



编号: 0258-7106(2010)06-0983-16

# 新疆西南天山霍什布拉克铅锌矿床地质、地球化学及成因\*

李志丹, 薛春纪\*\* , 张舒, 石海岗, 王思程

(地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083)

**摘要** 霍什布拉克铅锌矿是西南天山地区的典型矿床。矿床以晚古生代碳酸盐岩-碎屑岩为容矿岩石, 矿体呈板状、层状、似层状产于上泥盆统坦盖塔尔组上岩性段灰岩层位中, 宏观及微观现象均显示后生成矿特点, 围岩蚀变较弱。矿石矿物主要为方铅矿、闪锌矿, 少量黄铜矿, 脉石矿物以黄铁矿、方解石、白云石、石英为主。黄铁矿 Co/Ni 比值 < 1, 指示其成因与盆地流体相关, 闪锌矿浅色、贫铁[ $w(\text{Fe})$ : 0.652% ~ 1.797%], 反映中低温成矿。矿石中热液方解石、白云石  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -1.9\text{‰} \sim -2.6\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 22.41\text{‰} \sim 24.67\text{‰}$ , 流体包裹体  $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = -102\text{‰} \sim -77\text{‰}$ , 平衡流体  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O V-SMOW}} = 9.97\text{‰} \sim 13.35\text{‰}$ , 反映成矿流体主要为盆地中的封存水, 而其中的碳主要来源于围岩碳酸盐岩。矿石中硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值多数集中于 16‰ ~ 24‰, 指示硫来源于海相硫酸盐的热化学还原。矿石铅同位素  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  变化范围分别为 17.847 ~ 18.173、15.586 ~ 15.873、37.997 ~ 38.905, 与围岩碳酸盐岩地层具有可比性, 而明显不同于矿床附近二叠纪侵入岩体, 指示围岩提供了成矿物质。铅同位素组成和相关参数指示成矿物质主要来源于上地壳。综合地质、地球化学特征, 作者认为霍什布拉克铅锌矿床是造山期逆冲推覆作用使盆地流体大规模活化、运移形成的 MVT 型矿床。

**关键词** 地质学, 矿床地质, 矿床地球化学, MVT 型矿床, 霍什布拉克, 西南天山

中图分类号: P618.42; P618.43.43

文献标志码: A

## Geology, geochemistry and genesis of Huoshibulake Zn-Pb deposit in southwestern Tianshan, Xinjiang

LI ZhiDan, XUE ChunJi, ZHANG Shu, SHI HaiGang and WANG SiCheng

(State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

### Abstract

The Huoshibulake ore deposit is a typical Zn-Pb deposit in southwestern Tianshan, Xinjiang. In this ore deposit, Zn-Pb ore bodies assume tabular, stratiform and stratoid forms and are hosted by limestone of upper Devonian Tangaitaer Formation. Mineralization shows evident epigenetic characteristics with weak wall rock alteration. Ore minerals are mainly galena, sphalerite, and a small amount of chalcopyrite, whereas gangue minerals are mainly pyrite, calcite, dolomite and quartz. Pyrite is characterized by Co/Ni ratio < 1, suggesting a genesis related to sedimentary basin fluid processes. Sphalerite in the Zn-Pb ore is light in color and contains poor iron (Fe from 0.652% to 1.797%), indicating that mineralization took place at low to medium temperature.

\* 本文得到国家科技支撑计划(2007BAB25B05、2006BAB07B01)、高等学校学科创新引智计划(B07011)、长江学者和创新团队发展计划(IRT0755)联合资助

第一作者简介 李志丹,男,1986年生,硕士研究生,研究方向为矿床学及矿床地球化学。

\*\*通讯作者 薛春纪,男,1962年生,教授,博士生导师,从事矿床学、矿产普查与勘探专业的教学与研究。Email: chunji.xue@cugb.edu.cn

收稿日期 2010-05-29; 改回日期 2010-07-16。张绮玲编辑。

$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$  of the hydrothermal calcite and dolomite are from  $-1.9\%$  to  $2.6\%$  and from  $22.41\%$  to  $24.67\%$ , respectively,  $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$  values of the fluid inclusions are from  $-102\%$  to  $-77\%$ , and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O V-SMOW}}$  values of the equilibrium fluid with the hydrothermal carbonate minerals are from  $9.97\%$  to  $13.35\%$ . The ore-forming fluid might have been pent-up water in the basin, and the  $\text{CO}_2$  in the ore-forming fluid was probably related to the strata of marine carbonate.  $\delta^{34}\text{S}$  values of the sulfides in ores mostly fall in the range from  $16\%$  to  $24\%$ , implying that sulfur might have been derived from the marine sulfate thermal chemical reduction.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  of the ores are 17.847 to 18.173, 15.586 to 15.873 and 37.997 to 38.905, respectively. The Pb isotopic compositions are similar to those of the wall rock and obviously different from things of the intrusive rocks near the ore district. The Pb isotopic compositions and related parameters suggest that the ore-forming material probably came mainly from the upper crust supported by the strata. The geological and geochemical characteristics of the Huoshibulake Zn-Pb ore deposit have led the authors to reach the conclusion that this ore deposit resulted from a large-scale basin fluid flow caused by overthrusting during the orogenic movement, similar to MVT in some aspects.

**Key words:** geology, ore geology, geochemistry, MVT, Huoshibulake, southwestern Tianshan Mountain

自 20 世纪 50 年代在新疆西南天山地区发现霍什布拉克、乌拉根、沙里塔什、坎岭等铅锌矿以来,铅锌矿勘查及研究备受关注(彭守晋,1989;1990;叶庆同等,1999;蔡宏渊等,2002;高珍权等,2002a;2002b;邓贵安等,2003;2004;谢世业等,2003;李丰收等,2005;李博泉等,2006;张志斌等,2007;董连慧等,2007;白洪海等,2008;祝新友等,2010)。霍什布拉克铅锌矿是该区晚古生代碳酸盐岩-碎屑岩容矿,并具有中型规模的典型矿床,有关其成因认识分歧颇多。由于在矿区南部约 4 km 处发育霍什布拉克碱性岩体,在勘探之初该矿床被认为属岩浆热液成因,戴自希等(2005)也曾把此矿床归类为热液型;有学者根据地质特征,认为矿区上部矿体为层状、下部矿体为细脉浸染状是典型双层结构,结合硫、铅同位素、流体包裹体、主、微量元素地球化学等特征,认为它属于 SEDEX 型矿床(邓贵安等,2003;李博泉等,2006;张志斌等,2007);但矿床产出于碳酸盐岩地层,成矿元素以  $\text{Zn}$  为主,矿体和矿石内部宏观和微观后生充填、交代现象明显、未伴生任何热水沉积岩等事实使另一些学者认为矿床成因应为沉积-改造型(彭守晋,1989;1990;叶庆同等,1999;赵仁夫等,2003<sup>①</sup>)或层控热液改造型(赵仁夫等,2002;杨建国等,2004),并具有 MVT 型矿床特点。本文在详细野外地质观察基础上,着重开展了霍什布拉克铅锌矿床地质、矿石学和矿相学、硫化物电子探针分析、

