

北祁连干沙鄂博稀土元素矿床地质和矿床地球化学特征*

黄增保¹, 李葆华^{2**}, 董晓燕², 傅太宇², 许龙², 高昆丽², 陈晨², 郑慧², 朱永新¹

(1 甘肃省地质调查院, 甘肃兰州 7310010; 2 成都理工大学地球科学学院, 四川成都 610059)

摘要 干沙鄂博稀土元素矿床位于北祁连造山带中段, 是该地区唯一大型稀土元素矿床。矿体产于早泥盆世碱性岩体及其接触带中, 围岩蚀变表现为霓长岩化、碳酸岩化和萤石化, 矿石类型主要为霓辉正长岩型和霓辉正长斑岩型, 矿物组合为氟碳钙铈矿+黄铜矿+霓辉石+钠长石+钠闪石+萤石+方解石。通过详细的岩相学和矿相学观察, 划分出4个成矿期, 包括岩浆成矿期(I)、早期热液成矿期(II)、晚期热液成矿期(III)和表生成矿期(IV)。其中, 早期热液成矿期为主成矿期, 包括3个成矿阶段: 霓石-钠长石-氟碳钙铈矿阶段(II₁)、钠闪石-氟碳钙铈矿阶段(II₂)、霓石-方解石-氟碳钙铈矿阶段(II₃)。脉石矿物石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为7.3‰~11.3‰, δD 值为-89.4‰~-68.8‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为-10.5‰~-7.9‰, 表明成矿流体以岩浆热液为主, 有大气降水的参与。矿石中硫化物 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值介于-7.1‰~-1.3‰之间, 平均-4.4‰, 总硫同位素 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 为-3.9‰; 矿石硫化物铅同位素组成基本一致, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别为18.417~18.524、15.637~15.769和38.425~38.863, 与矿区早泥盆世含矿碱性岩体岩石铅同位素组成十分相似, 推测成矿物质主要来源于该碱性岩体。

关键词 地球化学; 稀土元素矿床; 氢、氧、碳、硫和铅同位素; 干沙鄂博矿床; 北祁连造山带
中图分类号: P618.44 **文献标志码**: A

Geological and geochemical characteristics of Ganshaebo REE deposit in North Qilian Orogen, Gansu Province

HUANG ZengBao¹, LI BaoHua², DONG XiaoYan², FU TaiYu², XU Long², GAO KunLi²,
CHEN Chen², ZHENG Hui² and ZHU YongXin¹

(1 Geological Survey of Gansu Province, Lanzhou 735000, Gansu, China; 2 College of Earth Science, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China)

Abstract

The Ganshaebo REE deposit is located in the middle section of the North Qilian Mountain, and is the only REE deposit in North Qilian Orogen. The orebodies are mainly hosted in the Early Devonian alkaline complexes and the contact zone between the alkaline complexes and country rocks. The alteration of the ore deposit is characterized by fenitization, carbonatization and fluoritization. Ore types are dominated by aegirine syenite ore and aegirine syenite porphyry ore, which are mainly composed of the mineral assemblage of parasite+copper+aegirine+albite+riebeckite+fluorite+calcite. Four metallogenic periods and six mineralization stages are confirmed according to vein cross-cutting relationships, mineral assemblage and mineralogy as follows: magmatic period (I), early hydrothermal

* 本文得到国家自然科学基金项目(编号:41372094)和中国地质调查局地质调查项目“中国矿产地质与成矿规律综合集成和服务(矿产地质志)(编号:DD20160346)”的资助

第一作者简介 黄增保,男,1978年生,博士,高级工程师,主要从事区域地质和矿床勘查工作。Email:gsddyhzb@126.com

** 通讯作者 李葆华,男,1960年生,教授,从事矿床学教学和研究工作。Email:libaohua@cdut.edu.cn

收稿日期 2016-10-15; 改回日期 2018-06-27。张绮玲编辑。

period (II), late hydrothermal period (III), and epigenetic oxidation period (IV). Among them, early hydrothermal period is the main metallogenic period, which is composed of three mineralization stages: aegirine-albite-parisite stage (II₁), riebeckite-parisite stage (II₂), and aegirine-calcite-parisite stage (II₃). Hydrogen, oxygen and carbon isotope analyses indicate that $\delta^{18}\text{O}$ of quartz from ores range from 7.3‰ to 11.3‰, δD of quartz ranges from -68.8‰ to -89.4‰, and $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ of quartz ranges from -7.9‰ to -10.5‰, suggesting that the ore-forming fluid of the Ganshaebo deposit is mainly a mixed fluid of magma and meteoric water. The $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ values of sulfide minerals range from -1.3‰~ -7.1‰ (averagely -4.4‰), and lead isotopic compositions of ores are basically stable, with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of galenite being 18.417~18.524, 15.637~15.769 and 38.425~38.863, respectively, similar to features of the ore-bearing alkaline complexes in Ganshaebo REE deposit. It is suggested that the lead and sulfur in ores from the Ganshaebo deposit might have mainly come from magma, and thus the ore-forming materials were most likely derived from the alkaline complexes in Ganshaebo REE deposit.

Key words: geochemistry, REE deposit, H-O-C-S-Pb isotopes, Ganshaebo deposit, North Qilian Orogen

大陆裂谷是形成稀土元素矿床的重要地质环境,多数原生稀土元素矿床与裂谷带中碳酸岩-碱性杂岩有关,如中国白云鄂博 LREE-Fe-Nb 矿床 (Yang et al., 2009; Ling et al., 2013) 和北美 Stranger Lake 等大型稀土元素矿床 (Boily et al., 1994), 约占全球稀土元素储量的 50% (Hou et al., 2015)。近年来,在印度-亚洲大陆碰撞带东缘,川西冕宁-德昌碳酸岩-碱性岩带中发现牦牛坪等一系列大型-超大型稀土元素矿床,形成于喜马拉雅期大陆碰撞环境 (侯增谦等, 2008), 表明原生稀土元素矿床也可以形成于碰撞造山环境。不同学者通过对冕宁-德昌一带大陆碰撞环境下的稀土元素成矿作用、成矿机制和成矿模式的广泛深入探讨,取得了重要进展 (Hou et al., 2006; 2009; 2015; Xie et al., 2009; 2015; Tian et al., 2015; Liu et al., 2017)。然而由于碰撞造山带中发现的稀土元素矿床相对较少,研究仅限于冕宁-德昌一带的少数几个稀土元素矿床。

干沙鄂博稀土元素矿床位于北祁连造山带中段的甘肃省武威市境内,是继牦牛坪稀土元素矿床之后,又一个产于碰撞造山环境的大型稀土元素矿床。截止 2014 年,干沙鄂博稀土元素矿床已发现具有经济价值的矿脉 29 条,累计探明和控制稀土元素氧化物资源量 60 余万吨,工业矿体平均品位 (REO) 1.39%~1.65%,并共(伴)生有铜、铅等金属元素。与牦牛坪稀土元素矿床不同的是,干沙鄂博稀土元素矿床赋存于北祁连加里东末期碰撞后侵入的碱性岩体中 (黄增保, 2016), 含矿岩石为霓辉正长(斑)岩,而非碳酸岩。对该稀土元素矿床研究目前主要集中在矿产勘查方面,部分学者虽对矿床

地质特征、矿床成因及找矿标志等进行了报道 (陈耀宇等, 2001; 2014; 运启顺等, 2013), 但研究不系统、不全面,尤其成矿期次划分、成矿物质来源、成矿流体来源等仍然不清楚。本文在前人工作的基础上,通过野外调查和矿相学观察,系统研究了干沙鄂博稀土元素矿床地质特征,划分了成矿期次,并利用氢、氧、碳、硫和铅同位素探讨了成矿流体来源和成矿物质来源,以期丰富碰撞造山环境中稀土元素成矿理论,促进祁连地区稀土元素矿产勘查和找矿提供基础资料。

1 地质背景

北祁连造山带位于青藏高原东北缘,北西向带状挟持于中祁连地块和华北克拉通之间。该造山带经历了早古生代俯冲消减,陆-陆碰撞,以及晚古生代以来的陆内汇聚等构造演化,发育有蛇绿岩残片、高压变质岩、岛弧火山岩和中酸性侵入岩、复理石建造和磨拉石建造等,为一典型的加里东期增生造山带 (Song et al., 2009; 2013; Zhang et al., 2007)。

干沙鄂博稀土元素矿床位于北祁连造山带中段的武威市毛藏寺地区 (图 1b), 区域上出露的地层主要为早古生界浅变质海相火山-沉积岩系和晚古生界一中生界陆相碎屑岩系,前者主要包括下-中奥陶统阴沟群和车轮沟群火山-沉积建造,以及少量志留系复理石建造;后者包括泥盆系磨拉石建造、石炭系含煤碎屑岩建造,以及二叠系一白垩系河湖相碎屑岩建造等。构造以北西向断裂为主,分布于冷龙岭一带,属九个泉-老虎山蛇绿混杂岩带

的一部分。

区域内中酸性侵入岩十分发育,根据侵入穿插关系和年代学资料,大致可分为2期:早期呈巨大花岗岩基产出,主要有莲花山英云闪长岩、北大坂二长花岗岩和毛藏寺花岗闪长岩,岩石地球化学特征显示,属钙碱性-高钾钙碱性系列岩石,侵位时代为456~423 Ma(熊子良等,2012;秦海鹏,2012;Yu et al.,2015;黄增保,2016);晚期呈岩株或岩枝产出,有黄羊河钾长花岗岩体和干沙鄂博碱性岩体,属偏碱性-碱性系列岩石,形成时代为419~383 Ma(吴才来等,2004;熊子良等,2012;黄增保,2016)。本文研究的干沙鄂博稀土元素矿床与晚期侵入的干沙鄂博碱性岩体关系密切。

