



中国内生稀土矿床类型、成矿规律与资源展望

范宏瑞^{1,3,4,5*}, 牛贺才^{2,4}, 李晓春^{1,3,4}, 杨奎锋^{1,3,4,5}, 杨占峰⁵, 王其伟⁵

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 矿产资源研究重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院广州地球化学研究所, 矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640;
3. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049;
4. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;
5. 包头稀土研究院, 白云鄂博稀土资源研究与综合利用国家重点实验室, 包头 014030

* 联系人, E-mail: fanhr@mail.iggcas.ac.cn

2020-04-20 收稿, 2020-07-31 修回, 2020-08-03 接受, 2020-08-18 网络版发表

国家自然科学基金(41930430, 41930424, 91962103)、中国科学院地球科学研究院重点部署项目(IGGCAS-201901)和包头市中科发展科技有限责任公司重大项目(2017H1973, ZK2018H003)资助

摘要 稀土是我国为数不多的优势战略矿产资源。我国内生稀土矿床与碳酸岩-碱性岩浆演化及氧化性热液活动密切相关, 以碳酸岩型、碱性岩-碱性花岗岩型和热液型最为典型, 主要包括内蒙古白云鄂博、四川牦牛坪、山东微山、湖北庙垭、内蒙古巴尔哲和云南迤纳厂等矿床。碳酸岩型稀土矿床成矿碳酸岩经历了强烈的分异演化和岩浆热液的交代/叠加作用, 常富集轻稀土, 伴生有Nb、Th、Sc等资源。碱性岩-碱性花岗岩型稀土矿床多与高分异碱性岩或碱性花岗岩密切相关, 且普遍经历强烈的岩浆期后热液交代作用, 富集中-重稀土, 常伴生有Zr、Nb、Ta等高场强元素矿化。热液型稀土矿床矿体在空间上没有密切共生的岩浆岩体, 但其形成往往和隐伏的岩浆岩关系密切, 多期的热液叠加往往导致稀土不断活化-再富集, 也可伴随Au、U、Co等元素的矿化。我国稀土成矿主要发生在中元古代和中、新生代, 通常受控于克拉通边缘大陆裂谷或陆内伸展构造环境。今后需摸清我国稀土资源家底, 评价与寻找富集中-重稀土资源的内生稀土矿床, 加强稀土矿床伴生资源的综合利用。

关键词 碳酸岩型, 碱性岩-碱性花岗岩型, 热液型, 内生稀土矿床

稀土元素是元素周期表中镧系元素铈和钇共17种元素的统称, 它们具有相似的物理化学属性。由于其特殊的光-电-磁等物理性能, 稀土元素常被用做其他化合物和/或金属合金的添加剂, 组成性能各异、品种繁多的新型材料, 被广泛应用于国防军工、航空航天、清洁能源、信息技术、工业催化、特种材料、能源和农业等诸多领域, 对国民经济、国家安全和科技发展具有重要的战略意义。当今世界每六项新技术的发明, 就有一项离不开稀土元素。由于稀土元素在高科技产业中具有十分重要的应用, 只需要极少的量就能改

善或提高最终产品的性能, 被称为工业“维生素”, 也被誉为人类的“希望之土”。

由于稀土元素在各行各业上的用途越来越广泛, 其重要性日益增长, 已经成为全球经济发展和社会进步的关键和战略性矿产资源^[1]。但稀土矿床在世界上的分布极不均匀, 主要集中在中国、巴西、越南、俄罗斯、美国、澳大利亚、印度和格陵兰等国家和地区。巨大的市场需求和显著的经济效益, 使世界各国近年来都更加重视稀土矿床的勘查与稀土资源的高效利用。例如, 美国西部Mountain Pass稀土矿床在停产了十

引用格式: 范宏瑞, 牛贺才, 李晓春, 等. 中国内生稀土矿床类型、成矿规律与资源展望. 科学通报, 2020, 65: 3778-3793

Fan H R, Niu H C, Li X C, et al. The types, ore genesis and resource perspective of endogenic REE deposits in China (in Chinese). Chin Sci Bull, 2020, 65: 3778-3793, doi: 10.1360/TB-2020-0432

余年之后,于2012年重启开采,加拿大和澳大利亚也加快了稀土矿床的勘探与开发,欧洲联盟则借助“地平线2020”计划,加大在非洲寻找和开发稀土资源。此外,近年在南太平洋和印度洋部分海区发现了富稀土元素的深海沉积物,初步估算其稀土资源储量巨大,可以作为一种潜在资源解决未来日益增长的稀土需求^[2]。中国是全球稀土资源与生产第一大国,但近期国际社会开始高度关注稀土供应,国外政府和矿业界加大了对稀土资源勘查和开发的资金投入,这对我国稀土资源优势地位提出了严峻挑战。加强稀土元素成矿理论研究,探寻找矿新方法,发现新的稀土资源和优质的稀土矿产,对保持我国稀土资源优势具有重要的现实和战略意义。

1 中国稀土资源概况

稀土是我国为数不多、具有优势的战略矿产资源。我国在20世纪20年代末期发现并于50~80年代探明白云鄂博超大型稀土-铈-铁矿床,20世纪50年代末期在贵州织金等地磷块岩中发现稀土矿,20世纪60年代中期在江西、广东等南方七省发现离子吸附型稀土矿床,20世纪70年代初期发现山东微山稀土矿床,20世纪80年代中期发现四川凉山“牦牛坪式”大型稀土矿床等。这些发现和地质勘探成果为我国稀土产业的发展提供了可靠的资源保障。据美国地质调查局最新统计数据^[3]显示,我国已探明稀土资源储量约为4400万吨,占全球已探明总储量的36.6%。

全国已有22个省(区)先后发现稀土矿床(点),形成了北、南、东、西的分布格局,但主要分布在三大稀土资源基地(白云鄂博、华南和川西)。其中,白云鄂博碳酸岩中稀土氧化物储量高达3000余万吨;南方七省离子吸附型稀土矿中稀土氧化物总资源量高达近千万吨;川西碱性岩-碳酸岩型稀土矿集区仅牦牛坪和大陆槽两个矿床的稀土氧化物储量就达到近500万吨。然而,我国稀土资源优势也面临日益严峻的挑战。首先,我国拥有全球近1/3的稀土储量,却连续20多年生产了全球80%(曾一度超过90%)以上的稀土产品,导致我国稀土资源消耗过快;其次,我国现有稀土矿产资源的90%以上都是轻稀土元素,而应用前景更广、市场价格更高的重稀土资源储量相对较低^[4];再者,由于我国稀土资源家底不清、储/采比严重失衡(由20年前的>50降至目前<15),而近年来境外新的稀土矿床及深海潜在稀土资源相继被发现^[3]。这造成了在近期的国际贸

易争端中,稀土没有成为反制利器,甚至被人掣肘。

2 内生稀土矿床类型及其主要特征

我国稀土资源具有禀赋特优、类型齐全、北轻(稀土)南重(稀土)的特点。张培善^[5]曾根据成矿条件,将我国稀土矿床划分为10种成因类型:(1)花岗岩、碱性花岗岩、花岗闪长岩、钠长石化花岗岩型;(2)碱性岩型;(3)火成碳酸岩型;(4)矽卡岩型;(5)伟晶岩型;(6)变质岩和沉积变质碳酸盐岩型;(7)热液交代和热液脉型;(8)沉积岩型;(9)稀土砂矿型;(10)花岗岩类风化壳型。其中内生稀土矿床以碳酸岩型、碱性岩-碱性花岗岩型和热液型最为典型,主要包括内蒙古白云鄂博、川西冕宁-德昌牦牛坪和大陆槽、鲁西微山、湖北庙垭、内蒙古巴尔哲及云南迤纳厂等矿床(图1)。它们一般具有规模大、品位高和放射性物质含量低等特点,近年来对其勘探和开发越来越受到重视。

2.1 碳酸岩型稀土矿床

碳酸岩是指含碳酸盐矿物(如方解石、白云石、菱铁矿等)体积占比>50%, SiO_2 含量<20%的火成岩^[6]。全球已发现527处碳酸岩体,其中多数产于板内裂谷背景,在大洋背景和造山带背景下也发育有相对少量的碳酸岩体^[7]。除极少数研究者认为碳酸岩可以起源于地壳外^[8],迄今大量研究表明碳酸岩起源于地幔^[6]。在全球出露的碳酸岩体中,400余处与碱性硅酸岩具有密切的空间共生关系,常构成碳酸岩-碱性岩杂岩体,其中碳酸岩的体积相对较小,通常占杂岩体体积的10%或更少^[7]。而在成矿的杂岩体中,矿化经常和碳酸岩具有更为密切的成因关系^[9]。

世界范围内,约有超过51.4%的已探明稀土资源(按 REE_2O_3 , wt%)赋存在碳酸岩及其共生的碱性岩中。和碳酸岩相关的稀土矿床包括我国的内蒙古包头白云鄂博矿床、四川冕宁牦牛坪矿床、山东微山矿床,以及美国Mountain Pass矿床、澳大利亚Mount Weld矿床、印度Amba Dongar矿床、南非Palabora矿床等^[9]。碳酸岩型稀土矿更是我国内生稀土矿床的最主要类型,大约有超过97.4%的已探明轻稀土资源与碳酸岩有关^[4]。

与其他火成岩石相比,从地幔熔出的碳酸盐质或富 CO_2 的硅酸盐质岩浆本身即具有较高的稀土含量,可以达到球粒陨石平均值的10~100倍以上^[10]。但是要达到富集成矿的品位,碳酸岩浆的强烈分异演化和岩浆热液叠加再造显得更为重要。熔体不混溶和矿物分离

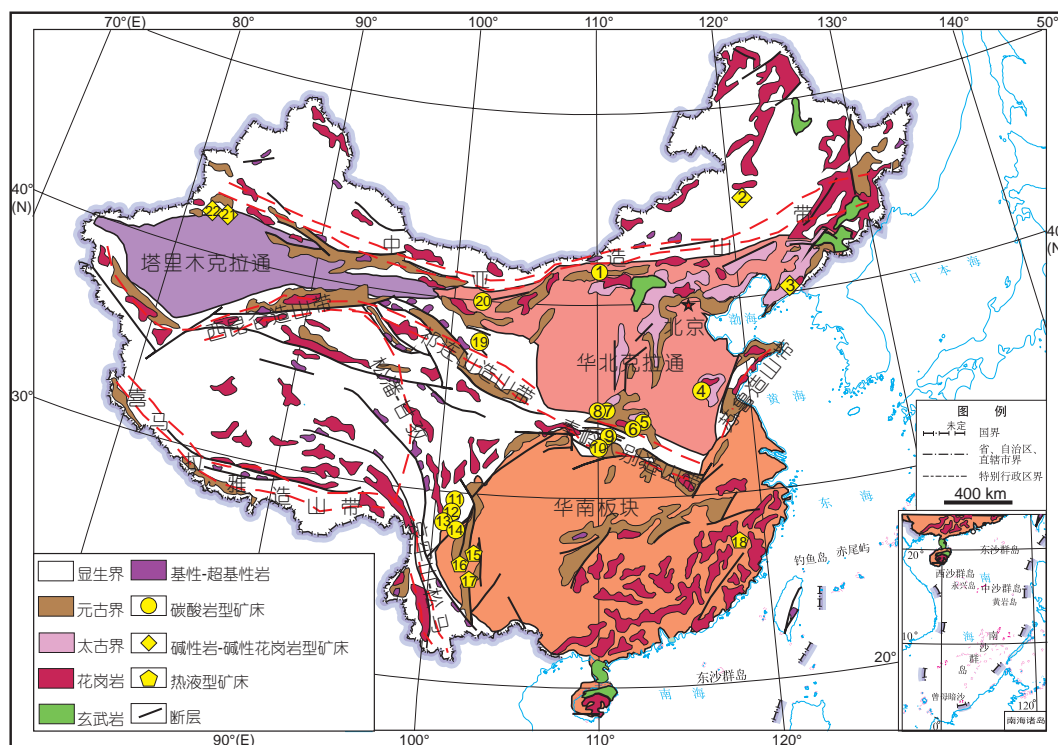


图 1 中国主要内生稀土矿床(点)分布图。矿床编号对应的稀土矿床名称: 1, 白云鄂博; 2, 巴尔哲; 3, 赛马; 4, 微山; 5, 黄水庵; 6, 太平镇; 7, 黄龙铺; 8, 华阳川; 9, 杀熊洞; 10, 庙垭; 11, 牦牛坪; 12, 木落寨; 13, 里庄; 14, 大陆槽; 15, 拉拉; 16, 迺纳厂; 17, 大红山; 18, 洋墩; 19, 干沙鄂博; 20, 桃花拉山; 21, 波孜果尔; 22, 依兰里克