矿石中脉石矿物和矿石矿物 C、H、O、S、Pb 同位素地球化学研究,旨在分析铅锌矿床的成因,为区域铅锌找矿勘查方向的进一步明确提供参考。

## 1 区域地质背景

霍什布拉克铅锌矿位于新疆维吾尔自治区克孜勒苏柯尔克孜自治州内,东距阿克苏市约 380 km,西距阿图什市约 170 km,在大地构造上该矿床位于南天山阔克萨勒晚古生代陆缘盆地中部,南邻柯坪前陆盆地,东接近东阿赖-哈尔克古生代复合沟弧带(图 1a)。

区域出露地层有泥盆系、石炭系、二叠系、古近系和第四系。上泥盆统坦盖塔尔组( $\text{D}_3\text{t}$ )呈近东西向展布,整体形态为一东西长约 11 km、南北宽约 0.6~1 km 的断块(图 1b),是一套由碎屑岩到碳酸盐岩组成的海进序列,走向 NEE,倾向  $330^\circ$ ,倾角  $16^\circ \sim 46^\circ$ ;下石炭统巴什索贡组( $\text{C}_1\text{b}$ )上部以灰色、深灰色微粒灰岩为主,夹少量钙质砂岩,下部为红褐色中细粒砾岩夹灰岩薄层及透镜体;上石炭统为喀拉治尔加组( $\text{C}_2\text{k}$ )和康克林组( $\text{C}_2\text{kn}$ ),其中喀拉治尔加组岩性较单一,为碳酸盐胶结的灰色砂岩、石英砂岩夹页岩,康克林组主要岩性为灰岩、生物灰岩、白云岩等,底部常见砂岩或砂质灰岩。下二叠统( $\text{P}_1\text{b}$ )岩性为砂岩、页岩和灰岩;上二叠统( $\text{P}_2\text{k}$ )为砂岩、页

① 赵仁夫,等. 2003. 西南天山矿产资源潜力综合评价报告(内部资料).

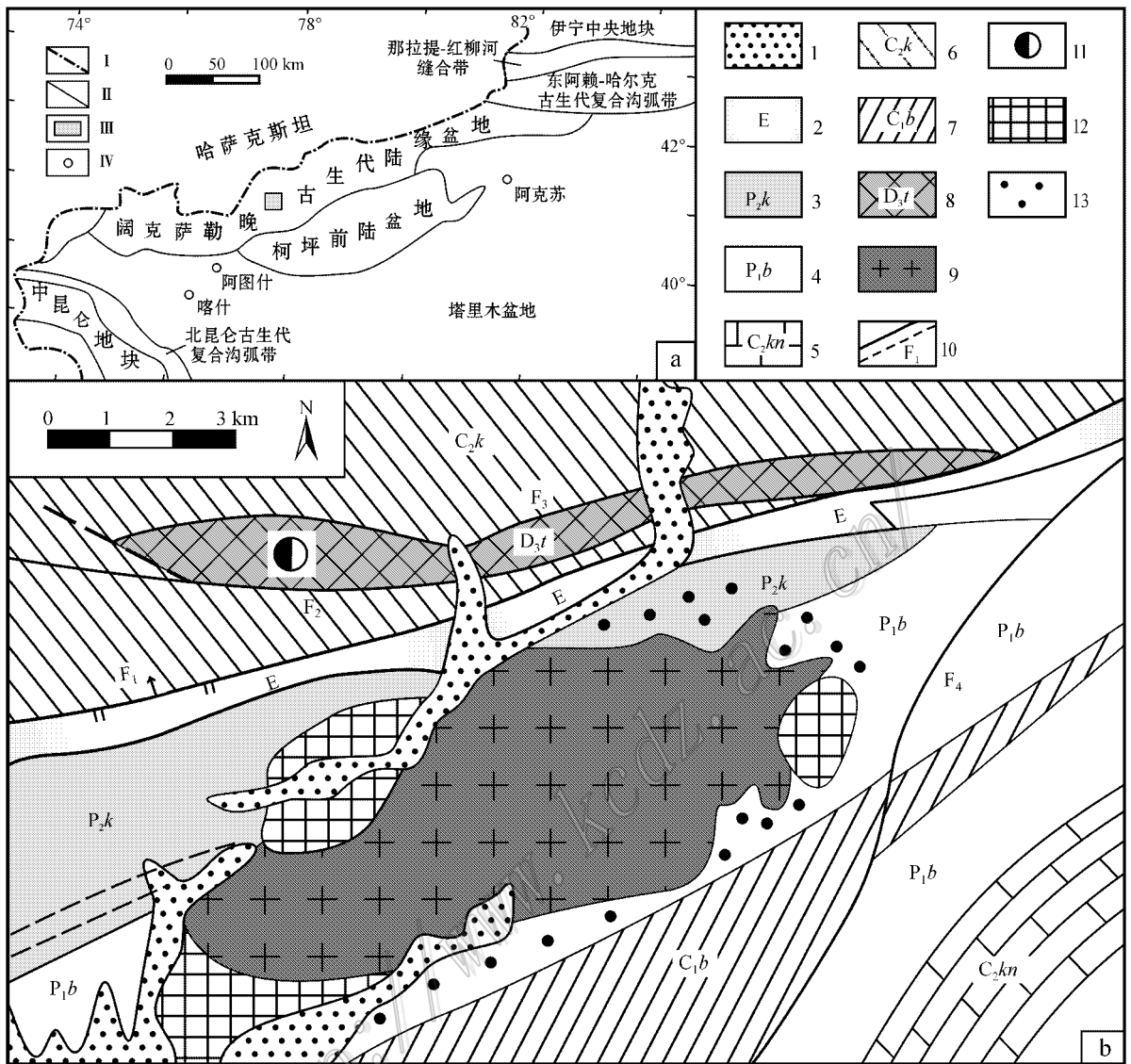


图 1 霍什布拉克铅锌矿床大地构造位置图(a, 据张良臣等 2006 修改)及区域地质图(b, 据叶庆同等, 1999 修改)

I—国境线；II—构造单元边界；III—研究区；IV—城市；1—第四系；2—古近系；3—上二叠统；4—下二叠统；5—上石炭统康克林组；6—上石炭统喀拉治尔加组；7—下石炭统巴什索贡组；8—上泥盆统坦盖塔尔组；9—霍什布拉克岩体；10—断裂及编号；11—霍什布拉克矿床；12—砂卡岩化；13—角岩化；F<sub>1</sub>—卡拉铁克大断裂；F<sub>2</sub>—霍什布拉克逆掩断层；F<sub>3</sub>—北霍什布拉克第一逆断层；F<sub>4</sub>—南霍什布拉克断裂

Fig. 1 Tectonic location (a, modified from Zhang et al., 1999) and regional geological map (b, modified from Ye et al., 1999) of the Huoshibulake Zn-Pb deposit

