

文章编号: 0258-7106 (2009) 06-0770-15

青海玉树东莫扎抓铅锌矿床地质特征及 碳氢氧同位素地球化学研究^{*}

刘英超^{1,2}, 杨竹森^{2*,*}, 侯增谦¹, 田世洪², 王召林^{1,3}, 宋玉财¹, 薛万文⁴, 鲁海峰⁴,
王富春⁴, 张玉宝⁴, 朱田⁴, 俞长捷⁴, 苏媛娜^{1,5}, 李真真^{1,6}, 于玉帅²

(1 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 3 有色金属矿产地地质调查中心, 北京 100012; 4 青海省地质调查院, 青海 西宁 810012; 5 东华理工大学, 江西 抚州 344000; 6 昆明理工大学, 云南 昆明 650093)

摘 要 东莫扎抓铅锌矿床位于青藏高原羌塘地体东北缘, 是“三江”北段铅锌铜银多金属成矿带中的典型代表, 对该矿床地质特征和成因类型的研究有助于理解区域铅锌铜银多金属成矿规律, 对区域找矿具有重要意义。笔者通过详细的矿区地质考察、系统的矿石光薄片显微镜下鉴定和矿石中方解石的碳、氢、氧同位素分析测试, 概述了东莫扎抓铅锌矿床的地质特征和成矿流体的碳、氢、氧同位素组成特征。东莫扎抓铅锌矿床矿体呈似层状展布, 产状严格受到矿区逆冲断层的控制, 赋矿围岩为上三叠统结扎群波里拉组灰岩和下二叠统开心岭群苏迪考组灰岩, 发育强白云石化和弱硅化, 矿物组合简单, 主要为闪锌矿+方铅矿+黄铁矿+白云石+方解石+重晶石, 矿石结构以皮壳状、草莓状等胶状结构和他形粒状结构为主, 矿石构造为浸染状、角砾状、团块状和脉状。矿石中方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值和 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值分别为 $-1.8\text{‰} \sim +3.3\text{‰}$ 、 $+6.1\text{‰} \sim +24.6\text{‰}$ 和 $-137\text{‰} \sim -53\text{‰}$, 计算得到成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$ 值为 $-0.5\text{‰} \sim +13.8\text{‰}$ 。研究结果表明, 东莫扎抓铅锌矿床的成矿流体主要来自盆地封存热卤水和大气降水, 金属物质可能由区域流体在长距离迁移过程中通过与碳酸盐岩地层相互作用, 以及淋滤含矿地层底部的火山岩而得到, 成矿过程中伴随着碳酸盐岩的溶解作用, 可能存在有机质的参与。据此, 笔者将东莫扎抓矿床归为发育在碰撞造山带中受逆冲推覆断裂构造控制的类 MVT 铅锌矿床, 并初步建立了东莫扎抓铅锌矿床的构造控矿模型。

关键词 地质学; 类 MVT 铅锌矿床; 地质特征; 碳氢氧同位素; 构造控矿模型; 逆冲推覆构造; 东莫扎抓 Pb-Zn 矿床

中图分类号: P618.42; P618.43

文献标志码: A

Geology and hydrogen, oxygen and carbon isotope geochemistry of Dongmozhaazhua Pb-Zn ore deposit, Yushu area, Qinghai Province

LIU YingChao^{1,2}, YANG ZhuSen^{2*,*}, HOU ZengQian¹, TIAN ShiHong², WANG ZhaoLin^{1,3},
SONG YuCai¹, XUE WanWen⁴, LU HaiFeng⁴, WANG FuChun⁴, ZHANG YuBao⁴, ZHU Tian⁴,
YU ChangJie⁴, SU AiNa^{1,5}, LI ZhenZhen^{1,6} and YU YuShuai²

(1 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 3 China

^{*} 本文得到“十一五”国家科技支撑计划项目课题八(2006BAB01A08)和课题四(2006BAB01A04)国家 973 项目(2009CB421007)国土资源大调查项目(1212010818096)中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金(K0802)国家基础研究计划 973 项目(2002CB412600)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(13-7-5)东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室(081206)和中国博士后科学基金(20070420418)的联合资助

第一作者简介 刘英超, 女, 1982 年生, 在读博士研究生, 主要从事矿床学和矿床地球化学研究。Email: lychappy@126.com

^{**} 通讯作者简介 杨竹森, 男, 1964 年生, 博士, 硕士生导师, 主要从事矿床学和矿床地球化学研究。Email: yangzhusen@vip.sina.com

收稿日期 2009-07-02; 改回日期 2009-10-25。许德焕编辑。

Nonferrous Metals Resource Geological Survey, Beijing 100012, China; 4 Qinghai Institute of Geological Survey, Xining 810012, Qinghai, China; 5 East China Institute of Technology, Fuzhou 344000, Jiangxi, China; 6 Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China)

Abstract

Located in the eastern and northern margins of the Tibetan orogenic belt, the Dongmozhazhua ore deposit is a Pb-Zn deposit discovered in the Pb-Zn-Cu-Ag ore belt within the “Three Rivers” region and represents a typical type of hydrothermal deposits in the thrust-nappe system. A study of this deposit is helpful to the understanding of ore-forming regularity of the regional Pb-Zn-Cu-Ag ore belt and also to the search for new deposits in this region. Based on detailed field work, systematic thin section observation of ores and analysis of C, H and O isotopic compositions in calcites, the authors give a general description of geological features of this Pb-Zn deposit as well as C, H and O isotopic characteristics of the ore fluid. In this deposit, ore bodies exist in the stratoid form and are controlled by thrust faults. The host rocks are limestone in Bolila Formation of Late Triassic Jiezha Group and in Gadikao Formation of Early-Middle Permian Kaixinling Group, with strong dolomitization and weak silicification. Minerals are rather simple and consist of sphalerite, galena, pyrite, calcite, dolomite and barite. The important ore textures are colloforms such as framboid and crust and xenomorphic grains, and the ore structures are in disseminated, brecciated, veinlike and lumpy forms. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ and $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ values of calcites are respectively from -1.8‰ to $+3.3\text{‰}$, $+6.1\text{‰}$ to $+24.6\text{‰}$ and -137‰ to -53‰ , and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of the ore fluid are from -0.5‰ to $+13.8\text{‰}$. According to this study, the authors point out that the ore-forming fluid of this deposit was derived mainly from the pent-up water in the basin and partly from the hydrothermal fluid, the metals might have come from carbonate strata in the basin and igneous strata under the host rocks, and the dissolution of some host rocks and the participation of organic matters might have occurred during the ore-forming process. On such a basis, the authors have classified the Dongmozhazhua Pb-Zn deposit as a MVT-like Pb-Zn deposit which is controlled by the thrust-nappe system in the orogenic belt. In addition, a structural control model for the ore deposit has been established.

Key words: geology, MVT-like Pb-Zn ore deposit, geological characteristics, hydrogen, oxygen and carbon isotopes, structural-control model, thrust system, Dongmozhazhua Pb-Zn ore deposit

东莫扎抓铅锌矿床位于青藏高原腹地的唐古拉山脉东段、青海玉树藏族自治州杂多县境内,是“三江”北段铅锌铜银多金属成矿带中具代表性的热液铅锌矿床。从 2003 年对矿区开展地质普查至今,找矿工作取得重大进展,已探明铅锌资源量 80 万吨以上,成为“三江”北段铅锌铜银多金属成矿带中的又一亮点。但迄今,对该矿区的地质情况仅有几例报道(张文权等,2007;侯增谦等,2008;刘英超,2009;王召林,2009),其研究工作尚处于起步阶段。笔者在执行“十一五”国家支撑计划——西部大型矿产地综合勘察技术与示范项目时,通过野外系统的矿区地质调查、探槽和钻孔岩芯样品采集和编录、室内详细的光薄片显微镜下鉴定,对东莫扎抓铅锌矿床进行了初步研究。基于以上工作,本文详细介绍了该矿床的地质特征和碳、氢、氧同位素地球化学特

征,并初步探讨了矿床构造控矿模型,以期对该矿床的进一步勘查工作和区域成矿规律的认识有所裨益。

1 区域地质背景

东莫扎抓铅锌矿床所在的玉树地区,其主体位于北羌塘-昌都陆块的北缘,北侧以可可西里-金沙江晚古生代-早中生代缝合带与巴颜喀拉三叠纪边缘前陆盆地(残留洋)相邻,南侧以斑公湖-怒江中生代缝合带与拉萨地体相望,区内包括南部的开心岭-杂多晚二叠世岛弧带和北侧的下拉秀中-晚三叠世弧后前陆盆地 2 个三级构造单元。作为青藏高原碰撞造山带的构造转换带——“三江”南段的北延部分,玉树地区发育新生代大规模走滑断裂系统、逆冲推

覆构造系统以及相伴产生的第三纪前陆盆地(侯增谦等 2008)。其中,区内的逆冲推覆带是羌塘地体东北缘最具特色的新生代构造样式,该推覆带呈 NW 向延伸,沿走向向西可延至风火山地区(Wang et al. 2002 Spurlin et al. 2005 李亚林等 2006)区域上表现为南面的石炭系逆冲岩片向北逆冲,形成

