

文章编号: 0258-7106(2008)02-0145-32

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*

侯增谦¹, 田世洪^{2,3}, 谢玉玲⁴, 袁忠信³, 杨竹森³, 尹淑苹¹,
费红彩⁵, 邹天人³, 李小渝⁶, 杨志明¹

(1 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2 国土资源部同位素地质重点实验室, 北京 100037;
3 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 4 北京科技大学土木与环境工程学院, 北京 100083;
5 中国地质科学院, 北京 100037; 6 四川省地质矿产勘查开发局 109 地质队, 四川 成都 610100)

摘要 川西冕宁-德昌喜马拉雅期稀土元素成矿带长约 270 km, 宽 15 km, 包括牦牛坪超大型、大陆槽大型、木落寨中型和里庄小型 REE 矿床以及一系列矿点和矿化点。该矿带在空间上位于攀西二叠纪古裂谷中, 但岩体和矿体均形成于喜马拉雅期, 年龄为 40~10 Ma。REE 成矿作用与喜马拉雅期碳酸岩-碱性杂岩体有关, 受印度-亚洲大陆碰撞带东部一系列新生代走滑断裂系统控制。碳酸岩-碱性杂岩体主要侵位于元古代结晶基底和古生代—中生代沉积盖层内。矿区蚀变以霓长岩化为特征, 在杂岩体和矿体中形成规模不等的霓长岩蚀变晕。REE 成矿作用主要有 3 种样式, 即大陆槽式、牦牛坪式和里庄式。大陆槽式以爆破角砾岩筒矿化为特征, 牦牛坪式以典型的脉状矿化系统为标志, 里庄式则以浸染状矿化为特色。主要矿石类型有伟晶岩型、碳酸岩型、角砾状和网脉状, 矿物组合主要为重晶石+萤石+霓辉石+方解石+氟碳铈矿。流体包裹体和稳定同位素研究表明, 成矿流体来源于碳酸岩-正长岩不混溶岩浆系统, 但在流体演化的晚期阶段有外部流体的加入。根据综合分析研究, 笔者提出了一个可能的 REE 成矿作用模式。该模式强调, 成矿热液流体系统经历了一个复杂的演化过程: 从不混溶碳酸岩-正长岩岩浆系统分离出高温、含硫酸盐富 REE 的 NaCl-KCl 卤水, 到流体沸腾导致 REE-氟碳酸盐和硫酸盐有效沉淀, 最后与雨水混合导致少量硫化物沉积。在空间上形成了一个“三层楼”式的 REE 成矿系统: 在深部层位, 形成细脉-浸染状矿体(如里庄式矿床); 在中部层位, 形成脉状矿体(如牦牛坪式矿床); 在上部层位, 形成角砾岩筒矿体(如大陆槽式矿床)。成矿系统发生于喜马拉雅期大陆碰撞带从压扭向张扭转变过渡的构造背景下, 新生代大规模走滑断裂及其派生的拉分构造和张性裂隙带促进了含 REE 岩浆-热液系统的形成。

关键词 地质学; 碰撞造山; 碳酸岩-碱性杂岩; REE 矿床; 成矿模型; 川西

中图分类号: P618.7; 文献标识码: A

Mianning-Dechang Himalayan REE belt associated with carbonatite-alkalic complex in eastern Indo-Asian collision zone, southwest China: Geological characteristics of REE deposits and a possible metallogenic model

HOU ZengQian¹, TIAN ShiHong^{2,3}, XIE YuLing⁴, YUAN ZhongXin³, YANG ZhuSen³,
YIN ShuPing¹, FEI HongCai⁵, ZOU TianRen³, LI XiaoYu⁶ and YANG ZhiMing¹

(1 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Key Laboratory on Isotope Geology, Ministry of Land and Resources,

* 本文得到国家杰出青年基金(编号: 40425014)、国家重点基础研究发展规划“973”项目(编号: 2002CB412600)、国家自然科学基金青年基金(编号: 40603012)、南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室资金(编号: 13-7-5)、国家自然科学基金面上基金(编号: 40573035)和中国地质科学院重点开放实验室专项资金(编号: KL05-9)的联合资助

第一作者简介: 侯增谦, 男, 1961年生, 博士, 研究员, 博士生导师, 长期从事海底与大陆成矿作用研究。E-mail: houzengqian@126.com

收稿日期: 2007-12-18; 改回日期: 2008-02-27。许德焕编辑。

Beijing 100037, China; 3 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 4 Civil and Environmental Engineering School, Beijing University of Science and Technology, Beijing 100083, China; 5 Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 6 No. 109 Geological Party, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development, Chengdu 610100, Sichuan, China)

Abstract

The Himalayan Mianning-Dechang (MD) REE belt in western Sichuan, approximately 270 km long and 15 km wide, is one of the most significant REE belt in China. Distributed along a Permian paleo-rift zone, it is composed of one giant (Maoniuping), one large (Dalucuo), one intermediate-size (Muluozhai) and a number of small REE deposits (e. g., Lizhuang) and ore spots. Nevertheless, the available dating data of host rocks and gangue minerals define a Himalayan metallogenic epoch (40~10 Ma). REE mineralization is associated with Himalayan carbonatite-alkaline complexes, controlled by a series of Cenozoic strike-slip faults in eastern Indo-Asian collision zone. These complexes consist of carbonatite sills or dykes and associated alkalic syenite stocks, which intruded Proterozoic basement and Devonian-Cretaceous sedimentary sequence. The host carbonatites are mainly calcite carbonatites, which are extremely enriched in LILE (Sr, Ba) and light REE but relatively depleted in high-field strength elements (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti). Their $\epsilon_{Nd}(t)$ ($-3.2 \sim -6.4$), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ($0.706020 \sim 0.707922$), $\delta^{18}\text{O}_{V\text{-SMOW}}$ ($6.4 \text{‰} \sim 10.5 \text{‰}$) and $\delta^{13}\text{C}$ values ($-3.9 \text{‰} \sim -8.5 \text{‰}$) suggest a transitional source of enriched mantle from EM I to EM II. Associated alkalic syenites are predominated by nordmarkites, and show similar abundance patterns of trace elements and Sr-Nd and C-O isotopic compositions to associated carbonatites, suggesting an immiscibility origin. Alteration is characterized by fenitization, which formed a fenite halo in the carbonatite-alkalic complex and enveloped REE ore bodies. Associated REE mineralization mainly produced typical vein systems consisting of various veinlets, stringers, and stockwork zones, whereas REE ore bodies show varied shapes from plate-like, lenticular to pipe-like in different areas. Ores are dominated by pegmatitic, carbonatite, breccia, and stringer (stockwork) types, mainly composed of the barite + fluorite + aegirine-augite + calcite + bastnaesite assemblage. Bastnaesite precipitation mainly occurs in a medium-temperature stage ($275 \sim 325 \text{ }^\circ\text{C}$) and appears in three assemblages, i. e., early breccia-bearing medium-grained barite + arfvedsonite + calcite + bastnaesite, middle coarse-grained quartz + fluorite + barite + bastnaesite, and late fine-grained fluorite + barite + bastnaesite assemblages, followed by the low-temperature pyrite + galena + sphalerite assemblage. Fluid inclusion studies reveal that gangue quartz and fluorite contain numerous melt/fluid inclusions, which yield abnormally high homogenization temperature (up to $750 \text{ }^\circ\text{C}$) and contain large quantities of sulfates such as BaSO_4 , K_2SO_4 and CaSO_4 , in addition to CaCO_3 and CaF_2 , suggesting a typical fluid derived from carbonatites. Coincidence of $\epsilon_{Nd}(t)$ ($-3.3 \sim -12.2$) and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ($0.706027 \sim 0.70851$) of gangue minerals (fluorite, calcite, barite and bastnaesite) with those of host carbonatite-syenite suggests that ore-forming fluids, especially F^- , HCO_3^{2-} , SO_4^{2-} components, were derived from carbonatite-syenite magmas. O-D-C isotopic data of gangue calcite, fluorite and quartz, combined with $\delta^{13}\text{C}_{V\text{-PDB}}$ values ($-2.5 \text{‰} \sim -10.4 \text{‰}$) of fluid inclusions in these gangue minerals, further demonstrate that the fluids were of orthomagmatic origin, but with the participation of an external fluid during the late stage fluid evolution. Based on synthetic studies, the authors tentatively proposed a genetic model for REE mineralization, in which the hydrothermal system temporally underwent a complex evolution from separation of high-temperature sulfate-bearing NaCl-KCl brine from immiscible magmas through fluid boiling resulting in effective deposition of REE-fluorocarbonate and sulfate to subsequent mixing with low-temperature meteoric water causing precipitation of minor sulfide assemblages, thus spatially generating a three-stack architecture of REE mineralization systems. In the three-stack architecture, the deep-level mineralization formed a veinlet-disseminated ore body (e. g., Lizhuang deposit), the middle-level

mineralization produced an ore vein system (e. g., Maoniuping deposit), whereas the high-level mineralization generated a pipe-like breccia ore body (e. g., Dalucao deposit). This REE-bearing magmatic-hydrothermal system might have been facilitated by Cenozoic large-scale strike-slip faulting and the resultant pull-apart structure and tensional fissure zones, and was developed in a transition phase from a transpression to a transtension regime in a Himalayan continental collision zone.

Key words: geology, collisional orogeny, carbonatite-alkalic complex, REE deposit, genetic model, western Sichuan

在过去的几十年内,人们普遍认为:原生 REE 矿床与碳酸岩-碱性杂岩体有关,主要形成于大陆裂谷带内。这种成因观点已经被发育于裂谷带(如东非裂谷, Mitchell et al., 1981, 华北元古代狼山-白云鄂博裂谷,王辑等, 1992)内的许多 REE 矿床所证实。然而,最近的研究证实,并不是所有的 REE 矿

床都产于大陆裂谷环境,它们也可以产于大陆碰撞带环境(Hou et al., 2008)。川西冕宁-德昌喜马拉雅期 REE 矿带就是典型事例。这些 REE 矿床与新生代碳酸岩-碱性杂岩体有关,构造上位于印度-亚洲大陆碰撞带东缘,受一系列新生代走滑断裂系统的控制(图 1)(Yin et al., 2000; Hou et al., 2003)。

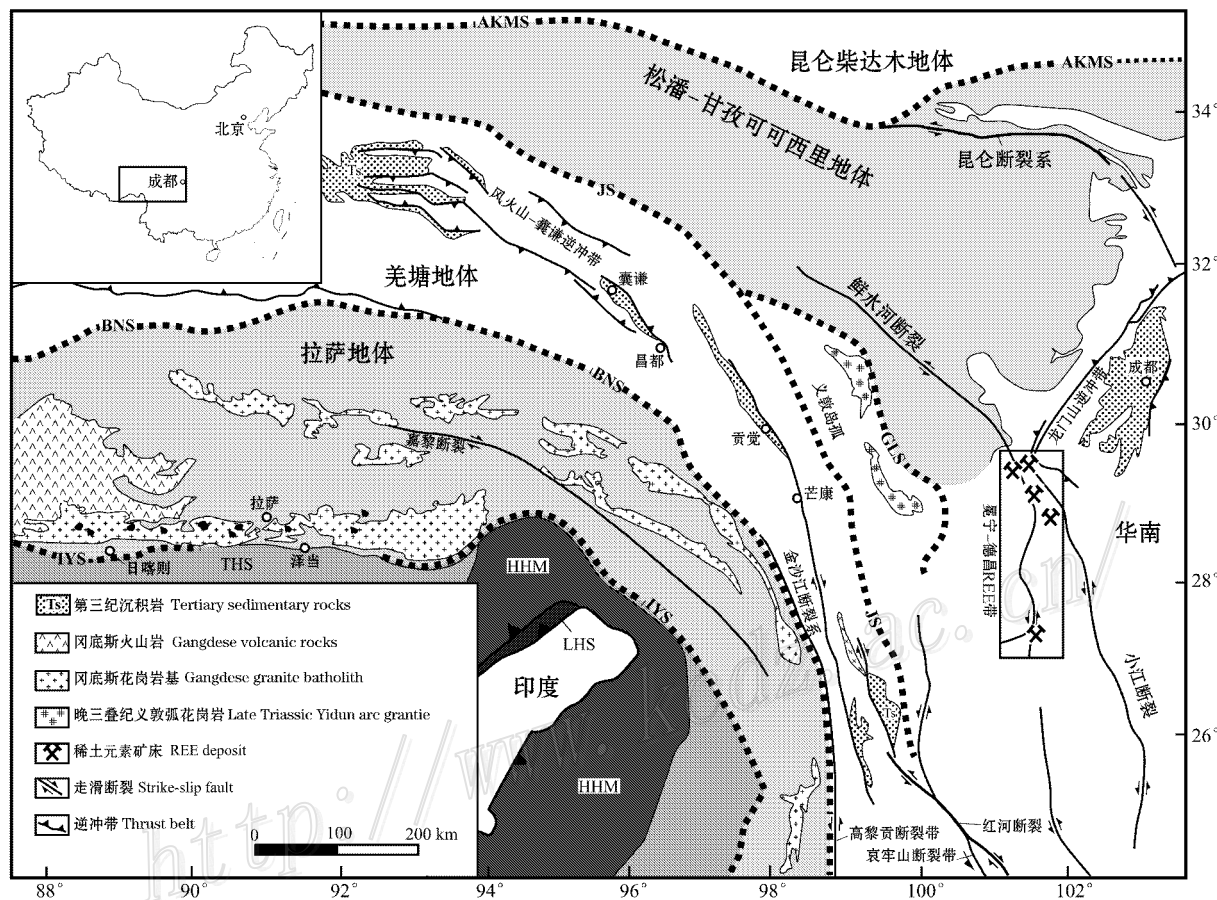


图 1 喜马拉雅-西藏造山带简要构造图(据 Yin et al., 2000; Hou et al., 2003 修改)

JS—金沙江缝合带; IYS—印度河-雅鲁藏布江缝合带; BNS—班公湖-怒江缝合带; GLS—甘孜-理塘缝合带; AKMS—阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带; HHM—高喜马拉雅变质岩系; THS—特提斯-喜马拉雅沉积序列; LHS—低喜马拉雅变沉积序列

Fig. 1 Simplified tectonic map of the Himalayan-Tibetan Orogen(modified after Yin et al., 2000; Hou et al., 2003)
JS—Jinshajiang suture zone; IYS—Indian River-Yaluzangbujiang suture zone; BNS—Bangonghu-Nujiang suture zone; GLS—Garze-Litang suture zone; AKMS—Animaqing-Kunlun-Muzitagge suture zone; HHM—High-Himalayan metamorphic rocks; THS—Tethyan-Himalayan sedimentary sequence; LHS—Low-Himalayan metasedimentary sequence

总体来说 相对于裂谷环境中的 REE 矿床,人们对产于碰撞环境中的 REE 矿床的研究和理解较为薄弱。

冕宁-德昌 REE 成矿带是中国最重要的 REE 成矿带之一,长约 270 km,宽 15 km,包括牦牛坪超大型、大陆槽大型、木落寨中型和里庄小型 REE 矿床以及一系列矿点和矿化点(图 2B)。该 REE 矿带虽然在空间上位于攀西二叠纪古裂谷中(张云湘等,

1988;丛柏林,1988),但同位素测年资料表明,岩体和矿体均形成于喜马拉雅期,年龄介于 40~10 Ma^①(袁忠信等,1995;蒲广平,2001;田世洪,2005b;2008a),表明 REE 成矿作用形成于碰撞造山环境而不是大陆裂谷环境。据此,Wang D H等(2001)将牦牛坪 REE 矿床称为一种特殊的造山型 REE 矿床。

迄今为止,前人虽对该REE成矿带内的单个矿

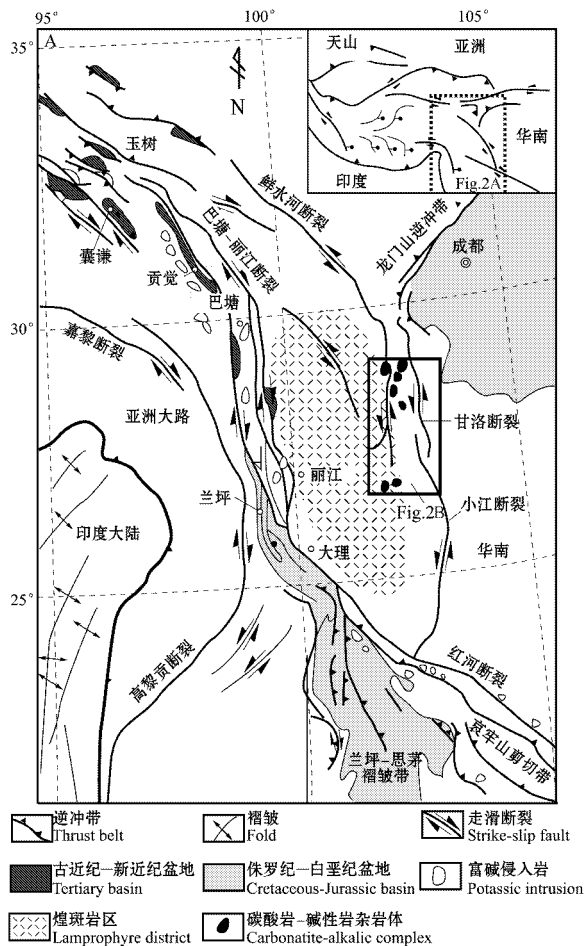
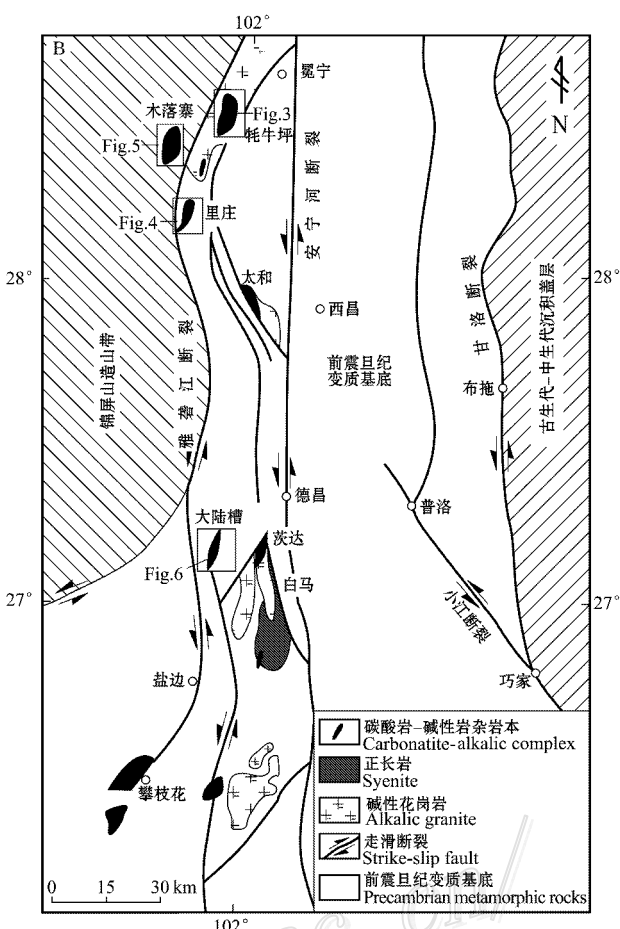


图 2A 西藏东部新生代构造图(Wang J H et al. 2001),显示喜马拉雅期钾质岩带(张玉泉等,1997;邓万明等,1998;Wang J H et al. 2001;Hou et al. 2003)、煌斑岩区(骆耀南等,2001;Guo et al. 2005)和碳酸岩-碱性杂岩带(袁忠信等,1995)的分布范围,这三类岩石构成了印度-亚洲碰撞带东缘的半连续新生代火成岩省

图 2B 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的构造简图(据袁忠信等,1995 修改)

Fig. 2A Cenozoic tectonic map of eastern Tibet(Wang J H et al., 2001), showing the distribution of the Himalayan potassic rock belt(Zhang et al., 1997; Deng et al., 1998; Wang J H et al., 2001; Hou et al., 2003), shoshonitic lamprophyre district(Luo et al., 2001; Guo et al., 2005) and carbonatite-alkalic complex belt(Yuan et al., 1995), which form a Cenozoic semi-continuous igneous province in the eastern Indo-Asian collision zone

Fig. 2B Sketch tectonic map showing the distribution of Himalayan carbonatite-alkalic complexes controlled by reactivated faults in the western Sichuan(modified from Yuan et al., 1995)



① 杨光明,常 诚,左大华,刘学良. 1998. 四川省德昌县 DL 稀土矿床成矿条件研究. 中国地质大学(武汉)对外开放资料. 1-89.