I—National boundaries；II—Boundary of tectonic unit；III—Study area；IV—City；1—Quaternary；2—Paleogene；3—Upper Permian；4—Lower Permian；5—Upper Carboniferous Conklin Formation；6—Upper Carboniferous Kalazhierjia Formation；7—Lower Carboniferous Bashisuogong Formation；8—Upper Devonian Tangaitaer Formation；9—Huoshibulake rock mass；10—Fault and its serial number；11—Huoshibulake deposit；12—Skarnization；13—Hornfels；F<sub>1</sub>—Kalatieke large fault；F<sub>2</sub>—Huoshibulake overthrust fault；F<sub>3</sub>—First north Huoshibulake reserve fault；F<sub>4</sub>—South Huoshibulake fault

岩和灰岩, 夹硅质岩、碧玉岩和凝灰岩。古近系和第四系以发育陆相碎屑沉积物为主(图 1b)。

区域断裂呈 NNE、NE 走向(图 1b)。卡拉铁克深断裂(F<sub>1</sub>)是本区主干断裂, 走向 NE、倾向 NNW、倾角 70~80°, 具自南而北逆冲推覆性质, 霍什布拉克

逆掩断层(F<sub>2</sub>)及北霍什布拉克第一逆断层(F<sub>3</sub>)即是 F<sub>1</sub> 北侧的次级逆冲推覆断层。区域南部发育南霍什布拉克断裂(F<sub>4</sub>), 走向 NNE, 倾向 345°, 倾角 80°, 这一高角度逆断层将下石炭统巴什索贡组(C<sub>1b</sub>)地层错断(图 1b)。

区域岩浆活动强烈,矿区南部约4 km处出露有霍什布拉克岩体,岩性为钾长花岗岩和正长岩,呈岩株状产出,出露面积约20 km<sup>2</sup>(图1b)。围岩为石炭系碳酸盐岩和二叠系碎屑岩,岩体接触带发育角岩化和矽卡岩化,伴有铁、锡、稀有-多金属等矿化,蚀变晕宽度在500~2 500 m范围内(叶庆同等,1999),岩体锆石U-Pb年龄为(261.5±2.7)Ma(杨富全等,2001),黑云母Ar-Ar坪年龄为(277.3±2.2)Ma(王登红等,2010)。

## 2 矿床地质

### 2.1 矿区地质

矿区主要出露上泥盆统坦盖塔尔组(D<sub>3t</sub>)及上石炭统喀拉治尔加组(C<sub>2k</sub>)地层。赋矿上泥盆统坦盖塔尔组为一东西长约11 km、南北宽约0.6~1 km的断块,呈推覆体叠置于上石炭统喀拉治尔加组中,可分为2个岩性段:下段为碎屑岩段,由砂页岩互层组成;上段为碳酸盐岩段,由泥质灰岩、灰岩、板状灰

岩等组成,富含珊瑚、腕足、苔藓虫和海百合茎化石,整套地层因构造影响而未见顶底,厚度大于200 m(叶庆同等,1999),上段碳酸盐岩及少量碎屑岩构成本矿床的容矿岩石。上石炭统喀拉治尔加组(C<sub>2k</sub>)岩性单一,为一套细碎屑岩建造。区域构造运动强烈,坦盖塔尔组上下岩性段间发育霍什布拉克逆掩断层(F<sub>2</sub>)断层以北为碳酸盐岩地层,南、东、西三侧为砂页岩地层;上石炭统喀拉治尔加组与上泥盆统坦盖塔尔组间发育北霍什布拉克第一逆断层(F<sub>3</sub>),并形成明显的破碎带(图2)。区内发育霍什布拉克倒转背斜,倒转背斜走向为EW,南翼倒转,北翼为正常翼,倾向N或330°,倾角30~50°,容矿上泥盆统坦盖塔尔组上岩性段组成背斜的核部,两翼被近东西向断裂所破坏(图2)。

### 2.2 矿体特征

霍什布拉克铅锌矿体总体上呈板状、层状、似层状产出,产于坦盖塔尔组上岩性段碳酸盐岩层位中,与地层产状一致。在矿体与围岩接触处见有不规则细脉状富矿体,具有明显充填特征,还可见角砾状矿石

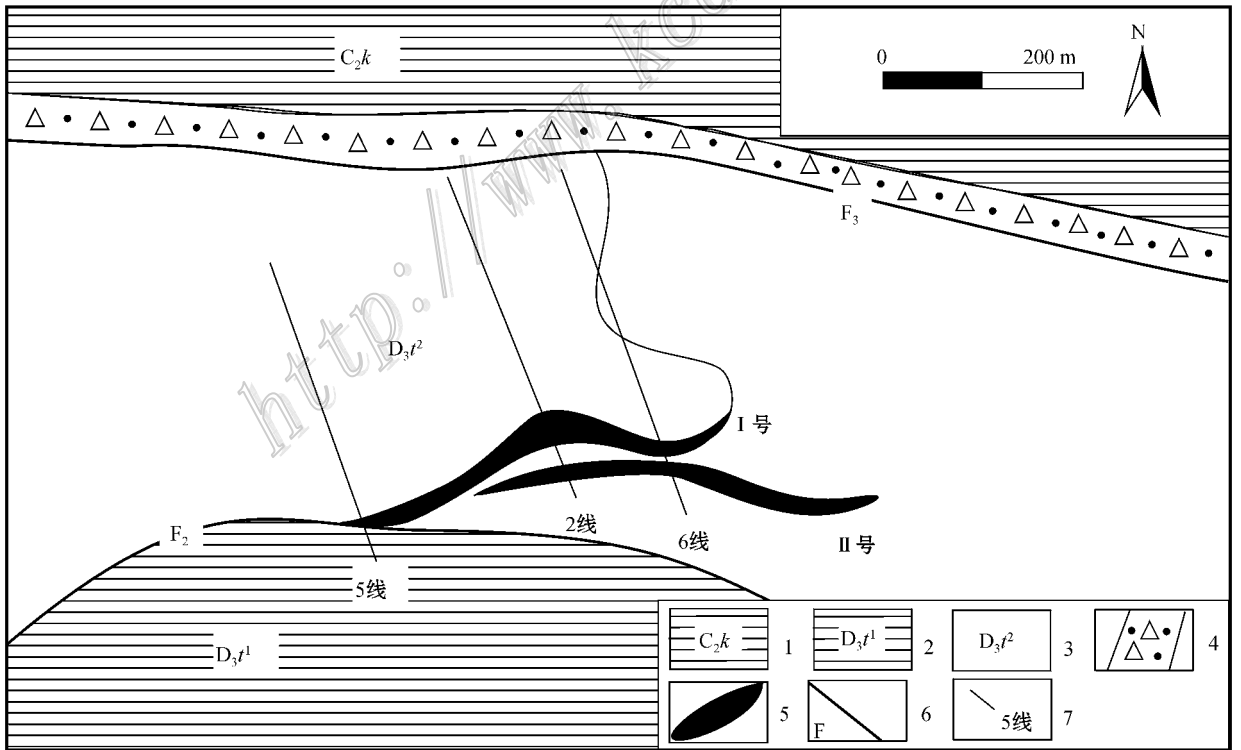


图2 霍什布拉克铅锌矿区地质图(据叶庆同等,1999;张志斌等,2007修改)