隆起带 结扎-下拉秀三叠纪弧后前陆盆地受逆冲推覆的强烈挤压,在逆冲推覆带的北部形成前缘褶皱冲断带(图 1)(侯增谦等,2008;汪召林等 2009)。

区域地层出露不全,从古到新为:古生界地层出露石炭系杂多群和加麦弄群,两者均为下部碎屑岩组、上部碳酸盐岩组的岩石组合,下-中二叠统诺日

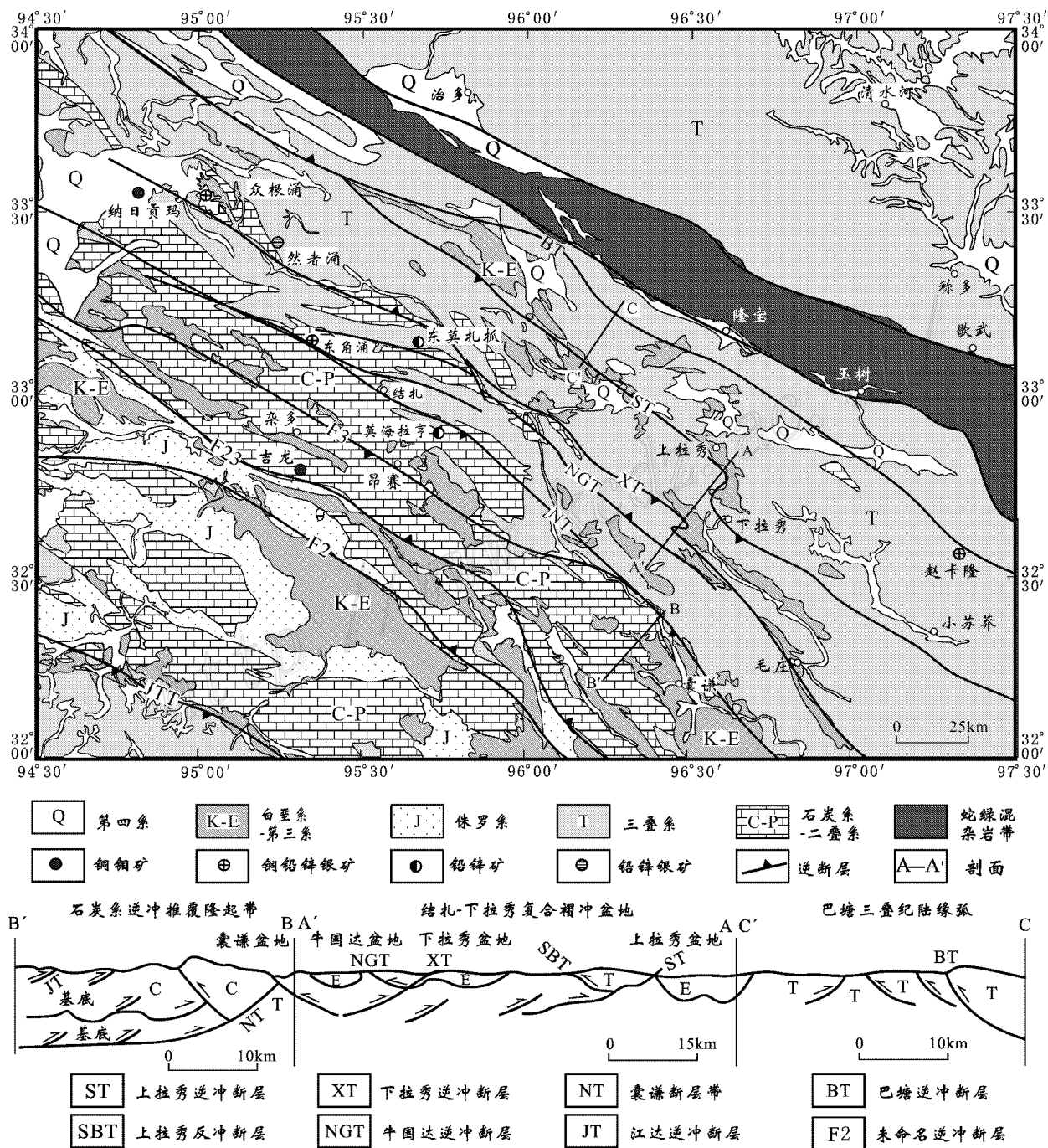


图 1 青海南部构造地质图(据侯增谦等 2008;汪召林等 2009;有修改)

Fig. 1 Geological structural map in southern Qinghai(modified from Hou et al. ,2008 ;Wang et al. ,2009)

巴尔日保组和九十道班组,分别为一套碎屑岩组合和一套碳酸盐岩组合,以及与这 2 组为同时异相的尕迪考组火山-沉积岩系;中生界地层出露中三叠统结隆组,上三叠统结扎群甲丕拉组、波里拉组、巴贡组,侏罗系雁石坪群雀莫错组、布曲组、夏里组,白垩系风火山群错居日组、洛力卡组,均为中生代盆地内发育的碎屑岩-碳酸盐岩建造;新生界主要为渐新统一中新统的沱沱河组、雅西措组、五道梁组,上新统的曲果组,都主要为陆相盆地沉积,以及各种成因的第四系地层。区域岩浆活动频繁,印支期、燕山期、喜马拉雅期均有不同规模的岩浆侵位,同时伴随一定程度的火山活动,部分侵入岩、火山岩与区域成矿关系密切(南征兵等 2007)。

2 矿床地质特征

东莫扎抓矿区内,地层出露简单,包括:下-中二叠统开心岭群尕迪考组底部杂色杂砂岩,中-上部灰绿色、紫红色中-厚层中-细粒长石石英砂岩、微晶灰岩和生物碎屑灰岩;上三叠统结扎群波里拉组底部紫红色砾岩,中-上部灰-深灰色中-厚层灰岩和砂岩;第四系地层(图 2)。尕迪考组灰岩呈不规则的 NW 向展布,倾向 NE,局部 SW,倾角 25~71°,局部因遭

断裂构造破坏而呈断块产出。波里拉组灰岩与尕迪考组砂岩呈角度不整合接触,局部呈断层接触,倾向 NE,倾角 28~60°。矿区内发育逆冲或走滑性质的 NWW 向、NE 向、NEE 向 3 组断裂,其中, NWW 向逆冲断层最为发育,是区内的主干断裂(图 2)。褶皱构造不甚发育,仅见尕迪考组长石石英砂岩中发育短轴褶皱,褶皱轴向与 NWW 向断层线方向一致。矿区内出露一套以火山集块岩、火山角砾岩、安山质晶屑凝灰岩为主并含少量安山岩、流纹岩的火山岩组合,主要呈 NW-SE 向脉状存在于下-中二叠统尕迪考组砂岩中,地表可见岩石解理和球状风化发育,测定成岩年龄为 275.4~273.3 Ma(王召林 2009)。

2.1 矿体特征

在该矿区,目前已发现 4 个具经济意义的矿化带。其中, M I 矿化带规模最大,分为东、西 2 段,呈条带状赋存于上三叠统结扎群波里拉组灰岩中(图 2),长约 8 km,宽 20~300 m^①,带内岩石裂隙发育,在地表多呈黄褐色蜂窝状褐铁矿化,局部形成铁帽。目前,该矿化带内已圈出铅锌矿体 4 个,矿体形态为似层状、条带状和透镜体(图 3),倾向 340~15°,钻孔资料表明,主矿体向深部延伸稳定。4 个矿体的长度为 1 730~1 820 m,平均厚度 9.22~17.45 m,铅平均品位为 0.76%~1.49%,最高达 13.5%,锌平均

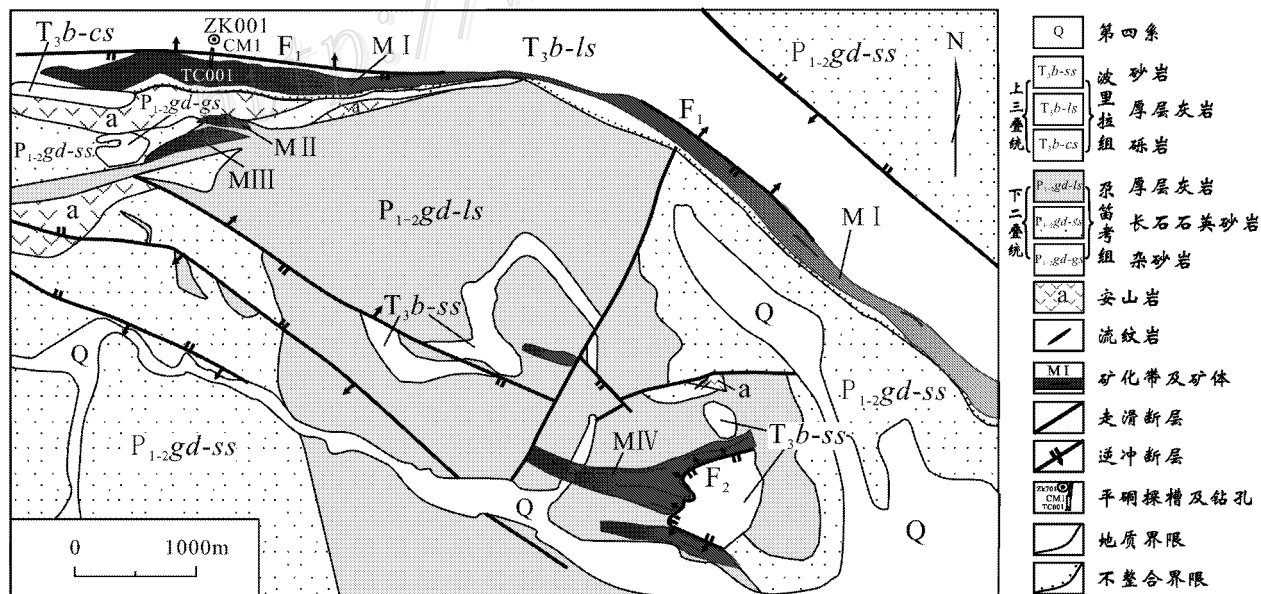


图 2 东莫扎抓铅锌矿区地质简图(据青海省地质调查院^①修改)

Fig. 2 Geological sketch map of Dongmohazhua Pb-Zn deposit (modified after Institute of Qinghai Geological Survey)

① 青海省地质调查院. 2007. 青海省杂多县东莫扎抓铅锌矿普查设计. 内部资料.