床(如牦牛坪、大陆槽 REE 矿床)^①进行了大量研究(牛贺才等,1994;1996;袁忠信等,1995;阳正熙等,2000;2001;蒲广平,2001;王登红等,2002;许成等,2002;2004;田世洪,2005;田世洪等,2003;2005a;2006a,2006b,2006c,2006d;刘丛强等,2004;李小渝,2005;Wang D H et al.,2001;Huang et al.,2003;Tian et al.,2006e),但对 REE 成矿作用与喜马拉雅期碰撞造山之间的关系以及 REE 矿带内不同 REE 矿床之间的成因联系尚缺乏系统研究。本文主要描述了冕宁-德昌 REE 矿带内矿床的地质与成矿特征,并结合野外调查和室内综合研究,重点讨论了该 REE 矿带内矿床的成因和地球动力学背景。

1 地质背景

冕宁-德昌喜马拉雅期 REE 矿带位于扬子克拉通的西缘(图 1),后者经历了复杂的构造演化过程,包括元古代岩石圈增生、古生代—中生代被动大陆边缘以及新生代碰撞造山(骆耀南等,1998)。扬子克拉通的基底由太古代高级变质岩和元古代变质沉积岩组成,并被显生宙碎屑岩和碳酸盐岩覆盖(丛柏林,1988;骆耀南等,1998)。该矿带以北元古代康定花岗岩基在扬子克拉通西缘活动带的大量发育,表明在元古代前原特提斯洋板块向扬子克拉通下俯冲(胥德恩等,1995;骆耀南等,1998)。以古生代金沙江缝合带为标志的古特提斯洋板块于早二叠世向西俯冲,导致了扬子克拉通西缘转变为被动大陆边缘(刘增乾等,1993;莫宣学等,1993)。中二叠世溢流玄武岩和少量橄辉岩以及辉石玄武岩覆盖于扬子克拉通的西部,形成面积达 50 万 km² 的大火成岩省(Chung et al.,1995;卢纪仁,1996;Xu et al.,2001;侯增谦等,2005a)。伴随地幔柱活动,在扬子克拉通的西缘形成了近 NS 向展布的攀西古裂谷(丛柏林,1988;张云湘等,1988)。

伴随着印度-亚洲大陆于 60~45 Ma 的大规模碰撞(Yin et al.,2000;钟大赉等,2000;莫宣学等,2003),扬子克拉通西缘卷入喜马拉雅期碰撞造山作用,形成了位于印度-亚洲大陆碰撞带东缘的碰撞造山带,即锦屏山造山带(图 2B)(骆耀南等,1998)。发育于印度-亚洲大陆碰撞带东缘的一系列新生代走滑断裂系统(图 2A)吸收和调节了印度-亚洲大陆

碰撞所产生的应力应变。这些走滑断裂从西到东分别为:西部,包括嘉黎和高黎贡走滑断裂,环绕东构造结发育;中部,包括北段的巴塘-丽江断裂和南段的哀牢山-红河断裂;东部,包括鲜水河和小江走滑断裂(图 2A)。该区新生代变形主要表现为古新世—始新世(55~40 Ma)转换压扭变形、晚始新世—渐新世(40~38 Ma)转换过渡变形、早-中中新世(24~17 Ma)转换张扭变形和晚第三纪以来的东西向伸展(Wang J H et al.,2001;Hou et al.,2003)。

在印度-亚洲大陆碰撞带东缘,喜马拉雅期岩浆活动颇为频繁且具特色,构成一条由一系列新生代走滑断裂控制的半连续的钾质火成岩区(Guo et al.,2005),从西至东分布有:①受一系列走滑断裂控制的、与新生代拉张盆地有关的、长逾 1 000 km 的富碱侵入岩(张玉泉等,1997;邓万明等,1998;Wang J H et al.,2001;Hou et al.,2003);②位于红河断裂东侧,面积约 50 000 km² 的钾质煌斑岩区(骆耀南等,2001;Guo et al.,2005);③以碰撞期间复活的雅砻江断裂和安宁河断裂为界、长达 150 km 的碳酸岩-碱性杂岩带(图 2B)(袁忠信等,1995)。所有这些岩浆活动出现在一个相对较短的时期内(40~24 Ma),并在 35 Ma 达到高峰(张玉泉等,1997;Wang J H et al.,2001;Chung et al.,1998;Hou et al.,2003;Guo et al.,2005)。富碱侵入岩带中的二长花岗斑岩与 Cu-Mo 成矿作用有关,形成了玉龙斑岩铜矿带(Hou et al.,2003),而碳酸岩-碱性杂岩体则与 REE 成矿作用有关,形成了川西冕宁-德昌 REE 成矿带(图 1)。

2 杂岩体的地质和地球化学特征

2.1 时空分布

川西碳酸岩-碱性杂岩带位于新生代钾质火成岩区的东部(图 2A),主要侵位于元古代结晶基底岩石和古生代—中生代沉积盖层,形成了一条 NS 向延伸的含 REE 杂岩带。该杂岩带沿 NS 向走滑断裂带分布(图 1 和 2),但单个杂岩体的形态不规则,受次级走滑断裂或张扭断裂的控制(图 2B)。该杂岩带至少分为南、北 2 个区。北区,包括 3 个杂岩体,即牦牛坪(图 3)、里庄(图 4)和木落寨(图 5),总体延伸近 NS 向。这些杂岩体主要由碱性正长岩和少量碳酸岩岩脉和岩墙构成(图 3、4 和 5)。已有的测年数

① 杨光明,常 诚,左大华,刘学良. 1998. 四川省德昌县 DL 稀土矿床成矿条件研究. 中国地质大学(武汉)对外开放资料. 1~89.

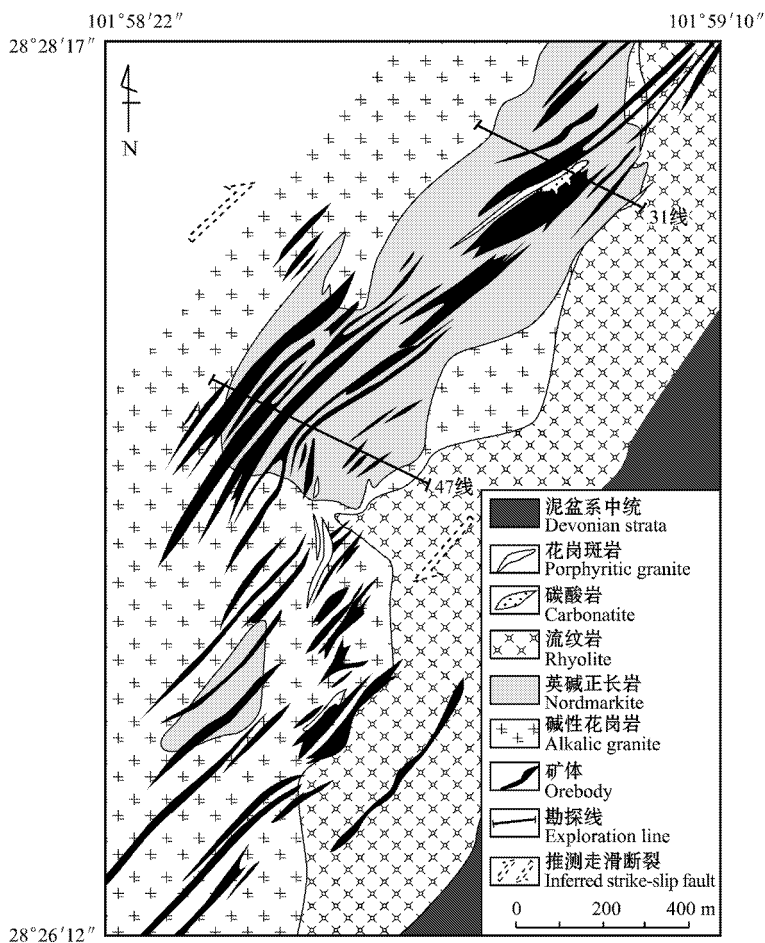


图3 牦牛坪矿区碳酸岩-碱性杂岩体及相关REE矿体分布的简要地质图(据袁忠信等,1995修改)

Fig. 3 Simplified geological map showing distribution of carbonatite-alkalic complex and associated REE ore bodies in Maoniuping ore district(modified from Yuan et al., 1995)

据表明,岩浆活动的时限为27.1~40.8 Ma。其中,牦牛坪杂岩体中正长岩全岩和碳酸岩内钠铁闪石的K-Ar年龄分别为40.8 Ma(骆耀南等,2001)和31.7 Ma(蒲广平,2001);木落寨正长岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 的年龄为31.2 Ma(田世洪等,2006a);里庄正长岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为27.1 Ma,碳酸岩中辉钼矿Re-Os模式年龄为28.46 Ma,碳酸岩中黑云母Ar-Ar坪年龄为30.55 Ma(田世洪,2008a)。在南区,碳酸岩-碱性杂岩体受大陆槽走滑断裂的控制,侵入于元古代石英闪长岩(764 Ma,田世洪等,2008b)和三叠系一侏罗系沉积岩内。该杂岩体由正长岩株、碳酸岩脉和含REE的角砾岩筒组成(图6)。其中,正长岩和碳酸岩内锆石的SHRIMP年龄分别为14.53 Ma和12.99 Ma(田世洪等,2008b)。

2.2 地球化学特征

杂岩体中的岩浆碳酸岩主要为粉色粗粒和白色

中细粒方解石碳酸岩,由方解石(80%~90%)和少量霓石、霓辉石、钠闪石、钠铁闪石、黑云母、微斜长石和石英组成。这些碳酸岩以低 SiO_2 ($<10.22\%$,质量分数,下同),低 FeO ($<1.20\%$)和 MgO ($<0.73\%$),以及较宽的 CaO 含量(40.7%~55.4%)为特征,区别于幔源原生的镁质碳酸岩(刘丛强等,2004;田世洪,2005;田世洪等,2006b;Hou et al., 2006a)。与之伴生的碱性岩主要为英碱正长岩以及少量霓辉正长岩和正长斑岩。其中,英碱正长岩以高铝($\text{Al}_2\text{O}_3 > 13.3\%$)和高碱[($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) $> 9.1\%$]为特征,其 K_2O 含量变化大(3.63%~5.94%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值在0.41~1.45之间,明显区别于新生代之之前侵位的花岗岩(袁忠信等,1995)。

碳酸岩极度富集轻稀土元素和大离子不相容元素(LILE), Sr ($1\ 002\sim 56\ 300$) $\times 10^{-6}$;Ba($378\sim 125\ 750$) $\times 10^{-6}$],类似于裂谷环境中含REE-Nb-Fe

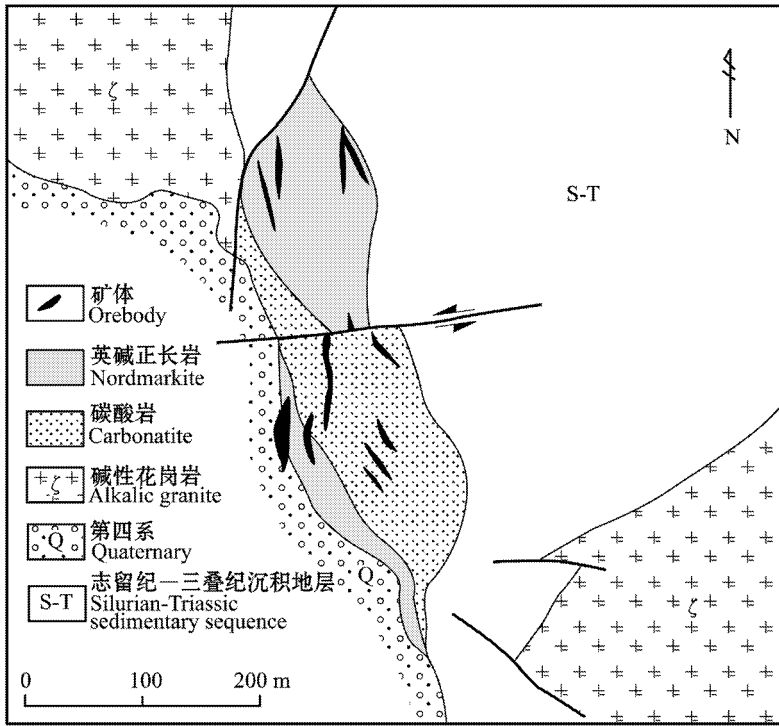


图 4 里庄矿区碳酸岩-碱性杂岩体及相关 REE 矿体分布的简要地质图

Fig. 4 Schematic geological map showing distribution of carbonatite-syenite complex and associated REE ore bodies in Lizhuang ore district

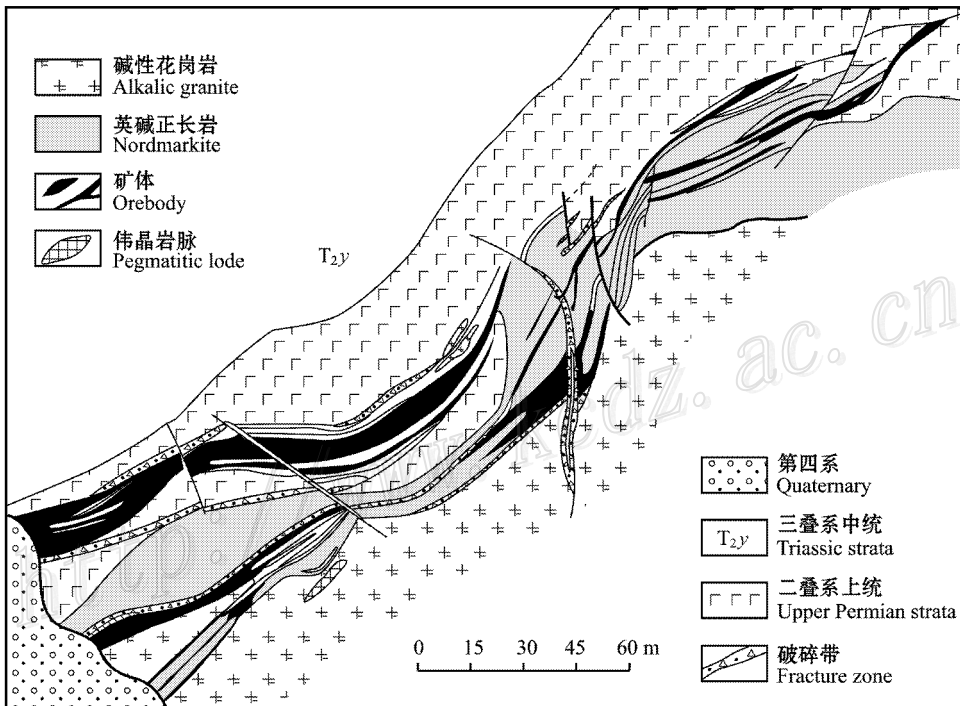


图 5 木落寨矿区简要地质图(据田世洪, 2005 修改)

Fig. 5 Sketch geological map of the Muluzhai ore district (modified from Tian, 2005)

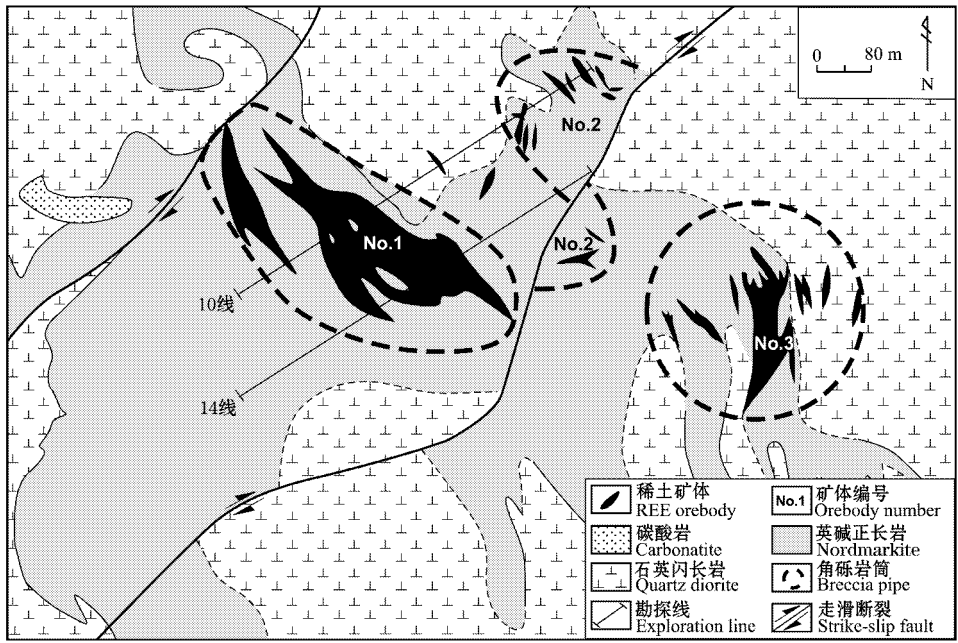


图6 大陆槽矿区碳酸岩-碱性杂岩体及相关REE矿体分布的简要地质图

Fig. 6 Sketch geological map showing distribution of carbonatite-syenite complex and associated REE ore bodies in Dalucao ore district

矿体的岩浆碳酸岩(刘丛强等,2004;田世洪,2005;Hou et al.,2006a)但高场强元素(HFSE)相对亏损,Nb、Ta、P、Zr、Hf和Ti负异常显著,反映出该岩浆源区曾发生过强烈的交代富集作用(Tatsumi,1986;Foley et al.,1990)。正长岩则相对富集LILE和HFSE,与碳酸岩的微量元素和稀土元素模式类似(Hou et al.,2006a)。碳酸岩的 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ (6.4‰~10.5‰)和 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ (-3.9‰~-8.5‰)值(杨光明等,1998;许成等,2002;牛贺才等,2002;田世洪,2005;Hou et al.,2006a)与原生的幔源碳酸岩相当(图7)(Taylor et al.,1967;Ray et al.,1999,2000),证明该碳酸岩具有地幔成因特征。然而,这些碳酸岩具有低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(-3.2~-6.4)和相对高的($^{87}Sr/^{86}Sr$)值(0.706020~0.707922)以及变化范围较宽的 $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.362~15.679)和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.083~39.202)值(Hou et al.,2006a),明显区别于世界范围的岩浆碳酸岩(图8)(Bell et al.,1987;Simonetti et al.,1995;Tilton et al.,1998;Zindler et al.,1986)。正长岩的 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 变化于3.5‰~7.9‰之间,Sr-Nd同位素组成与碳酸岩类似(田世洪,2005;Hou et al.,2006a)。总之,川西碳酸岩和正长岩在时空上的共生关系表明两者具有成因联系。它们的Sr-Nd和C-O同位素特征表明两者均来自于

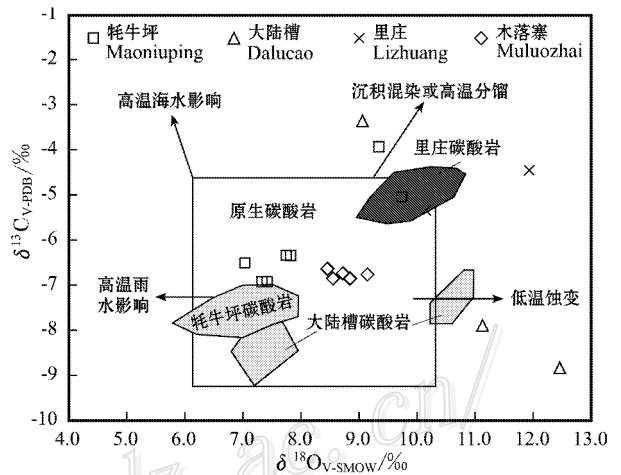


图7 冕宁-德昌REE矿带碳酸岩及相关REE矿体中方解石的C和O同位素组成(Taylor et al.,1967;Ray et al.,1999,2000)

Fig. 7 Carbon and oxygen isotope composition of calcites from carbonatites and associated REE ore bodies in the Mianning-Dechang REE belt (Taylor et al.,1967;Ray et al.,1999,2000)

交代富集地幔源区(Hou et al.,2006a)

3 成矿作用

川西冕宁-德昌喜马拉雅期REE成矿带发现

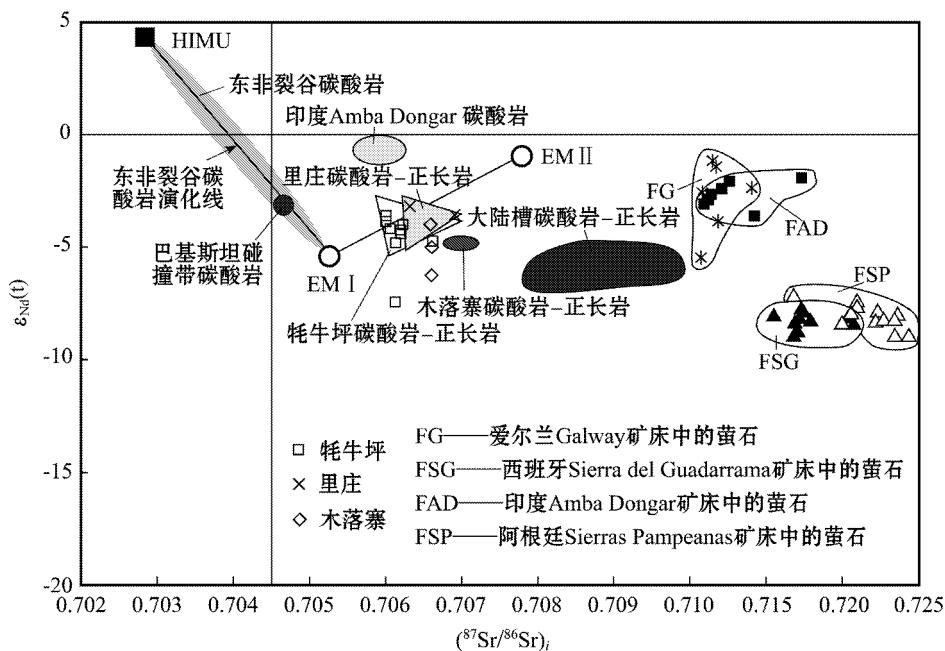


图 8 冕宁-德昌 REE 矿带碳酸岩-碱性杂岩体及相关 REE 矿体的 Nd-Sr 同位素图

(Bell et al., 1987; Simonetti et al., 1995; Tilton et al., 1998; Zindler et al., 1996)

Fig. 8 Nd-Sr isotope correlation diagram for carbnatite-syenite and associated REE ore bodies in the Mianning-Dechang REE belt (Bell et al., 1987; Simonetti et al., 1995; Tilton et al., 1998; Zindler et al., 1996)