2 矿床地质特征

2.1 矿区地质

矿区出露的地层主要为第四系砂砾石松散沉积(图2a)。构造以断裂为主,节理和裂隙次之,断裂主要为北东向正断层,其次为近南北向断层,切割北东向断层;节理和裂隙多发育在碱性岩体及其围岩中,沿断裂、节理和裂隙热液蚀变较强,常见有与矿化关系密切的萤石脉、花岗伟晶岩脉、方解石脉、石英脉等。

矿区内中酸性侵入岩十分发育,根据接触关系和同位素测年资料,可分为奥陶纪侵入岩和泥盆纪

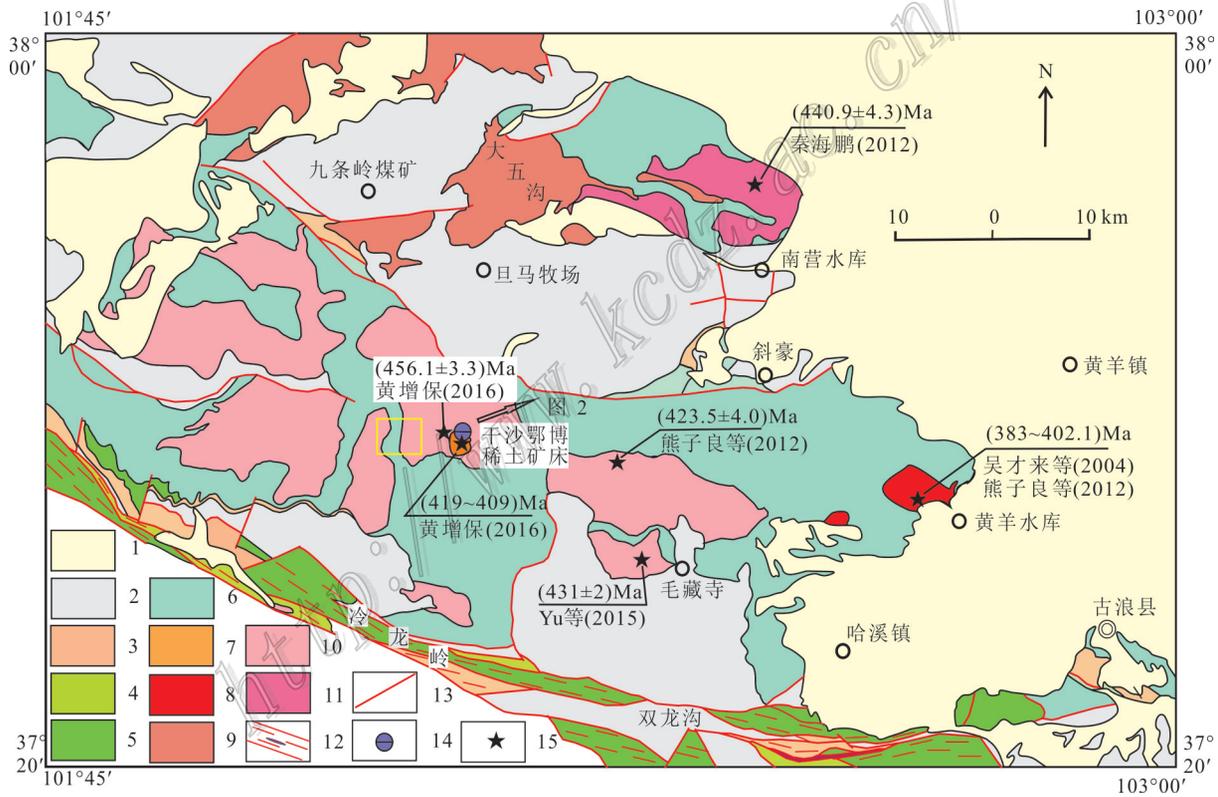


图1 北祁连毛藏寺地区区域地质图(据黄增保,2016)

- 1—第四系砂砾石;2—石炭系—白垩系灰岩、砂岩、泥岩、煤层;3—泥盆系磨拉石建造砾岩、砂岩;4—志留系复理石建造变砂岩、板岩;
- 5—奥陶系阴沟群玄武岩、安山岩、结晶灰岩;6—奥陶系车轮沟群变砂岩、板岩、结晶灰岩;7—干沙鄂博碱性岩;
- 8—黄羊河钾长花岗岩;9—北大坂二长花岗岩;10—毛藏寺花岗闪长岩;11—莲花山英云闪长岩;
- 12—冷龙岭蛇绿混杂岩带;13—断裂;14—干沙鄂博稀土元素矿床;15—同位素采样点

Fig. 1 Geological map of the Maozangsi region, Gansu Province (after Huang, 2016)

- 1—Quaternary glutenite; 2—Carboniferous-Cretaceous strata: limestone, sandstone, mudstone and coal seam; 3—Devonian molasses formation: conglomerate, sandstone; 4—Silurian flysch formation: metasandstone, slate; 5—Ordovician Yingou Group: basalts, andesites, crystalline limestone; 6—Ordovician Chelungou Group: metasandstone, slate, crystalline limestone; 7—Ganshaebo alkaline complex;
- 8—Huangyanghe potassium granite; 9—Beidaban monzonitic granite; 10—Maozangsi granodiorite; 11—Lianhuashan tonalite;
- 12—Lenglongling ophiolitic melange belt; 13—Fault; 14—Ganshaebo REE deposit; 15—Isotopic sampling sites

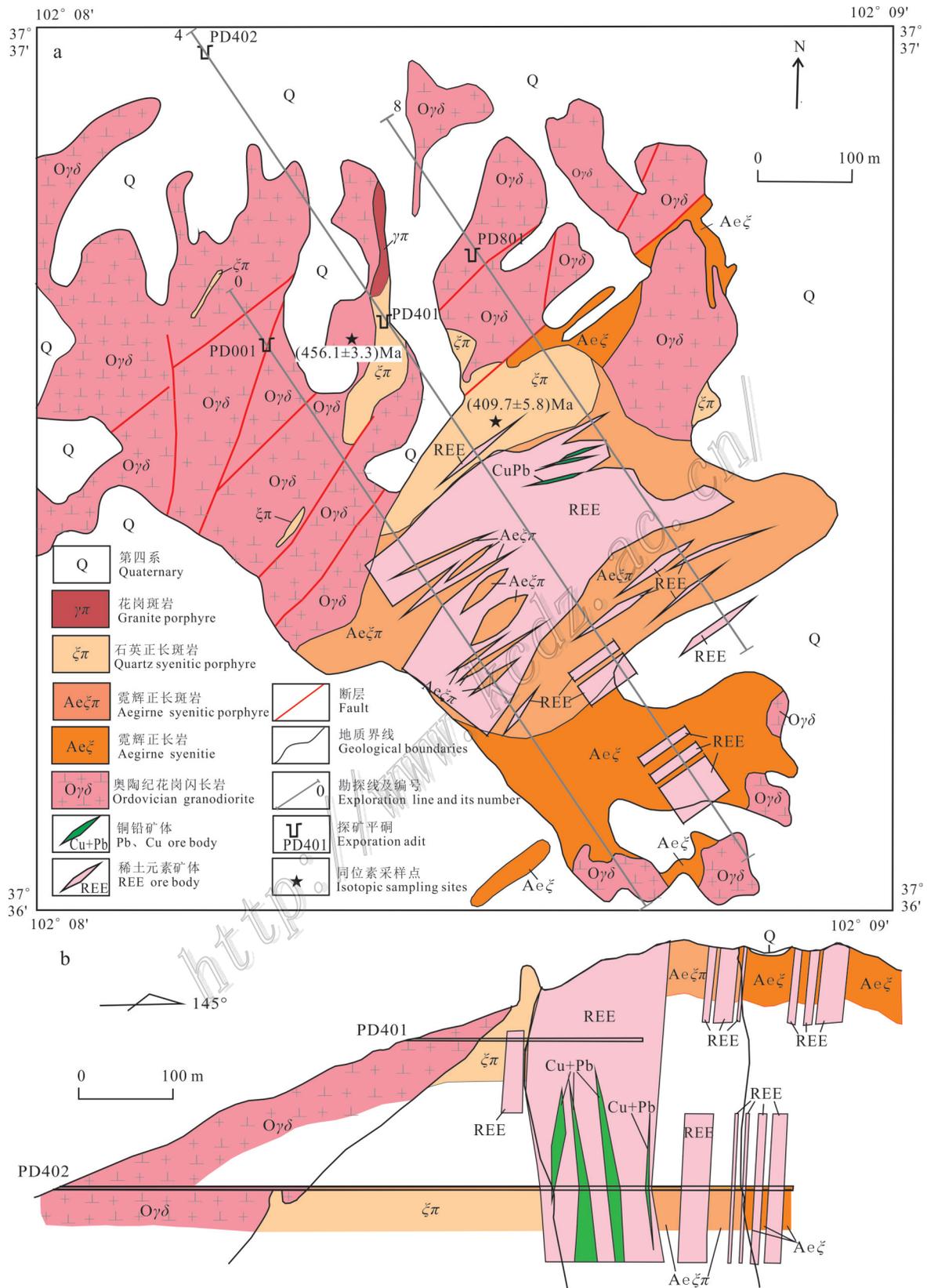


图2 干沙鄂博稀土元素矿区地质图(a)和4#勘探线剖面图(b)

Fig. 2 Geological map (a) and geological section along No. 4 exploration (b) of the Ganshaebo REE deposit