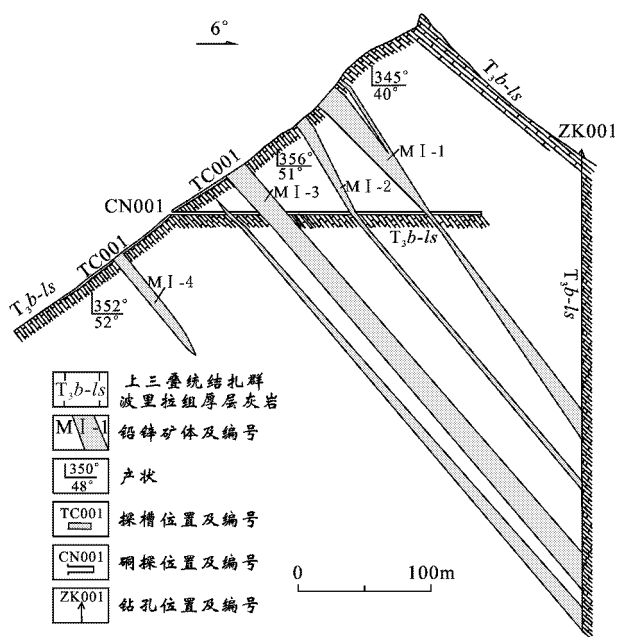


图3 东莫扎抓铅锌矿区MI矿化带0线地质剖面简图
(据青海地质调查院^①修改)

Fig. 3 Geological section along No.0 exploration line in MI mineralized belt of the Dongmozha Pb-Zn deposit
(modified after Institute of Qinghai Geological Survey)

品位为2.10%~2.62%,最高达29.10%^①。

MII、MIII和MIV矿化带的地表出露面积都较小(图2),三者长介于400~1300m,宽为10~120m。MII矿化带位于杂迪考组灰岩与安山岩的接触部位,MIII矿化带位于杂迪考组灰岩与长石石英砂岩的接触部位,MIV矿化带位于杂迪考组灰岩与波里拉组砂岩之间的逆冲断层上盘。这3个矿化带的围岩均为下-中二叠统杂迪考组灰岩,各带中地表岩石都极为破碎,裂隙发育。目前,在这3个矿化带中共发现铅锌矿体12个,矿体形态主要为似层状和透镜体,具膨大缩小现象,矿体倾向总体正北,各矿体长介于160~1200m,厚1.5~26.23m,铅平均品位为1.86%~9.25%,锌平均品位为2.39%~7.21%,最高达11.08%^①。

2.2 控矿构造

逆冲断层是东莫扎抓矿床的主要控矿构造,控制着铅锌矿体的就位和铅锌矿化的具体形式。野外调研表明,已发现的铅锌矿体多产在逆冲断层附近,矿体相对于逆冲断层的位置不同,矿化形式也不同,具体表现为:

F₁断层发育在上三叠统波里拉组灰岩内部,走向约310°,稍有弯曲,控制着MI矿化带内矿体的就位(图2)。在MI矿化带西段可见,沿F₁断层两侧的波里拉组灰岩岩石破碎,地表形成较宽的挤压破碎带以及顺层和切层的次级裂隙。追踪矿化发现,在断层两侧,两个方向的裂隙内均发生铅锌矿化,形成顺层和切层矿脉(图4),似层状矿体,远离断层,伴随着裂隙的减少,灰岩中逐渐过渡为浸染状铅锌矿化,形成透镜状矿体。

F₂断层为下-中二叠统杂迪考组厚层灰岩推覆于上三叠统波里拉组砂岩之上形成的逆冲断层,断层产状零乱,平面上总体呈现向西凸出的弧形(图2)。该断层带内的岩石由于受到强烈的构造挤压作用而极为碎裂。勘探表明,MIV矿化带分布在该断层的上盘,平行于推覆面展布,硫化物主要以胶结灰岩角砾的形式存在,形成透镜状、似层状矿体。

2.3 矿石类型及矿石结构构造

东莫扎抓矿床的矿物组合简单,矿石矿物为闪锌矿和方铅矿,脉石矿物包括黄铁矿、白铁矿、黄铜矿、砷黝铜矿、白云石、方解石、重晶石、石英、绢云母、埃洛石和迪开石,并发现少量干沥青。

主要的矿石类型有2种:

浸染状矿石 仅在MI矿化带内发育,闪锌矿和黄铁矿呈星点状或斑点状均匀分布在灰岩中(图5a、5b)。此类矿石的结构包括胶状结构(草莓状、皮壳状闪锌矿,球形黄铁矿)(图5c),交代结构、他形粒状结构和白云石重结晶结构(图5d);矿石构造包括浸染状构造、脉状构造和团块状构造。

角砾状矿石 主要在MII至MIV矿化带内发育,方铅矿、闪锌矿和黄铁矿等硫化物作为胶结物胶结灰岩角砾(图5e)。这类矿石的矿石结构包括胶状结构(球形黄铁矿)(图5e),他形粒状结构、自形-半自形粒状结构,矿石构造主要为角砾状构造、脉状构造和团块状构造。

2.4 围岩蚀变及与成矿作用的关系

热液蚀变是成矿作用的重要组成部分。东莫扎抓矿床的主要热液蚀变类型有:黄铁矿化、白云石化、硅化和方解石化。前2种蚀变与矿化关系密切。

黄铁矿化 黄铁矿为矿石中含量最多的硫化物,与方铅矿、闪锌矿紧密伴生,是铅锌矿化的先导。在手标本上,黄铁矿以浸染状、脉状或角砾胶结物存

① 青海省地质调查院. 2007. 青海省杂多县东莫扎抓铅锌矿普查设计. 内部资料.

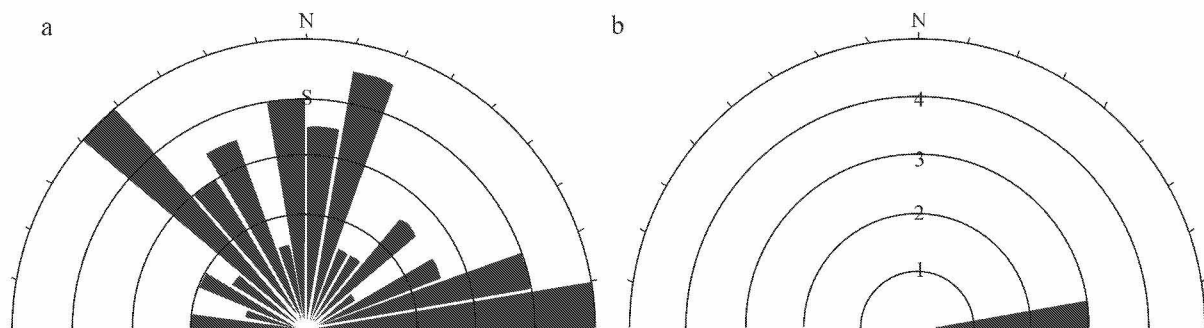


图 4 东莫扎抓铅锌矿床 MI 矿化带内上三叠统波里拉组灰岩中矿脉及地层走向玫瑰花图

a. 波里拉组灰岩中矿脉走向玫瑰花图(144 个数据); b. 波里拉组灰岩地层走向玫瑰花图(4 个数据)

Fig. 4 Strike-rossette figures of limestone in Bolila Formation and ore veins in MI mineralized belt, the Dongmozhazhua deposit

a. Strike-rossette figure of ore vines in Bolila Formation (144 data); b. Strike-rossette figure of limestone-stratum in Bolila Formation (4 data)

