚成一条断层,导致 T1 线上近水平的低阻异常带 F 出现。 F_1 和 F_2 断层向深部进一步延伸,倾角进一步变缓,有可能汇聚成为更高级别的断裂,即哈哈断裂的主干断裂(焦骞骞等,2021)。

5 矿区三维模型

根据矿区已有的钻孔资料并结合地球物理资料,运用 GEOVIA Surpac 三维地质绘图软件初步对矿区进行稀土矿化结构三维建模,以更直观的显示矿化体在三维空间的分布及深部潜力。

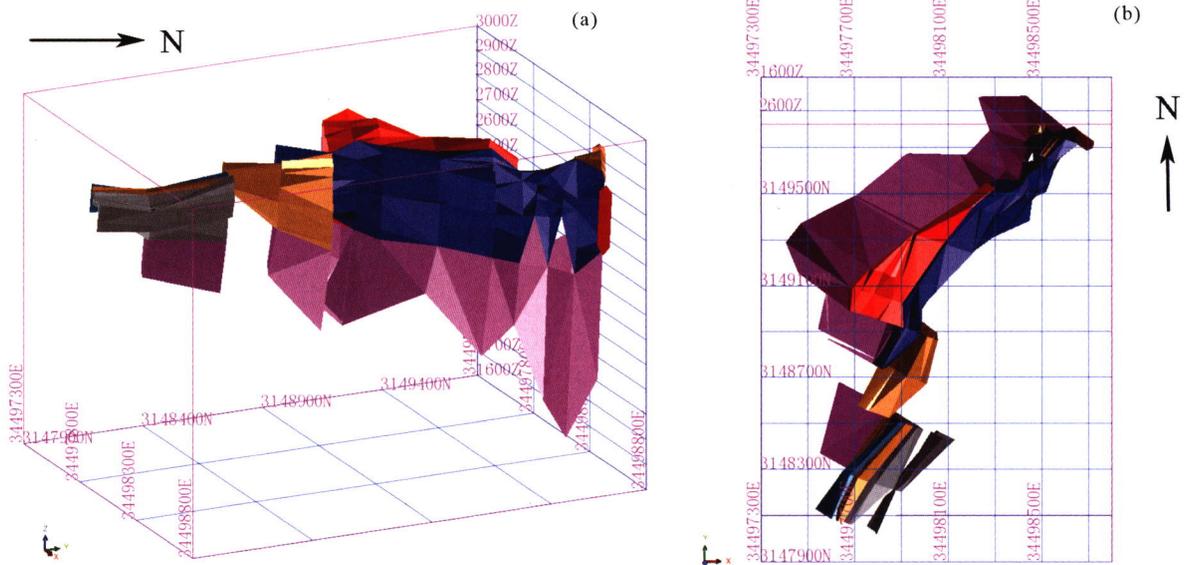
三维建模的具体步骤:用 Excel 录入钻孔数据(包括孔口坐标、测斜资料、矿体资料等)—打开

GEOVIA Surpac 软件新建数据库—定义数据库类型—导入钻孔数据—矿化岩体解译—创建三角网—实体模型,最终得到的结果如图 8 所示。

矿区主要结合 CSAMT 解译成果及典型钻孔剖面资料进行三维建模,得到数据采集区域约 1200 m 以上稀土矿化岩体模型。从模型来看,矿化岩体形态与揭露剖面信息基本吻合。受 F_1 断裂控制,呈条带状伸展,据 2018 年在 T1 线上新施工钻孔 ZKS-1 揭露,从地面标高 2900 m 左右到标高约 1800 m 均有稀土矿化岩体。综合地质钻孔资料及 CSAMT 数据分析,推测稀土矿化岩体往测区北东向及南西向都有延伸,同时标高 1800 m 往深部可能仍有稀土矿化岩体。

6 讨论

冕宁-德昌稀土矿化带上以牦牛坪超大型稀土矿为代表的碱性岩-碳酸岩型稀土矿矿床是构造-岩浆-流体等多种地质因素耦合的产物。其中 25~29 Ma 大陆下部岩石圈地幔(SCLM)发生部分熔融产生的富碳酸盐岩浆是成矿的物质基础。区域性的深大断裂(一级断裂)为成矿物质向地壳浅部输运提供了通道,使成矿物质能够从深部 20 km 运移到 8 km(田世洪等,2008)。而深大断裂旁侧次级断裂(二级断裂)使成矿流体在其中演化,并向有利于成矿的部位运移,从而控制矿床的产出,哈哈断