Figure 1 Distribution of main endogenous REE deposits (occurrences) in China. Names of REE deposits corresponding to deposit number: 1, Bayan Obo; 2, Ba'erzhe; 3, Saima; 4, Weishan; 5, Huangshui'an; 6, Taipingzhen; 7, Huanglongpu; 8, Huayangchuan; 9, Shaxiongdong; 10, Miaoya; 11, Maoniuping; 12, Muluozhai; 13, Lizhuang; 14, Dalucao; 15, Lala; 16, Yilachang; 17, Dahongshan; 18, Yangdun; 19, Gansha Obo; 20, Taohualashan; 21, Boziguoer; 22, Yilanlike

结晶是碳酸岩浆演化中最重要的两个过程, 在此过程中稀土往往在晚期熔体中不断富集^[11]。而碳酸岩演化到晚期从中分异的热液叠加蚀变碳酸岩, 可以使得碳酸岩中的稀土含量再次增加数倍^[12]。该类矿床通常强烈富集轻稀土, 也有少数矿床相对富集重稀土, 稀土元素主要赋存在氟碳酸盐和/或磷酸盐矿物中。这些稀土矿物少量是在碳酸岩熔体中结晶而成, 更大量地生成于岩浆热液的交代阶段。碳酸岩岩浆热液对碳酸岩的叠加蚀变, 常伴随着萤石、磷灰石、重晶石等热液矿物的沉淀, 这些热液矿物广泛分布, 甚至可以形成单独的萤石矿和重晶石矿, 这与碳酸岩岩浆热液中F、Ba和P等元素的富集特征密切相关。此外, 该类矿床还常并伴随着Nb、Th、Sc、Mo等金属的富集。

碳酸岩型稀土矿床成矿特征可以概述为: (1) 成矿碳酸岩经历了强烈的分异演化过程, 常和同期碱性岩共生, 构成碳酸岩-碱性岩杂岩体; (2) 碳酸岩岩浆热液的交代作用及对碳酸岩母岩的叠加蚀变, 造成了稀土

元素非常复杂的分馏过程与富集成矿; (3) 该类型矿床富集轻稀土, 可伴生有具经济价值的Nb、Th、Sc、Mo、萤石等矿产。

2.2 碱性岩-碱性花岗岩型稀土矿床

碱性岩和碱性花岗岩以高碱($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)含量为特征, 通常还含有一些碱性角闪石或辉石等暗色矿物。据估算, 全球约34%的稀土资源来自于与碱性岩-碱性花岗岩有关的矿床中^[13]。和碳酸岩型稀土矿床相比, 碱性岩-碱性花岗岩型稀土矿床相对富集中-重稀土, 稀土元素主要赋存在磷酸盐和硅酸盐矿物中。另外一个显著特征是这类矿床经常伴生有多种类型的高场强元素, 从而形成稀土、稀有多金属矿床^[13], 但在矿区找不到伴生的火成碳酸岩。在我国, 先后发现不少与碱性岩-碱性花岗岩有关的稀土、稀有金属矿床, 如内蒙古扎鲁特巴尔哲(801)碱性花岗岩体中的超大型Zr-REE-Nb矿床^[14]、新疆拜城波孜果尔碱性花岗岩中的超大型REE-

Nb-Ta-Zr矿床^[15]、辽宁凤城赛马碱性杂岩体中的大型REE-U矿床^[16]等。在世界范围内还有许多与碱性岩-碱性花岗岩有关的大型-超大型稀有、稀土矿床。例如,加拿大Strange Lake碱性花岗岩中的Zr-Nb-REE矿床(世界上最大的稀有金属矿床)、加拿大Thor Lake碱性杂岩体中的Zr-Nb-REE矿床、纳米比亚Amis杂岩体碱性花岗岩中的Zr-Nb-REE矿床、尼日利亚中部Ring杂岩体碱性花岗岩中的Nb-U矿床、摩洛哥Tamazeght碱性花岗岩中的Zr-REE矿床,以及蒙古西部Khaldzan-Buregtey碱性花岗岩中的Zr-Nb-Ta-REE矿床等。因此,碱性岩-碱性花岗岩的演化及相关的稀土、稀有金属矿床长期以来一直受到岩石学和矿床学研究者的广泛关注。

碱性岩-碱性花岗岩型稀土矿床成矿特征可以概述为:(1)绝大多数与高分异碱性岩(如霞石正长岩和碱性花岗岩等)密切相关,无碳酸岩组合。岩体由多个分异相带组成,或构成碱性岩杂岩体;(2)该类型矿床富含中-重稀土,且通常伴生有Zr、Nb、Ta等高场强元素矿化;(3)岩体普遍经历过强烈的岩浆期后热液交代作用,其经济矿物多为热液交代成因。

2.3 热液型稀土矿床

部分热液稀土矿床在空间上并没有发现密切共生的碳酸岩、碱性岩或碱性花岗岩体,但存在稀土元素的富集甚至成矿,其中以铁氧化物-铜-金(iron oxide-copper-gold, IOCG)型矿床最为典型。IOCG型矿床的提出与20世纪70年代在澳大利亚南部Gawler克拉通中发现的奥林匹克坝(Olympic Dam)超大型Fe-Cu-Au-U矿床相关。经过20多年的研究,该类矿床的定义逐渐完善:含大量低钛磁铁矿-赤铁矿,具有经济品位的铜(及/或金)矿化,构造控矿明显,与同期侵入岩无明显空间关系的热液矿床^[17]。该类矿床往往伴有稀土元素的富集,稀土元素可赋存在氟碳酸盐、磷酸盐、硅酸盐、氧化物等多种热液矿物中。统计表明该类矿床中稀土元素的含量占世界稀土总储量的8.7%^[9]。世界上典型的富稀土IOCG矿床包括澳大利亚Olympic Dam和Prominent Hill矿床、美国Pea Ridge矿床、越南Sin Quyen矿床等,其中Olympic Dam矿床稀土元素的储量仅次于我国白云鄂博矿床^[9]。近年来研究表明,我国西南康滇地区发育一系列富稀土的IOCG型矿床,典型实例包括四川拉拉及云南迤纳厂矿床等^[18]。

热液型稀土矿床成矿特征可以概述为:(1)矿体在空间上没有密切共生的岩浆岩体,但其形成往往和隐

伏的岩浆岩关系密切;(2)除稀土元素外,该类矿床还富含Fe和Cu,也可能伴有Au、U、Co等的富集;(3)稀土元素的富集与热液活动密切相关,多期的热液叠加往往导致稀土元素不断活化-再富集。

3 中国主要内生稀土矿床/成矿带

3.1 白云鄂博稀土矿床

白云鄂博是世界最大的稀土资源产地,其稀土氧化物储量占全球总资源量的30%以上,它还是世界第二大铀矿床和我国重要的铁矿床。自丁道衡先生1927年在白云鄂博发现主矿铁矿体,何作霖先生1935年在铁矿体中发现稀土矿物以来,已经有近一个世纪的勘查与研究历史。但由于矿床形成后经历了多期次强烈的叠加改造事件,导致在含矿白云岩成因、成矿物质来源和成矿时代等问题上,仍存在非常大的争议^[19]。

白云鄂博矿床位于华北克拉通北缘,紧邻古生代中亚造山带。在矿区以北的宽沟背斜内以及矿区东南部地区,有大量晚太古-早元古代克拉通基底岩系出露。白云鄂博矿床发育在中元古代狼山-渣尔泰-白云鄂博裂谷系内,围岩为白云鄂博群浅变质陆缘碎屑沉积岩。矿区内白云鄂博群共发育4个组、9个岩性段,自下而上依次为都拉哈拉组H1含砾石英砂岩、H2石英岩;尖山组H3碳质板岩、H4暗色石英砂岩、H5碳质板岩夹灰岩;哈拉霍疙特组H6石英砂岩夹灰岩和板岩、H7石英砂岩与灰岩互层;比鲁特组H9硅质(富钾)板岩。郝梓国等人^[20]认为,这种砂砾岩-板岩-火山岩的岩性变化源自陆缘裂谷的逐渐加深过程,基底断裂与地幔沟通,最终引发火山熔岩、火山碎屑岩的喷发,即白云鄂博群上部的H9富钾板岩。

白云鄂博稀土矿床就发育在宽沟背斜南侧,由白云鄂博群组成的向斜核部。含矿岩石是一套成因独特的白云岩,由于其顶部覆盖的是比鲁特组H9富钾板岩,这套含矿白云岩最初被认定为白云鄂博群的组成部分,命名为H8白云岩^[21]。含矿白云岩呈东西延伸16 km、南北宽近3 km的带状展布,整体向南倾,在向斜的两翼均有出露。含矿白云岩存在有两种不同的结构,粗粒白云岩相和细粒白云岩相。细粒白云岩是稀土矿体的直接围岩,主要矿物组成包括白云石、磁铁矿、萤石、磷灰石、重晶石、钠闪石、独居石和氟碳铈矿等。粗粒白云岩零星分布于西矿区和主、东矿区细粒白云岩相的外围,矿物组成包括白云石、方解石、磁铁矿、烧

绿石和磷灰石等^[22]。含矿H8白云岩存在沉积成因和岩浆成因的长期争议, Chao等人^[23]认为细粒白云岩是粗粒白云岩经历了多次区域变质和构造变形作用, 白云石矿物发生动态重结晶后形成的, 其原岩为沉积成因碳酸盐岩, 与稀土成矿无直接的成因联系; Le Bas等人^[24]认为粗粒白云岩是早期的碳酸岩侵入体, 而细粒白云岩则是粗粒白云岩在中元古代中期发生强烈的矿化重结晶作用的产物。