侵入岩2期。奥陶纪侵入岩为区域上毛藏寺花岗闪长岩体的一部分,分布于矿区北部,岩性为细粒花岗闪长岩,呈灰白色,细粒花岗结构,粒径1~2 mm,块状构造,主要由正长石(15%±)、斜长石(45%±)、石英(30%±)、黑云母(10%±)和锆石、榍石等副矿物(<1%)组成,其SHIRMP锆石U-Pb年龄为(456.1±3.3)Ma(黄增保,2016)。泥盆纪侵入岩即干沙鄂博岩体,是矿区内最主要的含矿岩体,为一面积不足0.3 km²的超浅成碱性岩体,侵入于奥陶纪花岗闪长岩中,由霓辉正长岩、霓辉正长斑岩、石英正长斑岩和花岗斑岩脉组成(图2)。根据岩体内部侵入穿插关系,由早到晚依次为霓辉正长岩→霓辉正长斑岩→石英正长斑岩→花岗斑岩脉,之间呈突变侵入接触。其中霓辉正长斑岩为最主要含矿岩相,呈浅灰绿色,斑状结构,块状构造,斑晶主要为正长石,大小3~5 mm,含量>40%,基质具细粒-显微隐晶结构,粒径0.01~0.1 mm不等,由正长石(<40%)、钠长石(>5%)、霓辉石(10%),以及榍石、氟碳钙铈矿、磷灰石、磷钇矿、锆石等副矿物(<1%)组成。黄增保(2016)研究表明,该碱性岩体岩石的 $w(\text{SiO}_2)$ 为52.2%~59.1%, $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 为8.25%~10.32%, $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 为1.32~3.15, A/CNK 为0.3~0.5,属钾质碱性系列岩石; ΣREE 介于 1481×10^{-6} ~ 1923×10^{-6} 之间, LREE/HREE 为15.9~23.1, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为37.2~101.1, δEu 为0.7~0.8,具有稀土元素总量高,强烈富集轻稀土元素,负铈异常不明显等特征;微量元素中富集Ba、Pb、Rb、U、Th等大离子亲石元素和放射性元素,而亏损Nb、Ta、Ti等高场强元素,具有A型花岗岩的地球化学特征。岩体LA-ICPMS锆石U-Pb年龄为419~409 Ma,属早泥盆世,为北祁连加里东末期碰撞后伸展阶段岩浆活动的产物(黄增保,2016)。碱性岩体顶部及其接触带蚀变强烈,表现为强烈霓辉石化、钠闪石化、钠长石化、萤石化、硅化等,与稀土元素矿化息息相关。

2.2 矿体及矿石特征

干沙鄂博矿区矿体主要为轻稀土元素矿体,共(伴)生铜、铅矿体,主体产于碱性岩体及其接触带中。矿体规模中等,形态简单,呈不规则脉状、透镜状和板状(图2a、b);矿体走向NE-SW向,倾向NW,倾角80°~90°,与碱性岩体及蚀变带走向、倾向一致。截止2014年,共圈定出稀土元素矿体29条(含盲矿体10条),共(伴)生铜、铅矿体22条,其中铜矿体4条,铅矿体18条;单个稀土元素矿体有分枝复合、膨

大收缩现象,一般长70~360 m,平均厚度12~76 m,平均品位(REO的质量分数)1.39%~1.65%。矿体与围岩无明显界线,之间边界均以化学分析结果来圈定。

矿区矿石按氧化程度可分为原生矿石和氧化矿石,以原生矿石为主。按矿石原岩类型可分为霓辉正长岩型(图3a)、霓辉正长斑岩型(图3b)、钠闪石脉型(图3c)、萤石伟晶岩脉型(图3d)、霓石方解石脉型(图3e)、萤石脉型、方解石脉型和石英脉型等8种,其中以霓辉正长岩型和霓辉正长斑岩型矿石为主。矿石矿物以氟碳钙铈矿、氟碳铈矿、独居石等稀土元素矿物为主,少量辉钼矿、黄铁矿、辉砷镍矿、黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、黄锡矿、闪锌矿、方铅矿等硫化物,极少量孔雀石、铅矾、针铁矿等表生矿物;脉石矿物有方解石、石英、萤石、正长石、钠长石、钠闪石、霓辉石、绿泥石等。矿石中稀土元素矿物以自形-半自形细粒状结构为主(图3f),硫化物多为交代结构(图3h)和固溶体分离结构(图3i);矿石构造以细脉状、网脉状、浸染状、细脉浸染状为主(图4a、e),也见少量角砾状构造(图3g)。

2.3 矿化蚀变及分带

矿区矿化、蚀变与碱性岩体密切相关,自岩体中心向外,依次发育霓辉石化、钠长石化(图4a)、钠闪石化(图4b、c)→萤石化(图4d)、方解石化和硅化(图4e)→青磐岩化(图4f)。霓辉石化、钠长石化和钠闪石化蚀变带分布于碱性岩体内部,呈晕带状、面状展布,绝大多数稀土元素矿体赋存于该蚀变带内,表现为霓辉石、钠长石和钠闪石等蚀变矿物呈浸染状(图4a),或0.5~5 cm细脉、网脉(图4c),或直径5~10 cm的团块(图4b)对霓辉正长斑岩、霓辉正长岩和石英正长岩交代(图4b)。萤石化、方解石化和硅化蚀变带主要分布于碱性岩体外接触带,围绕霓辉石化、钠长石化和钠闪石化蚀变带分布,少数分布于碱性岩体内,叠加于霓辉石化、钠长石化和钠闪石化蚀变带之上(图4d、e),该蚀变带赋存有少量的矿体,矿化以黄铜矿和方铅矿为主,呈细脉状、大脉状(图4d),或网脉状产出(图4e),蚀变矿物主要为萤石、方解石和石英。青磐岩化包括绿泥石化和绿帘石化(图4f),分布于碱性岩体外接触带及围岩中,呈椭圆状断续分布于以上蚀变带外侧,矿化主要为黄铁矿化,蚀变矿物为绿泥石、绿帘石、方解石和石英等。

2.4 成矿期和成矿阶段

在详细野外观察和镜下鉴定的基础上,依据矿脉穿插关系、矿物组合及围岩蚀变类型,将干沙鄂博

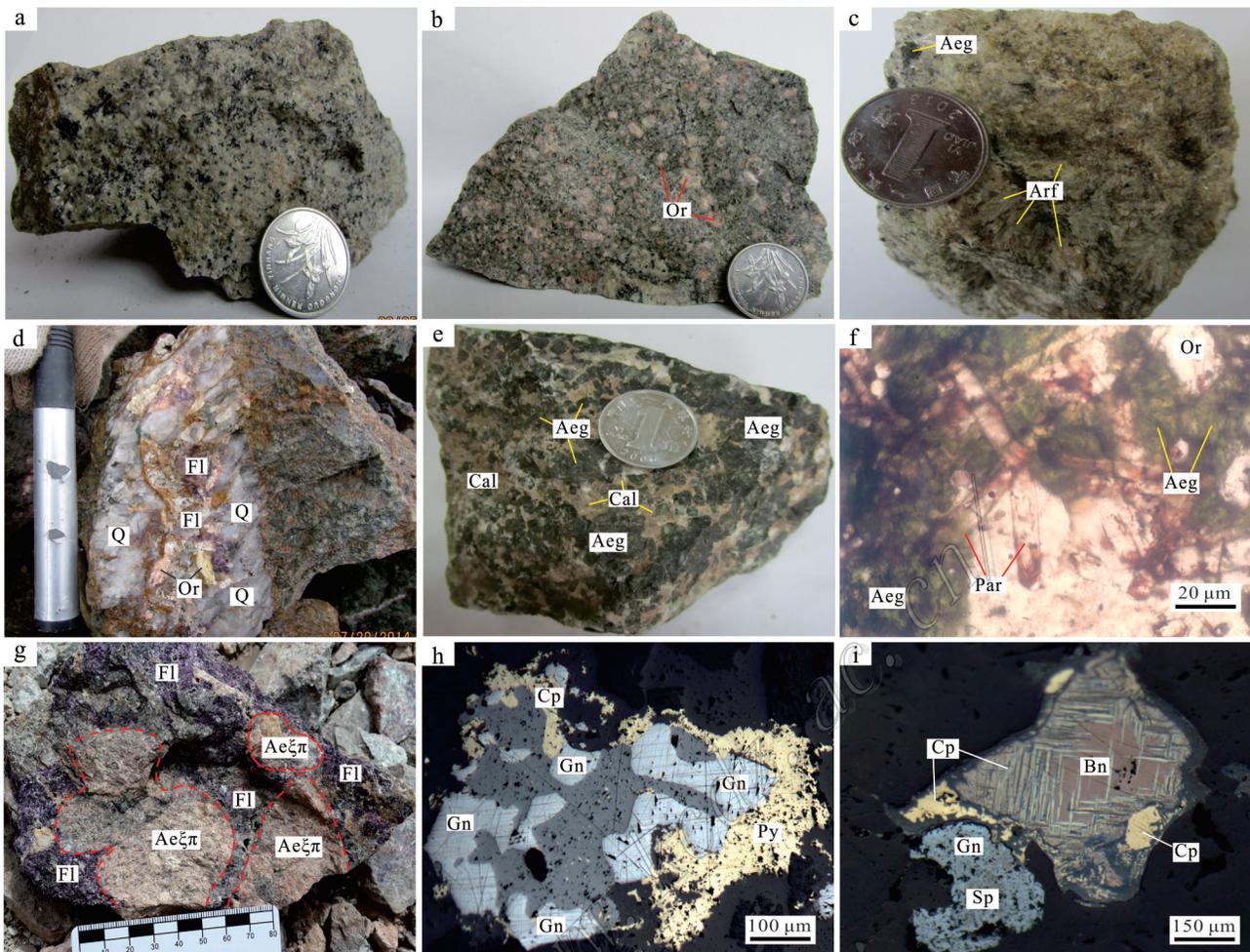


图3 干沙鄂博稀土元素矿床矿石手标本及部分镜下照片

- a. 霓辉正长岩型矿石; b. 霓辉正长斑岩型矿石; c. 钠闪岩型矿石; d. 萤石伟晶岩脉型矿石; e. 霓石方解石型矿石; f. 浸染状氟碳钙铈矿(单偏光); g. 角砾状矿石; h. 方铅矿、黄铜矿交代黄铁矿; i. 斑铜矿、黄铜矿构成固溶体分离结构
Aeg—霓石; Par—氟碳钙铈矿; Fl—萤石; Ccp—黄铜矿; Gn—方铅矿; Py—黄铁矿; Bn—斑铜矿;
Sp—闪锌矿; Or—正长石; Aeζπ—霓辉正长斑岩