1—上石炭统喀拉治尔加组;2—上泥盆统坦盖塔尔组下段;3—上泥盆统坦盖塔尔组上段;4—破碎带;5—矿体;6—断层;7—勘探线及编号

Fig. 2 Geological map of the Huoshibulake Zn-Pb deposit (modified from Ye et al., 1999 and Zhang et al., 2007)

1—Upper Carboniferous Kalazhierjia Formation; 2—Lower part of Upper Devonian Tangaitaer Formation; 3—Upper part of Upper Devonian Tangaitaer Formation; 4—Fracture zone; 5—Ore body; 6—Fault; 7—Exploration line and its serial number

构成的矿体。矿床由2个矿体组成,Ⅰ号矿体(上部矿体)为主矿体,主要由块状、脉状铅锌矿石组成,品位高,长350 m,中部最厚处达20余米,向南西方向变薄为3~4 m,并为断裂所截,平均厚度为7.46 m,沿倾向斜深大于300 m,矿体倾向330°,倾角15~45°。Ⅱ号矿体(下部矿体)位于Ⅰ号矿体的东南侧,由细脉浸染状、薄层状和纹层状方铅矿、闪锌矿的硅化灰岩和片理化钙质粉砂岩互层等组成,底部发育有少量薄层块状铜矿石,矿体长300 m,厚3~6 m,中部最厚达21~28 m,沿倾向斜深250 m,倾向330°,倾角20~60°。两层矿间距3~10 m,被钙质砂质页岩层隔开(图3)。霍什布拉克矿床氧化带极为发育,几乎波及到整个Ⅰ号矿体和部分Ⅱ号矿体。

### 2.3 矿石特征

霍什布拉克矿床原生硫化物矿石矿物成分简单,主要为闪锌矿、方铅矿,少量黄铜矿。次生氧化物矿物复杂多样,有白铅矿、铅矾、菱锌矿、异极矿、黄钾铁矾、针铁矿、褐铁矿等,脉石矿物主要为黄铁矿、方解石和白云石,少量石英。根据氧化程度可将矿石分为原生矿石、混合矿石和氧化矿石3类。不同矿石类型中铅、锌的平均品位(质量分数):原生矿石中铅为3.44%,锌为7.35%;混合矿石中铅为3.74%,锌为12.14%;氧化矿石中铅为7.48%,锌

为18.44%<sup>①</sup>。

原生矿石和混合矿石多具致密块状、块状、纹层状(图4b)等构造,常可见铅锌硫化物充填灰岩等明显后生成矿现象(图4a、4c、4d)。在显微镜及扫描电镜下,圆环状、同心圆状黄铁矿广泛发育(图4e、4f、图5F),部分黄铁矿具胶状结构(图4k),胶状黄铁矿各层之间尚可见方铅矿的充填现象(图4j、图5A);具有方铅矿浸蚀交代闪锌矿、黄铁矿形成的交代残留结构(图4g、4i);方铅矿与闪锌矿的共生边结构(图4h);白铅矿交代方铅矿(图5B);方铅矿沿闪锌矿、黄铁矿周边进行交代形成交代反应边结构(图5C、5E)生物结构(图4e、图5D)等。氧化矿石多具有皮壳状、土状(图4d)、钟乳状、蜂窝状和多孔状构造等。

### 2.4 围岩蚀变及矿石的矿物组合

霍什布拉克矿床围岩蚀变较弱且范围有限,见白云石化、局部硅化等现象,有白云石细脉及少量白云石、石英细脉发育。霍什布拉克矿石的矿物共生组合表现为:“方铅矿-闪锌矿-白云石-方解石”组合主要出现在Ⅱ号矿体中,呈细脉状、浸染状分布,以方铅矿为主;“方铅矿-闪锌矿-黄铁矿-白云石-石英”组合主要出现在Ⅰ号矿体中,沿层间破碎带呈充填脉状产出,以闪锌矿和黄铁矿含量多为特点;黄铁

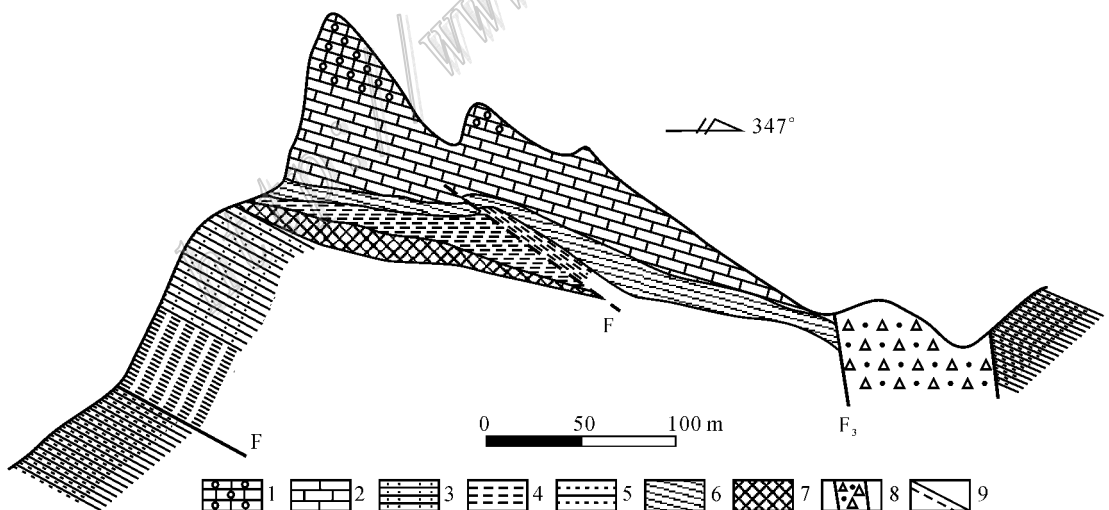


图3 霍什布拉克铅锌矿床地质剖面图(据邓贵安等,2003修改)

1—结晶灰岩;2—灰岩;3—砂岩;4—钙质砂质页岩;5—黑色页岩;6—Ⅰ号板状、似层状矿体;7—Ⅱ号脉状、网脉状矿体;8—破碎带;9—断层

Fig. 3 Geological section of the Huoshibulake Zn-Pb deposit (modified after Deng et al., 2003)

1—Crystalline limestone; 2—Limestone; 3—Sandstone; 4—Calcareous sand shale; 5—Black shale; 6—Ore body I, assuming blocky and vein-like forms; 7—Ore body II, assuming vein-like and stockwork forms; 8—Fracture zone; 9—Fault

① 冯昌荣等, 2003. 新疆阿图什市霍什布拉克铅锌矿补勘及外围矿产普查地质报告. 内部资料.