在白云鄂博矿区附近分布有大量火成碳酸岩墙(脉)和小碳酸岩株, 侵入到中元古界白云鄂博群浅变质陆缘碎屑沉积岩以及基底变质岩中。Le Bas等人^[24]提出这些岩脉为碳酸岩浆成因, 并详细报道了岩脉的矿物学和地球化学特征。王凯怡等人^[25]认为碳酸岩脉按照矿物组成和形成先后又可分为白云石型、白云石-方解石共存型和方解石型等3种类型, 它们是碳酸岩浆演化到不同阶段的产物。Yang等人^[26]在主矿北部尖山地区发现了方解石型碳酸岩脉切割白云石型碳酸岩脉的露头, 表明方解石型碳酸岩脉的侵位的确晚于白云石型及共存型。3种类型碳酸岩脉的地球化学分析结果表明, 随着方解石矿物组分含量的增加, 岩脉中Sr和LREE元素含量明显增大^[26]。

白云鄂博地区主要发育4种类型稀土矿化, 包括碳酸岩脉、含矿白云岩、条带状REE-Fe矿石及晚期粗晶脉状REE矿石。Nakai等人^[27]获得稀土矿物的La-Ba和Sm-Nd等时线年龄分别为 1350 ± 149 和 1426 ± 40 Ma; 张宗清等人^[28]获得主矿和东矿矿物Sm-Nd等时线年龄 1286 ± 91 和 1305 ± 78 Ma; Yang等人^[26]获得碳酸岩脉全岩Sm-Nd等时线年龄 1354 ± 59 Ma; Fan等人^[29]获得碳酸岩中锆石ID-TIMS U-Pb不一致曲线上交点年龄 1417 ± 19 Ma; Zhang等人^[30]获得含矿白云岩中锆石的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄 1301 ± 12 Ma。以上结果表明, 碳酸岩脉、含矿白云岩、条带状REE-Fe矿石具有相对接近的形成时代, 代表了白云鄂博矿床稀土矿化时间。该时代与哥伦比亚超大陆裂解峰期一致, 白云鄂博矿床形成于陆内裂谷背景^[29]。粗晶脉状矿石明显穿切条带状矿石产出, 其形成时代主要为早古生代^[23,31], 可能与古亚洲洋闭合事件相关^[19]。但这期热事件仅仅造成了矿床内稀土元素的再活化, 以及稀土矿物的重结晶, 并没有新的成矿物质加入^[29]。

3.2 四川冕宁-德昌成矿带

四川冕宁-德昌稀土成矿带产于川西碳酸岩-碱性

杂岩带中, 该杂岩受印度-亚洲大陆碰撞带东部一系列新生代走滑断裂系统控制。稀土成矿带长约270 km、宽15 km, 包括一个超大型矿床(牦牛坪)、两个中型矿床(木落寨和大陆槽), 以及十余个小型矿点和矿化点(如里庄等)。稀土矿化样式具多样性, 包括大脉-网脉(牦牛坪)型、伟晶岩(牦牛坪)型、角砾岩(大陆槽)型和浸染(木落寨、里庄)型等。

牦牛坪为世界级的超大型稀土矿床, 已探明稀土储量317万吨, 稀土氧化物平均品位为2.95%。该矿床主要赋存在一套新生代(34~11 Ma)碱性岩-碳酸岩杂岩体中, 主要由英碱正长岩、方解石碳酸岩和成分复杂的碱性伟晶岩脉组成^[32,33]。英碱正长岩呈岩株状产出, 主要矿物组合为石英、微斜长石、钠长石和霓石等; 方解石碳酸岩呈脉状和网脉状产出, 主要由方解石组成, 还含有少量的霓石、萤石、重晶石和氟碳铈矿等^[32]; 碱性伟晶岩脉呈脉状和网脉状产出, 主要矿物组合为霓石、重晶石、萤石和氟碳铈矿等。该矿床的主要经济矿物为氟碳铈矿, 在英碱正长岩、碳酸岩和碱性伟晶岩中均有产出, 但稀土主要富集在大孤岛主矿体中, 发育典型的脉状矿化。按脉体发育的规模分为粗脉(宽度 > 10 cm)、细脉(宽度 $1\sim 10$ cm)和细网脉(宽度 < 1 cm)。粗脉是主要的含矿脉, 发生明显的矿物分带结构, 一般从矿脉的边部向中心逐渐发育金云母-霓辉石-钾长石-钠铁闪石-重晶石-萤石-方解石-石英-氟碳铈矿。

木落寨和大陆槽是两个中型稀土矿床, 其稀土氧化物资源储量分别为10万吨和8.2万吨, 稀土氧化物平均品位分别为3.97%和5.21%^[34]。木落寨杂岩体均侵入于中生代碱性花岗岩和晚古生代地层中, 主要由NEE向的正长岩和碳酸岩(200 m长 \times 50 m宽)组成。主要矿石类型有块状萤石-氟碳铈矿矿石、浸染状和条带状矿石。大路槽位于冕宁-德昌成矿带的南段, 该杂岩体中的英碱正长岩和霓辉正长岩主要侵入于元古代石英闪长岩内, 而碳酸岩则沿大路槽走滑断裂形成的构造裂隙侵入。两个主要的稀土矿体均发育于英碱正长岩角砾岩筒中, 其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稀土矿物组成^[34]。里庄等小型稀土矿床或矿化点也同样发育在英碱正长岩-碳酸岩杂岩体中, 常呈岩株状产出。

最新的锆石年代学(正长岩, U-Pb年龄)研究显示, 冕宁-德昌成矿带形成于约27~12 Ma, 其中牦牛坪为 22.81 ± 0.31 及 21.3 ± 0.4 Ma, 木落寨为 26.77 ± 0.32 Ma, 里庄为 27.41 ± 0.35 Ma, 大陆槽为 12.13 ± 0.19 及 $11.32\pm$

0.23 Ma^[34]. 该年龄与矿带内后碰撞产生的煌斑岩和钾质岩年龄(34~32 Ma)近同期, 显示其形成于统一的后碰撞动力学背景^[34].

碳酸岩、氟碳铈矿和其他常见矿物(如萤石、方解石、重晶石)Sr-Nd-Pb同位素研究表明, 成矿岩体可能起源于富集岩石圈地幔, 而微量元素和同位素地球化学研究证实, 岩浆源区在部分熔融之前受到循环海洋沉积物提供的富REE和CO₂的流体交代作用, 造成源区富集稀土元素. 在岩浆演化过程中, 通过碳酸岩和硅酸盐的不混溶作用, 使大量的REE富集在碳酸岩中, 最后从碳酸岩中分异出富REE的流体, 并最终成矿^[35].

3.3 鲁西微山矿床

微山稀土矿床位于山东省微山县东南约18 km的郗山村附近, 是仅次于白云鄂博和牦牛坪之外的我国第三大轻稀土矿床, 目前累计探明稀土矿石量940余万吨, 稀土氧化物资源量约44万吨^[36], 特别是最近几年勘探发现矿石储量400多万吨, 稀土氧化物量19万吨, 平均品位~4.6%.

区内出露的地层主要为晚太古宙片麻岩和寒武纪-奥陶纪灰岩, 矿区内岩浆岩主要为早白垩世石英正长岩、霓辉石英正长斑岩和碱性花岗岩等(合称为郗山碱性杂岩体), 此外还发育各种脉岩, 如碳酸岩、闪长玢岩、煌斑岩和细晶岩等. 稀土矿主要受NW和NE向断裂控制, 并呈脉状穿插于片麻岩和石英正长岩中. 根据穿插关系及矿物共生组合, 矿脉可分为3个阶段: (1) 钾长石阶段, 主要矿物组合为钾长石和石英, 含少量稀土矿物和白云母; (2) 硫酸盐阶段, 主要矿物组合为石英+稀土矿物+硫酸盐+碳酸盐+萤石; (3) 硫化物阶段, 主要矿物组合为硫化物+碳酸盐+萤石+石英+稀土矿物. 矿石矿物复杂多样, 包括氟碳铈矿、氟碳钙铈矿、菱钙铈矿、独居石、钽石、富铀烧绿石、铈磷灰石、碳酸铈矿和碳酸铈矿等^[36]. 前人对该矿床成矿岩体、矿化年龄、成矿流体及形成机制等开展了系列研究, 认为该矿与郗山碱性杂岩体有关, 成矿岩体(石英正长岩)侵位年龄为123~122 Ma, 成矿时代为~119.5 Ma^[36]. 成矿流体具中高温(主要200~400°C, 最高可达550°C)、高盐特征, 流体包裹体内富含各种子晶, 包括氯化物(如石盐、钾石盐)、硫酸盐(如芒硝、钾芒硝、钙芒硝、天青石和重晶石)和碳酸盐(方解石)并富CO₂, 共生矿物中含磷灰石、萤石和硫化物等磷酸盐、氟化物和硫化物, 表明成矿流体富含

Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻(或CO₃²⁻)、HS⁻、PO₄³⁻和F⁻等各种阴离子^[36].

成矿岩体富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 亏损高场强元素, 具有与同时期岩石圈地幔相似的Sr-Nd-Pb同位素组成, 可能主要来自富集地幔部分熔融, 但受少量地壳物质的混染. 矿石矿物(氟碳铈矿和独居石)具有与成矿岩体一致的Nd同位素组成, 暗示成矿物质可能来自岩体的分异或者与富集地幔有关. 关于成矿机制, 目前还存在较大争议. 该矿床富含碳酸盐脉, 部分研究者认为这些碳酸盐脉主要为岩浆成因, 因此其应为与岩浆碳酸岩有关的稀土矿, 形成于硅酸盐-碳酸盐不混溶作用; 也有学者认为碳酸盐脉为热液成因, 形成于碱性岩浆期后热液演化过程^[36].

从现有年代学资料来看, 郗山碱性岩杂岩年龄及稀土成矿年龄与华北克拉通破坏峰期时间(~125 Ma)^[37]基本一致, 暗示其可能形成于克拉通破坏期间的岩石圈强烈伸展环境.

3.4 秦岭成矿带

秦岭造山带横亘于中国大陆腹地, 大地构造上联接华北和扬子克拉通. 自晚太古代至今, 该区域经历了多期次、多阶段的碰撞-扩张-聚合演化过程, 发育多期构造-岩浆-变质-成矿事件, 具有复杂的物质组成和结构构造, 是我国中央造山带的重要组成部分. 秦岭造山带沿栾川断裂带、商城-丹凤断裂缝合带和勉县-略阳断裂缝合带从北到南依次划分为华北克拉通南缘、北秦岭、南秦岭和扬子地块北缘共4个构造单元. 目前勘探显示, 除扬子地块北缘外, 在其他构造单元中都发育有规模不等的稀土矿床, 稀土氧化物总资源量超过200万吨^[38], 有望成为我国继白云鄂博、南方和川西之后又一重要的稀土资源基地.