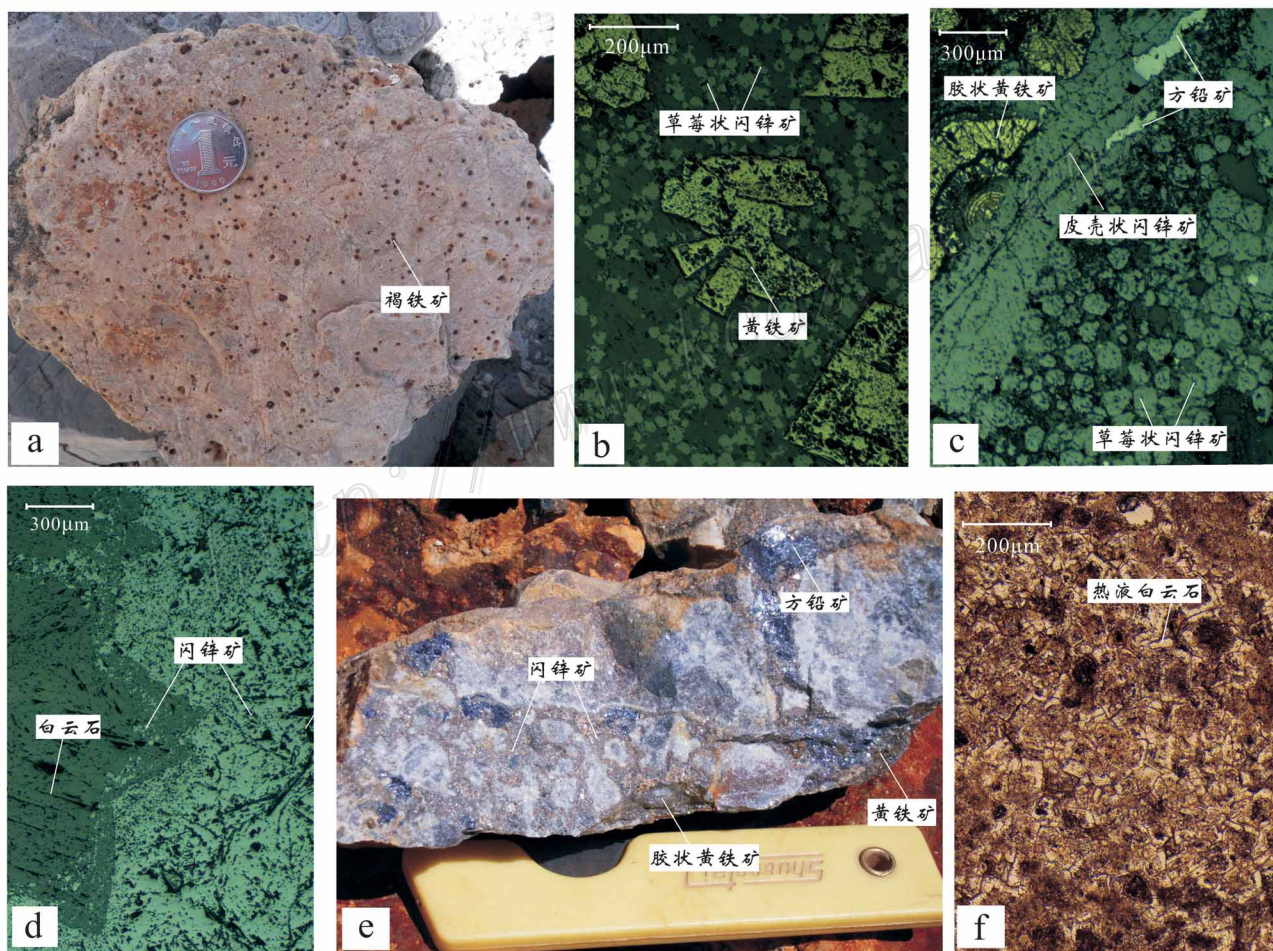


图 5 东莫扎抓铅锌矿床矿石类型及部分典型结构构造照片

a. 浸染状矿石; b. 浸染状矿石(反射光); c. 胶状结构(皮壳状、草莓状闪锌矿, 球形黄铁矿), 浸染状构造(反射光); d. 重结晶结构, 白云石晶体在重结晶中边部卷入少量闪锌矿(反射光); e. 角砾状矿石; f. 强白云石化(单偏光)

Fig. 5 Photos of typical textures and structures in ore rocks from the Dongmozhazhua deposit

a. Disseminated ores; b. Disseminated ores (reflected light); c. Colloform textures (sphalerites like strawberry and crust, spherical pyrites) and disseminated structures (reflected light); d. Recrystallized textures of dolomites with some sphalerites involved in their rim (reflected light); e. Breccia ores; f. Dolomitization (transmitted light)

在显微镜下呈他形粒状集合体或胶状,颗粒较大,粒径可达 1 mm 左右。

白云石化 发育普遍,与矿化关系密切。在空间上,白云石化强度与矿化强度成正相关关系。显微镜下可见白云石以自形菱面体产出,重结晶亮边发育,颗粒大小不一,粒径为 50~200 μm(图 5f)。理论上,白云石化对成矿也具有重要意义,因为,含 Mg 酸性热液在溶解围岩过程中会使方解石蚀变为白云石,并溶蚀围岩成坍塌角砾,这些过程都会使岩石的致密度减小,孔隙度增大,有利于后期成矿热液的运移和金属矿物的沉淀。

硅化 围岩的硅化强度差异大,发生强硅化的灰岩被蚀变为硅质岩,弱硅化的灰岩仅是在灰岩内局部出现围绕晶洞生长的石英。野外及镜下观察发现,硅化与矿化关系不大。

方解石化 在空间上,随矿化的减弱而增强,方解石呈自形-半自形粒状、脉状,胶结角砾或充填晶洞等形式存在。

2.5 成矿阶段划分

根据野外观察到的不同类型矿化的穿插关系和分布特征、显微镜下详细的矿石结构构造、矿物结晶状态和组合特征的鉴定,将成矿初步划分为以下几个阶段(表 1):

(1)白云石化阶段 为矿化的准备阶段,灰岩被含 Mg 酸性热液溶蚀、交代,发生强白云石化。在此过程中,灰岩内局部形成溶蚀角砾或溶蚀坍塌角砾。

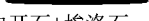
(2)重晶石化阶段 重晶石仅出现在下-中二叠统尔迪考组灰岩中,以团块状、脉状和胶结灰岩角砾的形式存在。

(3)多金属硫化物阶段 为主成矿阶段,成矿早期较主成矿期结晶沉淀较多方解石。该阶段在上三叠统波里拉组灰岩中出现弱硅化、强白云石化,发育胶状硫化物组合(草莓状和皮壳状闪锌矿、球形黄铁矿)或胶状闪锌矿+他形粒状黄铁矿(白铁矿)+自形-半自形方铅矿(部分呈脉)组合。在下-中二叠统尔迪考组灰岩中出现白云石化、强硅化,发育胶状硫化物(皮壳状闪锌矿和球形黄铁矿)+他形粒状硫化物(黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、少量黄铜矿和砷黝铜矿)组合。这几种主要硫化物的结晶顺序为:早期他形粒状黄铁矿(或白铁矿)→闪锌矿→方铅矿→晚期胶状黄铁矿。这几种矿物的结晶过程存在重叠。

(4)方解石化阶段 出现在主成矿阶段后,呈不规则脉状胶结角砾或充填晶洞,颜色暗淡,多为乳黄色或纯白色。

表 1 东莫扎抓铅锌矿床矿物生成顺序

Table 1 Mineral forming sequence of Dongmozazhua Pb-Zn deposit

矿 物	白云石化阶段	重晶石化阶段	多金属硫化物阶段	方解石化阶段	粘土化阶段
白云石					
重晶石					
石英					
黄铜矿					
砷黝铜矿					
黄铁矿					
白铁矿					
闪锌矿					
方铅矿					
方解石					
迪开石					
埃洛石					
矿物组合	白云石	重晶石	① 闪锌矿+方铅矿+黄铁矿+白铁矿+黄铜矿+砷黝铜矿+方解石+石英+白云石 ②	③ 方解石	迪开石+埃洛石
代表性结构构造	重结晶结构 溶蚀坍塌角砾构造	脉状构造 胶结角砾构造	胶状结构、他形粒状结构、自形半自形粒状结构、交代结构、重结晶结构、浸染状构造、溶蚀坍塌角砾构造、脉状构造、团块状构造	团块状构造、脉(网脉)状构造	脉状构造
围岩蚀变	白云石化	重晶石化	白云石化+硅化+黄铁矿化	方解石化	粘土化

(5)粘土化阶段 矿床中由表生作用形成褐铁矿及埃洛石、迪开石等粘土矿物。

3 碳、氢、氧同位素地球化学特征

本次研究对东莫扎抓铅锌矿床成矿早期、成矿期和成矿期后的 36 件方解石样品(分别对应表 1 中

①、②和③),以及区域上未经蚀变的 5 件围岩样品进行了 C、O 同位素分析 ,并对以上 3 期方解石中的 26 件样品进行了 H、O 同位素分析。测试工作在国土资源部同位素地质重点实验室完成 ,测试仪器为 MAT-251EM 型质谱计(Finnigan 公司),测试结果分别列于表2和表3。其中 ,碳、氧同位素分析采用

表 2 东莫扎抓铅锌矿床热液方解石及区域碳酸盐岩地层灰岩的碳、氧同位素组成
Table 2 C and O isotopic composition of calcites from the Dongmohazhua Pb-Zn deposit and
C and O isotopic composition of carbonate rocks in this region

样号	矿物名称	期次	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$
CM001-2	方解石	成矿早期	2.1	-7.3	23.3
CMIV-4	方解石	成矿早期	1.9	-9.2	21.4
DM016-2	方解石	成矿早期	1.2	-13.1	17.4
DM025-1	方解石	成矿早期	1.5	-12.7	17.8
DM028-1	方解石	成矿早期	1.5	-11.9	18.6
ZK1502-47	方解石	成矿早期	1.7	-11.1	19.4
DM041-1	方解石	成矿早期	2.4	-7.3	23.3
DM041-4	方解石	成矿早期	2.3	-6.1	24.6
ZK001-3	方解石	成矿早期	2.0	-9.3	21.3
DM08-16-1	方解石	成矿早期	1.0	-13.4	6.1
TC36-4	方解石	成矿期	0.1	-15.7	14.7
ZK701-7	方解石	成矿期	2.5	-7.1	23.5
ZK701-32	方解石	成矿期	1.8	-6.5	24.2
ZK701-33	方解石	成矿期	2.3	-7.8	22.8
ZK801-22	方解石	成矿期	2.2	-13.5	16.9
ZK1502-13	方解石	成矿期	2.9	-15.6	14.8
ZK1502-16	方解石	成矿期	2.9	-16.1	14.3
ZK001-12	方解石	成矿期	2.3	-14.7	15.7
ZK001-30	方解石	成矿期	1.1	-16.8	13.5
ZK2401-18	方解石	成矿期	2.4	-13.3	17.1
ZK3101-18	方解石	成矿期	-1.8	-16.3	17.0
ZK3101-22	方解石	成矿期	2.4	-7.7	22.9
DM08-31-1	方解石	成矿期	1.5	-8.0	22.7
DM729-2	方解石	成矿期	3.3	-9.0	21.6
DCMⅢ-5	方解石	成矿期后	1.1	-9.3	21.3
DTC82-5	方解石	成矿期后	2.2	-17.7	12.6
TC001-6	方解石	成矿期后	2.8	-14.5	15.9
DTC18-1-3	方解石	成矿期后	2.9	-18.5	11.8
ZK701-23	方解石	成矿期后	0.1	-17.1	13.2
ZK801-25	方解石	成矿期后	1.5	-16.8	13.5
ZK801-26	方解石	成矿期后	2.6	-14.9	15.5
CMⅡ-H42	方解石	成矿期后	2.0	-18.9	11.4
CMⅡ-7	方解石	成矿期后	1.9	-19.3	11.0
ZK1502-10	方解石	成矿期后	2.2	-15.3	15.1
ZK2401-20	方解石	成矿期后	2.0	-20.5	9.7
ZK3101-33	方解石	成矿期后	1.4	-19.1	11.2
DM729-1	灰岩	杂迪考组	3.3	-9.0	21.6
080807-1	灰色灰岩	杂迪考组	0.6	-8.0	22.7
080807-8	深灰色灰岩	杂迪考组	3.1	-9.1	21.5
080807-28	深灰色泥晶灰岩	波里拉组	3.1	-6.7	23.9
080807-44	深灰色泥晶灰岩	波里拉组	1.4	-9.9	20.7