Fig. 3 Hand specimen and microstructure photographs of ore in the Gansaebo REE deposit

- a. Aegirite syenite-type ores; b. Aegirite syenite porphyry-type ores; c. Riebeckite-type ores; d. Fluorite pegmatite-type ores;
e. Aegirite calcite-type ores; f. Disseminated Parisite(-); g. Brecciated ores; h. Pyrite replaced by chalcopyrite
and galena; i. Bornite and chalcopyrite constituting a detachable portion of solid solution
Aeg—Aegirine; Par—Parisite; Fl—Fluorite; Ccp—Chalcopyrite; Gn—Galena; Py—Pyrite; Bn—Bornite;
Sp—Sphalerite; Or—Orthopyroxene; Aeζπ—Aegirite syenite porphyry

稀土元素矿床成矿过程划分为4个成矿期,6个成矿阶段,各成矿期、成矿阶段矿物组合见图5。

岩浆成矿期(I):矿区出露的碱性岩,尤其是霓辉正长岩和霓辉正长斑岩侵入过程中,造成稀土元素初始富集,但未形成稀土元素大规模矿化,表现为氟碳钙铈矿、独居石等稀土元素矿物以副矿物产出于含矿岩石中。

早期热液成矿期(II):叠加于岩浆成矿期之上,

为稀土元素主成矿期。氟碳钙铈矿、氟碳铈矿和独居石等稀土元素矿物呈浸染状,少数呈细脉状、团块状,伴随霓石化、钠长石化和钠闪石化等蚀变产出。矿化主要分布在霓石化、钠闪石化和钠长石化蚀变带内,矿石矿物以氟碳钙铈矿为主,次为氟碳铈矿、独居石,少量黄铜矿、方铅矿和辉钼矿;脉石矿物为霓石、钠长石、正长石、钠闪石、萤石等。根据矿脉穿插关系和矿物组合不同,进一步划分为3个成矿阶

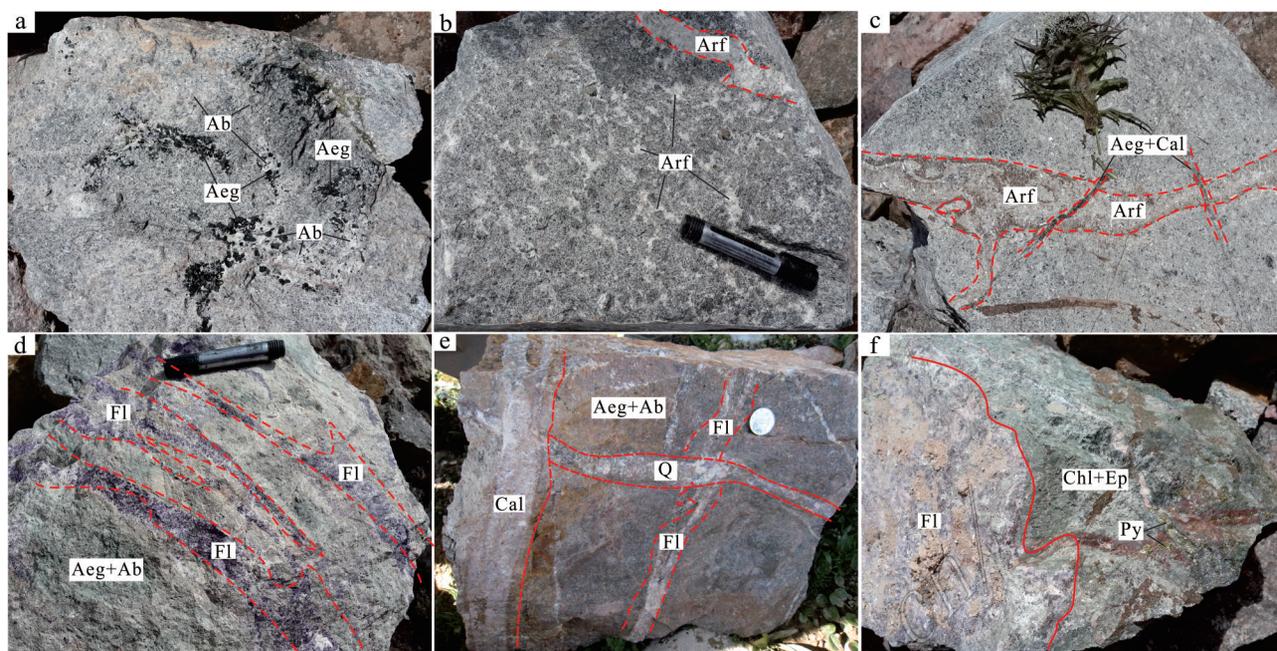


图4 干沙鄂博稀土元素矿床蚀变特征与各阶段脉体穿插关系

- a. 霓石化、钠长石化霓辉正长斑岩; b. 钠闪石化霓辉正长斑岩; c. 脉状钠闪岩化叠加在霓石化、钠长石化霓辉正长斑岩之上;
d. 霓石化、钠长石化霓辉正长斑岩中的网脉状萤石; e. 石英脉穿插萤石脉, 方解石脉穿插石英脉; f. 青磐岩化
Aeg—霓石; Ab—钠长石; Arf—钠闪石; Fl—萤石; Q—石英; Cal—方解石; Chl—绿泥石; Ep—绿帘石; Py—黄铁矿

Fig. 4 Characteristics of alteration and penetrating relationships of different stages in the Gansaobo REE deposit

- a. Aegirine-albite altering aegirine syenite porphyry; b. Riebeckite altering aegirine syenite porphyry superimposed by riebeckite alteration; c. Aegirine-albite altering aegirine syenite porphyry superimposed by riebeckite alteration; d. Stockwork fluoritization of aegirine-albite altering aegirine syenite porphyry;
e. Quartz veins cutting across fluorite veins, and calcite vein cutting across quartz veins; f. Propylitization
Aeg—Aegirine; Ab—Albite; Arf—Riebeckite; Fl—Fluorite; Q—Quartz; Cal—Calcite; Chl—Chlorite; Ep—Epidote; Py—Pyrite

段,包括霓石-钠长石-氟碳钙铈矿阶段(Ⅱ₁):为主成矿阶段,表现为氟碳钙铈矿等稀土元素矿物呈浸染状伴随霓石化、钠长石化等蚀变产出(图4a),稀土元素矿物以氟碳钙铈矿为主,氟碳铈矿和独居石次之,另含少量黄铜矿、辉钼矿、方铅矿等硫化物,脉石矿物为霓石、正长石、钠长石、萤石、石英等;钠闪石-氟碳钙铈矿阶段(Ⅱ₂):氟碳钙铈矿等稀土元素矿物伴随钠闪石化等蚀变产出,呈细脉或团块切割霓石-钠长石-氟碳钙铈矿阶段的矿化蚀变(图4b),矿石矿物以氟碳钙铈矿为主,氟碳铈矿次之,少量黄铜矿、辉钼矿和方铅矿,脉石矿物主要为钠闪石、钠长石;方解石-霓石-氟碳钙铈矿阶段(Ⅱ₃):规模较小,矿区仅见数条霓石方解石脉和萤石霓石方解石脉,呈脉状产出(图4c),矿石矿物主要为氟碳钙铈矿、黄铜矿、方铅矿等,脉石矿物为方解石、萤石和霓石等。

晚期热液成矿期(Ⅲ):为矿区共(伴)生铜、铅成矿期,黄铜矿、方铅矿等硫化物伴随萤石脉、石英脉

和方解石脉产出,切割早期热液成矿期的矿化蚀变(图4d、e)。矿石矿物主要为黄铜矿、方铅矿、黄铁矿,少量氟碳钙铈矿、独居石,脉石矿物为萤石、石英、方解石、绿帘石、绿泥石等。根据矿脉穿插关系和矿物组合进一步划分出3个成矿阶段:萤石-黄铜矿-方铅矿阶段(Ⅲ₁)、石英-黄铁矿-黄铜矿阶段(Ⅲ₂)和方解石-黄铜矿-方铅矿阶段(Ⅲ₃)。

表生成矿期(Ⅳ):表现为上述成矿期形成的矿石,地表遭受风化形成的次生氧化物,如针铁矿、褐铁矿、铜蓝、孔雀石、铅钒。

3 样品采集及分析方法

供本文分析的同位素样品主要采自干沙鄂博矿区PD402和PD802两个平硐内,个别采自PD401平硐。先根据矿脉穿插关系和蚀变特征,野外大致划分了成矿期和成矿阶段,然后采集了不同成矿阶段

成矿期次 矿物种类	岩浆期 I	早期热液成矿期 II			晚期热液成矿期 III			表生期 IV
		霓石-钠长石-氟碳铈钨矿 阶段 II ₁	钠闪石-氟碳铈钨矿 阶段 II ₂	方解石-霓石-氟碳铈钨 矿阶段 II ₃	萤石-黄铜矿- 方铅矿阶段 III ₁	石英-黄铜矿- 黄铁矿阶段 III ₂	方解石-黄铜矿- 方铅矿阶段 III ₃	
霓石(化)		—————						
钠长石(化)		—————						
钠闪石(化)		—————						
绿帘石(化)					—————			
绿泥石(化)					—————			
绢云母(化)					—————			
石英(硅化)		—————						
萤石		—————						
方解石		—————						
榍石		—————						
磷灰石		—————						
氟碳铈钨矿		—————						
氟碳铈矿		—————						
独居石		—————						
磷钇矿		—————						
辉钼矿		—————						
黄铁矿		—————						
黄铜矿					—————			
辉铜矿						—————		
蓝铜矿					—————			
方铅矿					—————			
闪锌矿					—————			
褐铁矿								—————
铜蓝								—————
孔雀石								—————
铅矾								—————

图5 干沙鄂博稀土元素矿床不同成矿阶段矿物组合

Fig.5 Mineral assemblages of different metallogenic stages from the Gansaobo REE deposit