秦岭造山带不同构造单元的稀土矿床具有不同的地质特征与成矿时代. 南秦岭的稀土矿床包括湖北省竹山县庙垭和杀熊洞稀土矿床, 其中庙垭是秦岭造山带中最大的稀土矿床, 其稀土氧化物资源量达121.5万吨, 并伴生铌(92.95万吨Nb₂O₅)^[38]. 它们均赋存于碱性岩-碳酸岩杂岩体中, 矿体即为矿化的正长岩或碳酸岩, 但两者在矿石矿物组合及矿化特点上有一定差异. 庙垭矿床中稀土矿物以独居石和氟碳铈矿为主, 与其他热液矿物, 如方解石、铁白云石、石英和硫化物等, 紧密共生, 显示了后期热液活化或再富集的特点^[39]; 杀熊洞矿床矿化相对较弱, 稀土矿物以磷灰石为主, 黄菱铈

铈矿、碳酸锶铈矿和褐帘石等次之, 主要与岩浆期矿物如方解石或钾长石等共生^[40]。锆石U-Pb年龄显示两个矿床大致形成于~430 Ma^[39], 与勉略洋盆打开的裂谷环境有关。不少针对庙垭矿床稀土矿物U-Th-Pb定年的研究也获得了一系列二叠纪的年龄(234~206 Ma), 被认为代表了后期热液改造与再富集事件^[38], 抑或代表了一期新的稀土成矿事件^[41]。

北秦岭地区目前仅发现有位于河南西峡县的太平镇稀土矿床, 其稀土氧化物资源量达15万吨(平均品位2.23%)^[42]。矿体主要赋存于早古生代斜长花岗岩与二郎坪群火神庙组斜长角闪(片)岩中, 矿化主要为热液脉型, 以发育大量含石英-萤石脉、石英-萤石-重晶石脉以及石英-萤石-方解石脉为特点。氟碳铈矿U-Th-Pb定年显示该矿床矿化时代为~420 Ma, 可能形成于二郎坪弧后盆地拉张的伸展构造背景^[38,42]。有关该矿床成因机制方面的研究不多, 部分学者认为其成矿流体来源于该区同时代的花岗岩^[42], 但其他学者根据矿物组合和蚀变类型推测矿床的形成更可能与火成碳酸岩相关^[38]。

华北克拉通南缘以产出稀土-多金属矿床为特点, 构成了世界上独特的碳酸岩脉型Mo-REE成矿系统, 此外和其他碳酸岩型矿床相比, 更加富集重稀土元素^[43], 典型实例包括陕西省洛南县黄龙铺和河南省嵩县黄水庵Mo-REE矿床, 以及陕西省华阴市华阳川U-Nb-Pb-REE矿床, 其中以华阳川矿床规模最大, 其稀土氧化物资源量达55万吨^[44]。矿体均赋存于碳酸岩岩脉及围岩太华群片麻岩中, 主矿化发育于碳酸岩浆演化的晚期热液阶段, 呈脉状或团状叠加于碳酸岩或其他围岩中。稀土矿物如独居石和氟碳铈矿的U-Th-Pb年龄结果显示稀土矿化发生于214~207 Ma^[38], 与共生辉钼矿获得的Re-Os年龄一致(225~208 Ma)^[45], 说明该期矿化可能形成于与中生代华北与扬子克拉通碰撞(230~220 Ma)后的伸展构造背景。

3.5 兴蒙成矿带

兴蒙稀土成矿带由沿大兴安岭东侧广泛分布的一套白垩纪富碱火山岩和花岗质侵入岩所组成, 以富含锆、稀土和铌为特征, 以巴尔哲矿床为典型代表, 该成矿带具有较大的稀有和稀土资源勘查潜力。

巴尔哲碱性花岗岩体产于内蒙古扎鲁特旗境内, 出露面积仅约0.4 km², 侵位时代为123.7±0.9 Ma^[14]。钻孔资料显示, 该岩体呈现出显著的垂直岩相分带, 从上

至下依次为, 强钠长石化亚固熔相花岗岩、中钠长石化过渡相花岗岩、弱钠长石化过渡相花岗岩和超固熔相钠闪石花岗岩。详细的岩石学和地球化学研究表明, 该岩体经历过岩浆-热液过渡演化, 其成矿元素主要富集在岩体上部的亚固熔相花岗岩带内, 矿石储量约100 Mt, 平均品位1.84% ZrO₂、1.00% REE₂O₃(其中重稀土约占34%)、0.26% Nb₂O₅和0.03% BeO^[14]。主要矿石矿物为锆石、兴安石、铌铁矿、复稀金矿和烧绿石等, 其中大部分都是岩浆后期大规模热液交代作用的产物。热液锆石异常低的δ¹⁸O值指示, 其成矿流体可能有大陆冰川融水的加入^[46]。

在该成矿带是否还存在类似的稀有、稀土成矿岩体, 一直受到区内矿产资源调查的高度关注。赵庆英等人^[47]报道了在巴尔哲地区发现两个相似的碱性花岗岩体, 一个出露面积约为1.25 km², 另一个出露面积0.10 km², 两者均表现出明显的Nb-REE-Y的富集。王建国等人^[48]在区内阿里乌拉山东南侧厘定出了一套高度富集Zr-REE-Nb的碱性流纹岩, 其出露南北长约1.5 km、东西宽约1 km。该套碱性流纹岩位于早白垩世白音高老组底部, 呈青色-青灰色, 流纹构造及球粒结构发育, 以富含角闪石为特征; 此外, 成矿带北部的黑龙江省碾子山岩体上部的晶洞碱性花岗岩也有明显的Nb-REE矿化, 其稀有金属矿物主要为铌钽铁矿和烧绿石^[14]。

3.6 康滇成矿带

康滇IOCG成矿带位于扬子克拉通西南缘, 北起会理, 南至元阳, 横跨四川南部和云南中北部。该成矿带有规模不一的Fe-Cu矿床20多个, 包括会理拉拉、东川稀矿山、武定迤纳厂和新平大红山等大、中型Fe-Cu矿床。统计表明, 该成矿带已探明6亿吨Fe、5百万吨Cu^[49], 部分矿床还富集REE、Co、Mo、Au等元素。

该区前寒武纪地层主要包括古元古代大红山群、东川群以及河口群和中-新元古代会理群、苴林群及昆阳群^[50]。锆石U-Pb定年研究确定大红山群、东川群以及河口群三套地层的下部均形成于古元古代晚期(1750~1680 Ma)^[51], 代表了扬子陆块西缘古元古代晚期裂谷盆地沉积的一套火山-沉积建造。上述古元古代地层被昆阳群、会理群及苴林群不整合覆盖, 对三套地层上部火山岩夹层的锆石U-Pb定年显示, 它们形成于1100~960 Ma^[40]。

一系列基性及碱性岩体侵入至古元古代大红山

群、东川群以及河口群地层中,它们的形成时代与地层近乎同时或稍晚(1750~1650 Ma),代表了一套哥伦比亚超大陆裂解背景下大陆裂谷环境产生的岩浆岩^[52]。区域还零星分布一些中元古代晚期的基性岩体及花岗岩体(~1050 Ma),这些岩浆岩的地球化学特征与该区同期火山岩(如苴林群和会理群天宝山组火山岩)一致,指示了它们可能形成于陆内拉张环境^[40]。此外,区域分布大量新元古代花岗岩及基性岩,研究表明这些岩浆岩形成于俯冲背景(860~740 Ma)^[53]。

康滇地区的IOCG矿床均赋存在古元古界地层中,矿体产出受明显构造(断裂、岩性界面等)控制,多呈透镜状、似层状。矿体局部与热液角砾岩空间关系密切,大部分矿床与同期岩体没有明显的空间共生关系。各矿床均产有早期Fe成矿阶段和晚期Cu成矿阶段,Fe成矿阶段的矿石矿物为磁铁矿或赤铁矿,Cu成矿阶段的矿石矿物为黄铜矿、斑铜矿等。成矿作用伴随着强烈的热液蚀变,主要包括成矿前区域性的Na质交代作用(钠长石、方柱石等)、Fe矿化期的Ca-Fe交代作用(角闪石、磷灰石、萤石、菱铁矿等)、Cu矿化期的K质交代作用和碳酸盐化蚀变作用(云母、方解石等)。年代学研究表明,这些IOCG矿床形成在~1.7 Ga,形成后经历了多期热液改造作用,其中~1.0和~0.85 Ga两期改造作用尤为明显^[54]。

康滇IOCG成矿带中的拉拉和迤纳厂矿床存在明显的稀土富集,迤纳厂矿床有我国南方的“小白云鄂博”之称。两矿床稀土氧化物平均含量分别为0.25%和0.12%,局部稀土氧化物含量超过1%,矿体中富稀土的矿物在多期热液活动过程中形成^[55,56]。在古元古代的铁成矿阶段,大量富稀土元素的磷灰石及少量褐帘石沉淀;晚期铜成矿阶段富稀土的磷灰石被热液改造,导致稀土元素被淋滤出磷灰石,被淋滤出的稀土又重新沉淀出氟碳铈矿、氟碳钙铈矿等矿物。在新元古代的改造事件中,矿床中的磷灰石、褐帘石等矿物再次经历热液改造,磷灰石中的稀土元素再次富集到独居石、氟碳铈矿、磷钇矿等矿物中,而褐帘石中的稀土再次富集到氟碳铈矿、氟碳钙铈矿等矿物中。尽管该成矿带富稀土的IOCG矿床在空间上没有密切共生的岩浆岩体,但与区域上一系列形成于陆内裂谷环境的幔源岩浆岩同期。流体包裹体及稳定同位素研究表明,初始的成矿流体具有高温、高盐度的性质,并且具有岩浆来源的同位素组成特征^[56]。因此,这些矿床的形成与哥伦比亚超大陆裂解相关的幔源岩浆活动密切相关,

产于晚古元古代陆内拉张构造环境。

4 内生稀土矿床时空分布特征

我国内生稀土矿床大地构造位置多位于古老克拉通边缘的陆缘裂谷系或断裂带内,显示了特征的拉张构造环境与成矿物质深部来源。从现有的矿床实例、成矿规模(资源量)和年代学研究来看,太古代时期我国很少有稀土元素的富集成矿,主要成矿时期为中晚元古代以后(图2),稀土资源最重要的富集期是中元古代和中、新生代,其他时代的稀土矿床一般规模较小。

康滇地区富稀土的IOCG矿床形成于晚古元古代陆内裂谷背景,矿床形成后受到多期改造作用,导致稀土元素被多次活化-再富集。白云鄂博超大型REE-Nb-Fe矿床位于华北克拉通北缘的渣尔泰-白云鄂博裂谷系内,该裂谷系的活动时代与Columbia超大陆裂解事件相吻合^[22],而白云鄂博碳酸岩侵位与稀土矿的形成,以及同期的美国西部Mountain Pass碳酸岩型稀土矿(成矿时代~1380 Ma)的形成,都是超大陆裂解事件的产物。湖北庙垭稀土矿床沿扬子陆块北缘的安康-房县深断裂分布,受控于扬子陆块与秦岭造山带汇聚过程中的拉张背景,成矿与早古生代晚期古特提斯洋初始裂解(勉略洋盆打开)的裂谷环境有关^[39],而华北克拉通南缘早中生代碳酸岩脉型Mo-REE成矿体系,可能形成于与中生代华北与扬子克拉通碰撞(230~220 Ma)后的伸展构造背景。位于华北克拉通东部的我国第三大轻稀土矿床-微山稀土矿的成矿年龄为~120 Ma,郟山碱性岩杂岩年龄为123~122 Ma,而相邻的莱芜-淄博碳酸岩(118 Ma,未成矿),以及华北克拉通中部山西紫金山碳酸岩-碱性岩杂岩(~130 Ma,未成矿)侵位时代都为晚中生代。这与华北克拉通破坏峰期(~125 Ma)^[37]基本一致,暗示皆可能形成于克拉通破坏期间的岩石圈强烈伸展构造环境。四川冕宁-德昌是中国最年轻的稀土成矿带,该矿带虽然在空间上位于攀西二叠纪古裂谷中^[57],但详细的同位素年代学工作表明,岩体和矿体均形成于喜马拉雅期,年龄介于34~11 Ma,表明稀土成矿作用形成于碰撞造山环境而不是大陆裂谷环境,受控于印度-亚洲大陆碰撞带东部一系列新生代走滑断裂系统^[35]。