注： $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 1.03086 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} + 30.86$ (Friedman et al. ,1977)。

表 3 东莫扎抓铅锌矿床方解石的氢、氧同位素组成

Table 3 H and O isotopic composition of calcites from Dongmozhashua Pb-Zn deposit

样号	矿物名称	期次	$\delta D_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{\text{流体}}/\text{‰}$	采用温度/ $^{\circ}\text{C}$
CM001-2	方解石	成矿早期	-103	23.3	13.8	200
CMIV-4	方解石	成矿早期	-99	21.4	11.9	200
DM016-2	方解石	成矿早期	-83	17.4	7.9	200
DM025-1	方解石	成矿早期	-85	17.8	8.3	200
DM028-1	方解石	成矿早期	-87	18.6	9.1	200
ZK1502-47	方解石	成矿早期	-83	19.4	9.9	200
DM041-1	方解石	成矿早期	-53	23.3	13.8	200
TC36-4	方解石	成矿期	-116	14.7	-0.1	123
ZK701-7	方解石	成矿期	-137	23.5	8.7	123
ZK701-32	方解石	成矿期	-106	24.2	9.4	123
ZK701-33	方解石	成矿期	-116	22.8	8.0	123
ZK801-22	方解石	成矿期	-112	16.9	2.1	123
ZK1502-13	方解石	成矿期	-118	14.8	0.0	123
ZK1502-16	方解石	成矿期	-115	14.3	-0.5	123
ZK001-3	方解石	成矿期	-113	21.3	6.5	123
ZK2401-18	方解石	成矿期	-103	17.1	2.3	123
DMCⅢ-5	方解石	成矿期后	-101	21.3	13.7	242
DTC82-5	方解石	成矿期后	-101	12.6	5.0	242
DTC18-1-3	方解石	成矿期后	-85	11.8	4.2	242
ZK701-23	方解石	成矿期后	-99	13.2	5.6	242
ZK801-25	方解石	成矿期后	-119	13.5	5.9	242
ZK801-26	方解石	成矿期后	-105	15.5	7.9	242
CMⅡ-H42	方解石	成矿期后	-96	11.4	3.8	242
CMⅡ-7	方解石	成矿期后	-115	11.0	3.4	242
ZK1502-10	方解石	成矿期后	-102	15.1	7.5	242
ZK2401-20	方解石	成矿期后	-110	9.7	2.1	242

注：采用温度引自刘英超（2009），是测试所获之均一温度的平均值；相应流体的 $\delta^{18}O_{\text{流体}}$ 值的计算所采用的分馏公式为： $1.000 \ln \alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89$ （O'Neil, 1969）。

100%正磷酸方法（McCrea, 1950），分析精度（ 2σ ）为 $\pm 0.2\text{‰}$ ；氢同位素分析采用 400 $^{\circ}\text{C}$ 下爆裂法取水，锌法制 H_2 ，分析精度（ 2σ ）为 $\pm 2\text{‰}$ 。

由表 2 可知，区域上未经蚀变的上三叠统结扎群波里拉组灰岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值变化范围为 $+1.4\text{‰} \sim +3.1\text{‰}$ ，平均 2.3‰ ， $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围为 $+20.7\text{‰} \sim +23.9\text{‰}$ ，平均 22.3‰ ；未经蚀变的下-中二叠统尔迪考组灰岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值变化范围为 $+0.6\text{‰} \sim +3.3\text{‰}$ ，平均 2.3‰ ， $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围为 $+21.5\text{‰} \sim +22.7\text{‰}$ ，平均 21.9‰ 。东莫扎抓矿床成矿早期方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值变化范围为 $+1\text{‰} \sim +2.4\text{‰}$ ，平均 $+1.8\text{‰}$ ， $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围为 $+6.1\text{‰} \sim +24.6\text{‰}$ ，平均 $+21.1\text{‰}$ ；成矿期方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值变化范围为 $-1.8\text{‰} \sim +3.3\text{‰}$ ，平均 $+1.9\text{‰}$ ， $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围为 $+13.5\text{‰} \sim +24.2\text{‰}$ ，平均 $+18.7\text{‰}$ ；成矿期后方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值变化范围为 $+0.1\text{‰} \sim +2.9\text{‰}$ ，平均 $+1.9\text{‰}$ ， $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围为 $+9.7\text{‰} \sim$

$+21.3\text{‰}$ ，平均 $+13.5\text{‰}$ 。

由表 3 可知，该矿床成矿早期方解石的 $\delta D_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围为 $-103\text{‰} \sim -53\text{‰}$ ，平均 -85‰ ；成矿期方解石的 $\delta D_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围为 $-137\text{‰} \sim -103\text{‰}$ ，平均 -115‰ ；成矿期后方解石的 $\delta D_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围为 $-119\text{‰} \sim -85\text{‰}$ ，平均 -103‰ 。利用不同期次方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值，结合流体包裹体显微测温结果（刘英超，2009），计算出成矿早期流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$ 值，其变化范围为 $+7.9\text{‰} \sim +13.8\text{‰}$ ，平均 $+10.6\text{‰}$ ；成矿期流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$ 值变化范围为 $-0.5\text{‰} \sim +9.4\text{‰}$ ，平均 $+4.0\text{‰}$ ；成矿期后流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$ 值变化范围为 $+2.1\text{‰} \sim +13.7\text{‰}$ ，平均 $+5.9\text{‰}$ 。

4 讨论

4.1 成矿流体来源

成矿流体作为迁移成矿元素的介质，是研究矿

床成因的关键。热液方解石的 C、O 同位素组成是示踪成矿流体来源的有效手段(郑永飞等,2000;彭建堂等,2001)。成矿热液系统中碳的来源主要有 3 种:① 沉积岩中碳酸盐岩脱气或含盐卤水与泥质岩相互作用,此来源的碳同位素组成具有重碳同位素特征,一般 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值变化范围为 $-2\text{‰} \sim -3\text{‰}$,海相碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值大多稳定在 0‰ (Veizer et al., 1980);② 深部来源的碳,来自地幔射气或岩浆,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值变化范围分别为 $-5\text{‰} \sim -2\text{‰}$ 和 $-9\text{‰} \sim -3\text{‰}$ (Taylor, 1986);③ 各种岩石中的有机碳,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值变化范围为 $-30\text{‰} \sim -15\text{‰}$,平均 -22‰ (Ohmoto, 1972)。Ohmoto(1972)经研究认为,当矿床热液脉中无石墨与方解石共生时,方解石(或流体包裹体热液中的 CO_2)的碳同位素组成可以近似作为成矿热液的总碳同位素组成。由于在东莫扎抓矿床中发现的干沥青并未与方解石共生,且未发现石墨,因此,其热液方解石的碳同位素组成可近似作为成矿热液的总碳同位素组成。水是成矿流体的基本组分,形成矿床的成矿流体可能来自大气降水、海水、初生水、岩浆水、变质水、封存水(包括深成热卤水和油田水)(陈骏等,2004;韩吟文等,2003),成矿流体的氢氧同位素组成是区分不同来源水的重要示踪剂。

东莫扎抓矿床内方解石的碳、氧同位素分析结果(表 2,图 6)显示:① 上三叠统波里拉组及下-中二叠统尔迪考组 2 个层位灰岩的 C、O 同位素值相近,均与正常海相灰岩的碳、氧同位素数值($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -4\text{‰} \sim +4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 20\text{‰} \sim 24\text{‰}$)相当,在图 6 中全部落入“海相碳酸盐岩”区内,因此,其同位素数据可作为研究区的背景值;② 3 期方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 平均值相近,且与赋矿围岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值十分接近,而其 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值则明显小于赋矿围岩,全部碳、氧同位素数据都落在了海相碳酸盐岩溶解作用所形成的范围内,指示成矿流体中的碳主要来自围岩,碳酸盐岩围岩在成矿过程中发生了溶解作用;③ 3 期方解石的氧同位素组成稍有差别,从成矿早期到成矿期后方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值呈现逐渐降低的趋势,成矿期后方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值相对于前 2 期而言,总体偏小,说明伴随着成矿作用的进行,可能有水/岩比值的增高,大气降水参与的增多。