稀土元素矿石样品,并开展了详细的岩相学和矿相学观察,以确保样品新鲜。选取5件主成矿期与稀土元素矿石密切共生的团块状和脉状石英样品,用于研究成矿流体氢、氧和碳同位素组成;硫同位素选取不

同成矿期(II和III)原生矿石中6件粗粒方铅矿和10件黄铁矿;铅同位素选取了不同成矿期(II和III)原生矿石中6件粗粒方铅矿,以约束成矿物质来源。

样品测试前,先通过肉眼对样品进行初选,并破

碎至40~80目,利用超声波清洗仪清洗破碎样品,然后在双目镜下挑选石英、方铅矿和黄铁矿单矿物5g,纯度99%以上,最后用玛瑙钵将提纯后样品研磨至200目左右,以供实验室分析。在核工业北京地质研究院分析测试中心完成测试分析。氢、氧和碳同位素测试矿物为原生矿石中挑出的石英,其中H采用天然水中氢同位素锌还原法测定;碳、氧同位素测试前先将制备好的石英样品烘干,然后置于25℃的真空系统与100%的正磷酸反应24h,将反应释放出的CO₂在MAT-251质谱仪上进行分析,分析精度优于±0.2%,并根据 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}}=3.38\times 10^6 T^{-2}-3.4$ 公式计算了 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值(‰)。铅同位素测试采用ISOPROBE-T热电离质谱计,铅同位素比值误差以2 σ 计,测试方法和依据是按照T17672-1999《岩石中铅锶钨同位素测试方法》进行;S同位素测试先将提纯后的方铅矿和黄铁矿与Cu₂O按一定比例研磨、混合均匀后进行氧化反应,生成SO₂并用冷冻法收集,最后采用Delta V Plus气体质谱仪分析,结果以CDT为标准,记为 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$,分析精度优于±0.2%。

4 分析结果

4.1 氢、氧和碳同位素

干沙鄂博矿区5件不同成矿阶段矿石中石英的氢、氧和碳同位素测试结果见表1。从表中可以看出,干沙鄂博稀土元素矿床石英样品的 δD 值介于-89.4‰~-68.8‰之间,平均值为-78.7‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 值介于7.3‰~11.3‰之间,平均值为9.6‰,与之平衡的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为1.4‰~5.5‰,平均3.9‰。其中早期热液成矿期3件石英样品 δD 值介于-81.3‰~-89.4‰之间,平均值为-84.4‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 值介于7.3‰~9.8‰之间,平均值为8.7‰,与之平衡的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值介于3.0‰~5.5‰之间,平均值为4.6‰;2

件分别采自晚期热液成矿期萤石-黄铜矿-方铅矿阶段和石英-黄铜矿-黄铁矿阶段的石英样品,其 δD 值介于-71.8‰~-68.8‰之间,平均值为-70.3‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 值介于9.9‰~11.3‰之间,平均值为10.6‰,与之平衡的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值介于1.4‰~4.4‰之间,平均值为2.9‰。从早期热液成矿期到晚期热液成矿期,成矿流体的 δD 值有所升高,而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值有所降低。 δD 值的升高可能与成矿流体中有大气降水混入有关,大气降水中 δD 值为-70‰~-50‰(张理刚,1985),大气降水混入会导致成矿流体中 δD 值的升高;而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值降低可能也与成矿流体中较低 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值特征的大气降水混入有关。

矿区石英样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值较一致,介于-10.4‰~-8.4‰之间,平均值为-9.2‰,早期热液成矿期3件石英样品 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为-8.4‰~-10.4‰,2件采自晚期热液成矿期石英样品 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为-7.9‰~-10.5‰,二者基本相当,表明成矿流体中碳源较为单一。

4.2 硫同位素

干沙鄂博矿区16件不同成矿阶段硫化物硫同位素测试结果见表2和图6。从表2中可以看出,矿石硫化物 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值介于-7.1‰~-1.3‰之间,极差5.8‰,平均值-4.4‰。其中6件方铅矿样品 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值相对较低,变化于-7.1‰~-4.7‰之间,平均-6.6‰;而10件黄铁矿样品 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值相对较高,变化于-4.8‰~-1.3‰之间,平均-3.3‰,表现为 $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{方铅矿}}$,反映成矿流体中硫同位素分馏基本达到了平衡(Ohmoto et al.,1979)。在硫同位素直方图(图6)中呈塔式分布,且分布集中,峰值近于-4‰,显示出硫同位素来源较单一。

根据岩(矿)相学研究,早期热液成矿期黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值介于-4.8‰~-4.0‰之间,平均值为-4.4‰;晚期热液成矿期黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值介于-4.3‰~-1.3‰之间,平均值为-2.9‰。由早期到晚期,黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值逐渐增大,反映随成矿流体演化,有少量

表1 干沙鄂博稀土元素矿床矿石氢、氧和碳同位素分析结果

Table 1 The analytical result of H, O and C isotope from the Ganshaebo REE deposit

样号	成矿阶段	测试矿物	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$ ①	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	计算温度/℃②
PD802-17	萤石-钠长石-氟碳钙铈矿阶段(Ⅱ ₁)	石英	-89.4	9.5	5.4	-9.0	400
PD402-9	萤石-方解石-氟碳钙铈矿阶段(Ⅱ ₃)	石英	-82.4	9.8	5.5	-8.4	390
PD802-19	萤石-方解石-氟碳钙铈矿阶段(Ⅱ ₃)	石英	-81.3	7.3	3.0	-10.4	390
PD401-1-1	石英-黄铜矿-黄铁矿阶段(Ⅲ ₂)	石英	-71.8	9.9	1.4	-10.5	260
PD802-27	萤石-黄铜矿-方铅矿阶段(Ⅲ ₁)	石英	-68.8	11.3	4.4	-7.9	300

注:① $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)值通过方程 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}}=3.38\times 10^6 T^{-2}-3.4$ (O'Neill et al.,1969);②计算温度据黄增保(2016)。

表2 干沙鄂博稀土元素矿床硫化物硫同位素分析结果

Table 2 The analytical results of sulfur isotopes from the Ganshaebo REE deposit

成矿阶段	样号	测试矿物	$\delta^{34}S_{V-CDT}/\text{‰}$	$\delta^{34}S_{\Sigma S}/\text{‰}$
	PD402-10-1	方铅矿	-6.6	
霓石-钠长石-氟碳	PD402-10-1	黄铁矿	-4.3	
钙铈矿阶段(II ₁)	PD802-24	方铅矿	-6.7	
	PD802-24	黄铁矿	-4.8	
方解石-霓石-氟碳	PD402-11	方铅矿	-4.7	-3.9
钙铈矿阶段(II ₃)	PD402-11	黄铁矿	-4.0	
萤石-黄铜矿-方铅矿阶段(III ₁)	PD402-1	方铅矿	-5.5	
	PD402-1	黄铁矿	-4.1	
石英-黄铜矿-方铅矿阶段(III ₃)	PD802-17	方铅矿	-6.7	
	PD802-17	黄铁矿	-4.3	
方解石-黄铜矿-方铅矿阶段(III ₂)	PD802-22	方铅矿	-7.1	
	PD402-1-6	黄铁矿	-2.3	
石英-黄铜矿-方铅矿阶段(III ₂)	PD802-1	黄铁矿	-1.3	
	PD802-30	黄铁矿	-1.6	
	PD402-10-2	黄铁矿	-3.1	
	PD402-1	黄铁矿	-3.5	

相对富重硫³⁴S的物质混入热液体系中。

4.3 铅同位素

干沙鄂博矿区方铅矿铅同位素分析结果见表3。由表中可以看出,矿石中方铅矿铅同位素组成一致,²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb值分别为18.417~18.524、15.637~15.769、38.425~38.863,而且由早期热液成矿期霓石-钠长石-氟碳钙铈矿阶段(II₁)到晚期热液成矿期方解石-黄铜矿-方铅矿阶段(III₃),²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb比值均呈渐次增高的趋势,表明放射性铅更趋富集。

5 讨论

5.1 成矿流体来源

如前所述,干沙鄂博矿区霓石化、萤石化、碳酸

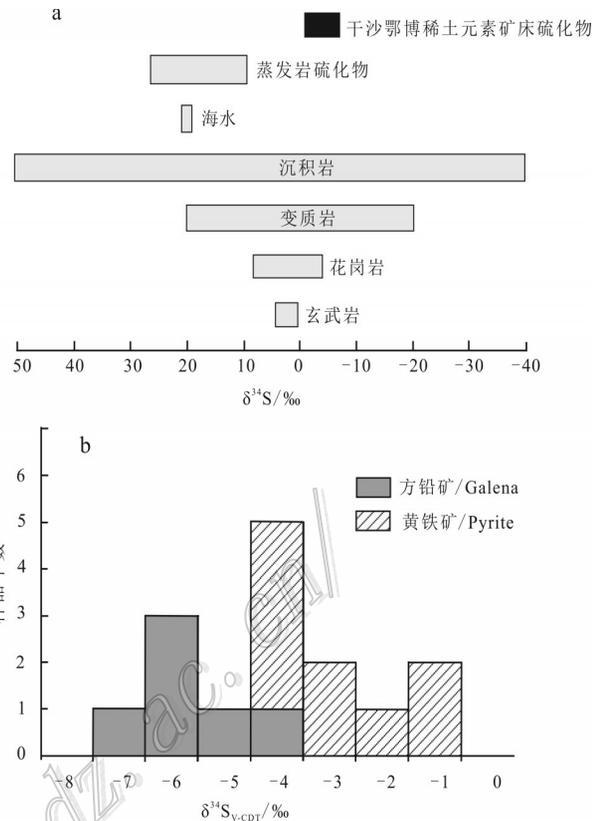


图6 干沙鄂博稀土元素矿床硫化物的硫同位素组成
Fig. 6 Sulfur isotopic composition of ore sulfides from the Ganshaebo REE deposit