(a)XY 平面视角;(b)侧面视角

红、蓝、灰、橙色等部分为钻孔结合 CSAMT 解译成果绘制的不同矿化岩体,紫红色部分为矿化岩体往深部推测延伸情况。

图 8 矿床综合解译三维图解

Fig. 8 Comprehensive interpretation 3D models for the deposit

裂的主干断裂就是其中的一条。矿区内 3 km 以上更次一级的断裂构造(三级断裂)为直接的容矿空间,控制着矿体的产出,例如牦牛坪矿区 F_1 、 F_2 及其分支断裂(焦骞骞等,2021)。在三级断裂中,当裂隙足够宽时,流体有足够的结晶时间和空间,发育分带清楚的块状伟晶岩型矿体;当裂隙较小时,供流体结晶的空间有限,时间不足,导致矿物结晶分带不全,且矿物颗粒细小,通常形成以细粒铁镁硅酸盐矿物组合为主的细脉及网脉矿体。二级断裂的大小可以影响到成矿流体的多少以及热液作用的时长,而三级断裂的规模和数量则直接影响到矿体的数量,因此二级断裂和三级断裂共同影响着矿床规模的大小。与牦牛坪矿床直接相关的哈哈断裂在深部规模足够大,能够为成矿提供了充足的流体;在近地表次级断裂又足够发育,为成矿提供足够的空间,热液作用的时间足够长,从而形成了超大型的稀土矿床。反之,里庄、木落寨等地则只能形成小型矿床。

因此,矿区内构造、岩浆岩、矿物组合类型、围岩蚀变特征、元素地球化学特征和地球物理特征都是牦牛坪稀土矿床深部矿化的浅部指示标志。野外深大断裂附近的走滑断裂,高稀土含量的碱性岩-碳酸岩组合以及霓长岩化和碳酸盐化的围岩蚀变是直接的找矿标志。矿物化学方面,Ba、Na、Sr 等微量元素含量高的方解石是矿化的间接标志。地球物理方面(CSAMT),低阻异常是存在 REE 深部矿化的重要浅表指示标志。综合以上构造、矿物化学、地球物理及三维建模特征,表明在地下深部 500 m 以下到 1000 m 仍有较大的找矿潜力。

7 结论

综合对牦牛坪床野外地质、矿物学、地球物理及三维建模特征表明:

(1) 深大断裂附近的走滑断裂,高稀土含量的碱性岩-碳酸岩组合以及霓长岩化和碳酸盐化的围岩蚀变是地表直接矿化表征;

(2) 矿物学方面,Ba、Na、Sr 等微量元素含量高的方解石,地球物理方面的低阻异常是存在 REE 深部矿化的重要间接浅表指示标志;

(3) 在地下深部 500 m 以下到 1000 m 仍有较大的找矿潜力。

参考文献 (References):

Chakhmouradian A R, Cooper M A, Reguir E P, Moore M A. 2017. Carbocearnite from Bear Lodge, Wyoming: Crystal chemistry, para-

genesis, and rare-earth fractionation on a microscale. *American Mineralogist*, 102(6): 1340-1352

Chi G X, Xu D R, Xue C J, Li Z H, Ledru P, Deng T, Wang Y M, Song H. 2022. Hydrodynamic links between shallow and deep mineralization systems and implications for deep mineral exploration. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 96(1): 1-25

Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of lithium micas. Washington: United States Government Printing Office

Hou Z Q, Cook N J. 2009. Metallogeneses of the Tibetan collisional orogen: a review and introduction to the special issue. *Ore Geology Reviews*, 36(1-3): 2-24

Leake B E, Woolley A R, Arps C E S, Birch W D, Gilbert M C, Grice J D, Hawthorne F C, Kato A, Kisch H J, Krivovichev V G, Linthout K, Laird J, Mandarino J A, Maresch W V, Nickel E H, Rock N M S, Schumacher J C, Smith D C, Stephenson N C N, Ungaretti L, Whittaker E J W, Guo Y Z. 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35(1): 219-246

Ling X X, Li Q L, Liu Y, Yang Y H, Liu Y, Tang G Q, Li X H. 2016. *In situ* SIMS Th-Pb dating of bastnaesite: Constraint on the mineralization time of the Himalayan Mianning-Dechang rare earth element deposits. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 31(8): 1680-1687

Liu Y, Hou Z. Q, Tian S H, Zhang Q C, Zhu Z M, Liu J H. 2015. Zircon U-Pb ages of the Mianning-Dechang syenites, Sichuan province, southwestern China: constraints on the giant REE mineralization belt and its regional geological setting. *Ore Geology Reviews*, 64: 554-568

Liu Y, Hou Z Q. 2017. A synthesis of mineralization styles with an integrated genetic model of carbonatite-syenite-hosted REE deposits in the Cenozoic Mianning-Dechang REE metallogenic belt, the eastern Tibetan Plateau, southwestern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 137: 35-79