于 20 世纪 90 年代。该成矿带包括牦牛坪超大型、大陆槽大型、木落寨中型和里庄小型 REE 矿床以及一系列矿点和矿化点。

3.1 牦牛坪矿床

牦牛坪 REE 矿床是一个世界级大型矿床,其规模仅次于中国内蒙古的白云鄂博 REE 矿床和美国的芒廷帕斯 REE 矿床。许多学者对该矿床进行了大量研究(牛贺才等, 1994; 1996; 袁忠信等, 1995; 阳正熙等, 2000; 2001; 蒲广平, 2001; 许成等, 2002; 2004; 田世洪等, 2003; 2006c; 刘丛强等, 2004; 田世洪, 2005; Wang D H et al., 2001; Huang et al., 2003; Tian et al., 2006e), 现将其地质和成矿特征总结于下:

地质特征 该矿区主要发育 4 套岩石单元(图 3): ① 长达 90 km、宽 6~14 km 的花岗岩体,其锆石 U-Pb 年龄为 146 Ma(张云湘等, 1988); ② 厚达 1 100 m、由泥盆系—二叠系碎屑岩、灰岩和玄武岩组成的变质地层; ③ 厚达 700 m 的含煤三叠系沉积地层; ④ 年龄不详的流纹岩。

牦牛坪杂岩体受哈哈断裂的控制,碳酸岩-碱性杂岩均侵入于上述 4 套岩石单元内。该岩体长约 1 400 m,宽 260~350 m,主要由正长岩、碳酸岩、花

岗斑岩以及成分复杂的碱性伟晶岩脉组成(图 3)(袁忠信等, 1995; 阳正熙等, 2000)。陡倾的碳酸岩墙或岩床向下延伸形成 90 m 宽的中粗粒方解石碳酸岩体(阳正熙等, 2000)。含霓辉石花岗岩脉穿切碳酸岩和伟晶岩脉,表明该花岗岩是形成于杂岩体的最后阶段。

蚀变特征 该矿区广泛发育霓长岩化,形成一条长 1 800 m、宽 100~600 m 的霓长岩化晕。牦牛坪矿床的所有矿体均产于其中。这种蚀变以斜长石和石英被碱性长石交代为特征,并形成次生的霓石、霓辉石、钠铁闪石和富镁黑云母。蚀变晕具有明显的分带,从内到外为:黑云母钠铁闪石带→霓石带→钠长石带(阳正熙等, 2000)。钠长石带以含 REE 的钠长石细脉和网脉为特征,赋存于中生代花岗岩和流纹岩中。霓石带主要发育于碳酸岩-碱性杂岩体中,以钾长石和石英被霓石和/或霓辉石及钠长石交代为特征,此带最终过渡为伟晶岩脉群。黑云母钠铁闪石带主要发育于碳酸岩和伟晶岩内。

尽管在霓长岩化晕中出现少量的浸染状氟碳铈矿,但主要的 REE 成矿作用与晚期强烈蚀变作用有关,主要为碳酸岩化和霓石或霓辉石蚀变(袁忠信等, 1995)。这 2 种蚀变叠加于早期形成的霓长岩化

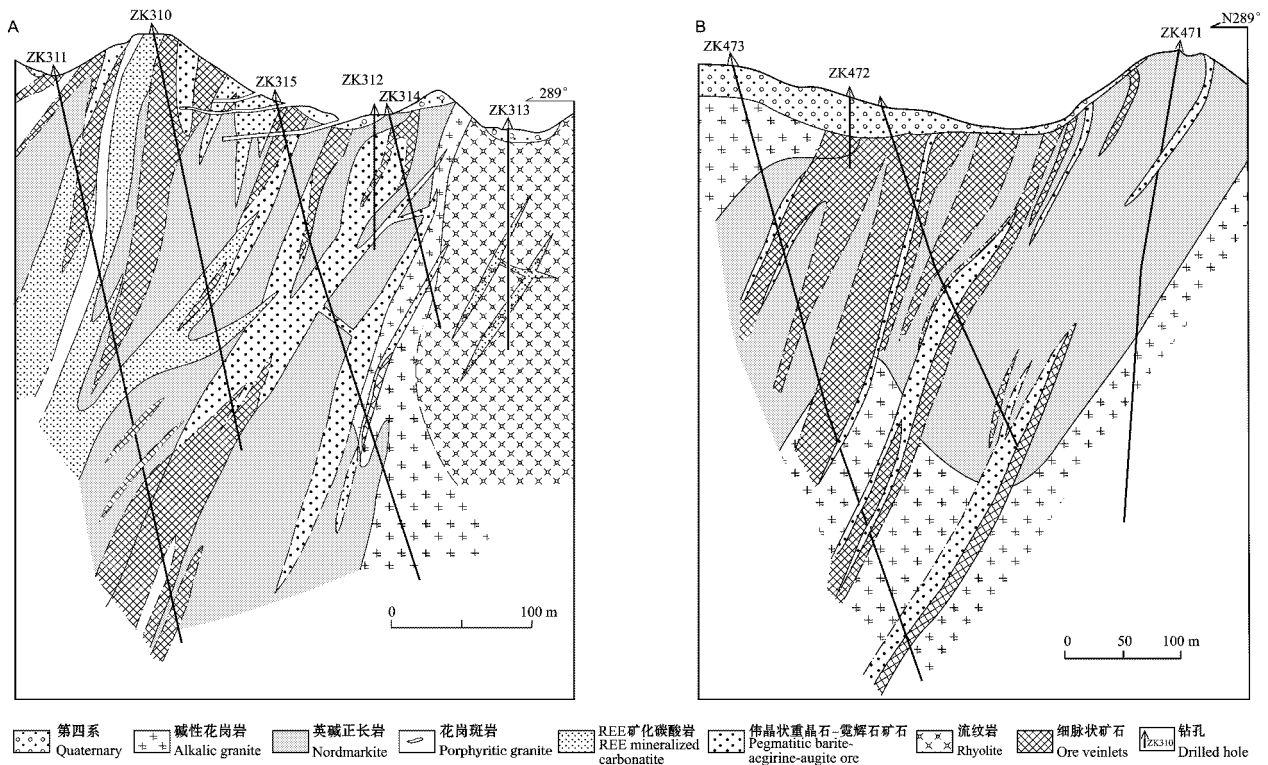


图9 牦牛坪REE矿床31(A)和47(B)勘探线地质剖面图(据袁忠信等,1995修改)

Fig. 9 Geological sections along exploration lines 31(A) and 47(B) in the Maoniuping REE deposit (modified from Yuan et al., 1995)

晕之上,其矿物组合为方解石+萤石+重晶石+天青石+霓辉石+氟碳铈矿。

矿化样式 牦牛坪矿床是由一系列不同的矿化细脉、网脉和大脉组成的脉状矿床(图3),沿NNE向展布,长2.65 km,平面上呈“S”形(图3),显示受走滑断裂的控制。矿化细脉厚度一般大于30 cm,成群分布于杂岩体中(图9);矿化网脉厚度一般为1~30 cm,在中心矿体的周围形成平行脉体;矿化大脉主要发育于细脉的边缘,由含氟碳铈矿的重晶石+霓辉石、萤石+正长石和方解石+萤石脉体组成。总体来说,大矿脉群主要分布在矿区的北段,局部形成网脉状矿体(图9)(阳正熙等,2000),其内形成大量的巨晶状(50×15 cm)氟碳铈矿,并显示出矿物分带,中间为萤石+石英+重晶石+氟碳铈矿,外部为重晶石+霓辉石(阳正熙等,2000);角砾状矿化局部产于脉状矿体之中,与伟晶岩成矿作用有关(图10)。

矿体形状 根据钻孔资料和化学分析结果,已圈定出约71个矿体,单个矿体的长度变化于10~1168 m之间,厚度在1.2~32 m之间(袁忠信等,1995)。所有矿体总体上朝NW向陡倾,倾角65~80°,平面上呈“雁列式”(图3)。矿体形态多样,有似

层状、条带状、不规则透镜状和囊状等(图9)。

矿石类型和分带 该矿区主要有4种矿石类型:伟晶岩型、碳酸岩型、角砾型和网脉型。伟晶岩型矿石主要出现在该矿床的北部,以大脉、囊状出现(图9A和图10),可划分为伟晶状重晶石+萤石+霓辉石+氟碳铈矿和伟晶状正长石+霓辉石+萤石+氟碳铈矿2种类型(图11A和B)。伟晶状重晶石+萤石+霓辉石+氟碳铈矿矿石有2种分带式样:第1种式样,如果氟碳铈矿以带状形式位于细脉的两侧,分带式样则为霓辉石→重晶石和霓辉石→重晶石-霓辉石与氟碳铈矿-萤石互层;第2种式样,如果氟碳铈矿带集中在细脉的中部,矿物分带则不同于上述式样(阳正熙等,2000)。伟晶状正长石+霓辉石+萤石+氟碳铈矿矿石以出现石英和微斜长石为特征,其分带式样为石英→微斜长石或重晶石+微斜长石+霓辉石+氟碳铈矿→霓辉石。

碳酸岩型矿石呈浸染状赋存于碳酸岩脉或岩床内,以厚层透镜体发育于矿区北段(图9A和图10)。该类型矿石由粗粒方解石、重晶石(10%~20%)、萤石(5%~10%)和少量氟碳铈矿(0.5%~5%)组成,局部含有金属硫化物,如黄铁矿、闪锌矿和方

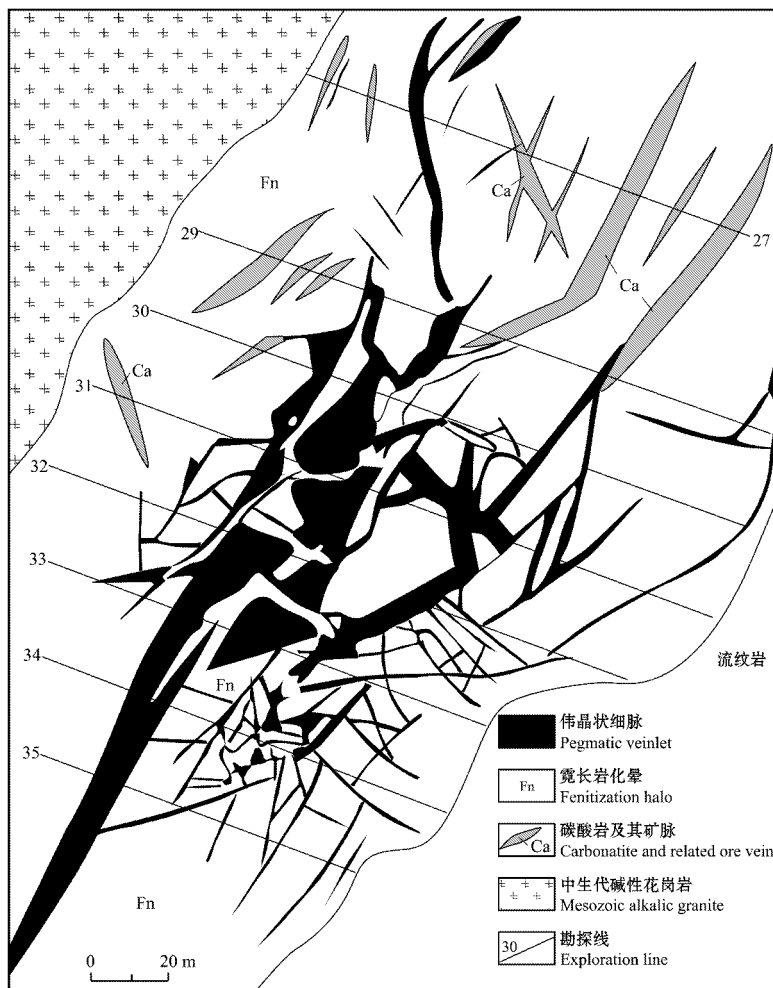


图 10 牦牛坪 REE 矿床的脉状系统(据阳正熙等, 2000 修改)

Fig. 10 Ore vein system of the Maoniuping REE deposit(modified from Yang et al., 2000)

铅矿等(袁忠信等, 1995)。

角砾型矿石仅出现于该矿区的中部和北部(图 10)侧向渐变为网脉状,而向下则变为平行脉状矿体(图 11C)。矿化角砾为典型的碎屑支撑,碎屑主要为棱角状英碱正长岩,而基质则由黑色细粒萤石+重晶石+方解石+氟碳铈矿组成。

网脉状矿石呈细网脉状赋存在主矿体与围岩(英碱性正长岩和蚀变花岗岩)之间。

矿物组合 该矿床所含的共生矿物多达 60 余种(袁忠信等, 1995)。笔者根据矿物组合、矿石结构和构造、脉体穿插关系,并结合流体包裹体数据,划分出 5 个矿化阶段(图 12): ① 早期高温阶段(达 700 °C),碳酸岩-碱性杂岩体遭受强烈霓长岩化蚀变作用,形成以硅酸盐矿物(如微斜长石、石英、黑云母、霓石、霓辉石、钠铁闪石和硅铈铈矿等),少量硫

化物(如黄铁矿、辉钼矿等)和磷酸盐矿物为主的矿物组合;② 中温阶段(达 350 °C),与 LREE 矿化作用密切相关,矿物组合为粗粒方解石+萤石+重晶石+天青石+氟碳铈矿;③ 中-低温硫化物阶段(100~200 °C),矿物组合为细粒萤石+重晶石+石英+氟碳铈矿,略晚于第②阶段的含氟碳铈矿的矿物组合;④ 低温含 REE 的铁锰质矿化阶段,矿物组合主要为铁锰氧化物+方解石;⑤ 表生氧化淋滤阶段,主要为次生白铅矿+毒重石+菱锶矿+钼铅矿(袁忠信等, 1995)。其中,第①阶段以伟晶岩矿化为特征,第②和第③阶段则是 REE 矿床的主要成矿阶段。

成矿年代 应用 K-Ar 法对热液矿物进行了间接成矿定年。从霓辉石+重晶石+氟碳铈矿大脉中挑选出镁钠铁闪石和黑云母,测定其 K-Ar 年龄分别为(31.8±0.7)Ma和(40.3±0.7)Ma(袁忠信等,

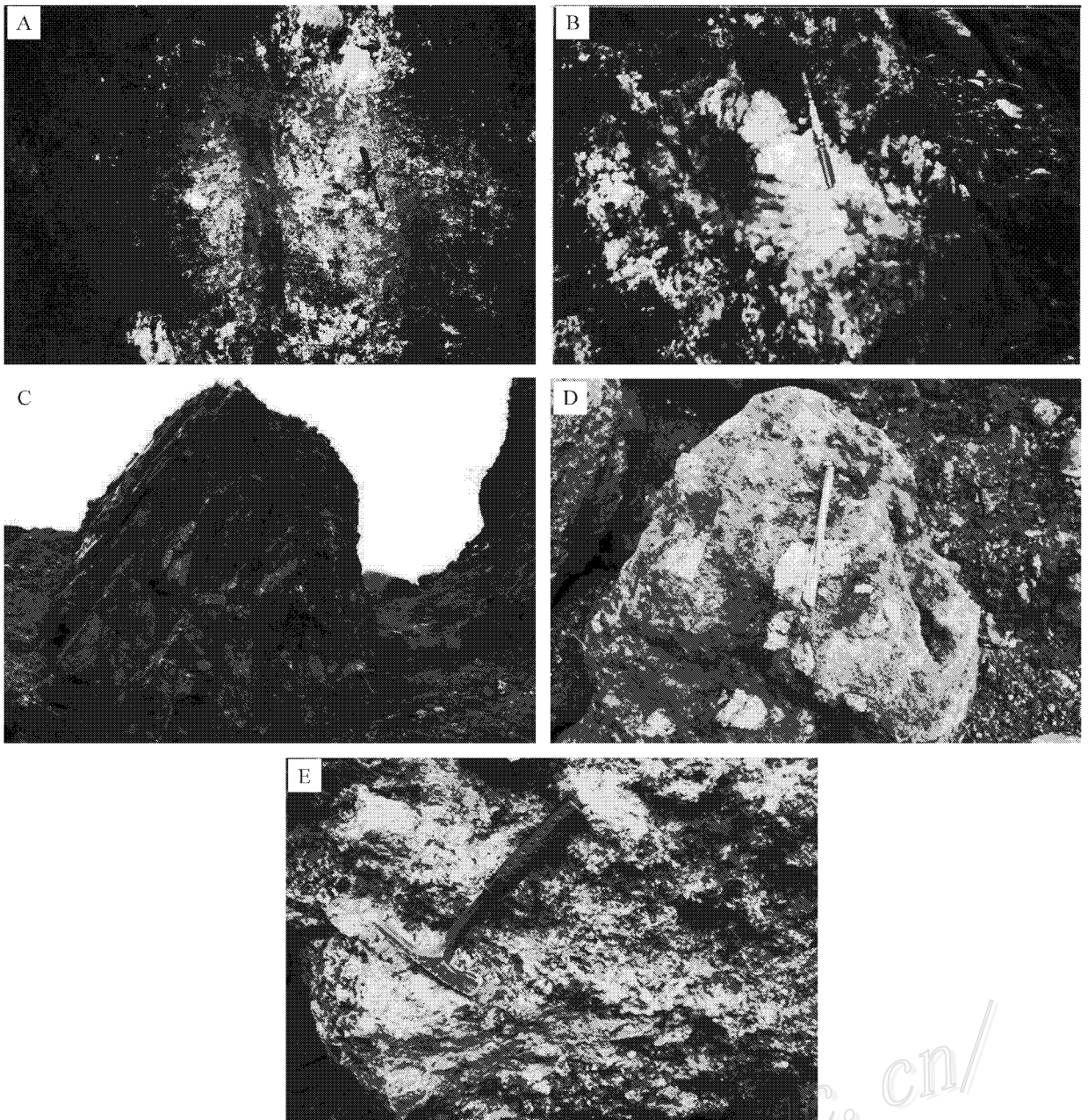


图 11 牦牛坪和大陆槽 REE 矿床主要矿石类型照片

- A. 伟晶岩型重晶石 + 萤石 + 霓辉石 + 氟碳铈矿矿石 ; B. 伟晶岩型正长石 + 霓辉石 + 萤石 + 氟碳铈矿矿石 ; C. 角砾状矿石 (侧面为网脉状矿石, 向下为平行脉状矿石) ; D. 角砾岩筒中的角砾状矿石 ; E. 角砾岩筒中的角砾状矿石

Fig. 11 Photo of main ores from the Maoniuping and Dalucao REE deposits

- A. Pegmatitic barite + fluorite + aegirine-augite + bastnaesite ore ; B. Pegmatitic orthoclase + aegirine-augite + fluorite + bastnaesite ore ; C. Brecciated ores grading laterally into stringer ore and downward into paralleling vein zones ; D. Brecciated ore in the breccia-pipes ; E. Brecciated ore in the breccia-pipes

1995)。碳酸岩矿石中镁钠铁闪石的 K-Ar 年龄为 (31.7 ± 0.7) Ma, 细网脉中黑云母的 K-Ar 年龄为 (27.8 ± 0.5) Ma (袁忠信等, 1995)。所有这些定年数据均表明, 牦牛坪 REE 矿床的成矿时代为渐新世。

3.2 大陆槽矿床

大陆槽 REE 矿床是冕宁-德昌 REE 矿带内的第 2 大矿床 (施泽民等, 1996)。

地质特征 该矿床位于冕宁-德昌矿带的南段,



图 12 牦牛坪 REE 矿床内脉石矿物和矿石矿物的共生顺序

Fig.12 Paragenetic sequence of the gangue and ore minerals in the Maoniuping REE deposit

受大陆槽走滑断裂的控制(图 2B)。因区域地壳抬升,元古代石英闪长岩大面积出露,侏罗系砂岩出露于该矿区的东部。喜马拉雅期英碱正长岩和霓辉正长岩主要侵入于石英闪长岩内,而碳酸岩则沿走滑断裂形成的构造裂隙侵入(图 6)。与 REE 成矿作用有关的 2 个角砾岩筒发育于英碱正长岩中,其长轴直径为 200~400 m,短轴直径为 180~200 m,向下延伸达 450 m(图 6 和图 13)。角砾岩筒中的碎屑岩主要由岩浆碎屑和矿物角砾组成,基质主要由方解石和少量石英及 REE 矿物组成(图 11D)。因受 2 条

走滑断裂后期活动的影响,使 1 号和 2 号矿体发生位移(图 6)。

蚀变特征 大陆槽 REE 矿床的蚀变特征与牦牛坪矿床类似,但强度稍弱。蚀变晕主要发育于正长岩和碳酸岩中,而在石英闪长岩的裂隙中未发现霓长岩化。这种蚀变以斜长石和钾长石被钠长石交代、原生霓辉石被黑云母交代为特征,霓辉石、钠长石和黑云母呈浸染状分布于正长岩中。热液霓辉石呈浸染状分布于石英闪长岩的裂隙中,局部被黑云母所交代(李小渝, 2005)。少量氟碳铈矿呈浸染