岩化等围岩蚀变强烈,勘查成果也显示稀土元素矿化与蚀变呈明显正相关关系,表明成矿流体在成矿过程中扮演者重要角色。此外,矿区蚀变、矿化在空间上围绕碱性岩体有规律展布,揭示出成矿流体的形成演化与碱性岩体关系密切。

为了进一步探讨成矿流体来源,本文对矿区不同成矿阶段与稀土元素矿物密切共生的石英进行了氢、氧、碳同位素研究。结果表明石英样品具有相近的氢、氧同位素组成,其 δD 值为 $-89.4\text{‰} \sim -68.8\text{‰}$,平均 -78.7‰ , $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $1.4\text{‰} \sim 5.5\text{‰}$,平均 3.9‰ ,

表3 干沙鄂博稀土元素矿床方铅矿铅同位素分析结果

Table 3 Pb isotopic analyses and characteristic ratios of galena from the Ganshaebo REE deposit

样品号	成矿阶段	测试对象	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ
PD802-24	霓石-钠长石-氟碳钙铈矿阶段(II ₁)	方铅矿	18.417±0.001	15.637±0.001	38.425±0.004
PD402-10-1	霓石-钠长石-氟碳钙铈矿阶段(II ₁)	方铅矿	18.451±0.002	15.688±0.001	38.602±0.001
PD 402-11	方解石-霓石-氟碳钙铈矿阶段(II ₃)	方铅矿	18.451±0.002	15.691±0.003	38.615±0.013
PD 402-1	萤石-黄铜矿-方铅矿阶段(III ₁)	方铅矿	18.438±0.008	15.672±0.009	38.544±0.031
PD 802-17	石英-黄铜矿-方铅矿阶段(III ₂)	方铅矿	18.477±0.006	15.716±0.007	38.696±0.025
PD 802-22	方解石-黄铜矿-方铅矿阶段(III ₃)	方铅矿	18.524±0.007	15.769±0.009	38.863±0.031

略低于典型岩浆水氢、氧同位素组成(其 δD 为 $-30\text{‰} \sim -75\text{‰}$, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 $+7\text{‰} \sim +13\text{‰}$, Ohmoto, 1986), 在 $\delta D - \delta^{18}O_{H_2O}$ 图解(图 7a)中, 所有样点落在原生岩浆水附近, 且向大气降水一侧发生偏离, 表明成矿流体来源较单一, 总体以岩浆水为主, 但在流体演化过程中, 有大气降水的参与。此外, 石英样品的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值为 $-10.5\text{‰} \sim -7.9\text{‰}$, 平均 -9.2‰ , 多数样品也在岩浆碳同位素 ($-9\text{‰} \sim -3\text{‰}$, Taylor, 1986) 范围内, 而且在 $\delta^{13}C_{V-PDB} - \delta^{18}O_{V-SMOW}$ 图解(图 7b)中, 样点落入花岗岩类碳、氧同位素区域, 显示成矿流体可能来源于中酸性岩浆。

综上所述, 干沙鄂博稀土元素矿床成矿过程中, 成矿流体总体以岩浆热液为主, 在流体演化过程中有大气降水的参与。

5.2 成矿物质来源

干沙鄂博矿区碱性岩中普遍含氟碳钙铈等稀

土元素矿物, 而且岩石中轻稀土元素含量也很高。本文对毛藏寺地区中酸性岩主要成矿元素进行了统计(表 4), 表明矿区出露的霓辉正长岩、霓辉正长斑岩和石英正长斑岩的 $w(La)$ 高达 $496 \times 10^{-6} \sim 4311 \times 10^{-6}$, $w(Ce)$ 达 $776 \times 10^{-6} \sim 7831 \times 10^{-6}$, 分别为地壳克拉克值的 15~133 倍和 12~119 倍, 也是区域上其他中酸性岩石 $w(La)$ 和 $w(Ce)$ 平均值的 35 倍以上。而且稀土元素矿体分布严格受碱性岩岩相展布的控制(图 2), 矿体与围岩的界线主要靠化学分析结果来圈定, 间接表明矿区出露的碱性岩体为稀土元素成矿提供了主要的矿质来源。

干沙鄂博矿区矿石中黄铁矿、方铅矿 $\delta^{34}S$ 值介于 $-7.1\text{‰} \sim -1.3\text{‰}$ 之间, 平均值为 -4.4‰ , 不同硫化物 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值分布具塔式分布(图 6), 并呈现 $\delta^{34}S_{\text{黄铁矿}} > \delta^{34}S_{\text{方铅矿}}$ 的特征, 表明硫同位素分馏基本达到平衡。Ohmoto 等(1979)研究表明, 高氧逸度条件

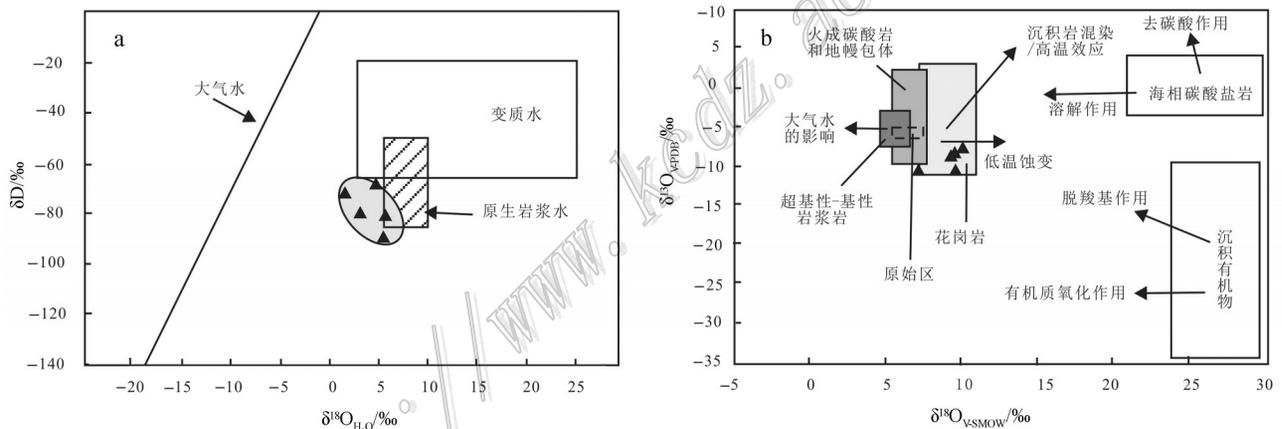


图 7 干沙鄂博稀土元素矿床成矿流体 $\delta D - \delta^{18}O_{H_2O}$ 图解(a, 底图据 Ohara et al., 1997) 和 $\delta^{13}C_{V-PDB} - \delta^{18}O_{V-SMOW}$ 图解(b, 底图据刘必政等, 2013)

Fig. 7 $\delta D - \delta^{18}O_{H_2O}$ (a, base map after Ohara et al., 1997) and $\delta^{13}C_{V-PDB} - \delta^{18}O_{V-SMOW}$ plots (b, base map after Liu et al., 2013) of the ore-forming fluids from the Ganshaebo REE deposit

表 4 毛藏寺地区加里东期花岗岩类微量元素含量

Table 4 Trace elements contents of the Caledonian granitoids in the Maozangsi area

岩性	样品数	$w(B)/10^{-6}$														来源
		Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ba	Nb	U	Th	La	Ce	Nd	Sm	Y	
石英正长斑岩	11	18	334	83	202	5752	3898	47.9	28.1	115	496	776	239	31.3	64.8	黄增保, 2016
霓辉正长斑岩	5	106	400	247	178	3891	6512	38.1	20.4	62.3	834	1384	436	51.1	66.7	黄增保, 2016
霓辉正长岩	5	64	131	103	208	7594	7569	52.8	115	112	4311	7831	2526	308	411	黄增保, 2016
钾长花岗岩	4	-	-	-	173	211	841	23.0	3.9	25.0	71.0	139	53.7	9.3	39.7	熊子良等, 2012
二长花岗岩	6	-	-	-	263	301	567	14.9	7.0	40.1	61.7	96.4	40.6	6.8	20.3	黄增保, 2016
英云闪长岩	7	-	-	-	97.8	489	686	7.9	3.3	8.96	26.1	42.6	20.8	4.2	14.6	刘明强, 2013
花岗闪长岩	14	10.9	28.7	54.8	115	460	925	11.1	3.5	20.0	59.0	99.7	38.7	6.5	5.7	黄增保, 2016

下,矿石可能的矿物组合为重晶石+方解石,重晶石硫同位素($\delta^{34}\text{S}_{\text{重晶石}}$)大致相当于或略大于成矿流体总硫值($\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$);中等氧逸度条件下,矿石矿物组合为硫化物和硫酸盐共存,成矿流体总硫同位素值介于重晶石和黄铁矿硫同位素之间,即 $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}} < \delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} < \delta^{34}\text{S}_{\text{重晶石}}$;如果氧逸度较低,硫酸盐不存在时,矿石矿物组合为黄铁矿、方铅矿等硫化物,硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值基本可以代表热液总硫同位素值。尽管干沙鄂博稀土矿床中硫化物种类较多,但目前原生矿石中尚未发现高氧逸度矿物,硫化物常为黄铁矿、黄铜矿和方铅矿等,因此矿石中硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值基本可代表成矿流体总硫同位素。本文通过干沙鄂博矿区5件原生矿石中黄铁矿-方铅矿硫同位素矿物对,计算出成矿流体总硫同位素($\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$)为-3.9‰,在不同储库硫化物硫分布图(图6a)中,落在沉积岩($\delta^{34}\text{S}=-40\text{‰}\sim+50\text{‰}$, Hoefs, 1997)、变质岩($\delta^{34}\text{S}=-20\text{‰}\sim+20\text{‰}$, Hoefs, 1997)和花岗岩($\delta^{34}\text{S}=-4\text{‰}\sim+9\text{‰}$, 温春齐等, 2009)范围内。考虑到矿区含矿围岩为早泥盆世碱性岩体,且无沉积岩或变质岩出露,推测矿区大面积出露的碱性岩为成矿作用提供了硫源。