Liu Y, Chakhmouradian A R, Hou Z, Song W, Kynický J, 2019. Development of REE mineralization in the giant Maoniuping deposit (Sichuan, China): insights from mineralogy, fluid inclusions, and trace-element geochemistry. *Mineralium Deposita*, 54(6): 701-718

Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1): 55-76

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Souders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, 42(1): 313-345

Wang D H, Yang J M, Yan S H, Xu J, Chen Y C, Pu G P, Luo Y N. 2001. A special orogenic-type rare earth element deposit in Maoniuping, Sichuan, China: Geology and geochemistry. *Resource Geology*, 51(3): 177-188

Xu C, Kynický J, Chakhmouradian A R, Campbell I H, Allen C M. 2010. Trace-element modeling of the magmatic evolution of rare-earth-rich carbonatite from the Miaoya deposit, Central China. *Lithos*, 118(1-2): 145-155

- Xu C, Campbell I H, Kynicky J, Allen C M, Chen Y J, Huang Z L, Qi L. 2008. Comparison of the Daluxiang and Maoniuping carbonatitic REE deposits with Bayan Obo REE deposit, China. *Lithos*, 106(1-2): 12-24
- Xu C, Taylor RN, Li WB, Kynicky J, Chakhmouradian AR, Song WL, 2012. Comparison of fluorite geochemistry from REE deposits in the Panxi region and Bayan Obo, China. *Journal of Asian Earth Science*, 57(5):76-89
- Xie Y L, Li Y X, Hou Z Q, Cooke D R, Danyushevsky L, Dominy S C, Yin S P. 2015. A model for carbonatite hosted REE mineralisation—the Mianning-Dechang REE belt, Western Sichuan Province, China. *Ore Geology Reviews*, 70: 595-612
- Zheng X, Liu Y. 2019. Mechanisms of element precipitation in carbonatite-related rare-earth element deposits: Evidence from fluid inclusions in the Maoniuping deposit, Sichuan province, southwestern China. *Ore Geology Reviews*, 107: 218-238
- 侯增谦, 田世洪, 谢玉玲, 袁忠信, 杨竹森, 尹淑苹, 费红彩, 邹天人, 李小渝, 杨志明. 2008. 川西冕宁-德昌喜马拉雅期稀土元素成矿带: 矿床地质特征与区域成矿模型. *矿床地质*, 27(2): 145-176
- 焦骞骞, 张胜印, 常华诚, 许德如, 陈根文, 龚玉蓉. 2021. 四川牦牛坪稀土矿床深部构造与成矿作用的地球物理新证据. *中国稀土学报*. <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.2365.tg.20210623.1535.002.html>
- 靳是琴, 李鸿超. 1984. 成因矿物学概论(上). 长春: 吉林大学出版社, 79-119
- 刘琰. 2017. 川西牦牛坪超大型稀土矿床稀土元素二次富集过程. 北京: 中国地质科学院地质研究所, 1-25
- 刘琰, 陈超, 舒小超, 郭东旭, 李自静, 赵海璇, 贾玉衡. 2017. 青藏高原东部碳酸岩-正长岩杂岩体 REE 矿床成矿模式——以大陆槽 REE 矿床为例. *岩石学报*, 33(7): 1978-2000
- 骆耀南, 俞如龙, 侯立玮, 赖绍民, 付德明, 陈茂勋, 付小方, 饶荣标, 周世枢. 1998. 龙门山-锦屏山陆内造山带. 成都: 四川科学技术出版社, 1-171
- 孙明全, 罗其标, 张博飞, 范勇, 杨柳, 邓涛, 张卫华, 龚玥. 2017. 四川省稀土成矿规律及资源评价. 北京: 科学出版社, 28-46
- 田世洪, 侯增谦, 杨竹森, 陈文, 杨志明, 袁忠信, 谢玉玲, 费红彩, 尹淑苹, 刘英超, 李政, 李小渝. 2008. 川西冕宁-德昌 REE 成矿带成矿年代学研究: 热液系统维系时限和构造控矿模型约束. *矿床地质*, 27(2): 177-187
- 王璇, 杨林, 邓军, 李华健, 于华之, 董超一. 2018. 北衙金矿多期热液成矿作用识别: 来自地质、岩相学、流体包裹体和 H-O-S 同位素证据. *岩石学报*, 34(5): 1299-1311
- 杨建星. 2020. 川西地区牦牛坪稀土矿床浅表特征及成岩成矿作用研究. 硕士学位论文. 广州: 中国科学院大学(中国科学院广州地球化学研究所)
- 袁忠信, 施泽民, 白鸽, 吴澄宇, 池汝安, 李小渝. 1995. 四川冕宁牦牛坪稀土矿床. 北京: 地震出版社, 1-150

(本文责任编辑:付绍洪;英文审校:张兴春)