5 内生稀土矿床成矿机理

如前所述,大量研究表明碳酸岩和碱性岩主体起源于地幔,地幔源区富集稀土元素是保证岩体成矿的

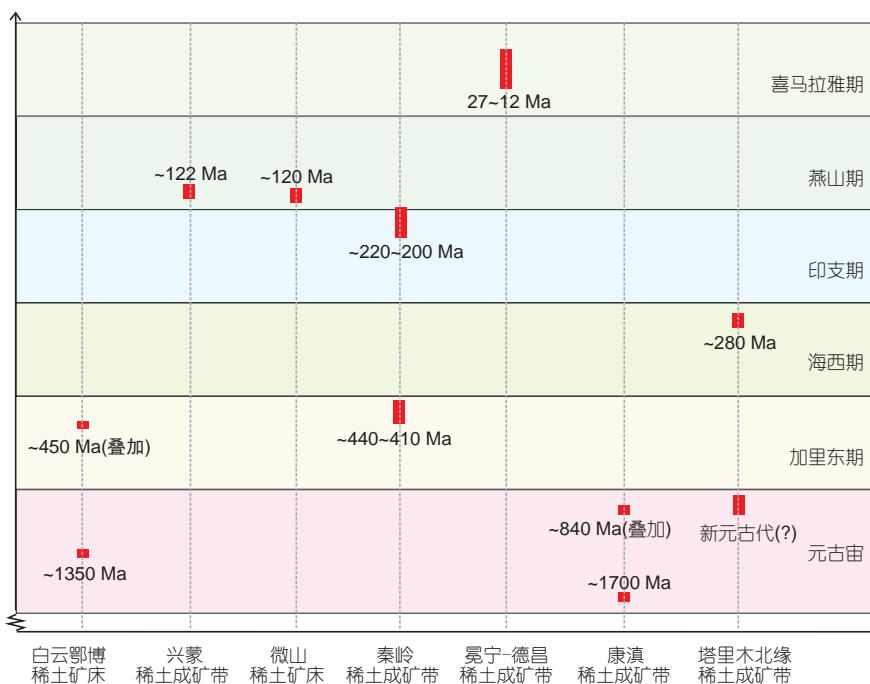


图2 中国主要稀土矿床(成矿带)成矿时代分布. 造山旋回时限参考全国地层委员会(2002)^[58]
 Figure 2 Distribution of REE metallogenic ages in the major endogenic REE deposit and mineralizing belts of China. The time limit for the orogenic cycle refers to the National Stratigraphic Commission (2002)^[58]

重要前提. 因此, 碳酸岩和碱性岩的源区性质以及成矿的稀土元素的来源是稀土矿床学研究高度关注的问题. 世界上很多碳酸岩具有和洋岛玄武岩(OIB)极其类似的Sr-Nd-Pb同位素和稀有气体同位素特征^[10], 据此Bell和Simonetti^[59]提出碳酸岩起源于岩石圈地幔以下高U/Pb值地幔(HIMU)和EMI富集地幔端元的混合源区(图3). 但部分学者发现我国成矿碳酸岩浆, 尤其是大型-超大型稀土矿床母岩浆的Sr-Nd-Pb同位素组成往往偏离HIMU和EMI地幔端元的混合线, 其成分明显接近EMII地幔端元, 典型实例包括白云鄂博^[26]、牦牛坪^[32,35]和微山^[36]等碳酸岩. 根据这种成分特征, 部分学者提出成矿的碳酸岩及相伴生的碱性岩来源于富集的陆下岩石圈地幔(SCLM). Hou等人^[35]进一步指出富集的岩石圈地幔很可能此前被俯冲沉积物交代, 此观点得到现代东印度洋和太平洋3500~6000 m深海沉积物中含有大量稀土这一事实的支持^[2]. Yang等人^[46]最近对内蒙古巴尔哲和邻近的早白垩世碱性花岗岩体的源区性质开展研究也有相似的发现, 巴尔哲地区锆石原位O-Hf同位素数据显示, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值(1.8‰~5.1‰)明显低于地幔锆石值, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+1.5~+17)变化范围较大且低于亏损地幔值. 这表明该地区早白垩世碱性花岗岩源区可能存在一个蚀变洋壳组分和一个来自于富集地

幔端元组分的混合. 同时, 其全岩初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值以及 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值都明显高于地幔演化线, 表明其原岩组成可能经历过海水的交代. 通过质量平衡和O-Hf同位素二元混合模拟估算, 结果表明该碱性花岗岩源区可能存在40%以上的再循环洋壳物质^[46]. 总之, 俯冲的沉积物或洋壳物质交代地幔是碳酸岩-碱性岩源区富集稀土的一个重要途径. 值得指出的是, 陆下岩石圈地幔还可以被俯冲/拆沉的陆壳物质交代, 抑或被深部上涌的软流圈或地幔柱物质交代, 未来还需要更多研究来探讨这些地幔交代途径对稀土成矿潜力的制约作用及其机理.

尽管富集地幔低程度部分熔融可以导致稀土元素优先进入碳酸盐或富CO₂的硅酸盐熔体^[59], 但实验岩石学工作表明, 初始熔体中稀土元素的富集程度远低于自然界大多数碳酸岩或碱性岩中稀土元素的富集程度^[60], 因此, 初始碳酸岩浆中的稀土元素富集成矿还需要经历长期的岩浆演化过程. 碳酸盐-硅酸盐不混溶作用经常出现在碳酸岩-碱性岩演化的过程中, Martin等人^[61]通过实验岩石学研究发现, 熔体富含水会促进稀土元素分配进入碳酸盐熔体相; Guzmics等人^[11]对东非裂谷Kerimasi火山岩研究发现, 当母岩浆中含有相对高的SO₄²⁻和PO₄³⁻时, 会促使稀土元素进入到碳酸盐熔

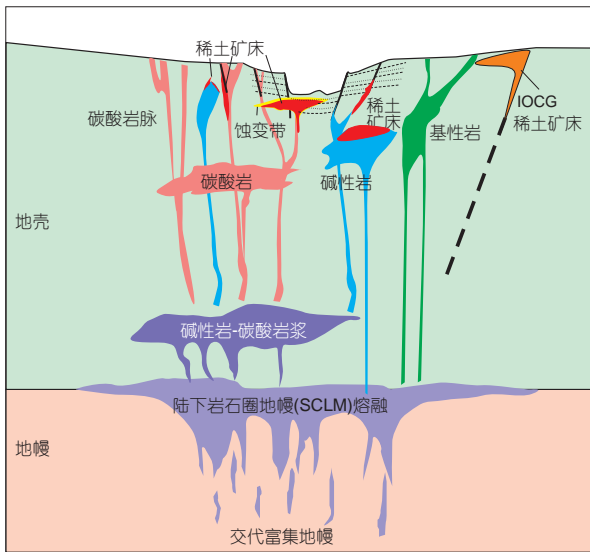


图3 内生稀土矿床成矿模型

Figure 3 Metallogenic model of the endogenic REE deposits

体; Feng等人^[62]对蒙古Ulgii Khiid碳酸岩研究也发现P的存在会促使稀土元素分配到碳酸岩相. 实验岩石学研究还表明, 碳酸盐-硅酸盐不混溶过程中轻稀土相对重稀土更容易进入碳酸盐熔体, 从而导致轻/重稀土发生分异^[61,63]. 川西稀土成矿带中的碳酸岩-碱性岩母岩浆含大量挥发分, 而且曾发生过不混溶作用^[64], 因此, 在不混溶过程中轻稀土元素大量分配进入碳酸岩相, 这可能是促使该区域稀土富集成矿的重要原因.

碳酸岩浆的黏度非常小, 极有利于分离结晶作用的进行, 碳酸盐和磷灰石是碳酸岩浆演化过程中分异的主要矿物. 实验岩石学工作表明, 稀土元素在碳酸盐矿物-碳酸盐熔体间或磷灰石-碳酸盐熔体间的分配系数明显 <1 ^[65-67]. 此外, 在碳酸盐矿物中轻稀土元素相对重稀土元素不相容^[66,67], 在磷灰石中轻稀土元素相对中稀土元素更加不相容^[66]. 因此, 伴随着分离结晶作用的进行, 残余碳酸盐熔体会发生稀土元素的强烈富集以及轻、重稀土元素的分异. 白云鄂博矿床稀土元素超常富集就与矿物分离结晶密切相关, 白云鄂博地区发育铁质、镁质、钙质3种类型的碳酸岩, 并具有从铁质, 到镁质, 再到钙质的演化趋势. 伴随碳酸岩浆由早期的铁质向晚期的钙质逐步演化, 其稀土元素含量, 尤其是轻稀土元素含量呈明显的富集趋势. 此外, 碳酸岩脉的全铁与稀土含量呈明显的负相关关系, 碳酸岩脉中白云石和方解石矿物的核部更富铁, 而边部更富稀土. 铁质在白云鄂博碳酸岩浆分异演化中的逐步分离,

很有可能也是一种造成稀土元素在晚期岩浆中富集的重要因素^[22].

稀土元素在岩浆演化过程中富集之后, 还需要在出溶的成矿流体中进一步迁移和富集, 才能形成工业矿体. 如前所述, 碳酸岩型和碱性岩型稀土矿床中普遍出现热液碳酸盐矿物、萤石和硫酸盐矿物, 成矿流体为高盐度, 说明成矿流体携带大量的 CO_3^{2-} 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 和 F^- . 实验工作及热动力学模拟显示, 上述阴离子, 硫酸盐离子比氯离子迁移稀土元素更为有效, 稀土元素可以在富含硫酸盐的情况下, 以硫酸根离子的形式高效迁移^[68,69]. 前人对白云鄂博、牦牛坪和微山等稀土矿床的研究表明, 从碱性岩-碳酸岩中出溶的富挥发分的流体在演化过程中极容易发生不混溶作用^[36,69,70]. 特别是在古老克拉通边缘的陆缘裂谷系或断裂带等容矿空间内, 成矿流体的物理化学性质会发生急剧变化, 导致稀土元素高效沉淀成矿(图3). 此外, 牦牛坪矿床的成矿流体在演化过程中还伴随着外源流体的加入, 而流体混合也会造成热液物理化学性质急剧变化, 导致稀土高效沉淀^[33]. 因此, 流体不混溶和流体混合作用是导致成矿热液中稀土元素高效沉淀的两个重要途径.