干沙鄂博矿区不同成矿阶段方铅矿的铅同位素组成基本一致,其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为18.417~18.524,高于18.00, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为15.637~15.769,高于15.30, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为38.425~38.863,低于39.00,显示铀铅富集、钍铅微弱亏损,具有高放射成因铅同位素组成特征。这与矿区出露的含矿碱性岩体铅同位素组成基本相似,碱性岩体岩石的($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i、($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i和($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i比值分别为17.301~

18.557、15.544~15.761和37.250~38.829(黄增保, 2016),二者在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图8a)和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图8b)中,样点分布区域基本重合,暗示它们具有相同的起源,揭示稀土元素等成矿物质很可能来源于碱性岩体。

综上所述,干沙鄂博稀土元素矿床成矿物质主要来源于矿区出露的碱性岩体,与该碱性岩体形成演化关系十分密切。区域构造研究表明,加里东末期(~430 Ma),北祁连造山带进入碰撞后伸展阶段,强烈的伸展作用诱发该造山带下部的富集地幔发生减压熔融,形成富含稀土元素等成矿元素的碱性岩浆(黄增保, 2016),在碱性岩浆快速上侵过程中,减压作用导致大量正岩浆流体从岩浆体系出溶,并萃取岩浆中稀土等成矿元素,为成矿提供了丰富的物质来源。

5.3 与其他典型稀土元素矿床对比

干沙鄂博稀土元素矿床与全球典型稀土元素矿床比较(表5),有一定的相似性,均与碱性岩、碳酸岩-碱性岩相伴产出,但也存在诸多差异,主要表现为:

(1)在构造背景上,干沙鄂博稀土元素矿床形成于碰撞后伸展环境,而全球多数稀土元素矿床形成于非造山裂谷环境,如白云鄂博稀土元素矿床(Yang et al., 2009)等,与牦牛坪稀土元素矿床构造背景类似,但牦牛坪稀土元素矿床形成于碰撞后走滑环境(侯增谦等, 2008)。

(2)从含矿母岩上,世界上多数轻稀土元素矿床含矿母岩为碳酸岩-碱性岩,如牦牛坪稀土元素矿床(侯增谦等, 2008)和白云鄂博稀土元素矿床(Kynicky et al., 2012),而干沙鄂博稀土元素矿床含矿母岩为霓辉正长岩、霓辉正长斑岩等碱性岩,这与

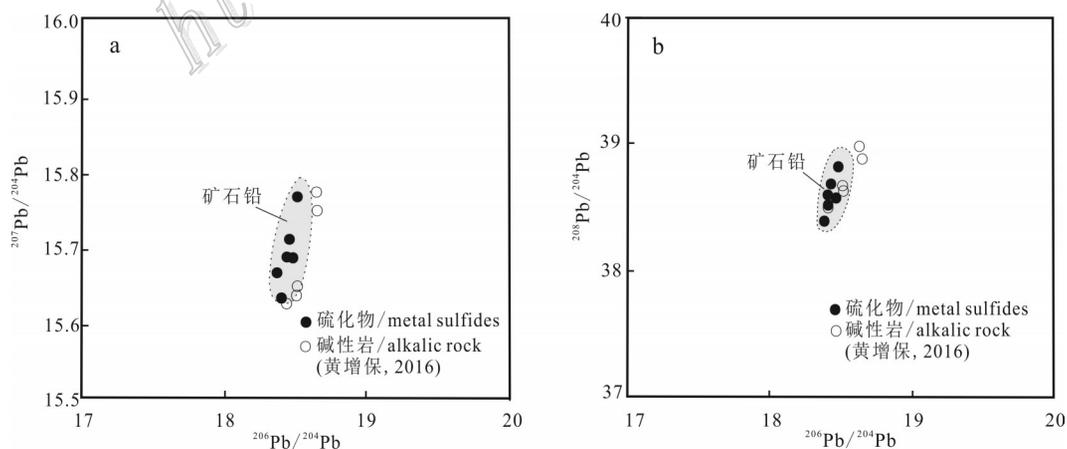


图8 干沙鄂博稀土元素矿床硫化物铅同位素来源判别图

Fig.8 Discrimination diagram for Pb isotopic sources of ores from the Ganshaebo REE deposit

表5 干沙鄂博稀土元素矿床与其他典型稀土元素矿床对比
 Table 5 A comparison of major geological and mineralizing features between the Ganshaebo REE deposit and other major REE deposits

对比项目	干沙鄂博	毛牛坪	白云鄂博	Thor lake
构造背景	碰撞后伸展	碰撞后走滑	非造山陆缘裂谷	非造山裂谷
含矿岩石	霓辉正长(斑)岩	碳酸岩及蚀变岩	富钾、钠碳酸岩及蚀变岩	霞石正长岩
成矿围岩	碱性岩	碳酸岩+碱性岩	碳酸(碱性)岩	层状碱性杂岩体
矿体形态	带状、网脉状	似层状、条带状	层状、块状、条带状	层状、似层状
矿物组合	稀土元素矿物: 氟碳钙铈矿为主, 氟碳铈矿、独居石为次; 硫化物: 黄铜矿、方铅矿、辉钼矿	稀土元素矿物: 氟碳铈矿为主, 少量硅钛铈矿、独居石 硫化物: 方铅矿、辉钼矿	独居石+氟碳钙铈矿; 铁: 磁铁矿+赤铁矿+褐铁矿; 含铈矿物: 铈铁矿+烧绿石+易解石+铈金红石	褐钇铈矿、铈铁矿、锆石, 少量独居石, 褐帘石、氟碳铈矿、氟碳钙铈矿
矿石结构	稀疏浸染状为主, 网脉、脉状次之	角砾状、浸染状、网脉状	块状、条带状、浸染状	稀疏浸染状、块状
围岩蚀变	钠长石化、霓石化、钠闪石化、萤石化为主, 硅化次之	碳酸盐化、霓长岩化	霓长岩化、钠闪石化、金云母化、黑云母化	黑云母化、绿泥石化、钠长石化、碳酸盐化、萤石化、磁铁矿化、赤铁矿化
成矿温度/°C	200~419	210~480	200~450	350~150
成矿物质来源	正长岩浆	正长岩-碳酸岩浆	碳酸岩浆	硅不饱和碱性岩浆
成矿时代/Ma	419~409	40~30	1370~1200; 430~420; 343~225	2094~2185
矿床类型	硅饱和碱性岩型	碳酸岩-碱性岩型	碳酸岩型	硅不饱和碱性岩型
主要矿产	LREE、Cu、Pb	LREE	LREE、Fe、Nb	Y、Nb、Zr、Ta、Be
资料来源	本文	据侯增谦等(2008)和 Kynicky 等(2012)	据费红彩等(2007)和 Kynicky 等(2012)	据 Sheard 等(2012)

Thor lake 稀土元素矿床 (Sheard et al., 2012) 含矿母岩类似, 但干沙鄂博稀土元素矿床含矿母岩为硅过饱和碱性岩, 而 Thor lake 稀土元素矿床含矿母岩为硅不饱和碱性岩。

(3) 从成矿元素上看, 白云鄂博稀土元素矿床等碱性岩-碳酸岩型矿床, 一般主成矿元素为 La、Ce 等轻稀土元素, 共(伴)生 Fe、Nb 等矿产, Thor lake 等碱性岩型稀土元素矿床 (Sheard et al., 2012), 主成矿元素多为 Y 等重稀土元素, 共(伴)生 Nb、Zr、Ta、Be 等元素, 而干沙鄂博稀土元素矿床主成矿元素为 La、Ce 等轻稀土元素, 共(伴)生 Cu、Pb 多金属元素。

总之, 干沙鄂博稀土元素矿床与全球其他典型稀土元素矿床有一定相似性, 但也存在诸多差异, 其矿床成因、成矿机理和成矿模式有待于进一步研究探讨。

6 结论

(1) 干沙鄂博稀土元素矿床是北祁连造山带中

唯一大型稀土元素矿床, 产于加里东期末期碱性岩中。根据围岩蚀变、矿脉穿插关系和矿相学观察, 划分出岩浆成矿期, 早期热液成矿期, 晚期热液成矿期和表生成矿期等 4 个成矿期, 其中早期热液成矿期为主成矿期, 可进一步划分为 3 个成矿阶段: 霓石-钠长石-氟碳钙铈矿阶段 (II₁)、钠闪石-氟碳钙铈矿阶段 (II₂) 和方解石-霓石-氟碳钙铈矿阶段 (II₃)。

(2) 干沙鄂博稀土元素矿床石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 7.3‰~11.3‰, 与之平衡的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 1.4‰~5.5‰, δD 值为 -89.4‰~-68.8‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为 -10.5‰~-7.9‰, 平均值为 -9.2‰, 表明成矿流体以岩浆热液为主, 有大气降水的参与。

(3) 矿石硫化物 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值为 -1.3‰~-7.1‰, 总硫同位素 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 为 -3.9‰, 矿石硫主要来源于岩浆。矿石中方铅矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别为 18.417~18.524、15.637~15.769 和 38.425~38.863, 与矿区含矿碱性岩体 Pb 同位素组成一致, 表明加里东末期碱性岩体为稀土元素矿床提

供了丰富的成矿物质来源。

致谢 野外工作得到甘肃省地矿局三勘院李得华工程师和甘肃白银稀土公司干沙鄂博稀土矿的大力支持和热情帮助, 成文过程中得到陈耀宇教授级高级工程师的有益指导, 匿名审稿专家和编辑老师对论文提出了建设性的意见和建议, 在此一并表示衷心感谢!