该矿床方解石内流体包裹体氢、氧同位素分析结果(表 3,图 7)显示:① 3 期方解石的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值和流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围大,在图 7 中,其投点全部落于岩浆水之外,表现出封存水的特征(氢、氧同位素具有特征的同位素组成,变化范围大,沿斜率呈正的直线分布,在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图上不向海水收敛,而

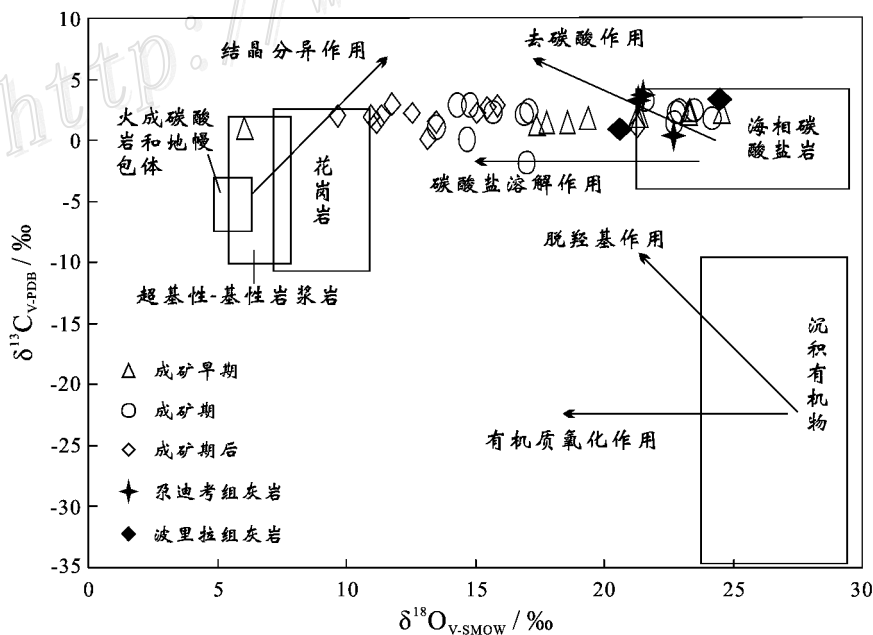


图 6 东莫扎抓铅锌矿床方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 图解(底图据刘建明等,1997)

Fig. 6 Diagram of $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ of calcites in Dongmohazhu Pb-Zn deposit (Base diagram after Liu et al., 1997)

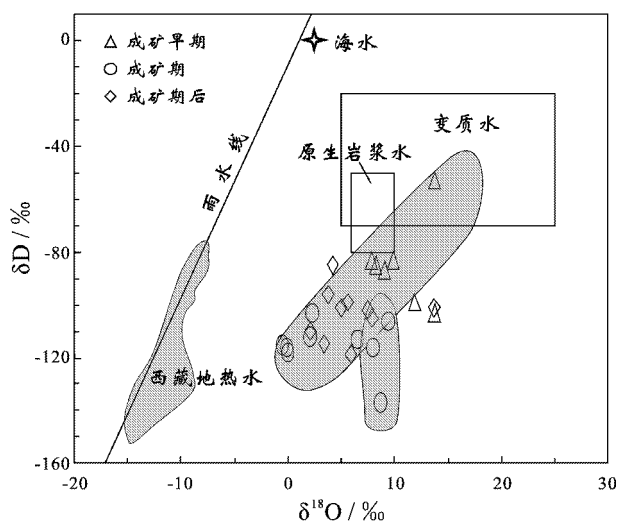


图7 东莫扎抓铅锌矿床方解石的 $\delta D-\delta^{18}O_{\text{流体}}$ 图解
(底图据卢焕章等, 2004, 有修改)

Fig. 7 Diagram of δD_{V-SMOW} versus $\delta^{18}O_{\text{fluid}}$ in Dongmohazhuo Pb-Zn deposits (base diagram modified from Lu et al., 2004)

是与大气降水线相交), 成矿早期流体具有较大的 δD_{V-SMOW} 值; ② 3 期方解石所代表的流体都具有大气降水发生氧漂移后的特性, 即大气降水与岩石进行水/岩反应的特征, 从成矿早期流体到成矿期后流体, 其氧同位素组成变化范围变大, 向雨水线偏移量增大, 说明伴随成矿作用的持续, 大气降水的参与可能增多; ③ 从成矿早期到成矿期, 方解石内流体的氢、氧同位素的 δD_{V-SMOW} 值逐渐降低, 出现沿 δD 轴减小的特征, 指示出有机质在成矿过程中的作用 (Kesler et al., 1997), 因此, 东莫扎抓矿床的成矿可能也存在有机质的参与。

由上述碳、氢、氧同位素组成的特征, 可推测, 东莫扎抓矿床成矿流体中的碳可能主要来自围岩碳酸盐岩的溶解; 成矿流体为盆地中的封存水和大气降水, 同时, 伴随成矿作用的持续, 可能有大气降水参与的增强; 成矿过程中还可能有机质的参与。

4.2 矿床成因类型

东莫扎抓铅锌矿床的成矿年代为 $(35.015 \pm 0.034) \text{ Ma}$ (刘英超, 2009), 而该矿区内出露的岩浆岩的年代为 $275.4 \sim 273.3 \text{ Ma}$ (王召林, 2009), 因此, 该矿床的铅锌矿化应与岩浆活动无关。据前文所述, 东莫扎抓矿床属于以碳酸盐岩为赋矿岩石的层控和由断裂控制的铅锌矿床。世界上有可能以沉积碳酸盐岩为赋矿围岩的铅锌矿床主要有密西西比河谷型 (MVT) 铅锌矿床和 SEDEX 铅锌矿床 2 类。

将东莫扎抓铅锌矿床与 MVT 铅锌矿床和 SEDEX 铅锌矿床的一般特征进行对比 (表 4) 发现, 东莫扎抓铅锌矿床并非同生成因的 SEDEX 铅锌矿床, 但在诸多地质特征上却与 MVT 铅锌矿床具有可对比性:

(1) 东莫扎抓铅锌矿床产在由青藏高原碰撞造山带逆冲推覆构造系统控制的成矿体系内, 与世界上研究比较成熟的 MVT 铅锌矿床主要发育在造山带内侧 600 km 范围内的前陆盆地边缘稍有差别。

(2) 矿体呈层状、似层状产于角砾发育的白云石化灰岩中, 逆冲推覆断裂为主要控矿构造。

(3) 矿区围岩蚀变强, 发育白云石化、硅化、方解石化、粘土化等。

(4) 矿石矿物以闪锌矿、方铅矿为主, 脉石矿物主要为黄铁矿、白铁矿、白云石、方解石、重晶石、石英等, 矿石呈角砾状、脉状构造, 胶状、粒状结构, 具有低温热液后生充填成矿的特点。

(5) 矿区内未见与矿化有关的岩浆活动, 成矿流体为低温、高盐的盆地封存水 (热卤水) (表 4)。

从以上诸多特征来看, 东莫扎抓铅锌矿床在地质特征和地球化学性质方面与 MVT 铅锌矿床具有较多的相似性, 因而, 初步将其归为碰撞造山逆冲推覆带中形成的类 MVT 铅锌矿床。

4.3 构造控矿模型

区域流体来源及运移通道 碳、氢、氧同位素结合流体包裹体研究 (刘英超, 2009) 发现, 东莫扎抓矿床的成矿流体主要为盆地封存热卤水和大气降水, 而盆地卤水的长距离侧向迁移, 通常被认为是形成 MVT 铅锌矿床的首要条件 (Oliver, 1986; Garven et al., 1997; Leach et al., 2005)。东莫扎抓矿床为形成于 $(35.015 \pm 0.034) \text{ Ma}$ (刘英超, 2009) 的类 MVT 铅锌矿床, 其矿化正发生在青藏高原碰撞造山晚碰撞转换成矿作用过程 ($40 \sim 26 \text{ Ma}$) 中 (侯增谦等, 2006), 此时, 玉树地区经历了强烈的逆冲推覆构造活动和走滑断裂活动 (侯增谦等, 2008), 成矿时期的前陆盆地 (下拉秀盆地) 被强烈改造, 盆地不仅被中生界地层构造岩片叠覆, 而且因 EW 方向的双向挤压而发生强烈褶皱 (侯增谦等, 2008), 盆地底部的砂岩建造因为自身的强烈变形而难以实现长距离侧向运移盆地卤水的任务。但是, 东莫扎抓矿床在构造位置上位于玉树地区逆冲推覆体系前锋带 (王召林, 2009) 下拉秀逆冲断层下盘的构造岩片内 (图 1), 其下方由区域逆冲断层形成的拆离滑脱带有可能成为流体长距离侧向迁移的主干通道。

表 4 东莫扎抓铅锌矿床基本特征及与 MVT、SEDEX 铅锌矿床一般特征的对比
Table 4 Comparison of geological characteristics between MVT, SEDEX and Dongmozhuha Pb-Zn deposits