热液型稀土矿床(迤纳厂和拉拉)在空间上没有共生的岩浆岩体(图3), 但流体包裹体及同位素数据均表明, 成矿和隐伏的岩浆活动具有密切的成因联系^[55]. 年代学研究表明这些矿床中稀土的初始富集与Fe-Cu成矿同时发生^[55], 考虑到该类矿床同时具有Fe和Cu成矿作用, 和成矿具有成因联系的岩浆岩很可能不是碳酸岩或碱性岩, 因为这两类岩浆岩往往不富集Fe和Cu. 区域上和矿化同时代发育大量偏碱性的基性岩或钙碱性花岗岩, 而成矿物质很可能主要来自这些岩浆岩. 这类岩浆岩中的稀土含量明显低于碳酸岩和碱性岩, 而从这些岩浆出溶的热液中难以沉淀出独立的稀土矿物, 稀土元素主要以类质同象的方式赋存在磷灰石中. 值得指出的是, 尽管磷灰石中含大量稀土元素(高达4.8%)^[55], 但其中的稀土元素在工业生产难以被提炼. 多期的热液改造作用可以将磷灰石中的稀土元素活化, 并逐渐转移到氟碳铈矿、氟碳钙铈矿、独居石等易选冶的物相中. 因此, 多期热液改造作用对该类矿床中稀土元素的活化、再富集以及高效工业利用具有重要意义.

6 中国内生稀土矿床资源展望

综合前文所述, 我国内生稀土矿床以富集轻稀土

元素为主,这与世界其他国家内生稀土矿床特征基本一致.从稀土资源储量与分布特征来看,我国稀土资源总体丰富且在世界占优势地位,这为新兴产业的发展奠定了良好的基础.国内外重稀土资源主要来源于我国华南外生的花岗岩风化壳型矿床,但目前国内重稀土资源消耗过快,开采造成的生态环境问题日益突出,资源安全保障局势日趋严峻,开展富集中-重稀土的内生稀土矿床研究与探查迫在眉睫.

(1) 碳酸岩型稀土资源展望.碳酸岩型稀土矿床是我国最重要的稀土资源来源,目前正在开采的硬岩稀土矿山都属于此类,例如白云鄂博、牦牛坪和微山等矿床.我国探明稀土储量虽多,但大部分勘查工作只做到普查程度,实际可采储量并不可观.

白云鄂博是世界罕见的特大型多金属共生矿,具有矿物种类多、结晶粒度细、嵌布关系复杂等特点.现已查明矿区赋存有71种元素、170多种矿物和26种可综合利用元素,其中铁、稀土、钍和铀的含量分别约为34%(全铁)、5%~6%(稀土氧化物)、0.02%(ThO₂)和0.05%~1%(Nb₂O₅)^[71,72].白云鄂博矿自开采以来,一直以铁矿需求量定产,原矿石年开采量目前已达到千万吨级,主体矿区“主矿”和“东矿”已经从山坡露天开采转为深凹露天开拓.在现行的采、选、冶工艺中,稀土资源利用率低(仅约15%),绝大部分稀土矿被堆置在采坑周边或排入尾矿库.经过50多年的生产,尾矿库中的稀土资源量已与主、东矿报道的探明量相当,且成分更为复杂,被称作“人造稀土矿”^[72].而白云鄂博的普查与详查工作主要围绕铁矿进行,多完成于20世纪70年代之前,公开报道的稀土资源总量也是当时地表以下150~200 m的总储量,难以体现实际的资源总量.包钢(集团)公司于2014年对东矿进行深部勘探,施工了1个1775.4 m深孔,终孔标高为-100 m,但仍未穿透含矿白云岩,白云岩中稀土含量均达到矿石边界品位,这进一步证实了白云鄂博矿床深部巨大的稀土资源前景.此外,白云鄂博还是世界第二大铀矿床,以及可观的钍、铀等战略资源,但这些关键金属元素的赋存状态、储量和资源属性等仍然没有查清.更重要的是,白云鄂博矿床还有巨量的中-重稀土资源,矿石稀土配分中的中-重稀土虽然只占2%,但因其稀土总含量高和总储量大,中-重稀土的总量可达百万吨级.随着白云鄂博矿床开采与深部勘查的进行,原先指导矿山勘探的沉积-变质-热液改造模式及白云向斜控矿模型,与矿床实际地质特征越来越不相符.最新研究表明,白云鄂

博稀土成矿与碳酸岩浆演化及其热液作用密切相关^[19,22,30],矿体形态、矿体与围岩关系、深部资源分布规律等更为复杂.因此,亟须采用详细野外地质调查、综合地球物理探测和超深钻探验证等相结合的方法,摸清白云鄂博稀土、铀、钍、铀等战略性矿产资源的准确家底,同时开展高效、绿色选冶一体化有价资源综合提取新技术与新工艺研究,形成完整的资源综合利用体系.

秦岭造山带主要单元都发现有稀土矿床,矿石稀土元素虽以轻稀土为主,但重稀土含量明显偏高,并常与Nb、U、Mo等资源相伴生.造山带内矿体目前多为地表槽揭露或少量验证钻探控制,勘查程度较低.值得指出的是,20世纪60~70年代,多家地勘单位在区内已发现了一批稀土矿(化)点,之后的矿产勘查工作主要集中于钼、钨等有色金属和金、银等贵金属方面,稀土找矿工作处于停滞状态.近年来,随着湖北以庙垭和杀熊洞稀土-铀矿床,陕西以华阳川铀-铀-铅-稀土矿床为中心的区域矿产综合评价工作的开展,以及部分学者对黄龙铺等钼矿中稀土矿化的研究,在秦岭造山带内又新发现了一些新的稀土矿床和矿化点,呈现出良好的稀土成矿前景,特别是重稀土资源.

相较于白云鄂博,川西冕宁-德昌成矿带和鲁西微山等矿床稀土矿物较单一,富矿体埋藏浅、矿石品位高、易选易冶,但同样存在勘查程度低的问题.除主体矿山外,成矿(区)带内稀土资源多为初查(普查)阶段,资源储量类别低,基础储量少,推断和预测资源量多,资源总量不清.此外,在甘肃北祁连干沙鄂博、内蒙古阿右旗桃花拉山等地也陆续发现碳酸岩型稀土矿床(点).在今后加强勘查力度的基础上,有望在这些地区扩大稀土资源储量.

(2) 碱性岩-碱性花岗岩型稀土资源展望.全球约1/3的稀土和钇资源来自与碱性岩-碱性花岗岩有关的矿床中,但我国的这一比例要远低得多,目前储量最大的是内蒙古扎鲁特旗巴尔哲矿床,它以钇族(中-重稀土)元素富集为特征.巴尔哲矿床发现于1975年,之后历经十余年的普查与详查工作,获得100万吨稀土氧化物资源,但至今尚未正式开发利用.巴尔哲矿床所在的兴蒙稀土成矿带广泛分布有一套白垩纪富碱火山岩和花岗质侵入岩,其北东侧有齐齐哈尔碾子山碱性花岗岩型稀土矿床,2014年还在黑龙江省漠河市782高地发现了与碱性岩相关的铀-稀土矿床.因此,兴蒙稀土成矿带及邻区的钇族稀土很有资源潜力.而位于西部边陲

的新疆波孜果尔碱性岩型REE-Nb-Ta-Zr矿床发现于1998年, 同样富集钇族元素, 但目前对该地区的找矿评价工作还有待深入, 就成矿条件来说, 具有形成大型稀土矿的资源潜力。

(3) 热液型稀土资源展望. 自南澳Olympic Dam矿床发现伴生有可观的稀土资源以来, 国内外学者对如何确认这类IOCG矿床以及伴生资源的规模与赋存状态等进行了详细研究. 相较于碳酸岩型和碱性岩型稀土矿床, IOCG矿床内伴生的稀土元素平均含量略逊一筹, 例如Olympic Dam矿床稀土资源量估算高达4500万吨, 但因品位过低(约0.5%稀土氧化物)而未加以利用. 我国伴生有稀土资源的热液矿床主要产在康滇成矿带, 稀土氧化物平均含量也较低(<0.25%), 目前尚达不到工业利用的价值. 另外, 我国富稀土的热液矿床明显经历了后期热液叠加和改造过程, 使得原先分散在脉石矿物(磷灰石、碳酸盐、萤石等)中的稀土元素可以被富集到新的矿物相(氟碳铈矿、独居石、磷钇矿等)中. 这个过程不仅可以提高矿石的品位, 还能使原先不能被利用的稀土重获新生. 因此, 今后在加大富稀土热液矿床勘查力度的基础上, 还要加强稀土矿物赋存状态、选冶工艺的研究, 做到物尽其用。

7 总结

(1) 我国内生稀土矿床以碳酸岩型、碱性岩-碱性花岗岩型、热液型最为典型, 以轻稀土矿化为主, 具有规模大、品位高和放射性物质含量低等特点, 成矿主要发生在中元古代和中、新生代, 大陆裂谷或陆内伸

展的构造背景下。

(2) 碳酸岩型稀土矿床的成矿母岩来源于富集的岩石圈地幔, 经历了强烈的分异演化过程, 碳酸岩岩浆热液的交代作用及对碳酸岩母岩的叠加蚀变作用, 造成了稀土元素非常复杂的分异过程与富集成矿. 该类型矿床富含轻稀土, 可伴生有Nb、Th、Sc等金属元素。

(3) 碱性岩-碱性花岗岩型稀土矿床绝大多数与高分异碱性岩(如霞石正长岩和碱性花岗岩等)密切相关, 不伴生碳酸岩, 碱性岩中超常富集的稀有、稀土元素可能大部分都来自于源区的洋壳物质贡献. 这类矿床富含中-重稀土, 且通常伴生有Zr、Nb、Ta等高场强元素矿化, 经济矿物多为热液交代成因。

(4) 热液型稀土矿床在空间上没有密切共生的岩浆岩体, 但其形成往往和隐伏的岩浆岩关系密切, 除稀土外, 该类矿床还富含Fe和Cu, 也可能伴随Au、U、Co等元素的富集. 稀土富集与热液活动密切相关, 多期次的热液叠加往往导致稀土不断活化-再富集。

(5) 我国内生稀土资源禀赋特优, 但主要为轻稀土矿产. 今后应重视富集中-重稀土的碱性岩型和碳酸岩型矿床的勘查与找矿工作, 重点实现秦岭成矿带湖北庙坪地区和兴蒙成矿带内蒙古巴尔哲地区中-重稀土资源的勘查突破; 加强对内蒙古白云鄂博矿区和川西冕宁牦牛坪矿区深部和外围稀土资源的找矿评价工作, 摸清家底, 特别是白云鄂博矿床深部中-重稀土矿化规律与潜力评价; 加强稀土矿床伴生资源的综合利用研究, 特别是白云鄂博矿床铈、钍、钷、钾、氟、磷等资源的工艺矿物学与高效回收利用。

致谢 感谢中国科学院地球化学研究所陈伟研究员、中国地质科学院国家地质实验测试中心曾普胜研究员和中国科学院广州地球化学研究所杨武斌副研究员在成文过程中的建议和帮助. 感谢翟明国院士、陈骏院士、侯增谦院士和杨志明研究员的约稿, 感谢两位匿名审稿人对本文提出的建设性修改建议. 图1涉及的中国地图由自然资源部地图技术审查中心审查, 审图号为GS(2020)4321号。