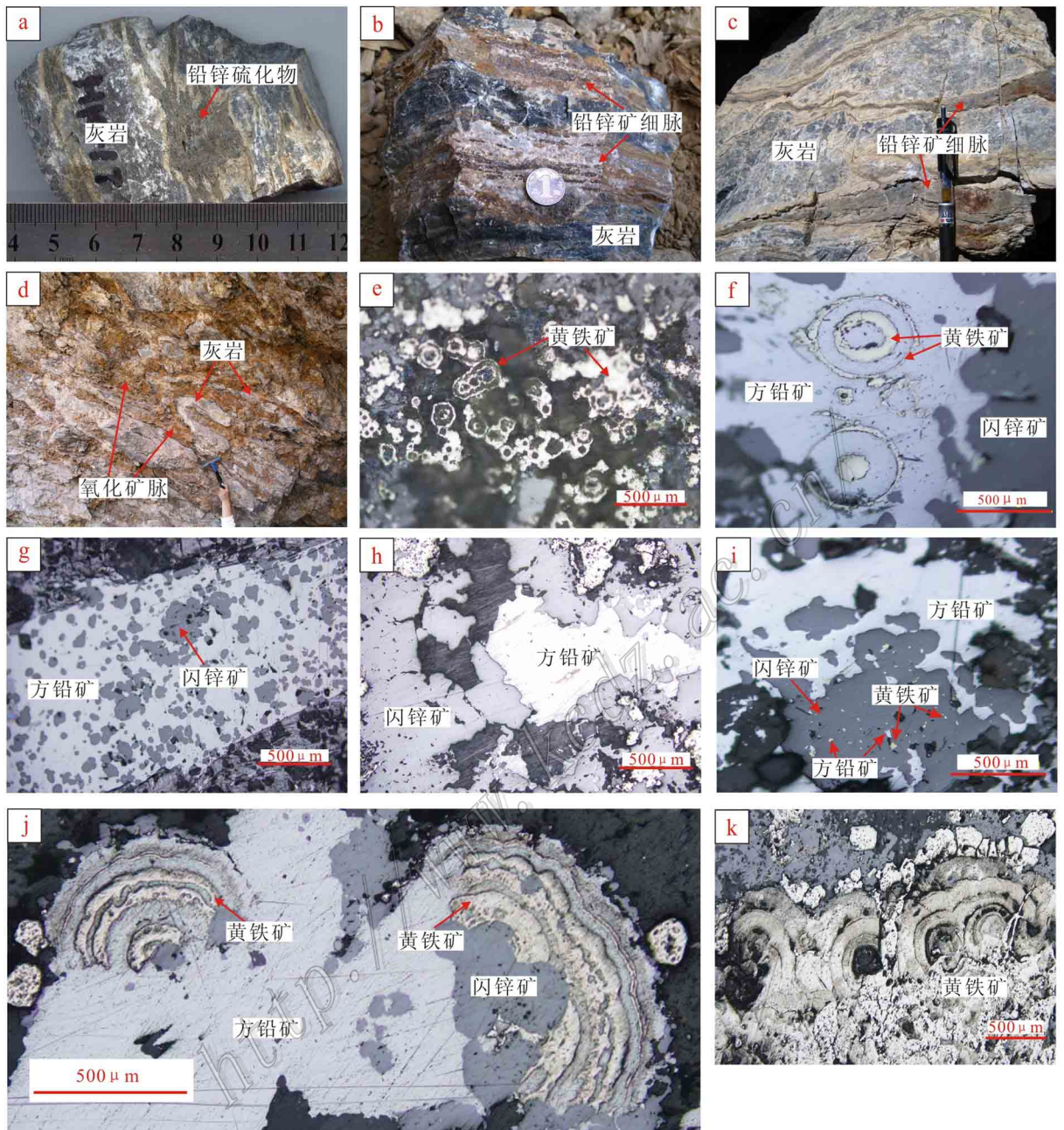


图4 霍什布拉克铅锌矿石组构特征

a. 铅锌硫化物充填于灰岩开放空间; b. 纹层状铅锌矿脉发育于深色灰岩中; c. 铅锌矿细脉沿灰岩裂隙充填; d. 氧化矿细脉沿灰岩破碎空间发育, 部分氧化矿包围灰岩呈角砾; e. 圆环状黄铁矿; f. 同心圆环状黄铁矿, 圆环间发育方铅矿; g. 方铅矿交代闪锌矿, 闪锌矿呈孤岛状残留; h. 方铅矿与闪锌矿呈共生结构; i. 黄铁矿、方铅矿在闪锌矿中呈孤岛状残留; j. 胶状黄铁矿, 各层间有方铅矿充填; k. 胶状黄铁矿被另一世代黄铁矿切穿

Fig. 4 Petrofabric characteristics of the Huoshibulake Zn-Pb ore deposit

a. Infilling mineralization of lead and zinc sulfides in limestone; b. Lamellar Zn-Pb veins in dark limestone; c. Lead and zinc ore filling limestone along the fracture zone; d. Oxide-bearing ore filling limestone along the fracture zone, some ores surrounding limestone as breccia; e. Circular pyrite; f. Pyrite with concentric ring, galena developed between rings; g. Sphalerite occurring as island replaced by galena; h-Galena and sphalerite showing symbiotic structure; i. Island-like residue of pyrite and galena within sphalerite; j. Colloidal pyrite, with galena filling each layer; k. Colloidal pyrite, cut by pyrite of another generation

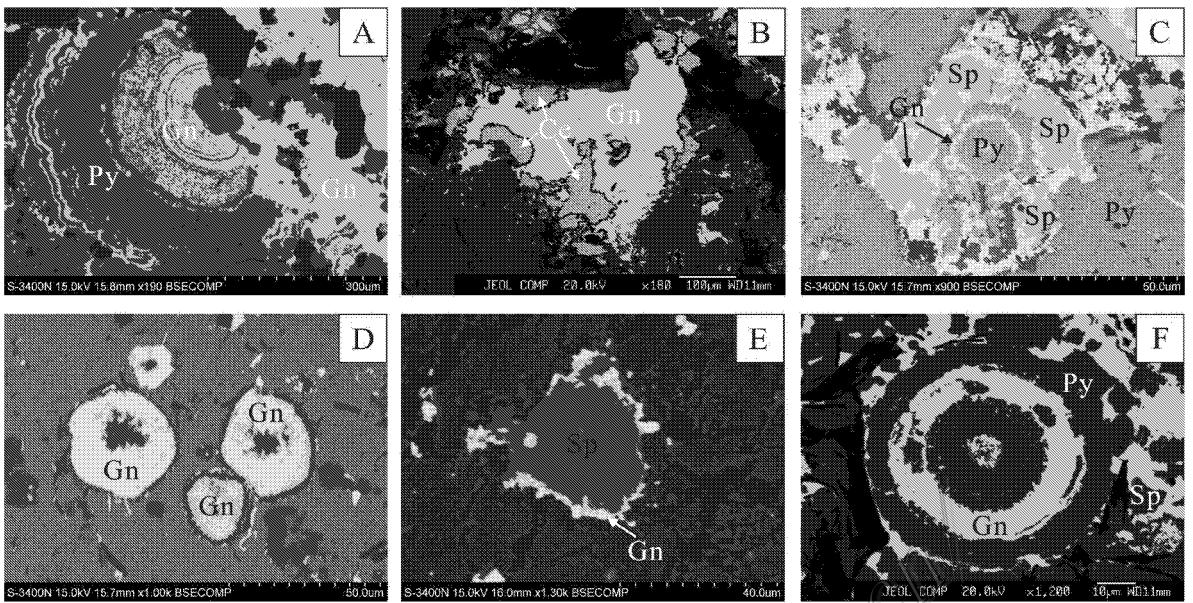


图 5 霍什布拉克铅锌矿石显微结构特征

(A、C、D、E 为 S3400N II 型扫描电镜下照片；B、E 为 JXA-8100 电子探针显微镜观测)