References

- Boily M and Williams-Jones A E. 1994. The role of magmatic and hydrothermal processes in the chemical evolution of the Strange Lake plutonic complex, Québec-Labrador[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118: 33-47.
- Chen Y Y and Zhu S H. 2001. Geologic characteristics and control factors of gold and REE deposits related to alkaline rocks in middle part of the Northern Qilian Orogenic Belt[J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, 4: 45-50(in Chinese with English abstract)
- Chen Y Y, Dai W J, Wei X P and Feng L J. 2014. Geology and genesis of the Ganshaebo REE deposit in the Northern Qilian fold belt, Gansu Province[J]. *Gansu Geology*, 23(4): 52-63(in Chinese with English abstract).
- Fei H C, Hou Z Q, Xiao R G and Li C X. 2007. Typical light REE deposits related with alkaline igneous rocks[J]. *Geology and Prospecting*, 43(3): 11-16(in Chinese with English abstract).
- Hoefs J. 1997. *Stable isotope geochemistry*[M]. Berlin: Springer-Verlag. 1-201.
- 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. 2006. 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, Tian S H, Xie Y L, Yuan Z X, Yang Z S, Yin S P, Fei H C, Zou T R, Li X Y and Yang Z M. 2008. Mianing-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[J]. *Mineral Deposits*, 27(2): 145-176(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Tian S H, Xie Y L, Yang Z S, Yuan Z X, Yin S P, Yi L S, Fei H C, Zou T R, Bai G and Li X Y. 2009. The Himalayan Mianing-Dechang REE belt associated with carbonatite-alkaline complexes, eastern Indo-Asian collision zone, SW China[J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 65-89.
- Hou Z Q, Liu Y, Tian S H, Yang Z M and Xie Y L. 2015. Formation of carbonatite-related giant rare-earth-element deposits by the recycling of marine sediments[J]. *Scientific Reports*, 5: 10231
- Huang Z B. 2016. Petrogenesis of alkalic complex and associated Rare Earth mineralization in the middle sector of North Qilian, NW China[D]. Supervisor: Zheng J P. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan)(in Chinese).
- Kynicky J, Smith M P and Xu C. 2012. Diversity of rare earth deposits: The key example of China[J]. *Elements*, 8: 361-367.
- Liu Y and Hou Z Q. 2017. A synthesis of mineralization styles with an integrated genetic model of carbonatite-syenite-hosted REE deposits in the Cenozoic Mianing-Dechang REE metallogenic belt, the eastern Tibetan Plateau, southwestern China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 137: 35-79.
- Liu B Z, Wang J P, Zeng X T, Wang K X, Cao R R and Chen J J. 2013. Ore fluid and geochemical characteristics of Yangfangwan Pb-Zn deposit Shanxi Province[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 28(1): 50-70(in Chinese).
- Liu M Q. 2013. Single-grain zircon U-Pb ages and geological significance of the Lianhuashan granites from Wuwei(Gansu) in the Northern Qilian orogenic belt[J]. *Journal of Lanzhou University (Nature Sciences)*, 49(4): 448-452(in Chinese with English abstract).
- Ling M X, Liu Y L, Williams I S, Teng F Z, Yang X Y, Ding X, Wei G J, Xie L H, Deng W F and Sun W D. 2013. Formation of the world's largest REE deposit through protracted fluxing of carbonatite by subduction-derived fluids[J]. *Scientific Reports*, 3: 1-8.
- Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon[A]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*[C]. 2nd ed. New York: John Wiley and Sons. 509-567.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. *Reviews in Mineralogy*, 16: 491-559.
- Ohara K D, Sharp Z D, Moecher D P and Jenkin G R T. 1997. The effect of deformation on oxygen isotope exchange in quartz and feldspar and significance of isotopic temperature in mylonites[J]. *Geology*, 105: 193-204.
- O'Neil J R, Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in Divalent metal carbonates[J]. *Journal of Chemical Physics*, 51(12): 5547-5558.
- Qin H P. 2012. Petrology of early Paleozoic granites and their relation to tectonic evolution of orogeny in the North Qilian Orogenic Belt[D]. Supervisor: Wu C L. Beijing: China Academy of Geological Science(in Chinese).
- Sheard E M, Williams-Jones A E and Martin H. 2012. Controls on the concentration of zirconium, niobium, and the Rare Earth Elements in the Thor Lake Rare metal deposit, northwest Territories, Canada[J]. *Econ. Geol.*, 107: 81-104.
- Song S G, Niu Y L, Zhang L F, Wei C J, Liou J G and Su L. 2009. Tectonic evolution of Early Paleozoic HP metamorphic rocks in the North Qilian Mountains, NW China: New perspectives[J]. *Journal of Asian Earth Science*, 35(3-4): 334-353.
- Song S G, Niu Y L, Su L and Xia X H. 2013. Tectonics of the North Qilian Orogen, NW China[J]. *Gondwana Research*, 23: 1378-1401.

- Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles: Isotope variation of C, H and S reviews in mineralogy[A]. Stable isotopes in high temperature geological process[C]. Mineralogical Society of America, 16: 185-226.
- Tian S H, Hou Z Q, Su AN, Qiu L, Mo X X, Hou K J, Zhao Y, Hu W J and Yang Z S. 2015. The anomalous lithium isotopic signature of Himalayan collisional zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Enriched mantle source and petrogenesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 159: 42-60
- Wen C Q and Duo J. 2009. Research methods of deposits[M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press. 153-157(in Chinese).
- Wu C L, Yang J S, Yang H Y, Wooden J L, Shi R D, Chen S Y and Zheng Q G. 2004. Dating of two types of granite from north Qilian, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(3): 425-432(in Chinese with English abstract).
- Xiong Z L, Zhang H F and Zhang J. 2012. Petrogenesis and tectonic implications of the Maozangsi and Huangyanghe granitic intrusions in Lenglongling area, the eastern part of North Qilian Mountains, NW China[J]. *Earth Science Frontiers*, 19(3): 214-227(in Chinese with English abstract).
- Xie Y L, Hou Z Q, Yin S P, Dominy S C, Xu J H, Tian S H and Xu W Y. 2009. Continuous carbonatitic melt-fluid evolution of a REE mineralization system: Evidence from inclusions in the Maoniuping REE deposit, Western Sichuan, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 90-105.
- Xie Y L, Li Y X, Hou Z Q, Cooker D R, Danyushevsky L, Dominy S C and Yin S P. 2015. A model for carbonatite hosted REE mineralisation the Mianning-Dechang REE belt, western Sichuan Province, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 70: 595-612.
- Yang X Y, Sun W D, Zhang Y X and Zheng Y F. 2009. Geochemical constraints on the genesis of the Bayan Obo Fe-Nb-REE deposit in Inner Mongolia, China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 1417-1435.
- Yun Q S, Chen Y Y, Dong H and Liu B C. 2013. Prospecting indicators and potential of Ganshaobao rare earth deposit in Gansu Province[J]. *Gansu Geology*, 22(1): 36-41(in Chinese with English abstract).
- Yu S Y, Qin H P, Zhang J X and Li Y S. 2015. Petrogenesis of the Early Paleozoic low-Mg and high-Mg adakitic rocks in the North Qilian Orogenic Belt, NW China: Implications for transition from crustal thickening to extension thinning[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 107: 122-139.
- Zhang J X, Meng F C and Wan Y S. 2007. A cold Early Palaeozoic subduction zone in the North Qilian Mountains, NW China: Petrological and U-Pb geochronological constraints[J]. *Journal of metamorphic Geology*, 25(3): 285-304.
- Zhang L G. 1985. The application of the stable isotope to geology—the hydrothermal mineralization of metal activation and its prospecting[M]. Xi'an: Xi'an Science and Technology Press. 25-101(in Chinese).

附中文参考文献

- 陈耀宇, 代文军, 魏学平, 冯兰君. 2014. 甘肃干沙鄂博稀土矿床地质特征及矿床成因分析[J]. *甘肃地质*, 23(4): 52-61.
- 陈耀宇, 朱四宏. 2001. 北祁连中段与碱性岩有关的金、稀土矿床地质特征及控矿因素[J]. *华南地质*, (4): 45-49.
- 费红彩, 侯增谦, 肖荣阁, 李彩霞. 2007. 与碱性火成岩相关的典型稀土矿床研究[J]. *地质与勘探*, 43(3): 11-16.
- 侯增谦, 田世洪, 谢玉玲, 袁忠信, 杨竹森, 尹淑苹, 费红彩, 邹天人, 李小渝, 杨志明. 2008. 川西冕宁-德昌喜马拉雅期稀土元素成矿带: 矿床地质特征与区域成矿模型[J]. *矿床地质*, 27(2): 145-176.
- 黄增保. 2016. 北祁连中段碱性杂岩成因与稀土成矿作用[D]. 导师: 郑建平. 武汉: 中国地质大学.
- 刘必政, 王建平, 曾祥涛, 王可心, 曹瑞荣, 程建军. 2013. 陕西省岩湾铅锌矿成矿流体与地球化学特征[J]. *地质找矿论丛*, 28(1): 50-57.
- 刘明强. 2013. 甘肃北祁连武威地区莲花山花岗岩体的单颗粒锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. *兰州大学学报: 自然科学版*, 4: 448-452.
- 秦海鹏. 2012. 北祁连造山带早古生代花岗岩岩石学特征及其与构造演化的关系[D]. 导师: 吴才来. 北京: 中国地质科学院.
- 温春齐, 多吉. 2009. 矿床研究方法[M]. 成都: 四川科学技术出版社. 153-157.
- 吴才来, 杨经绥, 杨宏仪, Wooden J L, 史仁灯, 陈松永, 郑球光. 2004. 北祁连东部两类 I 型花岗岩定年及其地质意义[J]. *岩石学报*, 20(3): 425-432.
- 熊子良, 张宏飞, 张杰. 2012. 北祁连东段冷龙岭地区毛藏寺岩体和黄羊河岩体的岩石成因及其构造意义[J]. *地学前缘*, 19(3): 214-255.
- 运启顺, 陈耀宇, 董瀚, 刘百崇. 2013. 甘肃天祝干沙鄂博稀土矿找矿标志及找矿前景分析[J]. *甘肃地质*, 22(1): 36-41.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用——金属活化热液成矿作用及找矿[M]. 西安: 陕西科学技术出版社.