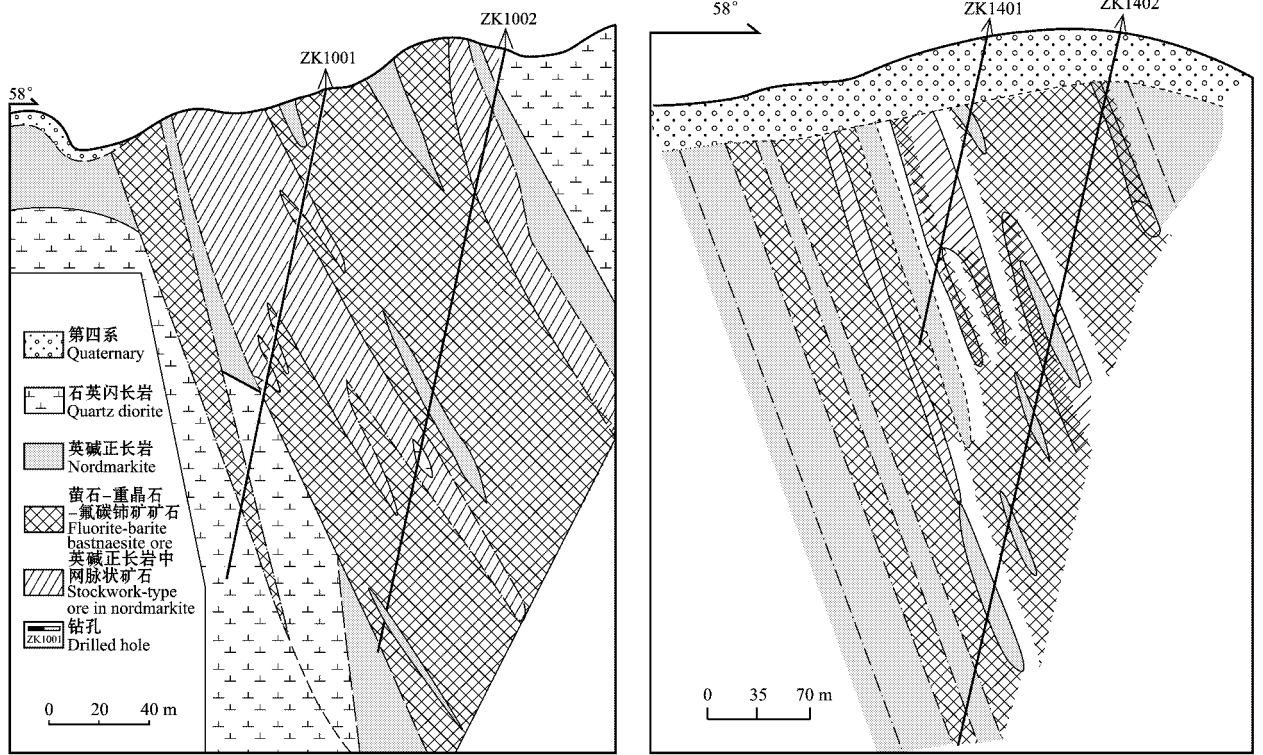


图 13 大陆槽 REE 矿床 10(A)和 14(B)勘探线地质剖面图(据杨光明等^①修改)

Fig. 13 Geological sections along the exploration lines 10(A) and 14(B) in the Dalucao REE deposit (modified from Yang et al. 1998)

状分布于蚀变晕内。晚期强烈的碳酸岩化作用叠加于早期形成的霓长岩蚀变晕之上,与 REE 成矿作用有关。主要矿物组合为:重晶石+萤石+氟碳铈矿、天青石+萤石+氟碳铈矿和方解石+萤石+重晶石+氟碳铈矿。

矿化样式 大陆槽 REE 矿床由 2 个大透镜体和诸多小矿体组成(图 6)。与牦牛坪矿床成矿作用不同的是,大陆槽矿床包括 2 套成矿系统,以发育角砾岩筒及与之有关的成矿作用为特征。第 1 套成矿系统发育于 2 个角砾岩筒中,形成 1 号矿体和 3 号矿体。前者的矿物组合为重晶石+萤石+霓辉石+氟碳铈矿,后者的矿物组合为天青石+萤石+霓辉石(1%~5%)+氟碳铈矿(5%~8%)。这些矿物组合以角砾状、块状、脉状和细脉状产出(图 11E)。矿脉逐渐过渡为矿化角砾和角砾状矿石,通常包裹在同种矿物组合的细脉和网脉中。

第 2 套成矿系统发育于 2 个矿化角砾岩筒之间,因受磨房沟走滑断裂的影响而发生位移(图 6)。

该成矿系统由发育在英碱正长岩中的矿脉群和发育在霓辉正长岩顶部的下伏似层状矿化带组成。单个矿脉的宽度从几十厘米至数米,并含有数量不等的氟碳铈矿(0.5%~3%),似层状矿化带由矿化角砾和粗晶重晶石+萤石+石英+霓辉石+氟碳铈矿组成,以块状、脉状和浸染状出现于霓辉正长岩中。

矿体形状和矿石类型 钻孔资料和化学分析结果表明,其矿体形状主要为透镜状、筒状和少量细脉状(图 6 和图 13)。1 号角砾岩筒几乎全部矿化,并向下延伸 450 m,厚度为 55~175 m(图 13A)。3 号矿体向下延伸大于 180 m,厚度为 13.7~58.4 m(图 13B)。

大陆槽矿床有 4 种矿石类型,但以角砾状矿石居多,以发育角砾构造为特征。① 角砾状矿石,矿化角砾具有典型的碎屑支撑结构,碎屑主要由棱角状-圆状英碱正长岩和碳酸岩角砾以及方解石+萤石+天青石矿物角砾组成,其基质由细粒方解石、石英和氟碳铈矿组成。② 该矿石类型的矿物组合为

① 杨光明,常 诚,左大华,刘学良. 1998. 四川省德昌县 DL 稀土矿床成矿条件研究. 中国地质大学(武汉)对外开放资料. 1~89.

重晶石 + 萤石 + 氟碳铈矿(1号矿体)和天青石 + 萤石 + 氟碳铈矿(3号矿体),均以小透镜体或矿脉产出,具典型构造特征,如块状、条带状、浸染状和脉状。③ 细脉状矿石,主要发育在主矿脉的旁侧和蚀变围岩(霓灰正长岩和石英闪长岩)中。④ 块状、浸染状矿石,通常赋存于矿化角砾岩筒的顶部,其矿物组合为霓辉石 + 重晶石 + 方解石 + 少量氟碳铈矿。大陆槽矿床的矿物共生组合与牦牛坪矿床的类似,也可划分出 5 个成矿阶段(图 14)。与牦牛坪矿床不同的是,大陆槽矿床含有少量自然金属(铜、锡)及硫化物组合,主要出现在第 3 成矿阶段(谢玉玲等, 2005)。另外,其重晶石和钠铁闪石的数量明显减少。

成矿年代 1 号矿体内黑云母的 K-Ar 年龄为 9.8~10.6 Ma,3 号矿体内白云母的 K-Ar 年龄为

11.3 Ma^①。笔者最近的分析结果为,1 号矿体和 3 号矿体内白云母的 Ar-Ar 坪年龄分别为 13.45 Ma 和 12.94 Ma(田世洪,2008a),表明大陆槽矿床的成矿时代为中新世。

3.3 木落寨矿床

木落寨矿床是冕宁-德昌 REE 矿带内的第 3 大矿床,由碉楼山和郑家梁子 2 个矿段组成。

地质特征 木落寨矿床位于冕宁-德昌矿带的北段,受雅砻江走滑断裂的控制,北与鲜水河断裂相接(图 2)。该矿区主要出露 3 套岩石单元:① 长 500 m、宽 400 m 的花岗岩体;② 厚达 1 000 m 的二叠系灰岩和玄武岩;③ 厚 700 m 的三叠系含煤沉积地层。碳酸岩-碱性杂岩均侵入于上述 3 套岩石单元中(图 5),主要由 NEE 向的正长岩和 50 m 宽、200 m 长的碳酸岩组成(田世洪,2005)。

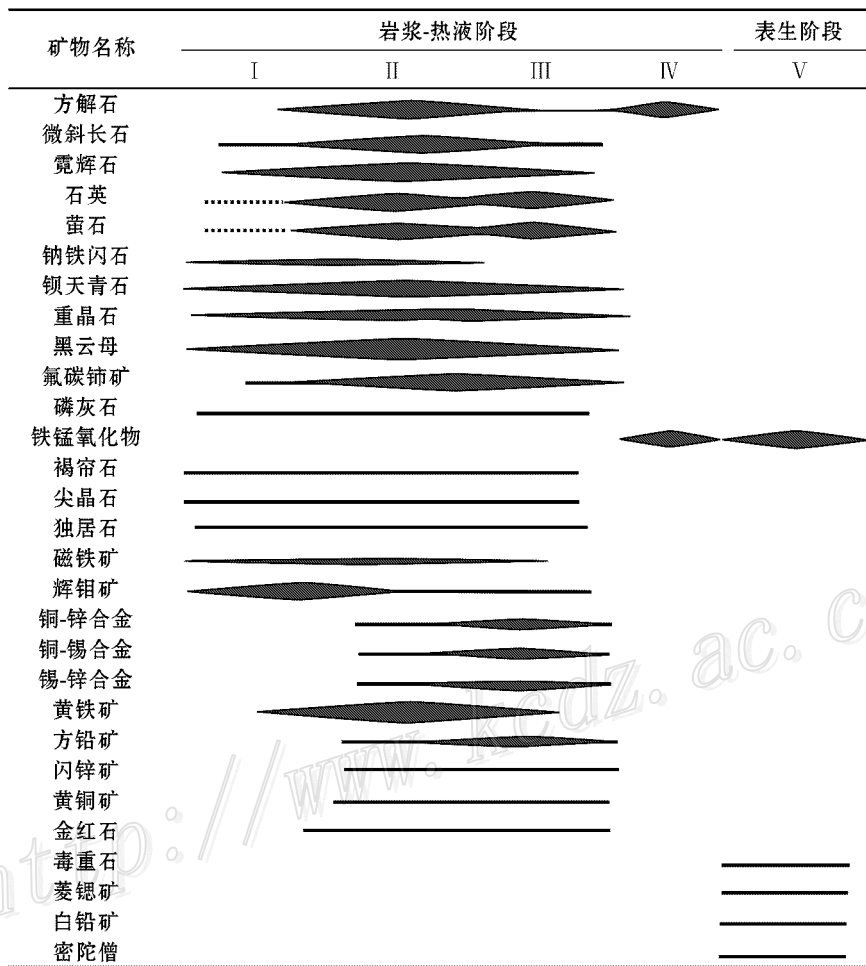


图 14 大陆槽 REE 矿床内脉石矿物和矿石矿物的共生顺序

Fig. 14 Paragenetic sequence of the gangue and ore minerals in the Dalucao REE deposit

① 杨光明,常 诚,左大华,刘学良. 1998. 四川省德昌县 DL 稀土矿床成矿条件研究. 中国地质大学(武汉)对外开放资料. 1~89.

蚀变特征 与成矿作用有关的蚀变主要为霓长岩化,其特征是石英和斜长石被碱性长石所交代,形成霓石、霓辉石、钠铁闪石和富镁黑云母。少量氟碳铈矿呈浸染状分布于蚀变晕中。碳酸岩化和霓石(霓辉石)蚀变均叠加于早期形成的霓长岩蚀变晕之上,与稀土元素成矿作用有关。主要矿物组合为重晶石+萤石+氟碳铈矿、黑云母+萤石+氟碳铈矿、方解石+萤石+重晶石+氟碳铈矿。

矿体形状和矿石类型 钻孔资料和化学分析结果表明,矿体长58~490 m,厚0.86~25.8 m^①。矿体沿NW向陡倾,倾角为60~75°,矿体形状为似层状、条带状和不规则透镜状及细脉状等(图5)。

根据矿体特征,可划分出3种主要矿石类型:块状萤石-氟碳铈矿矿石、浸染状和条带状矿石。块状萤石-氟碳铈矿矿石主要由萤石(75%)和氟碳铈矿组成,后者呈板状和细脉状发育于萤石解理中。浸染状矿石主要由氟碳铈矿和少量萤石组成,与石英、方解石和斜长石共生。条带状矿石主要由氟碳铈矿、萤石、方解石和斜长石组成。矿石矿物主要为氟碳铈矿,脉石矿物为萤石、重晶石、方解石、长石、石英、云母和霓辉石。矿石结构为他形不等粒状、板状、半自形状,构造为块状、条带状。

成矿年代 矿石内金云母的⁴⁰Ar/³⁹Ar坪年龄为(35.5±0.5)Ma,等时线年龄为(35±1)Ma(田世洪等,2006a),表明木落寨矿床的成矿时代为渐新世。

3.4 里庄矿床

里庄矿床是一个小型REE矿床。

地质特征 在里庄矿区,碳酸岩-碱性杂岩侵入在厚逾1000 m的志留系—三叠系碎屑岩和碳酸盐岩中。该杂岩体地表出露宽约100 m,长400 m,主要由NNW向碳酸岩和正长岩组成。碳酸岩主要由方解石(82%)和少量霓辉石组成,而与之有关的正长岩主要为英碱正长岩,由微斜长石(约75%)、霓辉石(12%)、石英(10%)和少量钠长石、钠铁闪石和赤铁矿组成。

蚀变特征和矿化 与成矿作用有关的蚀变也主要为霓长岩化,以石英和斜长石被碱性长石交代为特征,形成霓石、霓辉石、钠铁闪石、绿帘石和黑云母。里庄矿床由众多小透镜体和网脉状矿石组成,

赋存于碳酸岩和英碱正长岩中。矿体长30~101 m、宽(厚)2.2~11.6 m,主要发育于碳酸岩的裂隙带中(图4)。4种矿石类型分别为:①褐色浸染状矿石,为主要类型,由方解石(53%~59%)、萤石(20%~25%)、重晶石(10%~16%)和少量氟碳铈矿(3%~6%)组成,呈透镜状或脉状产出;②黄色条带状矿石,呈透镜状,由方解石(58%)、重晶石(12%)、萤石(10%)、氟碳铈矿(12%)以及少量黑云母和石英组成;③网脉状矿石,主要赋存于英碱正长岩中,由萤石+氟碳铈矿+重晶石细脉组成;④黑色粉末状矿石,由霓辉石和氟碳铈矿组成,在碳酸岩裂隙或矿石透镜体中偶见。总体来说,里庄矿床的矿物组合相对简单,其共生矿物可与牦牛坪和大陆槽矿床进行对比。

成矿年代 碳酸岩中辉钼矿的Re-Os模式年龄为28.46 Ma,碳酸岩中黑云母的Ar-Ar坪年龄为30.55 Ma(田世洪,2008a),表明里庄REE矿床的成矿时代为渐新世。

4 流体包裹体

前人已对该成矿带中的牦牛坪和大陆槽REE矿床的流体包裹体进行了大量研究^②(牛贺才等,1994;1996;袁忠信等,1995;阳正熙等,2001;谢玉玲等,2005),取得了一些重要的认识,但对里庄和木落寨矿床内流体包裹体的研究尚未见报道。为了进一步探讨含矿热液的演化过程,本次研究重点对该REE矿带中的3个代表性矿床(牦牛坪、木落寨、里庄)进行了流体包裹体岩相学和显微测温研究。结合前人资料对该矿带中4个矿床的流体包裹体的主要特征进行了总结(表1),对牦牛坪和木落寨矿床内流体包裹体的详细研究和具体数据则另文讨论(Xie et al,2008)。

4.1 流体包裹体类型和分布特征

根据包裹体在室温下的相态特征及加热过程中的变化,将其分为3类:熔体包裹体(M类)、熔流包裹体(ML类)和流体包裹体(L类)。其中的流体包裹体又可分为:①富水两相包裹体(L-1);②富CO₂两相包裹体(L-2);③含子矿物多相包裹体(L-3);④纯CO₂包裹体(L-4)。

① 四川省地质局西昌地质队,1961. 冕宁木落稀土矿区地质普查报告. 内部资料. 1~81.

② 杨光明,常诚,左大华,刘学良,1998. 四川省德昌县DL稀土矿床成矿条件研究. 中国地质大学(武汉)对外开放资料. 1~89.

表 1 冕宁-德昌矿带的 4 个 REE 矿床中矿石矿物和脉石矿物内流体包裹体的显微测温结果
Table 1 Microthermometric results of fluid inclusions in ore and gangue minerals from four REE deposits of the Mianning-Dechang ore belt

样品号	主矿物	P/S	包裹体类型	$t_h/^\circ\text{C}$		$\rho_{\text{CO}_2}/\text{g}/\text{cm}^3$	
				范围	平均	范围	平均
牦牛坪矿床							
MNP-6/8	石英	P	AC _L	238.0(1)	238.0	0.647 ~ 0.868(2)	0.758
MNP-6/8	石英	S	AV	132.9~150.6(5)	142.0		
MNP-12	石英	S	AV	124.2~219(12)	172.2		
MNP-12	石英	P	AC _L -1	246.5~371.3(7)	295.8		
MNP-12	石英	P	ADC _L	236.5~477(13)	361.9		
MNP-12	石英	P	C _L			0.923~0.958(4)	0.940
MNP-12	石英	S	AC _L			0.636(1)	0.636
MNP-13	石英	S	AC _L			0.692 ~ 0.807(3)	0.759
MNP-13	石英	P	C _L			0.944 ~ 0.964(4)	0.955
MNP-13	石英	P	ADC _L	328~459(3)	410.7		
MNP-33	石英	P	AC _L			0.982(1)	0.982
MNP-33	石英	S	AV	165.7 ~ 185(3)	176.6		
MNP-33	石英	P	AC _L -1	217.4 ~ 357(5)	277.7		
MNP-33	石英	P	C _L			0.938 ~ 0.972(6)	0.957
MNP-33	石英	P	ADC _L			0.644(1)	0.644
MNP-161	石英	P	ADC _L	223.5 ~ 296.4(2)	260.0		
MNP-161	石英	S	AV	113.0 ~ 225.5(12)	152.0		
MNP-153	石英	S	AV	107.7 ~ 159.2(8)	129.1		
MNP-153	石英	P	AC _L -1	254.4 ~ 324.1(2)	289.3		
MNP-132	萤石	P	AC _L -1	249.3 ~ 285.1(5)	272.0		
MNP-132	萤石	P	AC _V	180.5(1)	180.5		
MNP-161	萤石	P	ADC _L	240.0 ~ 385.5(7)	304.2		
MNP-161	萤石	S	AV	100.5 ~ 152.7(16)	121.8		
MNP-28	萤石	S	AV	137.0 ~ 142.6(2)	139.8		
MNP-28	萤石	P	AC _L -1	254.1 ~ 278.7(2)	266.4		
MNP-157	方解石	P	AC _L -1	217.6 ~ 242.4(3)	229.8		
MNP-157	方解石	S	AV	157.7 ~ 159.2(2)	158.5		
MNP-157	方解石	P	C _L			0.829 ~ 0.839(2)	0.834
MNP-28	方解石	S	AV	141.0 ~ 166.8(9)	157.5		
MNP-157	重晶石	P	AC _L -1	194.2 ~ 253.4(4)	218.5		
MNP-28	重晶石	S	AV	186.0 ~ 199.4(4)	193.5		
大陆槽矿床^①							
DLT9604/131	氟碳铈矿	P	AC _L	285 ~ 430(15)	357.5	0.81 ~ 0.94(4)	0.875
DLT9674/93	萤石	P	AC _L	249 ~ 305(7)	277.0	0.91 ~ 0.96(2)	0.935
DLT9674/93	萤石	P	ADC _L	270 ~ 339(3)	304.5		
DLT9604	方解石	P	AC _L	256 ~ 296(12)	276.0	0.94(1)	0.940
DLT9604/75	重晶石	P	AC _L	200 ~ 235(12)	217.5	0.95 ~ 0.97(3)	0.960
DLT9638/89	石英	P	AC _L	256 ~ 463(40)	359.5		
DLT96131	石英	P	AC _L	228 ~ 258(3)	243.0	0.82(1)	0.82
DLT9604	石英	P	ADC	328 ~ 390(5)	359.0		

① 杨光明, 常 诚, 左大华, 刘学良. 1998. 四川省德昌县 DL 稀土矿床成矿条件研究. 中国地质大学(武汉)对外开放资料. 1~89.