矿床类型	MVT 铅锌矿床(Leach et al., 1993; 2005; 刘英超等, 2008)	SEDEX 型铅锌矿床(王晓虎, 2007)	东莫扎抓铅锌矿床
成因	后生	同生	后生
与岩浆关系	无	无	无
赋矿围岩	以白云岩为主的碳酸盐岩	碎屑岩-碳酸盐岩	强白云石化碳酸盐岩
围岩时代	古生界, 少量三叠系和元古界	中-上元古界和泥盆系为主	三叠系和二叠系
区域背景	一般位于造山带内侧 600 km 范围内的前陆盆地边缘, 极少数在前陆逆冲带和陆内伸展环境中	伸展背景, 克拉通及其边缘(裂陷)海槽	青藏高原东北缘逆冲推覆构造带
矿床规模	群聚性, 串珠状分布, 单个矿床规模较小(30~300 万吨), 矿田 Pb+Zn 金属量可达 1 000 万吨以上, 达大型	呈单个矿床或小群矿床产出, 矿床规模非常大, 平均矿石量 7 000 万吨	铅锌资源量在 80 万吨以上
矿体形态	形态各异, 一般为层状, 可能成层状, 局部可能呈现裂隙或断层充填, 与赋矿围岩不整合接触的似层状, 喀斯特形态和角砾岩体透镜状、筒状、脉状	层状、透镜状、堆垛状, 与围岩整合, 也见层状矿体底部伴有脉状、网脉状或浸染状矿化带	裂隙和断层充填, 与围岩不整合接触的似层状
金属组合	可达到经济价值的为 Pb+Zn, 伴生 Fe±Ag±Cu±Ba 等	Pb+Zn, 伴生 Fe±Cu±Ba	达到经济价值的为 Pb+Zn, 伴生 Ag
矿物组合	金属矿物普遍见黄铁矿、白铁矿、闪锌矿、方铅矿, 非金属矿物常见白云石、方解石, 极少矿床以重晶石和萤石为主要脉石矿物, 见有沥青	黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿, 有的矿床含大量重晶石和硅质岩	金属矿物为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿、砷黝铜矿, 非金属矿物为白云石、方解石、石英、重晶石, 见少量沥青
结构构造	条带状、浸染状、胶状和树枝状、交代构造、溶蚀崩塌角砾岩构造、断层角砾和沉积角砾、雪顶构造、伪角砾构造、斑马构造、韵律构造、洞穴堆积构造等	块状构造、微细晶硫化物与上下地层构成纹层状构造、浸染状构造	胶状、他形粒状、自形、半自形粒状、交代、重结晶等结构, 浸染状、溶蚀坍塌角砾、脉状、团块状等构造
控矿构造	溶蚀坍塌角砾岩、断层和裂隙、相变过渡位置、白云石化生物礁相、膨胀断层带及相关的构造角砾岩、基底高地的尖灭带	同沉积构造作用形成的次级盆地	逆冲推覆断层及产生的次级裂隙
热液蚀变	普遍为碳酸盐盐岩溶解, 热液碳酸盐化, 有机质化; 少数还有硅化; 极少地区还有粘土化、云母化、长石化	层状矿体的围岩蚀变不发育, 下部蚀变浸染状矿体	方解石化、白云石化、硅化、粘土化
成矿方式	角砾之间的开放孔隙充填以及对碎屑和围岩的交代作用	地表(海底或湖底)热水沉积作用	裂隙和角砾之间的开放孔隙充填及对围岩的交代作用
流体特征	主要为近地面海水蒸发形成的盆地卤水, 温度在 50~250 ℃ 之间	海水蒸发形成的盆地卤水, 温度在 220~290 ℃ 之间	盆地封存水和大气降水, 盐度 $w_0(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 22.58\% \sim 27.5\%$, 温度为 100.3~140.8 ℃(刘英超, 2009)

矿区流体运移通道 在东莫扎抓矿区内,NW向逆冲断层发育,断层逆冲时及逆冲后的伸展作用使断层附近的岩石发生破碎,从而为沿区域主干道运移的成矿流体的纵向排泄提供了有利的运移通道。

成矿物质来源 Sverjensky(1984;1986;1989)的研究表明,单一盆地卤水在其长距离迁移搬运过程中,与其流经的不同含水地层单元发生水/岩反应,可以演化形成含不同金属组合的成矿流体,其中,流经碳酸盐岩含水层的流体,由于具有较高的 H_2S 浓度,增大了贱金属元素的溶解度,流体中金属的相对丰度为 $Zn > Pb > Cu$,因此,该流体常形成MVT铅锌矿床。玉树地区的灰岩地层在空间上大面积展布(图1),区域流体流经这些灰岩时,可饱和其中的 Zn 、 Pb 等元素,为区域铅锌矿化提供金属物质。而对于东莫扎抓矿床而言,其赋矿围岩下-中二叠统尔迪考组灰岩底部为一套安山岩、流纹岩的火山岩组合,也可能为其铅锌矿化提供金属来源。

矿体沉淀空间准备与沉淀条件 东莫扎抓矿区内逆冲推覆断层发育,相伴产生了大量的次级裂隙,同时,逆冲后的伸展作用使断层附近的岩石发生破碎,因此,矿区内存在大量开放空间,这些开放空间都成为矿体沉淀的有利位置(图2)。此外,上三叠统波里拉组灰岩底部发育一套泥质胶结砾岩层,下-中二叠统尔迪考组灰岩底部发育一套泥质胶结杂砂岩,这2套岩石的渗透率都很低,是流体运移的有利隔挡层,但是,一旦隔挡层下方聚集的流体沿断裂上升到上部的灰岩中时,就会因减压而迅速发生矿质沉淀,因此,这种岩石组合对矿体的沉淀非常有利。

构造控矿模型 基于上述分析,初步建立了东莫扎抓铅锌矿床在区域逆冲推覆构造系统中的构造控矿模型(图8),其模式要点包括:

(1)玉树地区逆冲推覆构造系统根部附近的侧向造山作用,导致东莫扎抓矿床所在的古近纪下拉秀盆地中含水地层大量脱水,产生了正常或超高压的盆地热卤水流体,流体沿区域逆冲断层底部的拆离滑脱带长距离迁移,在迁移过程中,流体与区域碳酸盐岩地层发生作用,饱和了其中的 Pb 、 Zn 元素(图8a)(侯增谦等,2008)。

(2)区域流体运移至东莫扎抓矿床下部,流经下-中二叠统尔迪考组灰岩底部火山岩相岩石,淋滤其中的铅和镁,成为富含铅锌的镁质流体,并通过矿区内逆冲断裂进入矿区,使灰岩地层发生白云石化,

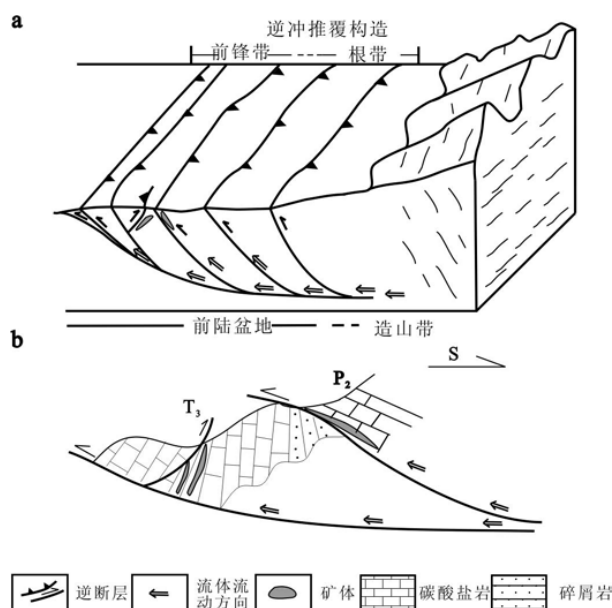


图8 东莫扎抓铅锌矿床构造控矿模型示意图

a. 区域逆冲推覆构造对东莫扎抓铅锌矿床成矿的控制(据侯增谦等,2008修改); b. 矿区逆冲断层对东莫扎抓铅锌矿床矿体沉淀的控制

Fig. 8 Structural-controlled model showing metallogenesis of the Dongmohazhua Pb-Zn deposit

a. Emplacement of the Dongmohazhua Pb-Zn deposit controlled by the thrust-nappe system in the region (modified after Hou et al., 2008); b. Emplacement of ore bodies controlled by thrust faults in the Dongmohazhua Pb-Zn deposit

并在逆断层上盘碎裂带、断层附近的顺层和切层次级裂隙等开放空间中充填沉淀了硫化物,形成层控矿体(图8b)。

5 结论

(1)东莫扎抓铅锌矿床赋存在上三叠统波里拉组灰岩和下-中二叠统尔迪考组灰岩中,矿体以似层状或层控分别产在波里拉组灰岩内部逆冲推覆断层的下盘和尔迪考组碳酸盐岩与波里拉组底部碎屑岩之间的逆冲推覆断层的上盘,产状严格受到逆冲断层的控制,围岩发育强白云石化、弱硅化,矿物组合简单,具体为闪锌矿+方铅矿+黄铁矿+白铁矿+黄铜矿+砷黝铜矿+白云石+方解石+重晶石+石英,以草莓状、皮壳状等胶状结构、他形粒状结构为主要矿石结构,以浸染状构造、角砾状构造为主要矿石构造。

(2)东莫扎抓铅锌矿床的成矿流体主要来自盆

地封存热卤水和大气降水,伴随着成矿作用的持续可能有大气降水的逐渐增多,流体中的碳可能来自围岩碳酸盐岩的溶解,成矿过程中应伴随有碳酸盐岩的溶解作用,还可能存在着有机质的参与。金属物质可能由区域流体长距离迁移过程中与碳酸盐岩地层相互作用,以及淋滤下-中二叠统杂迪考组地层底部的火山岩而来。

(3) 综合对比认为,东莫扎抓铅锌矿床为发育在碰撞造山带中受逆冲推覆断裂构造控制的类 MVT 铅锌矿床。玉树地区逆冲推覆构造系统的侧向造山作用导致盆地热卤水的形成,区域逆冲断层底部的拆离滑脱带和东莫扎抓矿区的逆冲断裂分别为流体提供了长距离横向迁移和短距离纵向排泄的通道,区域大面积分布的碳酸盐岩和杂迪考组灰岩底部的火山岩提供了矿化所需的金属元素,硫化硫最终在矿区断层附近的大量开放空间内沉淀而成矿。

志 谢 野外工作期间得到了青海省地质调查院东莫扎抓铅锌矿区全体工作人员的大力帮助,矿物薄片鉴定过程中得到了中国地质科学院矿产资源研究所徐文艺研究员、陈伟十老师和清华大学龚迎莉老师、美国地质调查局 David Leach 教授的指导与帮助,在此对上述个人及单位一并表示感谢!