A. 方铅矿充填于胶状黄铁矿之间；B. 白铅矿交代方铅矿；C. 圆形黄铁矿周边侵蚀交代一圈方铅矿，方铅矿外为黄铁矿，最外圈为被方铅矿切穿的闪锌矿；D. 方铅矿具生物结构；E. 方铅矿沿闪锌矿周边形成交代反应边结构；F. 黄铁矿、方铅矿互成同心环状。Gn—方铅矿；Py—黄铁矿；Sp—闪锌矿；Ce—白铅矿

Fig. 5 Microstructure characteristics of the Huoshibulake Zn-Pb ore deposit

(Photos of A C D and E observed under SEM 3400N II B and E under EPMA JXA-8100)

A. Galena filling in colloidal pyrite ;B. Galena replaced by cerussite ;C. Circular pyrite replaced by galena for a lap , whose outer part is pyrite , and whose outermost part is sphalerite replaced by galena ;D. Galena with biological-like structure ;E. Sphalerite replaced by galena forming metasomatic reaction edge texture ;F. Pyrite and galena existent as concentric ring. Gn—Galena ;Py—Pyrite ;Sp—Sphalerite ;Ce—Cerussite

矿-黄铜矿(黝铜矿)-方铅矿”组合仅见于 II 号矿体底部，形成薄层块状黄铜矿矿体，厚度仅 10 cm 左右；方铅矿-闪锌矿-白云石-石英”组合呈细脉状产出，粒度较粗，为后期交代蚀变或重结晶产物；铅锌氧化矿物组合叠置于原生矿石之上，属原生硫化矿石氧化的产物(叶庆同等,1999;赵仁夫等,2003<sup>①</sup>)。“方铅矿-闪锌矿-白云石-方解石”和“方铅矿-闪锌矿-黄铁矿-白云石-石英”是最重要的矿物组合。

### 3 样品及测试

矿石中硫化物的化学成分在核工业北京地质研究院分析测试研究中心用电子探针分析获得。矿石样品采自 I 号矿体，首先在显微镜下观察磨制的电子探针片，圈出特定区域，并通过喷碳处理后对矿物成分进行分析。电子探针仪器型号为 JXA-8100，加

速电压 20.0 kV，束流  $1 \times 10^{-8}$  A，出射角  $40^\circ$ ，修正方式为 ZAF，执行标准为 GB/T15074-2008。分析结果见表 1。

对 I 号矿体坑道中的铅锌矿石共生方解石和白云石进行了 C、O、H 同位素组成分析。首先将样品表面清洗晾干后粉碎至 40~60 目，经淘洗和低温烘干，然后在双目镜下挑纯达 99% 以上。分析测试工作在国土资源部同位素地质开放研究实验室完成，测试仪器为 MAT-251EM 型质谱仪。C、O 同位素组成分析用 100% 正磷酸法，将碳酸盐矿物与 100% 的  $H_3PO_4$  在不同温度下反应产生  $H_2O$  和  $CO_2$  气体，并通过恒温震荡使之达到氧同位素平衡，收集  $CO_2$  气体，样品的  $\delta^{18}O_{PDB}$  值和  $\delta^{18}C_{PDB}$  直接从  $CO_2$  测得，精度为  $\pm 0.2\text{‰}$ 。计算方解石、白云石  $\delta^{18}O_{SMOW}$  时，采用  $\delta^{18}O_{SMOW} = 1.03086 \times \delta^{18}O_{PDB} + 30.86$  (Friedman，

① 赵仁夫等. 2003. 西南天山矿产资源潜力综合评价报告. 内部资料.

表1 霍什布拉克铅锌矿床I号矿体矿石的主要硫化物电子探针分析结果

Table 1 Electron microprobe analyses of compositions of major sulfides in No. I ore body of the Huoshibulak Zn-Pb deposit

样品号	矿物	$\mu\text{(B)\%}$														总和
		As	Zn	S	Ga	Fe	Sb	Bi	Pb	Mo	Ni	Co	Cr	Cd		
H-4A-2	黄铁矿	0.848	0.081	50.506	-	46.210	0.033	0.231	1.033	0.682	0.074	0.040	-	0.037	99.775	
HK-11-1	黄铁矿	0.413	0.227	49.225	-	42.929	0.249	0.098	2.061	0.482	0.624	0.287	0.086	-	96.716	
HK-11-3	黄铁矿	1.202	1.281	49.613	-	44.375	0.026	0.211	0.906	0.655	0.158	0.120	0.125	-	98.697	
HK-11-10	黄铁矿	0.106	0.040	50.905	-	46.685	-	0.077	0.629	0.526	0.045	0.033	0.025	-	99.118	
HK-11-11	黄铁矿	0.109	0.062	51.167	-	47.426	0.024	0.136	0.182	0.638	-	0.057	0.024	0.028	99.853	
HK-11-12	黄铁矿	-	-	50.093	-	46.334	-	0.211	0.939	0.437	-	0.043	-	0.021	98.088	
HK-11-13	黄铁矿	0.142	0.051	49.420	-	45.986	-	0.239	1.237	0.583	-	0.095	-	0.032	97.803	
HK-11-15	黄铁矿	-	-	51.146	-	46.507	0.039	0.181	0.352	0.584	-	0.099	0.021	-	99.102	
HK-28-3	黄铁矿	0.212	0.172	49.342	-	45.698	-	0.170	2.075	0.477	0.029	0.026	0.040	-	98.557	
HK-28-6	黄铁矿	-	0.205	50.072	-	46.175	-	0.194	1.363	0.672	-	0.081	-	-	99.118	
HK-27-2	黄铁矿	-	0.560	49.868	0.016	45.633	0.117	0.189	1.397	0.563	-	0.039	-	-	98.581	
H-4A-1	方铅矿	-	0.069	12.600	-	0.035	-	-	85.146	-	-	-	-	0.098	97.967	
HK-11-2	方铅矿	-	1.171	11.841	0.059	0.575	0.225	-	86.984	-	-	-	0.159	0.124	101.172	
HK-11-4	方铅矿	-	4.036	13.324	-	1.600	-	-	81.374	-	-	0.030	0.119	0.147	100.635	
HK-11-5	方铅矿	-	0.209	12.871	-	0.441	0.139	-	85.320	-	-	-	0.086	-	99.094	
HK-11-6	方铅矿	-	0.383	12.281	-	0.802	0.070	-	86.006	-	-	-	0.031	0.118	99.708	
HK-11-14	方铅矿	-	-	12.341	-	0.489	0.039	-	86.391	-	0.045	-	0.112	0.183	99.651	
HK-11-16	方铅矿	-	-	12.111	0.031	0.837	0.051	-	84.094	-	-	-	0.170	0.207	97.544	
HK-28-1	方铅矿	-	-	12.606	-	0.031	0.046	-	85.091	-	-	-	0.061	0.045	97.888	
HK-28-4	方铅矿	-	-	12.439	-	0.041	0.042	-	85.345	-	-	-	0.043	0.111	98.065	
HK-27-1	方铅矿	-	0.219	12.872	-	0.178	-	-	84.206	-	-	-	0.062	0.141	97.701	
HK-27-3	方铅矿	-	2.762	12.911	-	0.616	-	-	84.538	-	-	-	0.054	0.136	101.017	
H-4A-3	闪锌矿	0.043	62.637	31.856	-	1.797	-	-	0.062	0.370	0.013	-	-	0.404	97.255	
HK-11-7	闪锌矿	-	64.602	31.918	-	1.551	-	0.176	0.085	0.363	-	-	-	0.244	98.943	
HK-11-8	闪锌矿	-	63.612	31.143	0.135	1.514	-	0.124	0.112	0.424	-	-	-	0.237	97.321	
HK-11-9	闪锌矿	-	64.747	32.017	-	1.443	-	0.304	0.187	0.413	-	0.021	0.059	0.276	99.480	
HK-28-2	闪锌矿	-	65.400	31.631	-	0.707	-	-	0.160	0.423	-	-	-	0.245	98.873	
HK-28-5	闪锌矿	-	65.433	31.481	0.021	0.718	-	0.144	-	0.482	-	-	0.019	0.306	99.158	
HK-27-4	闪锌矿	-	65.595	31.515	-	0.652	-	-	0.124	0.297	-	-	0.039	0.245	98.468	
HK-27-5	闪锌矿	0.048	65.521	31.706	-	0.682	-	0.193	0.054	0.366	-	-	-	0.233	98.819	