参考文献

- Gulley A L, Nassar N T, Xun S. China, the United States, and competition for resources that enable emerging technologies. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2018, 115: 4111-4115
- Kato Y, Fujinaga K, Nakamura K, et al. Deep-sea mud in the Pacific Ocean as a potential resource for rare-earth elements. *Nat Geosci*, 2011, 4: 535-539
- U.S. Geological Survey. *Mineral Commodity Summaries 2020*. 2020, 1-200
- Xie Y L, Verplanck P L, Hou Z, et al. Rare earth element deposits in China: A review and new understandings. *Soc Econ Geol Spec Pub*, 2019, 22: 509-552
- Zhang P S. A study on the genetic classification of rare earth mineral deposits of China (in Chinese). *Sci Geol Sin*, 1989, 24: 26-32 [张培善. 中国稀土矿床成因类型. *地质科学*, 1989, 24: 26-32]

- 6 Le Maître R W. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 1–236
- 7 Woolley A R, Kjarsgaard A. *Carbonatite Occurrences of the World: Map and Database*. Geological Survey of Canada Open File 5796, 2008. 1–22
- 8 Lentz D R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting. *Geology*, 1999, 27: 335–338
- 9 Weng Z, Jowitt S M, Mudd G M, et al. A detailed assessment of global rare earth element resources: Opportunities and challenges. *Econ Geol*, 2015, 110: 1925–1952
- 10 Jones A P, Genge M, Carmody L. Carbonate melts and carbonatites. *Rev Mineral Geochem*, 2013, 75: 289–322
- 11 Guzmics T, Zajacz Z, Mitchell R H, et al. The role of liquid-liquid immiscibility and crystal fractionation in the genesis of carbonatite magmas: Insights from Kerimasi melt inclusions. *Contrib Mineral Petrol*, 2015, 169: 1–8
- 12 Andrade F R D, Möller P, Lüders V, et al. Hydrothermal rare earth elements mineralization in the Barra do Itapirapuã carbonatite, southern Brazil: Behaviour of selected trace elements and stable isotopes (C, O). *Chem Geol*, 1999, 155: 91–113
- 13 Dostal J. Rare earth element deposits of alkaline igneous rocks. *Resources*, 2017, 6: 34
- 14 Yang W B, Niu H C, Li N B, et al. Enrichment of REE and HFSE during the magmatic-hydrothermal evolution of the Baerzhe alkaline granite, NE China: Implications for rare metal mineralization. *Lithos*, 2020, 358-359: 105411
- 15 Huang H, Zhang Z, Santosh M, et al. Geochronology, geochemistry and metallogenic implications of the Boziguo'er rare metal-bearing peralkaline granitic intrusion in South Tianshan, NW China. *Ore Geol Rev*, 2014, 61: 157–174
- 16 Wu B, Wen H J, Bonnetti C, et al. Rinkite-(Ce) in the nepheline syenite pegmatite from the Saima alkaline complex, northeastern China: Its occurrence, alteration, and implications for REE mineralization. *Can Miner*, 2019, 57: 903–924
- 17 Groves D I, Bierlein F P, Meinert L D, et al. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Econ Geol*, 2010, 105: 641–654
- 18 Li X, Zhao X, Zhou M F, et al. Fluid inclusion and isotopic constraints on the origin of the Paleoproterozoic Yinachang Fe-Cu-(REE) deposit, southwest China. *Econ Geol*, 2015, 110: 1339–1369
- 19 Fan H R, Yang K F, Hu F F, et al. The giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit, China: Controversy and ore genesis. *Geosci Front*, 2016, 7: 335–344
- 20 Hao Z G, Wang X B, Li Z, et al. Bayan Obo carbonatite REE-Nb-Fe deposit: A rare example of neoproterozoic lithogeny and metallogeny of a damaged volcanic edifice (in Chinese). *Acta Geol Sin*, 2002, 74: 525–540 [郝梓国, 王希斌, 李震, 等. 白云鄂博碳酸岩型REE-Nb-Fe矿床——一个罕见的中元古代破火山机构成岩成矿实例. *地质学报*, 2002, 74: 525–540]
- 21 Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. *Geochemistry of Bayan Obo Deposit* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1998. 1–234 [中国科学院地球化学研究所. 白云鄂博矿床地球化学. 北京: 科学出版社, 1998. 1–234]
- 22 Yang K, Fan H, Pirajno F, et al. The Bayan Obo (China) giant REE accumulation conundrum elucidated by intense magmatic differentiation of carbonatite. *Geology*, 2019, 47: 1198–1202
- 23 Chao E C T, Back J M, Minkin J A, et al. The sedimentary carbonate-hosted giant Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit of Inner Mongolia, China: A cornerstone example for giant polymetallic ore deposits of hydrothermal origin. *US Geol Survey Bull*, 1997, 2143: 1–65
- 24 Le Bas M J, Kellere J, Kejie T, et al. Carbonatite dykes at Bayan Obo, Inner Mongolia, China. *Miner Petrol*, 1992, 46: 195–228
- 25 Wang K Y, Fan H R, Xie Y H. Geochemistry of REE and other trace elements of the carbonatite dykes at Bayan Obo: Implication for its formation (in Chinese). *Acta Petrol Sin*, 2002, 18: 340–348 [王凯怡, 范宏瑞, 谢奕汉. 白云鄂博碳酸岩墙的稀土和微量元素地球化学及其成因的启示. *岩石学报*, 2002, 18: 340–348]
- 26 Yang K F, Fan H R, Santosh M, et al. Mesoproterozoic carbonatitic magmatism in the Bayan Obo deposit, Inner Mongolia, North China: Constraints for the mechanism of super accumulation of rare earth elements. *Ore Geol Rev*, 2011, 40: 122–131
- 27 Nakai S, Masuda A, Shimizu H, et al. La-Ba dating and Nd and Sr isotope studies on the Baiyun Obo rare earth element ore deposits, Inner Mongolia, China. *Econ Geol*, 1989, 84: 2296–2299
- 28 Zhang Z Q, Yuan Z X, Tang S H, et al. Age and Geochemistry of Bayan Obo Deposit (in Chinese). Beijing: Geological Press, 2003. 148–160 [张宗清, 袁宗信, 唐索寒, 等. 白云鄂博矿床年龄和地球化学. 北京: 地质出版社, 2003. 148–160]
- 29 Fan H R, Hu F F, Yang K F, et al. Integrated U-Pb and Sm-Nd geochronology for a REE-rich carbonatite dyke at the giant Bayan Obo REE deposit, Northern China. *Ore Geol Rev*, 2014, 63: 510–519
- 30 Zhang S H, Zhao Y, Liu Y. A precise zircon Th-Pb age of carbonatite sills from the world's largest Bayan Obo deposit: Implications for timing and genesis of REE-Nb mineralization. *Precambrian Res*, 2017, 291: 202–219
- 31 Hu F F, Fan H R, Liu S, et al. Samarium-neodymium and Rubidium-strontium isotopic dating of veined REE mineralization for the Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit, Northern China. *Resour Geol*, 2009, 59: 407–414
- 32 Niu H C, Shan Q, Lin M Q. Fluid inclusion in the Mianning REE deposit, Sichuan (in Chinese). *Geochimica*, 1996, 25: 559–567 [牛贺才, 单强, 林茂青. 四川冕宁稀土矿床包裹体研究. *地球化学*, 1996, 25: 559–567]
- 33 Liu Y, Chakhmouradian A R, Hou Z, et al. Development of REE mineralization in the giant Maoniuping deposit (Sichuan, China): Insights from

- mineralogy, fluid inclusions, and trace-element geochemistry. *Miner Depos*, 2019, 54: 701–718
- 34 Liu Y, Hou Z, Tian S, et al. 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 Geol Rev*, 2015, 64: 554–568
- 35 Hou Z, Tian S, Yuan Z, et al. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 244: 234–250
- 36 Lan T G, Fan H R, Hu F F, et al. Genesis of the Weishan REE deposit, Shandong Province: Evidences from Rb-Sr isochron age, LA-MC-ICPMS Nd isotopic compositions and fluid inclusions (in Chinese). *Geochimica*, 2011, 40: 428–442 [蓝廷广, 范宏瑞, 胡芳芳, 等. 山东微山稀土矿床成因: 来自云母Rb-Sr定年、激光Nd同位素以及流体包裹体证据. *地球化学*, 2011, 40: 428–442]
- 37 Zhu R X, Yang J H, Wu F Y. Timing of destruction of the North China Craton. *Lithos*, 2012, 149: 51–60
- 38 Zhang W, Chen W T, Gao J F, et al. Two episodes of REE mineralization in the Qinling Orogenic Belt, Central China: *In-situ* U-Th-Pb dating of bastnäsite and monazite. *Miner Depos*, 2019, 54: 1265–1280
- 39 Ying Y, Chen W, Lu J, et al. *In situ* U-Th-Pb ages of the Miaoya carbonatite complex in the South Qinling orogenic belt, central China. *Lithos*, 2017, 290–291: 159–171
- 40 Chen W T, Sun W H, Zhou M F, et al. Ca. 1050 Ma intra-continental rift-related A-type felsic rocks in the southwestern Yangtze Block, South China. *Precambrian Res*, 2018, 309: 22–44
- 41 Xu C, Kynicky J, Chakhmouradian A R, et al. A case example of the importance of multi-analytical approach in deciphering carbonatite petrogenesis in South Qinling orogen: Miaoya rare-metal deposit, central China. *Lithos*, 2015, 227: 107–121
- 42 Qu K, Sima X, Zhou H, et al. *In situ* LA-MC-ICP-MS and ID-TIMS U-Pb ages of bastnäsite-(Ce) and zircon from the Taipingzhen hydrothermal REE deposit: New constraints on the later Paleozoic granite-related U-REE mineralization in the North Qinling Orogen, Central China. *J Asian Earth Sci*, 2019, 173: 352–363
- 43 Song W, Xu C, Smith M P, et al. Origin of unusual HREE-Mo-rich carbonatites in the Qinling orogen, China. *Sci Rep*, 2016, 6: 37377
- 44 Gao C, Kang Q Q, Jiang H J, et al. A unique uranium polymetallic deposit discovered in the Qinling orogenic belt: The Huayangchuan super-large U-Nb-Pb-REE deposit associated with pegmatites and carbonatites (in Chinese). *Geochimica*, 2017, 46: 446–455 [高成, 康清清, 江宏君, 等. 秦岭造山带发现新型铀多金属矿: 华阳川与伟晶岩脉和碳酸岩脉有关的超大型铀-铌-铅-稀土矿床. *地球化学*, 2017, 46: 446–455]
- 45 Song W, Xu C, Qi L, et al. Genesis of Si-rich carbonatites in Huanglongpu Mo deposit, Lesser Qinling orogen, China and significance for Mo mineralization. *Ore Geol Rev*, 2015, 64: 756–765
- 46 Yang W B, Niu H C, Hollings P, et al. The role of recycled oceanic crust in the generation of alkaline A-type granites. *J Geophys Res Solid Earth*, 2017, 122: 9775–9783
- 47 Zhao Q Y, Liu Z H, Wang T W, et al. Characteristics of Baorilajinwula riebeckite granite in Inner Mongolia (in Chinese). *Geol Resour*, 2009, 18: 204–206 [赵庆英, 刘正宏, 王天武, 等. 内蒙古宝日拉锦乌拉钠闪石花岗岩特征. *地质与资源*, 2009, 18: 204–206]
- 48 Wang J G, He Z H, Xu W L. Petrogenesis of riebeckite rhyolites in the southern Da Hinggan Mts: Geocryological and geochemical evidences (in Chinese). *Acta Petrol Sin*, 2013, 29: 853–863 [王建国, 和钟铎, 许文良. 大兴安岭南端钠闪石流纹岩的岩石成因: 年代学和地球化学证据. *岩石学报*, 2013, 29: 853–863]
- 49 Zhao X F, Zhou M F. Fe-Cu deposits in the Kangdian region, SW China: A Proterozoic IOCG (iron-oxide-copper-gold) metallogenic province. *Miner Depos*, 2011, 46: 731–747
- 50 Wen L G, Zeng P S, Zhan X C, et al. The Yinachang deposit in central Yunnan Province, Southwest China: A “Bayan Obo-type” Fe-Cu-REE deposit (in Chinese). *Earth Sci Front*, 2018, 25: 308–329 [温利刚, 曾普胜, 詹秀春, 等. 迤纳厂矿床: 一个“白云鄂博式”铁-铜-稀土矿床. *地学前缘*, 2018, 25: 308–329]
- 51 Greentree M R, Li Z X. The oldest known rocks in south-western China: SHRIMP U-Pb magmatic crystallisation age and detrital provenance analysis of the Paleoproterozoic Dahongshan Group. *J Asian Earth Sci*, 2008, 33: 289–302
- 52 Zhao X F, Zhou M F, Li J W, et al. Late Paleoproterozoic to early Mesoproterozoic Dongchuan Group in Yunnan, SW China: Implications for tectonic evolution of the Yangtze Block. *Precambrian Res*, 2010, 182: 57–69
- 53 Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 196: 51–67
- 54 Zhao X F, Chen W T, Li X C, et al. Iron oxide copper-gold deposits in China: A review and perspectives on ore genesis. *Soc Econ Geol Spec Pub*, 2019, 22: 553–580
- 55 Li X, Zhou M F. Multiple stages of hydrothermal REE remobilization recorded in fluorapatite in the Paleoproterozoic Yinachang Fe-Cu-(REE) deposit, Southwest China. *Geochim Cosmochim Acta*, 2015, 166: 53–73
- 56 Zhao X F, Zhou M F, Gao J F, et al. *In situ* Sr isotope analysis of apatite by LA-MC-ICPMS: Constraints on the evolution of ore fluids of the Yinachang Fe-Cu-REE deposit, Southwest China. *Miner Depos*, 2015, 50: 871–884
- 57 Cong B L. Formation and Evolution of Pixi Rift (in Chinese). Beijing: Science Press, 1988. 1–427 [丛柏林. 攀西裂谷形成与演化. 北京: 科学出