References

Chen J and Wang H. 2004. *Geochemistry* [M]. Beijing: Science Press. 116-117 (in Chinese).

Friedman I and O'Neil J R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation fraction factors of geochemical interest [A]. In: Fleischer M, ed. *Data of geochemistry* (Sixth Edition) [C]. Geology Survey Professional Paper. 117.

Garven G and Raffensperger J P. 1997. Hydrogeology and geochemistry of ore genesis in sedimentary basins [A]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [C]. New York: Wiley. 125-189.

Han Y W and Ma Z D. 2003. *Geochemistry* [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 248-250 (in Chinese).

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. 2006. 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, Song Y C, Li Z, Wang Z L, Yang Z M, Yang Z S, Liu Y C, Tian S H, He L Q, Chen K X, Wang F C, Zhao C X, Xue W W

and Lu H F. 2008. Thrust-controlled sediments-hosted Pb-Zn-Ag-Cu deposits in eastern and northern margins of Tibetan orogenic belt Geological features and tectonic mode [J]. *Mineral Deposits*, 27(2): 421-441 (in Chinese with English abstract).

Kesler S E, Vennemann T W, Frederickson C F, Breithaupt A, Vazquez R and Furman F C. 1997. Hydrogen and oxygen isotope evidence for origin of MVT-forming brines, southern Appalachians [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61(7): 1513-1523.

Leach D L and Sangster D F. 1993. Mississippi valley-type lead-zinc deposits [A]. In: Kirkham R V, Sinclair W D, Thorpe R. I and Duke J M, eds. *Mineral deposit modeling* [C]. Geological Association of Canada Special Paper, 40: 289-314.

Leach D L, Sangster D F, Kelley K D, Large R R, Garven G, Allen C R, Gatzmer J and Wallters S. 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposit: A global perspective [J]. *Econ. Geol.*, 100: 561-607.

Li Y L, Wang C S, Yi H S, Liu Z F and Li Y. 2006. Cenozoic thrust system and uplifting of the Tanggula Mountain, Northern Tibet [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(8): 1118-1131 (in Chinese with English abstract).

Liu J M and Liu J J. 1997. Basin fluid genetic model of sediment hosted microdisseminated gold deposits in the gold triangle area between Guizhou, Guangxi and Yunnan [J]. *Acta Mineralogical Sinica*, 17(4): 448-456 (in Chinese with English abstract).

Liu Y C. 2009. Mineralization of Pb-Zn in Dongmohazhua and Mo-hailang Pb-Zn deposits, Zaduo area, Qinghai Province (dissertation for master degree) [D]. Supervisor: Yang Z S. Beijing: Chinese Academy of Geological Science. 114p (in Chinese with English abstract).

Liu Y C, Hou Z Q, Yang Z S, Tian S H, Song Y C, Yang Z M, Wang Z L and Li Z. 2008. Some insights and advances in study of Mississippi Valley-type (MVT) lead-zinc deposits [J]. *Mineral Deposits*, 27(2): 253-264 (in Chinese with English abstract).

Lu H Z, Fan H R, Ni P, Ou G X, Shen K and Zhagn W H. 2004. *Fluid inclusion* [M]. Beijing: Science Press. 19-20 (in Chinese).

McCrea J M. 1950. On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale [J]. *Jour. Chem. Phys.*, 18(6): 849-857.

Nan Z B, Tang J X and Li B H. 2007. Discussion on geological and chemical characters and origin of Narigongma porphyry copper-molybdenum deposit in Qinghai Province [J]. *Xinjiang Geology*, 25(2): 199-203 (in Chinese with English abstract).

O'Neil J R, Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates [J]. *Chem. Phys.*, 51(12): 5547-5558.

Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 67(5): 551-578.

Oliver J. 1986. Fluids expelled tectonically from the orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geological phenomena [J]. *Geology*, 14(2): 99-102.

Peng J T and Hu R Z. 2001. Carbon and oxygen isotope systematics in the Xikuangshan giant antimony deposit, Central Hunan [J]. *Geo-*

- logical Review, 7(2):299-320(in Chinese with English abstract).
- Spurlin M S, Yin A, Horton B K, Zhou J Y and Wang J H. 2005. Structural evolution of the Yushu-Nangqian region and its relationship to syncollisional igneous activity, east-central Tibet[J]. GSA Bulletin, 117(9-10):1293-1317.
- Sverjensky D A. 1984. Oil field brines as ore-forming solutions[J]. Econ. Geol., 79(1):23-37.
- Sverjensky D A. 1986. Genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14:177-179.
- Sverjensky D A. 1989. Chemical evolution of basinal brines that formed sediment-hosted Cu-Pb-Zn deposits[J]. Geol. Ass. Canada Spec. Paper, 36:127-134.
- Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles: Isotope variation of C, H and S reviews in mineralogy[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 16(1):185-225.
- Veizer J, Holser W T and Wilgus C K. 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variation[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 44:579-588.
- Wang C S, Liu Z F, Yi H S, Liu S and Zhao X X. 2002. Tertiary crustal shortening and peneplanation in the Hoh Xil region: Implications for the tectonic history of the northern Tibetan plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 20(3):211-223.
- Wang X H. 2007. The Zn-Pb ore deposit in Sinian and Cambrian system, northern margin of the Yangtze landmass, and the metallogenic controls(dissertation for master degree[D]). Supervisor: Xue C J. Xi'an: Chang'an University. 42p(in Chinese with English abstract).
- Wang Z L. 2009. Study of multiple orogeny and Metallogenesis in Yushu area, Northern Segment of Sanjiang(dissertation for doctor degree[D]). Supervisor: Hou Z Q and Yang T N. Beijing: Chinese Academy of Geological Science. 68-78(in Chinese with English abstract).
- Wang Z L, Hou Z Q, Yang Z S, Tian S H, Liu Y C, Yang Z M, Song Y C, Liu Y, Zhang H R, Wang M and Lu H F. 2009. Structural characteristics of Cenozoic strata and relationship between two types of ore deposits in Zaduo area, southern Qinghai[J]. Mineral Deposits, 28(2):157-169(in Chinese with English abstract).
- Zhang W Q, Wang C Y, Wang S L and Fan C G. 2007. The research on application of comprehensive geophysical exploration in the Dongmozhu deposit[J]. Qinghai Guotu Jinglue, 4:44-46(in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F, Xu B L and Zhou G T. 2000. Geochemical studies of stable isotopes in mineral[J]. Earth Science Frontiers, 47(1):34-41(in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 陈骏, 王鹤年. 2004. 地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 116-117.
- 韩吟文, 马振东. 2003. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 248-250.
- 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. 2006. 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, 宋玉财, 李政, 王召林, 杨志明, 杨竹森, 刘英超, 田世洪, 何龙清, 陈开旭, 王富春, 赵呈祥, 薛万文, 鲁海峰. 2008. 青藏高原碰撞造山带 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床新类型: 成矿基本特征与构造控矿模型[J]. 矿床地质, 27(2):421-441.
- 李亚林, 王成善, 伊海生, 刘志飞, 李勇. 2006. 西藏北部新生代大型逆冲推覆构造与唐古拉山的隆起[J]. 地质学报, 80(8):1118-1130.
- 刘建明, 刘家军. 1997. 滇黔桂金三角区微细浸染型金矿床的盆地流体成因模式[J]. 矿物学报, 17(4):448-456.
- 刘英超. 2009. 青海杂多东莫扎扒-莫海拉亨铅锌成矿作用(硕士论文[D]). 导师: 杨竹森. 北京: 中国地质科学院. 1-114.
- 刘英超, 侯增谦, 杨竹森, 田世洪, 宋玉财, 杨志明, 王召林, 李政. 2008. 密西西比河谷型(MVT)铅锌矿床: 认识与进展[J]. 矿床地质, 27(2):253-264.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 19-20.
- 南征兵, 唐菊兴, 李葆华. 2007. 青海纳日贡玛斑岩铜(钼)矿地质地球化学特征及成因探讨[J]. 新疆地质, 25(2):199-203.
- 彭建堂, 胡瑞忠. 2001. 湘中锡矿山超大型锡矿床的碳、氧同位素体系[J]. 地质论评, 7(2):299-320.
- 王晓虎. 2007. 扬子陆块北缘震旦-寒武系铅锌矿床及成矿控制研究(硕士论文[D]). 导师: 薛春纪. 西安: 长安大学. 42页.
- 王召林. 2009. 三江北段玉树地区复合造山与成矿作用研究(博士论文[D]). 导师: 侯增谦, 杨天南. 北京: 中国地质科学院. 68-78.
- 王召林, 侯增谦, 杨竹森, 田世洪, 刘英超, 杨志明, 宋玉财, 刘焰, 张洪瑞, 王猛, 陆海峰. 2009. 青海杂多地区新生代构造特征与两种矿床的关[J]. 矿床地质, 28(2):157-169.
- 张文权, 王昌勇, 王生林, 范长安. 2007. 东莫扎扒矿区物探方法综合应用效果[J]. 青海国土经略, 4:44-46.
- 郑永飞, 徐宝龙, 周根陶. 2000. 矿物稳定同位素地球化学研究[J]. 地学前缘, 47(1):34-41.