续表 1-1
Continued Table 1-1

样品号	主矿物	P/S	包裹体类型	$t_h/^\circ\text{C}$		$\rho_{\text{CO}_2}/\text{g}/\text{cm}^3$	
				范围	平均	范围	平均
木落寨矿床							
ML-02	萤石	S	C_L			0.657 ~ 1.04 (5)	0.956
ML-02	萤石	P	AC_L-1	232.0 ~ 329.3 (6)	270.5	0.745 ~ 0.931 (11)	0.904
ML-02	萤石	P	AC_L-2	390.0 (1)	390.0		
ML-09	氟碳铈矿	P	AC_L-1	410.0 (1)	410.0	0.650 ~ 0.963 (10)	0.821
ML-09	氟碳铈矿	P	AC_L-2	341.0 (1)	341.0		
ML-10	氟碳铈矿	P	AC_L-1	295.5 ~ 390.2 (4)	321.6	0.599 ~ 1.017 (37)	0.898
ML-10	氟碳铈矿	P	AC_L-2	260.0 ~ 438.2 (5)	328.7		
里庄矿床							
LZ-14	石英	S	AV	162.6 ~ 193 (5)	175.9		
LZ-14	石英	P	AC_L-1	245.3 ~ 468.2 (8)	361.3		
LZ-14	石英	P	AC_L-2	326.6 ~ 406.8 (2)	366.7		
LZ-14	石英	P	AC_L			0.931 ~ 0.973 (3)	0.959
LZ-128	石英	S	C_L			0.678 ~ 1.027 (11)	0.852
LZ-128	石英	P	AC_L			0.626 ~ 1.020 (11)	0.874
LZ-17	氟碳铈矿	P	AC_L-1	212 ~ 352 (4)	278.5		
Lz-17	氟碳铈矿	P	C_L			0.941 ~ 0.972 (6)	0.955
LZ-17	氟碳铈矿	P	AC_L			0.890 (1)	0.890

注: 圆括号中的数字为样品数。P—原生包裹体 S—次生包裹体。

熔体包裹体主要发现于岩浆成因的方解石和成矿早期的萤石中,少数发现于石英中。它们常由熔体玻璃相、子矿物相组成,有些可见含少量流体相。

熔流包裹体主要出现于上述矿床的伟晶状萤石、石英及早阶段的中细粒萤石、石英中(图 15A)。该类包裹体在大小、固相的体积百分数和流/气/固相比例方面都变化较大,与 Williams-Jones 等(2000)所报道的 Gallinas Mountains 萤石矿床中萤石内包裹体的特征相类似。大多数熔流包裹体含有多个固体相,其体积百分比为 45% ~ 75%,有些更高(图 15A)。激光拉曼探针(LRM)分析表明,其中大多数固相物为硫酸盐矿物,包括重晶石、天青石、石膏,另外还发现有稀土元素矿物、碳酸盐和重碳酸盐矿物,如菱锆矿和苏打石等(许成等,2001;阳正熙等,2001;Xie et al.,2008)。熔流包裹体中相比例的变化及其与熔体包裹体的紧密关系表明,熔流包裹体可能在熔体向流体转化的阶段被捕获。

L-1(AV 亚类) 室温下该类包裹体由一个水溶液相和一个气相组成,加热后均一为液相,其均一温度一般小于 200 $^\circ\text{C}$ 。此类包裹体主要以次生包裹体(S)的形式出现于石英、萤石和 REE 矿物中,常在石

英和萤石中呈线状和串珠状沿愈合裂隙分布。也可呈原生包裹体(P)出现于晚期晶簇状方解石中。

L-2(AC_L 亚类) 该类包裹体在室温下由一个水溶液相和一个液相 CO_2 组成,有时可见由水溶液相、液相 CO_2 和气相 CO_2 三相组成。其 CO_2 相所占体积百分数为 15% ~ 35%。在石英、萤石、方解石和 REE 矿物中均可见此类包裹体(图 15B—E),在 REE 矿物中更是以其为主。该类包裹体在加热后均一为液相(AC_L-1)或临界相(AC_L-2)。它们常呈负晶形状、透镜状、拉长的圆形和不规则状,并常与 L-3 和 ML 类包裹体共生。

L-3(ADC_L 亚类) 室温下该类包裹体由水溶液相、液相 CO_2 和子矿物相组成(图 15F—G)。加热后均一为液相。SEM/EDS 结果表明,其内的子矿物相主要为芒硝类,包括芒硝、钾芒硝和单钾芒硝,另外还发现了重晶石、石膏和方解石。

L-4(C_L) 此类包裹体在室温下由液相 CO_2 组成,冷冻后出现气相 CO_2 ,回温后均一为液相 CO_2 。该类包裹体主要见于重晶石和 REE 矿物中(图 15E 和 H),在石英中也可见,常与 AC_L 和 ADC_L 类包裹体紧密共生(图 15E)。

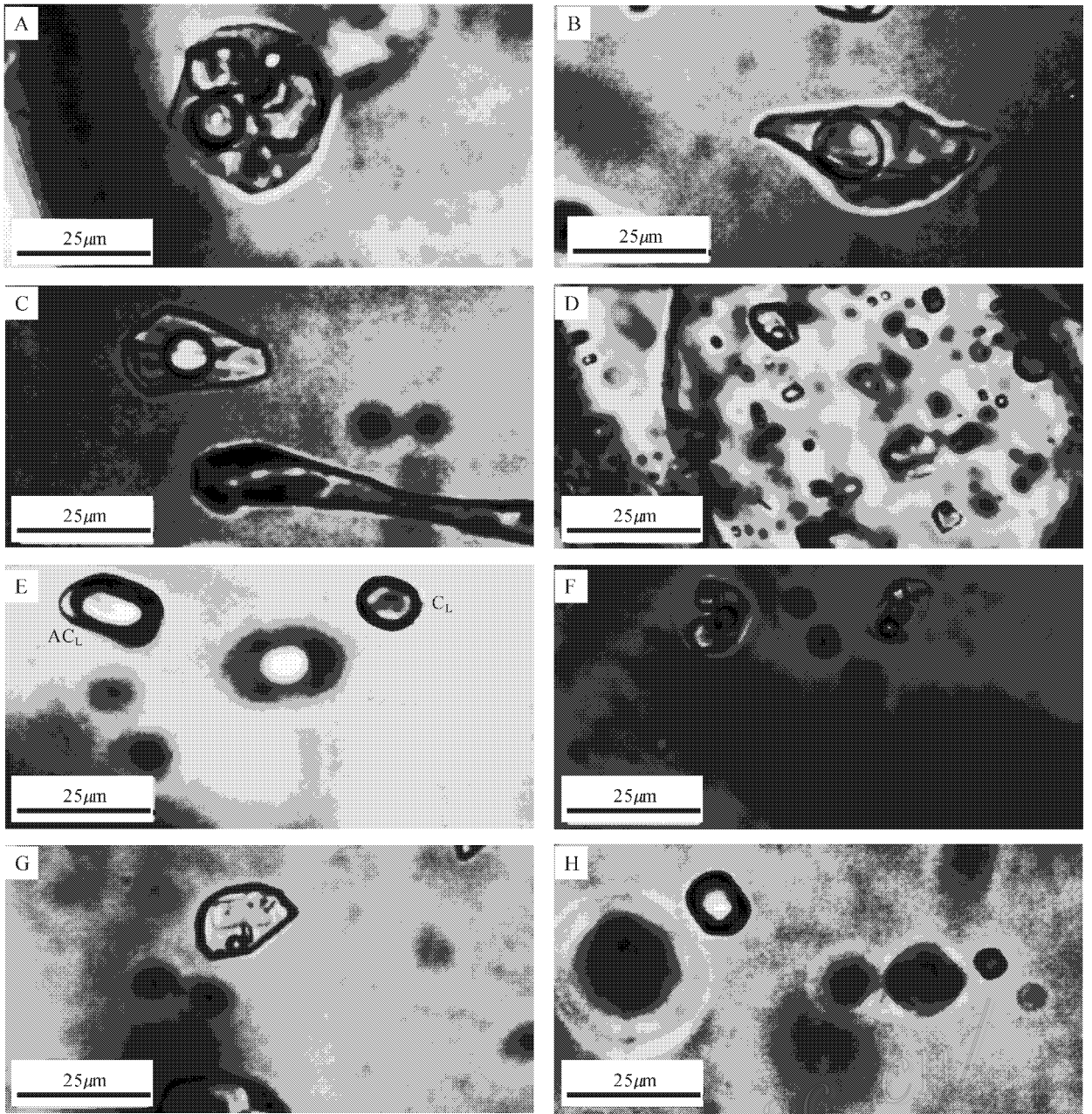


图 15 4 个 REE 矿床中石英、萤石和氟碳铈矿内流体包裹体的显微照片

A—萤石中的熔流包裹体 (ML) (大陆槽矿床) ; B—氟碳铈矿中的 H_2O-CO_2 包裹体 (AC_L) (牦牛坪矿床) ; C—氟碳铈矿中的 H_2O-CO_2 包裹体 (AC_L) (大陆槽矿床) ; D—氟碳铈矿中的 H_2O-CO_2 包裹体 (AC_L) (里庄矿床) ; E—萤石中的 H_2O-CO_2 包裹体 (AC_L) 和纯 CO_2 包裹体 (C_L) (大陆槽矿床) ; F—萤石中的含子矿物多相包裹体 (ADC_L) (大陆槽矿床) ; G—氟碳铈矿中的含子矿物多相包裹体 (ADC_L) (木落寨矿床) ; H—氟碳铈矿中的纯 CO_2 包裹体 (C_L) (木落寨矿床)

Fig. 15 Photomicrographs of fluid inclusions in quartz, fluorite and bastnaesite from four REE deposits

A—Melt/fluid inclusion (ML) in fluorite (Dalucuo deposit) ; B— H_2O-CO_2 inclusions (AC_L) in bastnaesite (Maoniuping deposit) ; C— H_2O-CO_2 inclusions (AC_L) in bastnaesite (Dalucuo deposit) ; D— H_2O-CO_2 inclusions (AC_L) in bastnaesite (Lizhuang deposit) ; E— H_2O-CO_2 inclusions (AC_L) and pure CO_2 inclusion (C_L) in fluorite (Dalucuo deposit) ; F—Daughter mineral-bearing multi-phase inclusions (ADC_L) in fluorite (Dalucuo deposit) ; G—Daughter mineral-bearing multi-phase inclusions (ADC_L) in bastnaesite (Muluozhai deposit) ; H—Pure- CO_2 inclusions (C_L) in bastnaesite (Muluozhai deposit)

依据上述4个矿床内流体包裹体的岩相学特征和分布特征,可将其分为如下4个包裹体群:①包裹体群I,为熔体包裹体组合,主要分布于岩浆成因的方解石中,也可见于伟晶状萤石、石英中。其常与固相包裹矿物共生,有时可见少数熔流包裹体。该类包裹体常孤立分布,也有些成群分布,代表熔体阶段的产物。②包裹体群II,为熔流包裹体组合,以熔流包裹体为主,并伴有熔体包裹体和富 CO_2 包裹体,代表熔体-流体转化阶段的产物。它们主要出现于伟晶状萤石、石英及热液脉中的萤石、石英内。萤石中该包裹体群最为发育。③包裹体群III,为富 CO_2 包裹体组合,主要由 AC_L 、 ADC_L 和 C_L 类包裹体组成,主要出现于重晶石和REE矿物中,也可呈次生包裹体出现于早期的萤石、石英中,具有相对较高的均一温度。该包裹体群可能指示了水溶液和 CO_2 的不混溶过程。④包裹体群IV,为富水包裹体组合,由AV和 ADC_L 类包裹体组成,具有相对低的均一温度,代表流体演化晚阶段的产物。它们主要呈次生包裹体出现于石英、萤石和晚期方解石中。

4.2 显微测温结果

流体包裹体的显微测温分析在北京科技大学和中国地质科学院矿产资源研究所包裹体实验室进行,所用仪器为Linkam THMS 600冷热台和Linkam TH 1500热台。温度校正采用纯 CO_2 的三相点(-56.6°C)、纯水的三相点(0.0°C)和纯水体系的临界点(374.1°C)进行校正。测量的重现温度精度:冷冻数据为 $\pm 0.1^\circ\text{C}$,均一温度为 $\pm 1^\circ\text{C}$ 。

用于本次显微测温分析的样品采自牦牛坪、里庄和木落寨3个REE矿床,分析结果见表1和图16。由于LRM和SEM/EDS结果(另文详述)证实其成矿流体并非简单的 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ 体系,而是 $\text{K}_2\text{SO}_4\text{-Na}_2\text{SO}_4\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 体系,故不能用 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ 体系的相图进行盐度估算。

C_L 类包裹体的三相点温度在牦牛坪矿床为 $-56.5\sim-58.5^\circ\text{C}$,里庄矿床为 $-57.5\sim-58.1^\circ\text{C}$,木落寨矿床为 $-58.1\sim-61.6^\circ\text{C}$,后者明显低于前两者。这3组数据均略低于纯 CO_2 的三相点,表明除 CO_2 外,还含有少量其他组分,如 CH_4 和 H_2 等。LRM结果表明,在木落寨矿床REE矿物内的 C_L 类包裹体和 AC_L 类包裹体的 CO_2 相中有 H_2 存在(另文详述),也证实了这一点。据 C_L 类包裹体内 CO_2 相的部分均一温度所推测的 CO_2 密度:牦牛坪

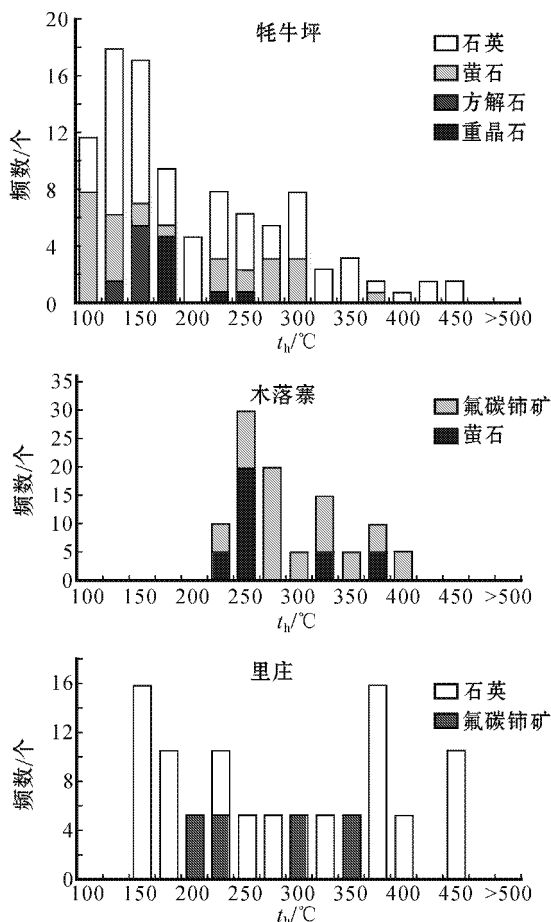


图16 牦牛坪、木落寨和里庄REE矿床内石英、萤石、重晶石和氟碳铈矿中流体包裹体的均一温度

Fig. 16 Homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz, fluorite, barite and bastnaesite from the Maoniuping, Muluozhai and Lizhuang REE deposits

矿床为 $0.829\sim 0.972\text{ g/cm}^3$,木落寨矿床为 $0.657\sim 1.04\text{ g/cm}^3$,里庄矿床为 $0.678\sim 1.027\text{ g/cm}^3$ 。 C_L 类包裹体多数均一为液相 CO_2 ,少数均一为临界相。 AC_L 类包裹体的均一温度:牦牛坪矿床为 $217.4\sim 371.3^\circ\text{C}$,里庄矿床为 $212\sim 468.2^\circ\text{C}$,木落寨矿床为 $260\sim 438.2^\circ\text{C}$;相对应的 CO_2 密度:牦牛坪矿床为 $0.636\sim 0.982\text{ g/cm}^3$,木落寨矿床为 $0.599\sim 1.017\text{ g/cm}^3$,里庄矿床为 $0.626\sim 1.02\text{ g/cm}^3$ 。多数 ADC_L 类包裹体在加热过程中爆裂,因此,所得的均一温度数据有限。已测得的 ADC_L 类包裹体的均一温度:牦牛坪矿床为 $223.5\sim 477^\circ\text{C}$,大陆槽矿床为 $270\sim 390^\circ\text{C}$ 。AV类包裹体具有相对较低的均一温度:牦牛坪矿床为 $100.5\sim 225.5^\circ\text{C}$,里庄矿床为 $162.6\sim 193^\circ\text{C}$ 。

图16是牦牛坪、里庄和木落寨3个矿床内流体

包裹体均一温度的统计结果,包括石英、萤石、方解石、重晶石和氟碳铈矿中的流体包裹体测温结果。由该图可见,存在 2 个峰值,一个在 125~175 °C,另一个在 275~325 °C,分别对应于晚期阶段的低温低密度流体以及成矿主阶段的中高温富 CO₂ 流体。

5 稳定同位素结果

5.1 C-O-D 同位素结果

本次研究对 4 个 REE 矿床的 C-O-D 同位素进行了系统分析。样品由国土资源部同位素地质重点实验室应用 MAT-253EM 型质谱计进行了测试。关于分析测试方法,请参见 McCrea(1950)、Clayton 等(1963)和 Coleman 等(1982),在此不再赘述。

表 2 列出了采自 4 个矿床的 15 个方解石样品的 C 和 O 同位素分析结果。方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 7.0‰~12.4‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为 -3.3‰~-8.6‰(表 2)。木落寨矿床方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化小,分别为 -6.6‰~-6.8‰和 8.4‰~9.1‰。牦牛坪矿床内的方解石与碳酸岩中的方解石相比,有较重的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值(-3.9‰~-6.9‰)和较高的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值(7.0‰~9.7‰),在图 7 中显示出明显的 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 增高趋势,这可能与碳酸岩浆演化过程中的高温分馏作用有关(Deines,1989;Demény et al.,1998)。里庄矿床内的方解石产生相对较重的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值(-4.4‰~-5.3‰)和较高的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值(10.1‰~11.9‰),与碳酸岩中方解石的数值接近。大陆槽矿床方解石的 C 和 O 同位素组成异常分散(图 7)。杨光明等所报道的方解石 $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ 数据与碳酸岩的非常相近^①,但本次分析给出了异常重的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值(-3.3‰)和低的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值(9.0‰)。由于分析数量有限,故本次研究对数据分散的原因尚难给出合理的解释。总体来说,这 4 个矿床所有样品的 O 和 C 同位素组成均显示出原始地幔碳酸岩来源的特征(图 7)(Keller et al.,1995;Ray et al.,1999,2000),表明脉石矿物方解石中的 HCO₃⁻ 具地幔成因(Faure,1986)。

表 3 列出了 4 个矿床内脉石矿物中流体包裹体的碳同位素分析结果。其中 9 件石英样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值在 -2.5‰ 与 -10.4‰ 之间,平均为 -4.6‰;13 件萤石样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值在 -3.4‰

至 -10.4‰ 之间。总体上看,石英和萤石中流体包裹体的碳同位素组成与方解石的非常相似,与地幔来源的碳同位素组成(-2‰~-10‰,平均为 -5‰)相当(Nadeau et al.,1990;Pineau et al.,1990;储雪蕾,1996;张名杰等,2000)。

对 4 个矿床内氟碳铈矿和脉石矿物中流体包裹体的氢同位素也进行了分析,分析结果见表 3。其中,石英的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 -69‰~-88‰,萤石的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 -63‰~-119‰,方解石的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 -66‰~-98‰(表 3)。7 件氟碳铈矿的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 -63‰~-86‰,平均为 -73‰(表 3)。总体上,矿石/脉石矿物中流体包裹体的氢同位素组成与金伯利岩中火成岩矿物的类似(Kuroda,1975;池际尚,1988)。

根据石英与水的氧同位素交换系数(Matsushita et al.,1979)以及石英内流体包裹体的均一温度,计算出形成脉石矿物石英的热液流体的氧同位素组成为 +7.5‰~-2.7‰(表 3)。其中,大陆槽矿床成矿

表 2 冕宁-德昌 REE 矿带中 4 个矿床内脉石矿物方解石的碳、氧同位素组成

Table 2 Carbon and oxygen isotopic compositions of gangue calcites from four deposits in the Mianning-Dechang REE belt

样品号	矿物名称	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}^*/\text{‰}$
牦牛坪矿床				
MNP-14	方解石	-5.0	-20.5	9.7
MNP-15	方解石	-3.9	-20.9	9.3
MNP-1	方解石	-6.9	-22.8	7.3
MNP-6	方解石	-6.9	-22.7	7.4
MO-20	方解石	-6.3	-22.5	7.7
MO-53	方解石	-6.5	-23.1	7.0
MO-72	方解石	-6.3	-22.4	7.8
大陆槽矿床				
DL-04	方解石	-3.3	-21.2	9.0
DL9671	方解石	-7.8	-19.1	11.1
DL9649	方解石	-8.6	-17.9	12.4
里庄矿床				
LZ-06-1	方解石	-4.4	-18.4	11.9
LZ-19-1	方解石	-5.3	-20.2	10.1
木落寨矿床				
ML-005	方解石	-6.6	-21.8	8.4
ML-008	方解石	-6.8	-21.4	8.8
ML-009	方解石	-6.8	-21.7	8.5
ML-010	方解石	-6.7	-21.5	8.7
MLZ-6	方解石	-6.7	-21.2	9.1

* $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 1.03086 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} + 30.86$ (Friedman et al.,1977)。DL9649 及 DL9671 号样品的数据引自杨光明^①等,其余数据均源自本次研究。

① 杨光明,常 诚,左大华,刘学良. 1998. 四川省德昌县 DL 稀土矿床成矿条件研究. 中国地质大学(武汉)对外开放资料. 1~89.