- 版社, 1988. 1–427]
- 58 National Stratigraphic Commission. Description of Regional Chronostratigraphy (Geochronology) Table of China (in Chinese). Beijing: Geological Press, 2002. 1–77 [全国地层委员会. 中国区域年代地层(地质年代)表说明书. 北京: 地质出版社, 2002. 1–77]
- 59 Bell K, Simonetti A. Source of parental melts to carbonatites-critical isotopic constraints. *Miner Petrol*, 2010, 98: 77–89
- 60 Sweeney R J, Prozesky V, Przybylowicz W. Selected trace and minor element partitioning between peridotite minerals and carbonatite melts at 18–46 kb pressure. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 3671–3683
- 61 Martin L H J, Schmidt M W, Mattsson H B, et al. Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts for dry and H₂O-bearing systems at 1–3 GPa. *J Petrol*, 2013, 54: 2301–2338
- 62 Feng M, Song W, Kynicky J, et al. Primary rare earth element enrichment in carbonatites: Evidence from melt inclusions in Ulgii Khiid carbonatite, Mongolia. *Ore Geol Rev*, 2020, 117: 103294
- 63 Veksler I V, Dorfman A M, Dulski P, et al. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite. *Geochim Cosmochim Acta*, 2012, 79: 20–40
- 64 Hou Z, Tian S, Xie Y, et al. The Himalayan Mianning-Dechang REE belt associated with carbonatite-alkaline complexes, eastern Indo-Asian collision zone, SW China. *Ore Geol Rev*, 2009, 36: 65–89
- 65 Sieber M J, Wilke F, Koch-Müller M. Partition coefficients of trace elements between carbonates and melt and suprasolidus phase relation of Ca-Mg-carbonates at 6 GPa. *Am Miner*, 2020, 105: 922–931
- 66 Klemme S, Dalpé C. Trace-element partitioning between apatite and carbonatite melt. *Am Miner*, 2003, 88: 639–646
- 67 Chebotarev D A, Veksler I V, Wohlgemuth-Ueberwasser C, et al. Experimental study of trace element distribution between calcite, fluorite and carbonatitic melt in the system CaCO₃ + CaF₂ + Na₂CO₃ ± Ca₃(PO₄)₂ at 100 MPa. *Contrib Miner Petrol*, 2019, 174: 4
- 68 Migdisov A A, Williams-Jones A E. A spectrophotometric study of Nd(III), Sm(III) and Er(III) complexation in sulfate-bearing solutions at elevated temperatures. *Geochim Cosmochim Acta*, 2008, 72: 5291–5303
- 69 Cui H, Zhong R, Xie Y, et al. Forming sulfate- and REE-rich fluids in the presence of quartz. *Geology*, 2020, 48: 145–148
- 70 Fan H R, Hu F F, Yang K F, et al. Fluid unmixing/immiscibility as an ore-forming process in the giant REE-Nb-Fe deposit, Inner Mongolian, China: Evidence from fluid inclusions. *J Geochem Explor*, 2006, 89: 104–107
- 71 Li T F, Xia Q L, Wang X Q, et al. Metallogenic geological characteristics and mineral resource potential analysis of rare earth element resources in China (in Chinese). *Earth Sci Front*, 2018, 25: 95–106 [李童斐, 夏庆霖, 汪新庆, 等. 中国稀土矿产资源成矿地质特征与资源潜力分析. 地学前缘, 2018, 25: 95–106]
- 72 Ma Y, Li N, Wang Q W, et al. Characteristics and current research situation of rare earth resources in Bayan Obo Ore (in Chinese). *J Chin Soc Rare Earths*, 2016, 34: 641–648 [马莹, 李娜, 王其伟, 等. 白云鄂博矿稀土资源的特点及研究开发现状. 中国稀土学报, 2016, 34: 641–648]

Summary for “中国内生稀土矿床类型、成矿规律与资源展望”

The types, ore genesis and resource perspective of endogenic REE deposits in China

Hongrui Fan^{1,3,4*}, Hecai Niu^{2,4}, Xiaochun Li^{1,3,4}, Kuifeng Yang^{1,3,4}, Zhanfeng Yang⁵ & Qiwei Wang⁵

¹ Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

² Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China;

³ College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

⁴ Innovation Academy for Earth Science, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

⁵ State Key Laboratory of Baiyunobo Rare Earth Resource Researches and Comprehensive Utilization, Baotou Research Institute of Rare Earth, Baotou 014030, China

* Corresponding author, E-mail: fanhr@mail.iggcas.ac.cn

China hosts a large proportion of global REE resources. This paper presents a preliminary review of the types and ore genesis of endogenic REE deposits in China. Three major types of REE deposits are identified, namely carbonatite-type, alkaline and alkali granite-type and hydrothermal-type deposits.

The carbonatite-type deposits mainly include Bayan Obo in northern China, Maoniuping in southwestern China, Weishan in eastern China, and Miaoya in Central China, all of which are genetically related to carbonatite/carbonatite-alkaline complex. This type of deposit mainly contains economic light REE (LREE), which are mainly hosted in fluoro-carbonate and/or phosphate. Apart from LREE, some deposits may also show obvious enrichments in heavy REE (HREE), Nb, Th, and Sc. The above-mentioned carbonatite-type REE deposits were formed in different periods, including Mesoproterozoic (Bayan Obo), Paleozoic (Miaoya), Mesozoic (Weishan) and Cenozoic (Maoniuping). They were generated in intra-continental extension (Bayan Obo, Miaoya, and Weishan) or post-collisional (Maoniuping) setting. The ore-related intrusions were mainly derived from very low degrees partial melting of the sub-continental lithosphere mantle (SCLM). Before the formation of carbonatite, the SCLM had been metasomatized by recycled crustal components, which elevated the contents of REE and other components (e.g., Nb, Ba, F, and P). The parental carbonatitic or CO₂-rich silicate magmas have experienced intensive fractional crystallization or immiscibility of carbonate- and silicate-rich melts, which further improve the contents of REE in the later-stage magmas. A subset of REE minerals was crystallized in the magmatic evolution process, while a large proportion of REE were retained in the residual melts. Furthermore, the REE were transported out of the magma chamber by volatile-rich fluids (e.g., F⁻, SO₄²⁻ and Cl⁻), and were deposited adjacent to the carbonatitic intrusions.

The alkaline and alkali granite-type deposits mainly include Baerzhe and Saima in northeastern China, which have genetic associations with SiO₂-saturated or -unsaturated alkaline intrusions, respectively. Compared with the carbonatite-type deposit, this type of deposits contains relatively high contents of HREE, which are mainly hosted in phosphate or silicate. Notably, this type of deposits may also contain economic Zr, Nb, and Ta. The above-mentioned deposits were formed in the Mesozoic under an intra-continental extensional setting. Similar to the carbonatite, the ore-related alkaline intrusions were derived from the sub-continental lithosphere mantle (SCLM), which had been metasomatized by REE- and volatile-bearing components. The parental silicate magmas have experienced intensive fractional crystallization during the evolution process. Many REE-, Nb-, and Zr-bearing minerals were crystallized in the later magmatic process. These minerals were later modified by magmatic-hydrothermal fluids, which lead to remobilization and further enrichment of REE, Zr and Nb.

A few IOCG deposits also show obvious enrichment in LREE, which are represented by the Paleoproterozoic Yinachang and Lala deposits in southwestern China. Diverse minerals occur as REE hosts in this type of deposits, mainly including fluoro-carbonate, phosphate, and silicate. No spatially associated magmatic intrusions can be identified in the IOCG-type deposits, but available data indicate that REE enrichment was genetically related to some hidden magmatic intrusions. The intrusions were generated in a rift-setting and vary from mafic to felsic in composition. In this type of deposit, REEs were initially deposited in apatite and allanite. In the later stages, apatite and allanite were modified by multiples phases of fluids. During the fluid/mineral interaction processes, REEs were mobilized and reprecipitated in other REE minerals, including monazite, bastnaesite, xenotime, synchysite. Multiple stages of fluid/mineral interaction are important for the final enrichment of REE in this type of deposit.

In the future, more studies are needed to accurately evaluate the resources of REE in China, to target more deposits that are relatively enriched in medium-heavy REE, and to provide guidance for the effective utilization of accompanied metals in the REE deposits.

carbonatite-type, alkaline and alkali granite-type, hydrothermal-type, endogenic REE deposit

doi: 10.1360/TB-2020-0432