注 数据由核工业北京地质研究院分析测试研究中心分析,总和中还包括了部分未列出、低于检测限的元素含量,在此未列;“-”表示未检出或低于检测限。

1977);方解石平衡流体中水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 依据1000  
 $\ln\alpha_{\text{方解石-水}} = 4.01 \times 10^6/T^2 - 4.66 \times 10^3/T + 1.71$   
(取 $t = 189^\circ\text{C}$ )计算;白云石平衡流体水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 依据1000  
 $\ln\alpha_{\text{白云石-水}} = 4.12 \times 10^6/T^2 - 4.62 \times 10^3/T + 1.71$ (取 $t = 167.5^\circ\text{C}$ )计算(郑永飞等,2000)。平衡流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 计算时,方解石取叶庆同等(1999)测定的I号矿体温度(125~253 $^\circ\text{C}$ )的中间值(189 $^\circ\text{C}$ );白云石取叶庆同等(1999)测定的I号矿体白云石均一温度(125~210 $^\circ\text{C}$ )的中间值(167.5 $^\circ\text{C}$ )。H同位素组成分析时,采用400 $^\circ\text{C}$ 下爆裂法取水,锌法制 $\text{H}_2$ ,最后在质谱仪上测定同位素比值,其中 $\delta^{18}\text{O}$ 使用V-SMOW表达,精度为 $\pm 2\%$ 。分析结果见表2。

对容矿坦盖塔尔组灰岩中的五角十二面体及立方体晶形黄铁矿样品进行了硫、铅同位素组成分析,对霍什布拉克岩体中的钾长石进行了铅同位素组成分析。将灰岩及岩体样品表面清洗晾干后粉碎至40~60目,并进行淘洗和低温烘干,然后在双目镜下挑选纯度为99%以上的黄铁矿及钾长石单矿物样品,以供测试。分析工作均在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。硫同位素分析时,首先将黄铁矿样品粉碎至200目,以氧化铜和五氧化二钒作为混合氧化剂,在高温真空条件下与之反应,将S氧化成 $\text{SO}_2$ ,然后用MAT-251质谱仪进行分析,以V-CDT为标准, $\delta^{34}\text{S}$ 误差为 $\pm 0.2\%$ ,分析结果见表3。



表 2 霍什布拉克铅锌矿 I 号矿体矿石中碳酸盐矿物的 C、O、H 同位素组成

Table 2 C, H and O isotopic composition of carbonate minerals in No. 1 ore body of the Huoshibulak Zn-Pb ore deposit

样品号	样品性质	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$
HK-46	方解石	1.6	-7.4	23.23	12.83	-84
HK-24	方解石	0.2	-8.2	22.41	12.01	-81
HK-25	方解石	-1.9	-8.1	22.51	12.11	-79
HK-31	方解石	0.2	-7.8	22.82	12.42	-77
HK-45	方解石	2.1	-6.9	23.75	13.35	-82
HK-50	方解石	1.1	-8.1	22.51	12.11	-102
HK-62	白云石	0.3	-8.2	22.41	9.97	-99
HK-18	方解石	-0.5	-7.7	22.92		
HK-33	方解石	1.6	-6.8	23.85		
HK-47	方解石	2.6	-7.6	23.03		
HK-53	方解石	0.5	-7.7	22.92		
HK-57	方解石	0.9	-8.1	22.51		
HK-63	方解石	2.4	-6.0	24.67		

分析单位 国土资源部同位素地质开放研究实验室。

表 3 霍什布拉克铅锌矿床硫化物硫同位素组成

Table 3 Analytical results of S isotopic composition of the Huoshibulak Zn-Pb ore deposit

样号	测定矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$	资料来源	样号	测定矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$	资料来源
H <sub>0</sub> -3	方铅矿	-18.8	邓贵安等,2004	H-4	闪锌矿	20.2	邓贵安等,2004
H-1	方铅矿	21.6	邓贵安等,2004	H0-5	闪锌矿	20.0	邓贵安等,2004
H-6	方铅矿	17.3	邓贵安等,2004	HSK-1	闪锌矿	23.80	李华芹等,2004
H-17	方铅矿	17.4	邓贵安等,2004	HSK-1-1	闪锌矿	19.04	李华芹等,2004
H-2	方铅矿	22.6	邓贵安等,2004	HSK-4	闪锌矿	21.48	李华芹等,2004
H <sub>0</sub> -5	方铅矿	17.1	邓贵安等,2004	HSK-5	闪锌矿	23.53	李华芹等,2004
H-19-1	方铅矿	14.4	邓贵安等,2004	HSK-8	闪锌矿	23.12	李华芹等,2004
HS070T191-1	方铅矿	19.56	①	H-2	黄铁矿	21.8	邓贵安等,2004
HS070T191-2	方铅矿	20.17	①	H-3	黄铁矿	22.2	邓贵安等,2004
41	方铅矿	-22.30	彭守晋,1989	H-4-1	黄铁矿	15.4	邓贵安等,2004
42	方铅矿	22.13	彭守晋,1989	HS070T191-3	黄铁矿	23.08	①
43	方铅矿	19.90	彭守晋,1989	H-18	黄铁矿	-8.5	邓贵安等,2004
44	方铅矿	18.34	彭守晋,1989	H-19	黄铁矿	-12.1	邓贵安等,2004
58	方铅矿	22.08	彭守晋,1989	HK-16	黄铁矿	3.4	本文
05	方铅矿	5.9	彭守晋,1989	HK-8	黄铁矿	5.6	本文
H <sub>0</sub> -3	闪锌矿	-17.6	邓贵安等,2004	HK-6	黄铁矿	8.5	本文
H-6	闪锌矿	24.2	邓贵安等,2004				