表3 冕宁-德昌 REE 矿带中 4 个矿床内脉石矿物和矿石矿物的 C-O-D 同位素组成

Table 3 C-O-D isotopic compositions of ore and gangue minerals from four deposits in the Mianning-Dechang REE belt

样品号	矿物名称	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	均一温度/℃
牦牛坪矿床						
MN-3	石英	-5.6	-88	7.5	-2.4 ~ 4.5	237 ~ 477
MN-14	石英		-75	8.6	-1.3 ~ 5.6	237 ~ 477
MN-16	石英		-83	8.3	-1.6 ~ 5.3	237 ~ 477
MNP-1	石英	-3.0	-69	8.4	-1.5 ~ 5.4	237 ~ 477
MNP-8	石英		-86	8.2	-2.7 ~ -1.7	219 ~ 238
MNP-13	石英	-3.0	-83	8.1	1.7 ~ 4.8	328 ~ 459
MNP-14	石英	-3.8	-75			
MNP-3	石英	-3.6				
MN-2	氟碳铈矿		-80			
MN-4	氟碳铈矿		-77			
MN-13	氟碳铈矿		-85			
MN-14	萤石		-79			
MN-14	萤石		-77			
MN-14	萤石	-5.1	-81			
MNP-5	萤石	-3.4	-70			
MNP-6	萤石	-3.6	-73			
MNP-10	萤石	-4.0	-63			
MNP-14	萤石		-77		8.0	
MNP-6	方解石	-6.9	-77	7.4	-1.2 ~ -0.2	218 ~ 242
MNP-1	方解石	-6.9	-66	7.3	-1.3 ~ -0.3	218 ~ 242
MNP-14	方解石	-5.0	-71	9.7	1.1 ~ 2.1	218 ~ 242
MNP-15	方解石	-3.9	-72	9.3	0.7 ~ 1.7	218 ~ 242
大陆槽矿床						
DL-07	石英	-10.4	-85	10.5	4.2 ~ 5.8	328 ~ 390
DL-02	萤石	-7.7	-91		-4.8	
DLx-04	萤石		-119		-9.6	
DL-04	萤石	-7.1	-86			
里庄矿床						
LZ-13	石英	-6.2	-77	10.7	1.2 ~ 7.5	245 ~ 468
LZ-14	石英		-82	9.9	0.4 ~ 6.7	245 ~ 468
LZ-02	方解石		-94			
LZ-17	方解石		-96			
LZ-19	方解石	-5.3	-98	10.1	-1.6 ~ 0.1	163 ~ 193
LZ-09	方解石	-4.4	-96	11.9	0.2 ~ 2.0	163 ~ 193
LZ-02	萤石	-8.1	-83			
LZ-17	萤石	-9.5	-84			
LZ-19	萤石	-10.4	-92			
木落寨矿床						
ML-02	氟碳铈矿		-86			
ML-06	氟碳铈矿		-64			
ML-08	氟碳铈矿		-63			
ML-09	氟碳铈矿		-73			
ML-02	萤石	-7.8	-86			
ML-03	萤石	-5.5	-76			
ML-05	萤石	-5.9	-87			
ML-06	萤石	-7.4	-84			
L-14	石英	-2.5	-69	10.8	0.6 ~ 7.1	232 ~ 438
MLZ-5	石英	-3.6	-76	11.0	0.8 ~ 7.3	232 ~ 438
ML-05	方解石	-6.6	-70	8.4	0.4 ~ 5.8	232 ~ 438
ML-08	方解石	-6.8	-74	8.8	0.8 ~ 6.2	232 ~ 438
ML-09	方解石	-6.8	-82	8.5	0.5 ~ 5.9	232 ~ 438
MLZ-6	方解石	-6.7	-76	9.1	1.1 ~ 6.5	232 ~ 438

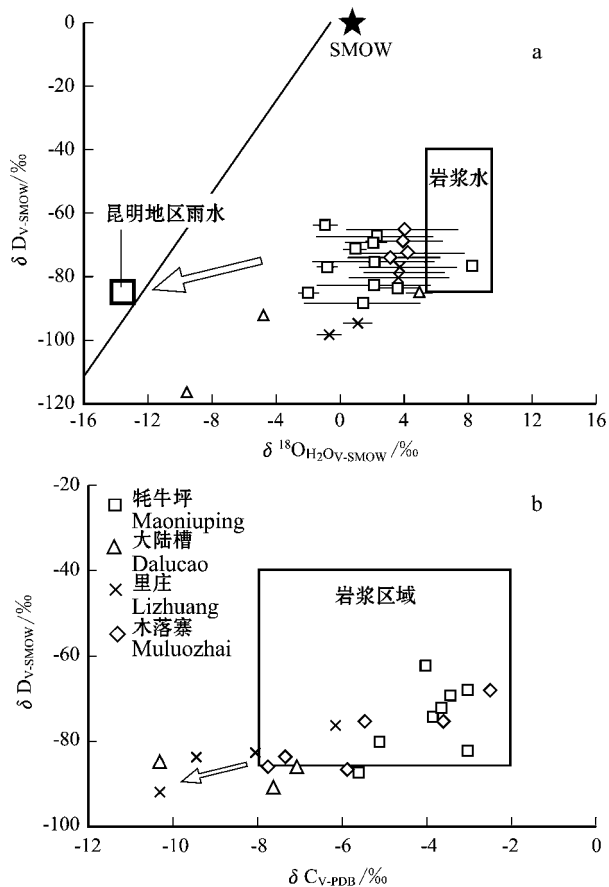


图 17 冕宁-德昌 REE 矿带内 4 个矿床热液流体的 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ (a) 和 $\delta^{13}\text{C}-\delta\text{D}$ (b) 图

Fig. 17 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}-\delta\text{D}$ (b) diagrams of hydrothermal fluids from four deposits in the Mianning-Dechang REE belt

流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $+4.2\text{‰} \sim +5.8\text{‰}$; 牦牛坪矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $+5.6\text{‰} \sim -2.7\text{‰}$; 里庄矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $+7.5\text{‰} \sim +0.4\text{‰}$; 木落寨矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $+7.3\text{‰} \sim 0.6\text{‰}$ (表 3)。采用同样的方法, 根据方解石与水的氧同位素交换系数 (Bottinga, 1969) 和流体包裹体的均一温度, 计算出形成脉石矿物方解石的热液流体的氧同位素组成变化于 $+6.5\text{‰} \sim -1.6\text{‰}$ 之间 (表 3) 表明有外部流体进入高温热液流体系统 (图 17)。

5.2 Sr-Nd 同位素结果

对牦牛坪、里庄和木落寨 3 个矿床的主要脉石矿物萤石、方解石和重晶石进行了 Sr-Nd 同位素分析, 分析结果见表 4。样品分析由南京大学地球科学系成矿作用国家重点实验室的濮巍老师、赵葵东博士应用 Finnigan 公司 TRITON TI 型热电离质谱仪完成。关于分析测试方法, 请参见田世洪等 (2006b), 在此不再

介绍。

这 3 个矿床内脉石矿物的 Sr-Nd 同位素组成以异常负的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-3.3 \sim -12.2$) 和相对高的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 值 ($0.706084 \sim 0.706908$) 为特征 (表 4), 两者与其成矿母岩的 Sr-Nd 同位素组成非常相近, 均位于 EM I 和 EM II 之间 (图 8)。牦牛坪矿床内脉石矿物萤石的 Sr-Nd 同位素组成, 虽然与方解石相比具有相对较低的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 值和相对较高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (表 4) (Huang et al., 2003), 但明显有别于花岗岩中大多数萤石的 Sr-Nd 同位素组成 (Galindo et al., 1994; Menuge et al., 1997), 而且与裂谷环境中大多数碳酸岩所具有的正的 ϵ_{Nd} 值和负的 ϵ_{Sr} 值也明显不同 (Bell et al., 1987)。这 3 个矿床所具有的高 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 值和低 ϵ_{Nd} 值的特征, 与印度 Amba Dongar 碳酸岩的特征相似, 后者被认为是受到了地壳物质的混染 (Simonetti et al., 1995)。

6 讨论

6.1 成矿流体和稀土元素来源

冕宁-德昌矿带内的碳酸岩-碱性正长岩与 REE 矿床在时空上密切相关, 表明两者之间具有成因联系。尽管岩浆碳酸岩的成因仍存在争议 (Wyllie et al., 1976; Dalton et al., 1998; Harmer et al., 1998; Freestone et al., 1980; Kjarsgaard et al., 1988; Veksler et al., 1998; Halama et al., 2005), 但下列几条证据表明, 冕宁-德昌 REE 矿带内的碳酸岩-碱性正长岩具有液态不混溶特征。这些证据包括: ① 碳酸岩与碱性正长岩在时空上密切共生, 通常被认为是液态不混溶的重要证据; ② 碳酸岩具有低的 $\text{MgO} (< 0.73\%)$ 和 $\text{FeO} (< 1.20\%)$, 明显不同于直接来自于幔源部分熔融的原始富镁碳酸岩 (Lee et al., 1998; Eggler, 1989); ③ 碳酸岩和碱性正长岩具有相似的稀土元素配分模式, 但前者的稀土元素总量更高, 与不混溶的碳酸岩熔体和硅酸盐熔体之间的稀土元素配分实验结果相一致, 即 REE 在碳酸岩-硅酸盐熔体液态不混溶过程中相对富集于碳酸岩相中, 且 $D_{\text{碳酸岩/硅酸盐}}(\text{HREE}) > D_{\text{碳酸岩/硅酸盐}}(\text{LREE})$ (Wendlandt et al., 1979); ④ 碳酸岩与正长岩在 Sr-Nd 同位素组成上明显重叠, 这 2 种岩石的 ϵ_{Sr} 和 ϵ_{Nd} 值基本相近 (碳酸岩的 ϵ_{Sr} 和 ϵ_{Nd} 值分别为 $22.2 \sim 50.2$ 和 $-3.5 \sim -5.6$, 正长岩的 ϵ_{Sr} 和 ϵ_{Nd} 值分别为 $19.1 \sim 25.8$ 和 $-3.5 \sim -4.6$), 可解释为与液态不混溶的岩浆分异有关 (Halama et al., 2005)。

大量研究表明, 在岩浆演化过程中 (如液态不混

表4 冕宁-德昌 REE 矿带矿石和脉石矿物的 Sr-Nd 同位素组成

Table 4 Sr-Nd isotopic compositions of ores and gangue minerals from ore deposits in the Mianning-Dechang REE belt

样号	矿物名称	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
牦牛坪矿床								
MNP-14	方解石	0.0002538	0.70612	0.706124	23.6	0.06314	0.511987	-12.2
MNP-15	方解石	0.0005271	0.70615	0.706149	23.9	0.06228	0.512229	-7.5
MO-20C	方解石		0.70615	0.70615	23.8	0.06269	0.512363	-4.9
MO-26	方解石		0.70663	0.70663	30.6	0.12840	0.512379	-4.8
MO-55A	重晶石		0.70625	0.70625	25.2	0.08102	0.512404	-4.2
MO-20B	重晶石		0.70626	0.70626	25.3			
MO-55B	重晶石		0.70648	0.70648	28.5			
MO-74	重晶石		0.70633	0.70633	26.3			
MO-27	萤石		0.70637	0.70637	26.9			
MNP-6	萤石	0.0000325	0.70603	0.70603	22.22	0.0951	0.512431	-3.6
MNP-135	萤石	0.0000635	0.70621	0.70621	24.81	0.1544	0.512409	-4.3
MNP-127	萤石	0.0003130	0.70603	0.70603	22.17	0.1287	0.512422	-4.0
MNP-5	萤石	0.0000796	0.70621	0.70621	24.74	0.2199	0.512413	-4.5
MNP-69	萤石	0.0000183	0.70624	0.70624	25.15	0.2377	0.512437	-4.1
MNP-151	萤石	0.0000262	0.70608	0.70608	22.98	0.1586	0.512412	-4.3
里庄矿床								
LZ-09-1	方解石	0.0020516	0.70691	0.706908	34.7	0.09658	0.512434	-3.6
LZ-17-1	方解石	0.0012487	0.70633	0.706327	26.4	0.05652	0.512442	-3.3
木落寨矿床								
ML-008	方解石	0.0017530	0.70658	0.706581	30.0	0.11975	0.512413	-4.1
ML-009	方解石	0.0016914	0.70660	0.706601	30.3	0.10701	0.512297	-6.3
MLZ-6	方解石	0.0004835	0.70660	0.706598	30.3	0.09560	0.512356	-5.1

注: MNP-5、MNP-6、MNP-69、MNP-127、MNP-135 及 MNP-151 号样品的数据引自 Huang et al.(2003), 其余数据均源自本次研究。

溶),含 F 和富 REE 的流体可直接从碳酸岩岩浆 (Gittins et al., 1990; Jago et al., 1991; Simonetti et al., 1995) 或者硅酸盐-碳酸岩体系中分离出来 (Wendlant et al., 1979; Ngwenya, 1994; Groves et al., 2001; Zaitsev et al., 2002)。在冕宁-德昌矿带内,REE 矿床赋存于碳酸岩-碱性杂岩体中,其成矿作用可能与富 CO_2 硅酸盐岩浆的高度演化产物有关。本次研究及以前的流体包裹体资料表明,冕宁-德昌矿带内的脉石矿物萤石、石英和重晶石中含有大量的熔体包裹体和熔流包裹体,具有异常高的均一温度(高达 750°C)^①(牛贺才等, 1994; Xie et al., 2008)。包裹体内除含有大量的 CaCO_3 和 CaF_2 子矿物外,还含有大量的硫酸盐矿物,如 BaSO_4 、 K_2SO_4 和 CaSO_4 ^①(牛贺才等, 1994; 徐九华等, 2001; Xie et al., 2008),反映出其流体具体碱性火成岩,尤其是碳酸岩中流体的典型特征 (Vard et al., 1993; Samson et al., 1995)。此外,这些矿床的流体包裹体富含极高的 CO_2 组分,广泛被捕获于氟碳铈矿、石英、萤石、重晶石和方解石中。这种富 CO_2 流体与早期岩浆去气阶段所形成的富 CO_2 和含少量水的岩浆流体的成分

相当 (Burnham et al., 1980; Yang et al., 1996; Hou et al., 2005b; 侯增谦等, 1998)。本次研究所提供的 Sr-Nd 和 C-O-H 同位素资料也有力地支持了 REE 成矿作用的流体为正岩浆流体。

在冕宁-德昌矿带,萤石、方解石和重晶石作为主要的脉石矿物,其结晶生长贯穿于整个成矿过程。它们的 Sr-Nd 同位素组成可用于示踪成矿流体,尤其是 F^- 、 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 组分的来源 (Ronchi et al., 1993; Simonetti et al., 1995; Huang et al., 2003)。在牦牛坪矿床,萤石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ 比值的变化范围比较小,分别为 $0.706027 \sim 0.706237$ 和 $0.512409 \sim 0.512437$ (Huang et al., 2003),而重晶石和方解石则具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值 ($0.706124 \sim 0.70663$) 和较低的 $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ 比值 ($0.511987 \sim 0.512404$) (表 4)。尽管脉石矿物的 Sr-Nd 同位素组成有轻微差别,但其 Sr-Nd 同位素特征与其成矿母岩碳酸岩和正长岩的极为相似 (图 8)。同样,木落寨和里庄矿床内方解石的 Sr-Nd 同位素组成也与其成矿母岩碳酸岩和正长岩的极为相似 (图 8)。成矿母岩与脉石矿物在 Sr-Nd 同位素组成上的广泛一致

① 杨光明,常 诚,左大华,刘学良. 1998. 四川省德昌县 DL 稀土矿床成矿条件研究. 中国地质大学(武汉)对外开放资料. 1~89.

性说明两者具有共同的来源。一种较为合理的解释是,成矿流体源自于碳酸岩-正长岩岩浆。脉石矿物方解石的碳同位素组成和石英内流体包裹体的氧同位素组成也支持这种假设。

前已述及,在冕宁-德昌矿带 4 个矿床的脉石矿物方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为 $-3.3\text{‰} \sim -8.6\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $7.0\text{‰} \sim 12.4\text{‰}$ (表 2)。在 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图(图 7)中,这些数据落在原生幔源碳酸岩的范围内,表明脉石矿物方解石与碳酸岩一样,都具有幔源碳同位素的特征。与脉石方解石相似,萤石和石英内流体包裹体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值范围为 $-2.5\text{‰} \sim -10.4\text{‰}$ (表 3),接近于幔源 $\delta^{13}\text{C}$ 值($-2\text{‰} \sim -10\text{‰}$) (池际尚,1988),表明流体中的 HCO_3^- 或者 CO_2 组分来自于碳酸岩-正长岩岩浆。碳-氧-氢同位素进一步证实成矿流体主要来源于碳酸岩-正长岩岩浆系统,但在成矿流体演化的晚期有外部流体的加入(图 17)。在 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ 和 $\delta^{13}\text{C}-\delta\text{D}$ 图(图 17 a 和 b)中,这 4 个矿床的大部分稳定同位素数据都落在或者接近岩浆水的范围,反映了成矿流体的正岩浆来源。然而,有部分数据落在岩浆水以外的范围(图 17 a),并显示出当地雨水($\delta^{18}\text{O} = -14.7\text{‰}$, $\delta\text{D} = -83\text{‰}$) (袁忠信等,1995)与岩浆水混合的趋势,表明外来流体(如雨水)在晚期阶段加入到热液系统之中,只是在不同的矿床中外来流体加入的比例不同。

6.2 成矿流体演化和稀土元素成矿作用

基于对冕宁-德昌 REE 矿带内各矿床的矿物共生组合、流体包裹体特征和同位素地球化学特征的综合分析,本文尝试性地提出了形成 REE 矿床的成矿流体演化的复杂过程。该过程包括:① 不混溶碳酸岩-正长岩岩浆的侵位;② 高温含硫酸盐 NaCl-KCl 卤水(正岩浆流体)发生不混溶作用(沸腾),导致 REE-氟碳酸盐及硫酸盐大量沉淀;③ 与低温偏酸性雨水混合,导致少量硫酸盐和硫化物矿物的沉淀。

在印度-亚洲大陆碰撞带的东缘,不混溶碳酸岩-正长岩岩浆在转换张扭变形机制下侵位,导致了冕宁-德昌 REE 矿带的热液活动。初始阶段的流体为来自于不混溶岩浆体系的高温含硫酸盐的 NaCl-KCl-CaCl_2 卤水。成矿母岩内的网状裂隙和破碎带为岩浆流体的快速释放和 REE-萤石的成矿作用提供了运移通道和容矿环境(Williams-Jones et al., 2000)。进入到裂隙带中的大量流体引起了强烈的霓长岩化蚀变,并在相对封闭的环境中形成了伟晶

状的霓辉石或正长霓辉石脉群(如牦牛坪矿床)。然而,在大多数矿区,流体沿网状裂隙扩散、交代,形成了霓长岩蚀变晕。当流体的温度降至约 450℃ ,就伴随有石英和少量萤石及氟碳铈矿的沉淀。

氟碳铈矿和萤石主要在 $210\sim 480\text{℃}$ 温度区间内大量沉淀,其流体包裹体数据表明,流体曾发生过强烈的沸腾作用^①(袁忠信等,1995;阳正熙等,2001)。发生沸腾作用的初始温度在不同矿区略有不同。例如,牦牛坪矿床的流体在约 330℃ 发生沸腾,而大陆槽矿床的流体则在约 300℃ 发生沸腾。由于萤石的溶解度较低,流体沸腾时就立即沉淀,进而引起流体中 F^- 的活度急剧降低,导致搬运 REE 的氟化物络合物分解,从而形成大量氟碳铈矿(Williams-Jones et al., 2000)。在大陆槽矿区,因岩体和热液系统的侵入深度浅(见下文),故流体沸腾作用导致了强烈的热液角砾岩化。热液爆破角砾岩有部分叠加于早期矿化的岩体之上,但其主体则发育在矿化岩体顶部附近的破碎带边缘(如 2 号矿体)形成矿化角砾岩筒或热液角砾状矿石(如 1 号和 3 号矿体)。在牦牛坪矿区,主要发育含水裂隙孔隙带,为晚期阶段流体和相关的 REE 成矿作用提供了开放空间和流动通道。

正如氢氧同位素数据所表明的那样,在流体沸腾之后,可能来源于雨水的外来流体加入到热液系统中。正岩浆流体与雨水的混合作用可能发生在 $100\sim 200\text{℃}$ 之间,并导致细粒石英和少量极细粒氟碳铈矿迅速沉淀,在大陆槽矿床,它们呈浸染状分布于角砾状矿石的基质中。随着温度的不断降低,这种流体继续混合形成了细粒氟碳铈矿+重晶石+方解石矿物组合,在牦牛坪矿床,它们呈脉群分布于成矿母岩中或呈浸染状发育于大矿脉中。在晚期阶段,REE 成矿作用之后,发生了硫化物、自然金属矿物和铁-锰氧化物的沉淀。

6.3 成矿系统与区域成矿模型

尽管冕宁-德昌 REE 矿带内的大多数矿床都遵从上述流体演化模式,但是,不同的矿床在蚀变强度、矿化样式和矿石类型等方面却存在明显差异,表明它们在诸如成矿热液系统的温度-压力条件、流体的通量和流体活动的持续时间等方面仍有较大差异。

在牦牛坪矿床,大规模的碳酸岩-正长岩体和广泛发育的霓长岩化表明,岩浆系统提供了大量具有高流体通量的正岩浆流体。大量伟晶状重晶石+霓辉石+氟碳铈矿脉和方解石+霓辉石+氟碳铈矿脉

① 杨光明,常 诚,左大华,刘学良. 1998. 四川省德昌县 DL 稀土矿床成矿条件研究. 中国地质大学(武汉)对外开放资料. 1~89.

的出现,表明富挥发分的成矿流体在压力相对较高且相对封闭的系统中被捕获。氟碳铈矿和萤石不仅在 220~477 °C 的流体演化阶段生成,而且在雨水起主导作用的低温(200~100 °C)阶段也沉积生成(袁忠信等,1995),表明成矿流体活动的持续时间比较长(100~750 °C),这可能也是牦牛坪矿床能形成超大型 REE 矿床的主要原因。

与牦牛坪矿床相比,大陆槽矿床的碳酸岩-正长岩体的规模较小,并且霓长岩化相对较弱,表明其形成于一个流体通量相对较低的小规模热液系统。含矿热液角砾岩大量发育且分布广泛,以及缺少伟晶型氟碳铈矿矿脉,表明 REE 矿化发生于浅成环境。虽然雨水的加入导致热液系统演化到低温阶段(约 200 °C),但是,氟碳铈矿主要形成于成矿流体发生沸腾的中温阶段(280~430 °C)^①。因此,大陆槽矿床的规模要比牦牛坪矿床小。

里庄矿区出露厚逾 1 000 m 的志留系—三叠系火山-沉积岩,以及缺少角砾岩型矿石,表明 REE 成矿作用发生在一个相对较深的环境。REE 成矿作用主要出现于杂岩体内的 X 型裂隙中,形成大量的小透镜状矿体。总体来说,该矿区的 REE 成矿作用简单,氟碳铈矿主要呈浸染状分布在萤石+重晶石+方解石矿石中。碳酸岩-正长岩杂岩体中霓长岩化不发育,以及 REE 矿石数量少,表明里庄矿区的成矿热液系统是一个低流体通量的小规模热液体系。其流体包裹体数据表明 REE 成矿作用发生于较窄的温度范围(212~352 °C)。

图 18 显示了冕宁-德昌 REE 矿带不同成矿样式与压力之间的关系。基于成矿样式、矿体构造、流体包裹体数据和杂岩体侵位深度,笔者提出了一个“三层楼”矿化模式(图 18)。

在较深位置,成矿流体是从碳酸岩-正长岩浆分离出来的高温、富 REE、含硫酸盐的 NaCl-KCl-CaCl₂ 卤水。因深度达 2.5~3.0 km,故无外来流体加入到正岩浆流体体系中。方解石+萤石+重晶石+氟碳铈矿沿侵入体裂隙充填和交代碳酸岩是主要的成矿样式(如里庄矿床)(图 18c)。

在中部位置,多期热液活动发育于相对较封闭的体系中,晚期阶段加入的雨水进一步延长了热液体系的持续时间。成矿流体沿转换张扭变形机制下形成的破碎带和裂隙网络释放和充填,形成了复杂的矿脉系统,以伟晶状、粗粒-细粒含氟碳铈矿组合为特征,REE 成矿作用贯穿于从成矿流体沸腾到混

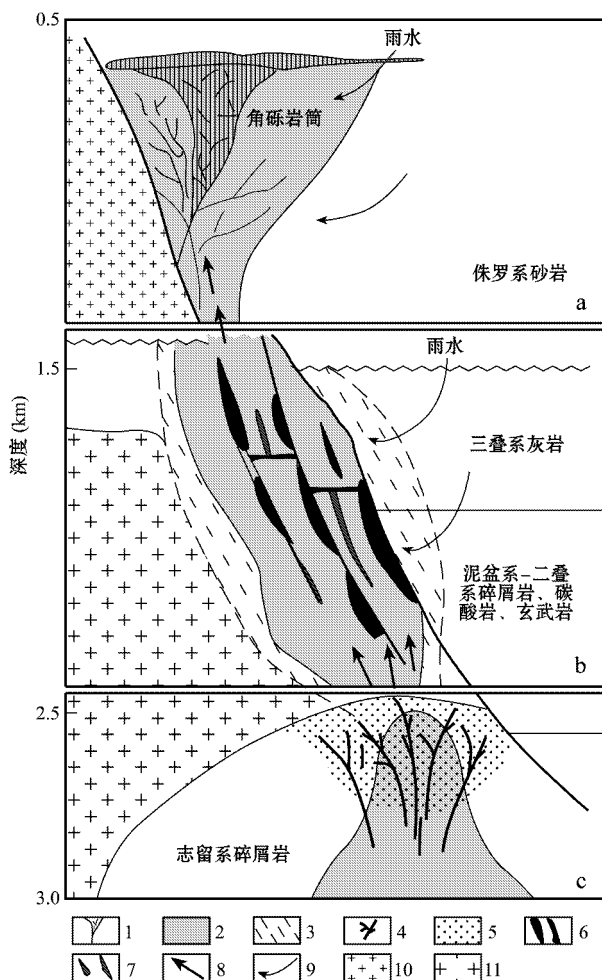


图 18 冕宁-德昌 REE 矿带成矿模式示意图(侯增谦等, 2006b; Hou et al., 2008)

1—角砾岩筒; 2—碳酸岩-碱性杂岩体; 3—霓长岩化晕; 4—网状脉; 5—浸染状矿体; 6—伟晶状矿体; 7—脉系; 8—成矿流体; 9—雨水; 10—元古代花岗岩; 11—中生代花岗岩

Fig. 18 An ideal model for the formation of REE deposits in the Mianning-Dechang REE belt (Hou et al., 2006 b, 2008)

1—Breccia pipe; 2—Carbonatite-alkalic complex; 3—Fenitization halo; 4—Stockwork vein; 5—Disseminated ore; 6—Pegmatitic ore; 7—Vein system; 8—Ore-forming fluids; 9—Meteoric water; 10—Proterozoic granitoid; 11—Mesozoic granitoid

合的整个演化过程(如牦牛坪矿床)(图 18b)。

在浅部位置,因成矿深度浅,导致成矿流体的强烈沸腾,进而形成了热液爆破角砾岩筒。REE 成矿作用主要发生在流体沸腾阶段,形成了矿化角砾岩筒或/和热液角砾矿石(如大陆槽矿床)(图 18a)。因雨水加入热液系统,导致少量细粒氟碳铈矿和石英在浅成条件下迅速沉淀。

① 杨光明,常 诚,左大华,刘学良. 1998. 四川省德昌县 DL 稀土矿床成矿条件研究. 中国地质大学(武汉)对外开放资料. 1-89.

6.4 地球动力学背景

世界上大多数碳酸岩-碱性杂岩体及其 REE 成矿作用常形成于非造山作用引起的大陆裂谷环境 (Mitchell et al., 1981)。这些碳酸岩-碱性岩浆的起源通常被认为与地幔柱活动相关, 其 Sr-Nd-Pb 同位素组成被解释为 HIMU 型地幔柱与 EM I 型岩石圈地幔相互作用的结果 (Bell et al., 1996)。然而, 前人及本次研究表明, 虽然冕宁-德昌喜马拉雅期 REE 矿带在空间上位于二叠纪古裂谷带内, 但形成于印度-亚洲大陆碰撞所产生的碰撞造山环境。该古裂谷带与二叠纪峨眉山大火成岩省有关, 后者通常被认为是峨眉山地幔柱作用的产物 (Xu et al., 2001)。

印度大陆与亚洲大陆碰撞于 60~45 Ma, 有 3 类重大地质事件在大陆碰撞带的东缘发生了响应: ① 印度-亚洲大陆碰撞带东缘的一系列新生代走滑断裂体系 (Wang J H et al., 2001)、复活的断裂体系 (Guo et al., 2005) 以及红河巨型剪切带 (Tapponnier et al., 1990); ② 早—中第三纪兰坪-思茅褶皱带 (Wang J H et al., 2001) 和由走滑断裂限制的始新世拉张盆地 (Hou et al., 2003); ③ 始新世—渐新世钾质火成岩区, 包括富碱侵入岩、钾质煌斑岩以及碳酸岩-碱性杂岩带, 从西至东, 在岩石学、不相容元素丰度和 Sr-Nd-Pb 同位素组成上显示出明显的分带特征。这 3 类重大地质事件为形成碳酸岩-碱性杂岩带及相关的 REE 成矿作用的构造环境提供了重要的约束条件。

Wang J H 等 (2001) 曾对红河剪切带上的钾质火成岩区提出了一种构造模式, 强调在转换压扭变形机制下, 昌都-思茅陆块沿红河断裂带向东俯冲, 导致流体渗滤并交代上覆的地幔楔形体, 从而产生了钾质岩浆。很明显, 这样的局部俯冲不能提供一种由富集地幔的部分熔融而产生同时代的钾质煌斑岩和碳酸岩-碱性杂岩带的机制。碳酸岩-碱性杂岩体、富碱侵入岩和钾质煌斑岩 3 套幔源岩浆岩的时代相同, 表明它们应来自一个共同的热力机制。根据地球物理资料, 这种机制应归因于新生代软流圈物质的上涌 (钟大赉等, 2000)。考虑到印度大陆从 NE 方向楔入 (图 1) 以及自印度-亚洲大陆碰撞以来西藏东缘的大规模地壳减薄和顺时针旋转 (Wang et al., 1997), 可以预测, 始新世软流圈地幔的上涌带可能位于印度-亚洲大陆碰撞带之下, 并沿扬子克拉通西缘呈直立的“瓦板状”展布 (钟大赉等, 2000)。软流圈物质的上涌可能诱发了印度-亚洲大陆碰撞带

东缘下部的 EM I-EM II 富集地幔的部分熔融, 导致喜马拉雅期碳酸岩-碱性杂岩带的形成。

除了软流圈物质提供足够高的热量外, 减压熔融也可能是产生碳酸岩-碱性杂岩带的一种合理机制。这种减压熔融可能与始新世—渐新世之交由压扭向张扭转变过渡有关。早—中第三纪兰坪-思茅褶皱带 (Wang J H et al., 2001) 以及由走滑断裂限制的始新世拉张盆地的发展 (Hou et al., 2003) 均表明压扭构造环境发生于 50~42 Ma。在一系列由走滑断裂限制的拉张盆地内, 充填有 2 600 m 厚的第三纪红层沉积岩和粗面状火山岩 (K-Ar 法, 38~42 Ma) 表明从压扭向张扭的转变过渡发生于 40~38 Ma。这个时期的转换过渡总体上与印度-亚洲大陆碰撞带东缘碳酸岩-碱性杂岩带的主要成岩期相一致, 暗示了始新世与渐新世之交的应力松弛可能是导致西藏东缘下部的 EM I-EM II 富集地幔发生减压熔融的原因之一。

在张扭变形机制下, 二叠纪古裂谷内的断裂被活化, 并在渐新世—中新世形成走滑断层。大规模的走滑活动形成了一系列的拉张构造 (如走滑断裂、拉分盆地和复活断裂), 导致碳酸岩-碱性杂岩沿已有断裂上升, 并在浅部侵位。同时, 压力释放和拉张构造也导致了大量富 REE、富氟的流体从碳酸岩-正长岩浆体系中释放出来。

7 与其他稀土元素矿床对比

冕宁-德昌 REE 矿带内的矿床与产于裂谷环境的 REE 矿床具有类似的特征, 且均与碳酸岩-碱性岩相伴产出, 但这 2 类环境中的碱性岩在成分上差别较大。裂谷环境中的碱性岩, 从霓辉正长岩 (比如美国的芒廷帕斯 (Moller, 1986)) 到霓霞岩 (比如加拿大的 Oka) (Eby, 1975) 均有出现。冕宁-德昌矿带内的碱性岩, 主要由英碱正长岩和少量霓辉正长岩组成, 其 K_2O 含量变化很大, 石英含量高, 显示出碰撞带中具低碱度的碱性岩浆的特征。

产于裂谷环境的 REE 矿床通常富集 Nb、P 和 Fe, 局部形成具有经济价值的富 Nb 和 Fe 矿体, 比如白云鄂博 (任英忱等, 2000)、加拿大的 Thor Lake 和 Oka (Trueman et al., 1988; Eby, 1975) 以及扎伊尔 (白鸽等, 1985) 等 REE 矿床。冕宁-德昌矿带中的矿床富集 Ba, 而 Nb、P 和 Fe 则无明显富集, 这可能与

碳酸岩母岩贫 Nb、Ta、P、Zr、Hf 和 Ti 的地球化学特征有关。碰撞环境中的碳酸岩以具有高场强元素亏损和低的铁含量而区别于裂谷环境中的碳酸岩,表明产在这 2 类环境中的 REE 矿床具有明显不同的岩浆来源和岩浆-热液体系。

致谢 野外工作期间,得到四川省地质勘查开发局 109 地质队蒲广平总工、余波高工等同志的大力支持和帮助,室内工作期间,得到国土资源部同位素地质重点实验室罗续荣、王成玉、韩丹、李金诚等同志的大力支持。在此一并表示衷心感谢!

References

- Bai G and Yuan Z X. 1985. Geology and related mineralization of carbonatites[J]. Bulletin of Institute of Mineral Deposits, CAGS, 1: 36~135 (in Chinese).
- Bell K and Blenkinsop J. 1987. Nd and Sr isotopic composition of east African carbonatites: Implication for mantle heterogeneity[J]. Geology, 15: 99~102.
- Bell K and Simonetti A. 1996. Carbonatite magmatism and plume activity: implications from the Nd, Pb and Sr isotope systematics of Oldoinyo Lengai[J]. Journal of Petrology, 37: 1321~1339.
- Bottinga Y. 1969. Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 33: 49~64.
- Burnham C W and Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism[J]. Mining Geology (Special Issue), 8: 1~11.
- Chi J S. 1988. Studies on the Cenozoic basalts and upper mantle in eastern China[M]. Wuhan: Press of China University of Geosciences. 1~268 (in Chinese with English abstract).
- Chu X L. 1996. Carbon isotope in mantle[J]. Advance in Earth Sciences, 11(5): 446~451 (in Chinese with English abstract).
- Chung S L and Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. Geology, 23: 889~892.
- Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y Q, Xie Y W, Li X H, Wang K L and Wang P L. 1998. Dischronous uplift of the Tibetan plateau starting from 40 My ago[J]. Nature, 349: 769~773.
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 27: 43~52.
- Coleman M L, Sheppard T J, Durham J J, Rouse J E and Moore G. R. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis[J]. Analytical Chemistry, 54: 993~995.
- Cong B L. 1988. Formation and evolution of the Panxi paleo-rift[M]. Beijing: Science Press. 1~427 (in Chinese with English abstract).
- Dalton J A and Prenall D C. 1998. The continuum of primary carbonatitic-kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: Data from the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂ at 6 GPa[J]. Journal of Petrology, 39: 1953~1964.
- Deines P. 1989. Stable isotope variations in carbonatites[A]. In: Bell K, ed. Carbonatites: Genesis and Evolution[C]. London: Unwin Hyman. 301~359.
- Demény A, Ahijado A, Casillas R and Vennemann T W. 1998. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Island, Spain): A C, O, H isotope study[J]. Lithos, 44: 101~115.
- Deng W M, Huang X and Zhong D L. 1998. Petrological characteristics and genesis of Cenozoic alkali-rich porphyries in eastern Yunnan[J]. Scientia Geologica Sinica, 33: 412~425 (in Chinese with English abstract).
- Eby G N. 1975. Abundance and distribution of the rare-earth elements and yttrium in the rocks and minerals of the Oka carbonatite complex, Quebec[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 39: 597~620.
- Eggler D H. 1989. Carbonatites, primary melts, and mantle dynamics[A]. In: Bell K, ed. Carbonatites: Genesis and Evolution[C]. London: Unwin Hyman. 561~579.
- Faure G. 1986. Principles of isotope geology. 2nd edition[M]. New York: Wiley and Sons. 497~507.
- Foley S F and Wheller G F. 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island-arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanates[J]. Chemical Geology, 85: 1~18.
- Freestone I C and Hamilton D L. 1980. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites: An experimental study[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 73: 105~117.
- Friedman I and O'Neil J R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[A]. In: Fleischer M, ed. Data of Geochemistry-Sixth Edition[C]. U. S. A.: Geology Survey Professional Paper. 117.
- Galindo C, Tornos T, Darbyshire D P F and Casquet C. 1994. The age and origin of the barite-fluorite (Pb-Zn) veins of the Sierra del Guaderrama (Spanish Central System, Spain): A radiogenic (Sr, Nd) and stable isotope study[J]. Chemical Geology, 112: 351~364.
- Gittins J, Beckett M F and Jago B C. 1990. Composition of the fluid phase accompanying carbonatite magma: A critical examination[J]. American Mineralogist, 75: 1106~1109.
- Groves D I and Vielreicher N M. 2001. The Phalaborwa (Palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: An end-member of iron-oxide-copper-gold-rare earth element deposit group[J]. Mineralium Deposita, 36: 189~194.
- Guo Z T, Hertogen J, Liu J Q, Pasteels P, Boven A, Punzalan L, He H Y, Luo X J and Zhang W H. 2005. Potassic magmatism in western Sichuan and Yunnan provinces, SE Tibet, China: Petrological and geochemical constraints on petrogenesis[J]. Journal of Petrology, 46: 33~78.
- Halama R, Vennemann T, Siebel W and Markl G. 2005. The Gronnedal-Ika carbonatite-syenite complex, South Greenland: Carbonate formation by liquid immiscibility[J]. Journal of Petrology, 46: 191~217.
- Harmer R E and Gittins J. 1998. The case for primary, mantle-derived carbonatite magma[J]. Journal of Petrology, 39: 1895~1903.
- Hou Z Q and Zhang Q L. 1998. CO₂ and hydrocarbon-rich fluids in submarine active hydrothermal system in the Okinawa trough: Evidence from fluid inclusions[J]. Sciences in China, 28(2): 142~148 (in Chinese).

- Hou Z Q, Lu J R and Lin S Z. 2005a. Eclogite source for the Emei mantle plume in the axial zone: Evidence from major, trace element and Sr-Nd-Pb isotopes of the continental flood basalts [J]. *Acta Geologica Sinica*, 79(2): 200~219 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, Zhang Y Q, Wang M J, Wang Z and Pan G T. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product by large-scale strike-slip faulting in Eastern Tibet [J]. *Economic Geology*, 98: 125~145.
- Hou Z Q, Pan G T, Wang A J, Mo X X, Tian S H, Sun X M, Ding L, Wang E Q, Gao Y F, Xie Y L, Zeng P S, Qin K Z, Xu J F, Qu X M, Yang Z M, Yang Z S, Fei H C, Meng X J and Li Z Q. 2006b. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: II. Mineralization in late-collisional transformation setting [J]. *Mineral Deposits*, 25(5): 521~543 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Tian S H, Xie Y L, Yuan Z X, Yin S P, Yi L S, Fei H C, Zou T R and Bai G. 2008. The Himalayan Mianing-Dechang REE belt associated with carbonatite-alkalic complex in the eastern Indo-Asian collision zone, SW China [J]. *Ore Geology Reviews* (in review).
- Hou Z Q, Tian S H, Yuan Z X, Xie Y L, Yin S P, Yi L S, Fei H C and Yang Z M. 2006a. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 244: 234~250.
- Hou Z Q, Zaw K, Li Y H, Zhang Q L, Urabe T and Zeng Z G. 2005b. Contribution of magmatic fluid to the active hydrothermal system in the JADE field, Okinawa trough: Evidence from fluid inclusions, oxygen and helium isotopes [J]. *International Geology Review*, 47: 420~437.
- Huang Z L, Xu C, Liu C Q, Xu D R, Li W B and Guan T. 2003. Sr and Nd isotope geochemistry of fluorites from the Maoniuping REE deposit, Sichuan Province, China: Implications for the source of ore-forming fluids [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79: 643~648.
- Jago B C and Gittins J. 1991. The role of fluorine in carbonatite magma evolution [J]. *Nature*, 349: 56~58.
- Keller J and Hoefs J. 1995. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai [A]. In: Bell K, ed. *Carbonatites volcanism: Oldoinyo Lengai and Petrogenesis of Natrocarbonatites* [C]. LAVCEI Proceeding in Volcanology. LAVCEI. 113~123.
- Kjarsgaard B A and Hamilton D L. 1988. Liquid immiscibility and the origin of alakalic-poor carbonatites [J]. *Mineral Magazine*, 52: 43~55.
- Kuroda Y. 1975. D/H ratios of the coexisting phlogopite and richterite from mica nodules and a peridotite in South Africa kimberlites [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 52: 315~318.
- Lee W J and Wyllie P J. 1998. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system $\text{CaO}(\text{MgO} + \text{FeO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) - \text{CO}_2$ [J]. *Journal of Petrology*, 39: 495~517.
- Li X Y. 2005. Geological characteristics of Dalucao REE deposit in Dechang County, Sichuan Province [J]. *Mineral Deposits*, 24(2): 151~160 (in Chinese with English abstract).
- Liu C Q, Huang Z L, Xu C, Zhang H X, Su G. L, Li H P and Qi L. 2004. Geofluids in the Earth's mantle and its role in mineralization: a case study of the Maoniuping REE deposit, Sichuan Province, China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~229 (in Chinese with English abstract).
- Liu Z Q, Li X Z, Ye Q T, Luo J N, Shen G. F and Yang Y Q. 1993. The division of the tectono-magmatic belts and the distribution of mineral resources in the Sanjiang region, SW China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~246 (in Chinese with English abstract).
- Lu J R. 1996. Dynamical characteristics of the Emei mantle plume [J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 17(4): 424~438 (in Chinese with English abstract).
- Luo Y N and Yu R L. 2001. Major features and dynamic model of the Himalayan tectonic-magmatism in the introcontinental orogenic belt in Longmenshan-Jinpingshan, Sichuan Province [A]. In: Chen Y C and Wang D H, eds. *Study on Himalayan Endogenic Mineralization* [C]. Beijing: Seismological Press. 88~96 (in Chinese with English abstract).
- Luo Y N, Yu R L, Hou L W, Lai S M, Fu D M, Chen M X, Fu X F, Rao R B and Zhou S S. 1998. Longmenshan-Jinpingshan intracontinental orogenic belt [M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Publishing House. 1~171 (in Chinese with English abstract).
- Matsuhisa Y, Goldsmith J R and Clayton R N. 1979. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 1131~1140.
- McCrea J M. 1950. On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale [J]. *Journal of Chemical Physics*, 18: 849~857.
- Menuge J F, Feely M and O'Reilly C. 1997. Origin and granite alteration effects of hydrothermal fluid: Isotopic evidence from fluorite veins, Co Galway, Ireland [J]. *Mineralium Deposita*, 32: 34~43.
- Mitchell A H G and Garson M S. 1981. Mineral deposits and global tectonic settings [M]. Academic Press. 43~86.
- Mo X X, Lu F X, Shen S Y, Zhu Q W, Hou Z Q, Yang K H and Deng J F. 1993. Sanjiang Tethyan volcanism and related mineralization [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~267 (in Chinese with English abstract).
- Mo X X, Zhao Z D, Deng J F, Dong G C, Zhou S, Guo T Y, Zhang S Q and Wang L L. 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision [J]. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 135~148 (in Chinese with English abstract).
- Moller P. 1986. Rare earth mineral deposits and their industrial importance [A]. In Moller P, Cerny P and Saupe F, ed. *Lanthanides, tantalum and niobium* [C]. Springer-Verlag. 171~188.
- Nadeau S, Pineau F, Javoy M and Francis D M. 1990. Carbon concentrations and isotopic ratios in fluid-inclusion-bearing upper-mantle xenoliths among the northwestern margin of North America [J]. *Chemical Geology*, 81: 271~297.
- Ngwenya B T. 1994. Hydrothermal rare element mineralization in carbonatite of the Tundulu complex, Malawi: Processes at the fluid/rock interface [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 2061~2072.
- Niu H C and Lin C X. 1994. Genesis of the REE ore deposit in Mianning county, Sichuan Province, China [J]. *Mineral Deposits*, 13(4): 345~353 (in Chinese with English abstract).
- Niu H C, Shan Q and Lin M Q. 1996. A study of inclusions in minerals from Mianing REE deposit in Sichuan Province [J]. *Geochemica*, 25(6): 559~567 (in Chinese with English abstract).
- Niu H C, Shan Q, Chen X M and Zhang H X. 2002. Relationship between light rare earth deposits and mantle processes in the Panxi rift, China [J]. *Science in China*, 32(Sup.): 33~40 (in Chinese).
- Pineau F and Methez E A. 1990. Carbon isotopes in xenoliths from the Hualalai volcano, Hawaii, and the generation of isotopic variability [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2117~2127.
- Pu G. P. 2001. The evolution history of rare earth elements mineralization and major features of Himalayan REE deposits in the Panzhihua

- Xichang area, Sichuan [A]. In: Chen Y C and Wang D H, ed. Study on Himalayan Endogenic Mineralization [C]. Beijing: Seismological Press. 104~116 (in Chinese with English abstract).
- Ray J S, Ramesh R and Pande K. 1999. Carbon isotopes in Kerguelen plume-derived carbonatites: Evidence for recycled inorganic carbon [J]. Earth and Planetary Science Letters, 170: 205~214.
- Ray J S, Ramesh R and Pande K. 2000. Isotope and rare earth element chemistry of carbonatite-alkaline complexes of Deccan volcanic province: Implications to magmatic and alteration processes [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 18: 177~194.
- Ren Y C and Wang K Y. 2000. Study on the Bayun Obo giant REE-Fe-Nb deposit [A]. In: Tu G C, ed. Giant ore deposits in China [C]. Beijing: Science Press. 10~26 (in Chinese).
- Ronchi L H, Touray J C, Michard A and Dardenne M A. 1993. The Ribeira fluorite district, south Brazil: Geological and geochemical (REE, Sm-Nd isotopes) characteristics [J]. Mineralium Deposita, 28: 240~252.
- Samson I M, Williams-Jones A E and Liu W N. 1995. The chemistry of hydrothermal fluids in carbonatites: Evidence from leachate and SEM decrepitate analysis of fluid inclusions from Oka, Quebec, Canada [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59: 1979~1989.
- Shi Z M and Li X Y. 1996. Geologic features and ore-forming conditions of alkali complex-hosted ore deposits of REE in Himalayan epoch in Panzhihua-Xichang region [J]. Acta Geologica Sichuan, 16(1): 54~59 (in Chinese with English abstract).
- Simonetti A and Bell K. 1995. Nd, Pb, and Sr isotope systematics of fluorite at Amba Dongar carbonatite complex, India: Evidence for hydrothermal and crustal fluids mixing [J]. Economic Geology, 90: 2018~2027.
- Simonetti A, Bell K and Viladkar S G. 1995. Isotopic data from the Amba Dongar carbonatite complex, west-central India: Evidence for an enriched mantle source [J]. Chemical Geology, 122: 185~198.
- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, Schaerer U, Zhong D L, Wu H W, Liu X H, Ji S C, Zhang L S and Zhong J Y. 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China [J]. Nature, 343: 431~437.
- Tatsumi Y. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subduction lithosphere and origin of arc magma: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks [J]. Journal of Volcanology Geothermery Research, 29: 293~309.
- Taylor H P, Frechen J and Degens E T. 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 31: 407~430.
- Tian S H. 2005. The Himalayan Mianxi REE belt on the eastern margin of the Tibetan plateau: Geology, geochemistry and geodynamics of the Mineralization [D]. Unpub. Ph. D dissertation, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing. 1~130 (in Chinese with English abstract).
- Tian S H, Ding T P and Mao J W. 2003. Mantle fluids involved in the ore-forming process of the Maoniuping REE deposit, Sichuan: Evidence of C, H, O and S isotopes [J]. Acta Geoscientica Sinica, 24(6): 543~547 (in Chinese with English abstract).
- Tian S H, Ding T P and Yuan Z X. 2006c. Mantle fluids in the Maoniuping LREE deposit, Sichuan Province: Evidence of Pb-Sr-Nd, He-Ar isotopes and REE [J]. Acta Geologica Sinica, 80(7): 1035~1043 (in Chinese with English abstract).
- Tian S H, Ding T P, Mao J W, Li Y H and Yuan Z X. 2006e. S, C, O, H isotope data and noble gas studies of the Maoniuping LREE deposit, Sichuan Province, China: A mantle connection for mineralization [J]. Acta Geologica Sinica (English edition), 80(4): 540~549.
- Tian S H, Hou Z Q, Yang Z S, Chen W, Yang Z M, Yuan Z X, Xie Y L, Fei H C, Yin S P, Liu Y C, Li Z and Li X Y. 2008a. Geochronology of REE deposits from the Mianning-Dechang REE belt: Constraints on the duration of hydrothermal activities and a tectonic model for the carbonatite-alkalic complexes in Sichuan, SW China [J]. Mineral Deposits, 27(2): 177~187 (in Chinese with English abstract).
- Tian S H, Hou Z Q, Yang Z S, Yang Z M, Yuan Z X, Wang Y B, Xie Y L, Liu Y C and Li Z. 2008b. Zircon U-Pb ages, Hf isotopic compositions and geological significance: a case study of carbonatite and nordmarkite from the Dalucao REE deposit, Sichuan Province [J]. Acta Petrologica Sinica (in review).
- Tian S H, Hou Z Q, Yuan Z X, Chen W, Xie Y L, Fei H C, Yin S P, Yi L S and Zhou S. 2006a. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of rocks and ores from the Muluozhai REE deposit in Mianning County, Sichuan Province [J]. Acta Petrologica Sinica, 22(10): 2431~2436 (in Chinese with English abstract).
- Tian S H, Hou Z Q, Yuan Z X, Xie Y L, Fei H C, Yin S P, Yi L S and Yang Z M. 2006b. Mantle source characteristics of magmatic carbonatites from the Himalayan Collision Zone in Western Sichuan, SW China: Evidence of Pb-Sr-Nd isotopes [J]. Acta Petrologica Sinica, 22(3): 669~677 (in Chinese with English abstract).
- Tian S H, Yuan Z X, Zhang G L, Hou Z Q, Ding T P, Bai G, Zou T R and Xie Y L. 2006d. A discussion on the mineralization-related granite in the Muluozhai REE ore deposit, Sichuan Province and its significance [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 25(2): 110~118 (in Chinese with English abstract).
- Tian S H, Zhang G L, Hou Z Q, Ding T P, Xie Y L, Yuan Z X, Bai G and Zou T R. 2005b. Stable isotope data from Muluozhai REE deposit in Mianning County, Sichuan Province, and their geological implication [J]. Mineral Deposits, 24(6): 647~655 (in Chinese with English abstract).
- Tian S H, Zhang G L, Hou Z Q, Ding T P, Zou T R, Yuan Z X, Bai G and Xie Y L. 2005a. Geochemistry of carbonatites in the Lizhuang REE deposit, Sichuan Province [J]. Acta Geoscientica Sinica, 26(Sup.): 151~155 (in Chinese with English abstract).
- Tilton G R, Bryce J G and Mateen A. 1998. Pb-Sr-Nd isotope data from 30 and 300 Ma collision zone carbonatites in Northwest Pakistan [J]. Journal of Petrology, 39: 1865~1874.
- Trueman D L, Pedersen J C, Jorje L D and Smith D G W. 1988. The Thor Lake rare-earth deposits, Northwest Territories [A]. In: Taylor R P and Strong D F, ed. Recent Advance in Geology of Granite-related Mineral Deposit [C]. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy. 280~290.
- Vard E and Williams-Jones A E. 1993. A fluid inclusion study of vug minerals in dawsonite-altered phonolite sills, Montreal, Quebec: Implications for HFSE mobility [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113: 410~423.
- Veksler I V, Petibon G, Jenner G A, Dorfman A M and Dingwell D B.

1998. Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonatite liquid systems: An initial experimental study using a centrifuge autoclave[J]. *Journal of Petrology*, 39: 2095~2104.
- Wang D H, Yang J M, Yan S H, Chen Y C and Xu J. 2002. Dynamic of the REE mineralization in Maoniuping area, Sichuan Province: Isotopic geochemistry of carbonatites[J]. *Journal of Chengdu University of Technology*, 29(5): 539~544 (in Chinese with English abstract).
- Wang D H, Yang J M, Yan S H, Xu J, Chen Y C, Pu G P and Luo Y N. 2001. A special orogenic-type rare earth element deposit in Maoniuping, Sichuan, China: Geology and geochemistry[J]. *Resource Geology*, 51: 177~188.
- Wang E Q and Burchfiel B C. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailaoshan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis[J]. *International Geology Review*, 39: 191~219.
- Wang J and Li S Q. 1992. Langshan-Baiyun Obo Rift of North China [M]. Beijing: Press of Peking University. 1~20 (in Chinese).
- Wang J H, Yin A, Harrison T M, Grove M, Zhang Y Q and Xie G H. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 88: 123~133.
- Wendland R F and Harrison W J. 1979. Rare earth partitioning between immiscible carbonatite and silicate liquids and CO₂ vapour: Results and applications for the formation of high rare earth-enriched rocks [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 404~419.
- Williams-Jones A E, Samson I M and Olivo G R. 2000. The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico[J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 95: 327~341.
- Wyllie P J and Huang W L. 1976. Carbonation and melting relations in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 54: 79~107.
- Xie Y L, Hou Z Q, Xu J H, Yuan Z X, Bai G and Li X Y. 2005. Discovery of Cu-Zn, Cu-Sn alloy minerals and their implications in Mianning-Dechang REE metallogenic belt, Sichuan Province, China[J]. *Science in China*, 35(6): 572~577 (in Chinese).
- Xie Y L, Xu J H and Chen W. 2008. Continuous carbonatitic melt-fluids evolution for REE mineralization system: Evidence from inclusions in the maoniuping REE deposit in the western Sichuan, China[J]. *Ore Geology Reviews* (in review).
- Xu C, Huang Z L, Liu C Q, Yuan Z F, Li W B and Guan Y. 2004. Pb isotopic geochemistry of carbonatites in Maoniuping REE deposit, Sichuan Province, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(3): 495~500 (in Chinese with English abstract).
- Xu C, Huang Z L, Liu C Q, Qi L, Li W B and Guan T. 2002. Geochemistry of carbonatites in Maoniuping REE deposit, Sichuan Province, China [J]. *Science in China*, 33(8): 635~643 (in Chinese).
- Xu D E, Chen Y L, Zhang Y Q, Li W X, Zhao B G and Luo T. 1995. The study of the age and origin of the Kangding granitic complex, western Yangtze craton, China[J]. *Geological Review*, 41(2): 101~111 (in Chinese with English abstract).
- Xu J H, Xie Y L, Li J P and Hou Z O. 2001. Discovery of Sr-bearing and LREE daughter minerals in fluid inclusions of Maoniuping REE deposit, Sichuan[J]. *Progress in Natural Science*, 11: 543~547 (in Chinese with English abstract).
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M and Wu G Y. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 58: 145~168.
- Yang K H and Scott S D. 1996. Possible contribution of metal-rich magmatic fluid to a seafloor hydrothermal system[J]. *Nature*, 383: 420~423.
- Yang Z X, Williams-Jones A E and Pu G P. 2001. A fluid inclusion study of Maoniuping REE deposit, Sichuan, China[J]. *Journal of Mineral Petrology*, 21(2): 26~33 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z X, Williams-Jones A E and Pu G P. 2000. Geological features of Maoniuping REE deposit, Sichuan, China[J]. *Journal of Mineral Petrology*, 20(2): 28~34 (in Chinese with English abstract).
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211~280.
- Yuan Z X, Shi Z M, Bai G, Wu C Y, Chi R A and Li X Y. 1995. The Maoniuping rare earth ore deposit, Mianning county, Sichuan Province [M]. Beijing: Seismological Press. 1~150 (in Chinese).
- Zaitsev A N, Demeny A, Sindern C and Wall F. 2002. Burbankite group minerals and their alteration in rare earth carbonatites: Source of element and fluids (evidence from C-O and Sr-Nd isotopic data) [J]. *Lithos*, 62: 15~33.
- Zhang M J, Wang X B and Li L W. 2000. Compositions of the mantle fluid[J]. *Earth Science Frontiers*, 7(2): 401~412 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y Q and Xie Y W. 1997. Geochronology of alkali-rich intrusions and Nd, Sr isotopic characteristics in Ailaoshan-Jinsha River[J]. *Science in China*, 27(4): 289~293 (in Chinese).
- Zhang Y X, Luo Y N and Yang C X. 1988. The Panxi rift [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 224~270 (in Chinese).
- Zhong D L, Ding L, Liu F T, Liu J H, Zhang J J, Ji J Q and Chen H. 2000. The multi-direction layer and frame structure of rock layers in orogenic belt and its control on Cenozoic magmatic activities: An example from Sanjiang and its neighboring area[J]. *Science in China*, 30(Sup.): 1~8 (in Chinese).
- Zindler A and Hart S R. 1986. Chemical geodynamics[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493~571.

附中文参考文献

- 白 鸽, 袁忠信. 1985. 碳酸岩地质及其矿产[J]. 中国地质科学院矿床地质研究所刊, 1: 36~135.
- 池际尚. 1988. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1~268.
- 储雪蕾. 1996. 地幔的碳同位素 [J]. 地球科学进展, 11(5): 446~451.
- 从柏林. 1988. 攀西裂谷形成与演化 [M]. 北京: 科学出版社. 1~427.
- 邓万明, 黄 萱, 钟大赉. 1998. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因 [J]. 地质科学, 33: 412~425.
- 侯增谦, 卢记仁, 林盛中. 2005a. 峨眉地幔柱轴部的榴辉岩-地幔岩源区: 主元素、痕量元素及 Sr、Nd、Pb 同位素证据 [J]. 地质学报, 79(2): 200~219.
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁 林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 许继峰, 曲晓明, 杨志

- 明,杨竹森,费红彩,孟祥金,李振清. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用[J]. 矿床地质, 25(5): 521~543.
- 侯增谦,张绮玲. 1998. 冲绳海槽现代活动热水区 CO₂-烃类流体: 流体包裹体证据[J]. 中国科学, 28(2): 142~148.
- 李小渝. 2005. 四川德昌大陆槽稀土矿床地质特征[J]. 矿床地质, 24(2): 151~160.
- 刘丛强,黄智龙,许成,张鸿翔,苏根利,李和平,漆亮. 2004. 地幔流体及其成矿作用——以四川冕宁稀土矿床为例[M]. 北京:地质出版社. 1~229.
- 刘增乾,李兴振,叶庆同,罗建宁,沈致富,杨岳清. 1993. 三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律[M]. 北京:地质出版社. 1~246.
- 卢记仁. 1996. 峨眉地幔柱的动力学特征[J]. 地球学报, 17(4): 424~438.
- 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[M]. 成都:四川科学技术出版社, 1~171.
- 骆耀南,俞如龙. 2001. 龙门山-锦屏山陆内造山带喜马拉雅期构造-岩浆作用主要特征及其动力学模式[A]. 见:陈毓川,王登红,主编. 喜马拉雅期内生成矿作用研究[C]. 北京:地震出版社. 88~96.
- 莫宣学,路凤香,沈上越,朱勤文,侯增谦,杨开辉,邓晋福. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京:地质出版社. 1~267.
- 莫宣学,赵志丹,邓晋福,董国臣,周肃,郭铁鹰,张双全,王亮亮. 2003. 印度-亚洲大陆碰撞过程的火山作用响应[J]. 地学前缘, 10(3): 135~148.
- 牛贺才,单强,陈小明,张海祥. 2002. 攀西裂谷带轻稀土矿床与地幔过程的关系[J]. 中国科学(D辑), 32(增刊): 33~40.
- 牛贺才,单强,林茂青. 1996. 四川冕宁稀土矿床包裹体研究[J]. 地球化学, 25(6): 559~567.
- 牛贺才,林传仙. 1994. 论四川冕宁稀土矿床的成因[J]. 矿床地质, 13(4): 345~353.
- 蒲广平. 2001. 攀西地区稀土成矿历史演化与喜马拉雅期成矿基本特征[A]. 见:陈毓川,王登红,主编. 喜马拉雅期内生成矿作用研究[C]. 北京:地震出版社. 104~116.
- 任英忱,王凯怡. 2000. 白云鄂博超大型 REE-Fe-Nb 矿床研究[A]. 见:涂光炽,等著. 中国超大型矿床[M]. 北京:科学出版社. 10~26.
- 施泽民,李小渝. 1996. 攀西地区喜马拉雅期碱性杂岩的稀土成矿条件及资源特点[J]. 四川地质学报, 16(1): 54~59.
- 田世洪,丁梯平,毛景文. 2003. 四川牦牛坪轻稀土矿床地幔流体成矿的碳、氢、氧、硫同位素证据[J]. 地球学报, 24(6): 543~547.
- 田世洪,丁梯平,袁忠信. 2006c. 四川牦牛坪轻稀土矿床地幔流体特征-铅钨和氩同位素及稀土元素证据[J]. 地质学报, 80(7): 1035~1043.
- 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. 2008a. 川西冕宁-德昌稀土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[J]. 矿床地质, 27(2): 177~187.
- 田世洪,侯增谦,杨竹森,杨志明,袁忠信,王彦斌,谢玉玲,刘英超,李政. 2008b. 四川大陆槽稀土矿床碳酸岩-英碱正长岩锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素性质及其地意义[J]. 岩石学报(评审中).
- 田世洪,侯增谦,袁忠信,陈文,谢玉玲,费红彩,尹淑苹,衣龙升,周肃. 2006a. 四川冕宁木落寨稀土矿床成矿的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年代学研究[J]. 岩石学报, 22(10): 2431~2436.
- 田世洪,侯增谦,袁忠信,谢玉玲,费红彩,尹淑苹,衣龙升,杨志明. 2006b. 川西喜马拉雅期碰撞造山带岩浆碳酸岩的地幔源区特征-Pb-Sr-Nd 同位素证据[J]. 岩石学报, 22(3): 669~677.
- 田世洪,袁忠信,张桂兰,侯增谦,丁梯平,白鸽,邹天人,谢玉玲. 2006d. 四川木落寨稀土矿床与成矿有关的花岗岩问题及其意义[J]. 岩石矿物学杂志, 25(2): 110~118.
- 田世洪,张桂兰,侯增谦,丁梯平,谢玉玲,袁忠信,白鸽,邹天人. 2005b. 四川木落寨稀土矿床稳定同位素研究及其意义[J]. 矿床地质, 24(6): 647~655.
- 田世洪,张桂兰,侯增谦,丁梯平,邹天人,袁忠信,白鸽,谢玉玲. 2005a. 四川里庄稀土矿床岩浆碳酸岩的地球化学[J]. 地球学报, 26(增刊): 151~155.
- 田世洪. 2005. 青藏高原东缘喜马拉雅期冕西稀土成矿带地质地球化学特征及其成矿动力学研究[D]. 中国地质科学院博士论文. 1~130.
- 王登红,杨建民,闫升好,陈毓川,徐珏. 2002. 四川牦牛坪碳酸岩的同位素地球化学及其成矿动力学[J]. 成都理工学院学报, 29(5): 539~544.
- 王辑,李双庆. 1992. 狼山-白云鄂博裂谷系[M]. 北京:北京大学出版社. 1~20.
- 谢玉玲,侯增谦,徐九华,袁忠信,白鸽,李小渝. 2005. 四川冕宁-德昌稀土成矿带铜锌-铜锡合金矿物的发现及成因意义[J]. 中国科学, 35(6): 572~577.
- 许成,黄智龙,刘丛强,漆亮,李文博,管涛. 2002. 四川牦牛坪轻稀土矿床碳酸岩地球化学[J]. 中国科学(D辑), 32(8): 635~643.
- 许成,黄智龙,刘丛强,严再飞,李文博,管涛. 2004. 牦牛坪轻稀土矿床碳酸岩 Pb 同位素地球化学[J]. 岩石学报, 20(3): 495~500.
- 胥德恩,陈友良,张应全,李文贤,赵宝光,罗县. 1995. 康定杂岩时代及成因探讨[J]. 地质论评, 41(2): 101~111.
- 徐九华,谢玉玲,李建平,侯增谦. 2001. 四川冕宁牦牛坪稀土矿床流体包裹体中发现含铈和轻稀土的子矿物[J]. 自然科学进展, 11: 543~547.
- 阳正熙, Anthony E. Williams-Jones, 蒲广平. 2000. 四川冕宁牦牛坪轻稀土矿床地质特征[J]. 矿物岩石, 20(2): 28~34.
- 阳正熙, Anthony E. Williams-Jones, 蒲广平. 2001. 四川牦牛坪轻稀土矿床矿流体包裹体研究[J]. 矿物岩石, 21(2): 26~33.
- 袁忠信,施泽民,白鸽,吴澄宇,池汝安,李小渝. 1995. 四川冕宁牦牛坪轻稀土矿床[M]. 北京:地震出版社. 1~150.
- 张铭杰,王先彬,李立武. 2000. 地幔流体组成[J]. 地学前缘, 7(2): 401~412.
- 张玉泉,谢应雯. 1997. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征[J]. 中国科学(D辑), 27(4): 289~293.
- 张云湘,骆耀南,杨崇喜. 1988. 攀西裂谷[M]. 北京:地质出版社. 224~270.
- 钟大赉,丁林,刘福田,刘建华,张进江,李建清,陈辉. 2000. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动约束-以三江及邻区为例[J]. 中国科学, 30(增刊): 1~8.