本文为地层中黄铁矿,由核工业北京地质研究院分析测试研究中心分析。其中 H-18、H-19 为成矿早期的单一黄铁矿, HK-16、HK-8、HK-6 为容矿坦盖塔尔组地层中的黄铁矿,其余样品为矿石中硫化物。

铅同位素组成分析时,首先用混合酸(HF + HClO<sub>4</sub>)将单矿物分解,然后用树脂交换法分离出铅, 蒸干后用热表面电离质谱法进行铅同位素测量,分析仪器为 ISOPROBE-T,测量精度为对 1 $\mu\text{g}$  铅其<sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 低于 0.05%,<sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 一般不大于 0.005%,分析结果见表 4。

## 4 结果与讨论

### 4.1 矿石中硫化物的化学成分

霍什布拉克铅锌矿石中黄铁矿的  $w(\text{Fe})$  为 42.929% ~ 47.426%,平均为 45.716%, $w(\text{S})$  为

① 赵仁夫,等. 2003. 西南天山矿产资源潜力综合评价报告. 内部资料.

表4 霍什布拉克矿石硫化物、地层及岩体的铅同位素组成

Table 4 Analytical results of Pb isotopic composition of ores, strata and magmatic rocks in the Huoshibulak Zn-Pb ore deposit

对象	样号	样品	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$t/\text{Ma}$	$\mu$	$\omega$	来源
矿石	H-3	黄铁矿	17.950	15.633	38.144	535	9.59	38.21	邓贵安等 2004
	H-2	方铅矿	17.912	15.615	38.075	541	9.56	37.96	邓贵安等 2004
	H-5	方铅矿	17.972	15.629	38.092	515	9.58	37.81	邓贵安等 2004
	H-6B	方铅矿	17.938	15.634	38.129	545	9.59	38.22	邓贵安等 2004
	H-6	方铅矿	17.847	15.586	37.997	554	9.51	37.72	邓贵安等 2004
	H-17	方铅矿	17.900	15.615	38.066	550	9.56	37.99	邓贵安等 2004
	H-1	方铅矿	18.086	15.732	38.381	552	9.77	39.40	邓贵安等 2004
	H-4	方铅矿	17.983	15.687	38.248	573	9.69	38.99	邓贵安等 2004
	H-18	方铅矿	18.102	15.873	38.905	692.6	10.05	43.09	邓贵安等 2004
	H-19	方铅矿	18.173	15.848	38.742	619.1	9.99	41.63	邓贵安等 2004
地层	H-11A	灰岩	18.432	15.683	37.698	253.3			邓贵安等 2004
	H-11B	灰岩	18.168	15.447	37.888	151.8			邓贵安等 2004
	H-12A	灰岩	18.156	15.396	37.631	94			邓贵安等 2004
	H-12B	灰岩	18.875	15.885	38.967	183.7			邓贵安等 2004
	H-20A	灰岩	18.437	15.772	38.769	354.9			邓贵安等 2004
	H-20B	灰岩	18.212	15.583	38.325	290			邓贵安等 2004
	H-21	灰岩	18.399	15.668	38.630	258.8			邓贵安等 2004
	HK-16	黄铁矿	18.252	15.609	38.507	292.8			本文
	HK-8	黄铁矿	18.172	15.629	38.368	373.9			本文
	HK-6	黄铁矿	18.204	15.605	38.341	322.4			本文
HK-5	黄铁矿	18.060	15.618	38.305	440.5			本文	
岩体	YTHS-03	钾长石	19.410	15.624	39.088	-557.6			本文
	YTHS-04	钾长石	18.885	15.592	38.794	-197.1			本文
	YTHS-09	钾长石	20.245	15.659	39.731	-1000			本文
	YTHS-14	钾长石	20.056	15.657	40.266	-1000			本文
	YTHS-18	钾长石	19.012	15.611	39.012	-267.5			本文

本文的样品由核工业北京地质研究院分析测试研究中心分析。

49.225%~51.167%, 平均为 50.123%, 与黄铁矿理论值( $\text{Fe}=46.55\%$ ,  $\text{S}=53.45\%$ )相似。黄铁矿中  $\omega(\text{Co})$  0.026%~0.287%,  $\omega(\text{Ni})$  0.029%~0.624%。研究表明,  $\text{Co}^{2+}$ 、 $\text{Ni}^{2+}$  可在黄铁矿中替代  $\text{Fe}^{2+}$ , 且通常  $\text{Co}^{2+}$  较  $\text{Ni}^{2+}$  更易替代  $\text{Fe}^{2+}$ , 所以在分异过程中 Ni 进入固相, Co 则富集于残余热液中, 因此  $\text{Co}/\text{Ni}$  比值  $>1$ , 指示黄铁矿为岩浆或火山热液成因; 而  $\text{Co}/\text{Ni}$  比值  $<1$ , 则指示黄铁矿由沉积盆地流体活动形成(朱上庆等, 1988)。霍什布拉克矿床黄铁矿  $\text{Co}/\text{Ni}$  比值介于 0.46~0.90 之间, 平均为 0.68, 均小于 1, 指示黄铁矿成因与沉积盆地流体相关。另外, 沉积成因黄铁矿  $\text{Co}/\text{Ni}$  比值多在 0.011~0.37; 沉积轻微改造的黄铁矿  $\text{Co}/\text{Ni}$  比值为 0.16~0.8; 强烈改造的黄铁矿  $\text{Co}/\text{Ni}$  比值近于 1(王奎仁, 1989), 因此, 霍什布拉克矿石中黄铁矿可能曾遭受轻微改造。闪锌矿中  $\omega(\text{Zn})=62.637\% \sim 65.595\%$ ,  $\omega(\text{S})=31.143\% \sim 32.017\%$ ,  $\omega(\text{Fe})=0.652\% \sim 1.797\%$ , 属于贫铁闪锌矿, 这与显微镜下闪锌矿颜

色较浅的特征相一致。已有研究表明, 高温条件下形成的闪锌矿富 Fe, 呈黑色、黑褐色, 中温条件含 Fe 较少, 显红褐色、暗砖红色, 低温条件下含 Fe 最少, 显黄色、浅黄色(刘英俊, 1984)。霍什布拉克矿床闪锌矿多呈米黄色, 从侧面反映霍什布拉克总体成矿温度较低。方铅矿中  $\omega(\text{Pb})=81.374\% \sim 86.984\%$ ,  $\omega(\text{S})=11.841\% \sim 13.324\%$ 。

#### 4.2 矿石中热液碳酸盐矿物的 C、O、H 同位素

共生矿物内流体包裹体的 H、O 同位素组成是区分成矿流体中不同来源水的重要手段。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)。霍什布拉克铅锌矿石中共生碳酸盐矿物内流体包裹体的  $\delta\text{D}=-102\% \sim -77\%$ , 平衡流体中  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  为  $9.97\% \sim 13.35\%$ (表 2)。在  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  图解(图 6)中, 成矿流体中水的氢氧同位素组成明显偏离大气降水、变质水及标准平均海水(SMOW), 且所有投点均落于原生岩浆水

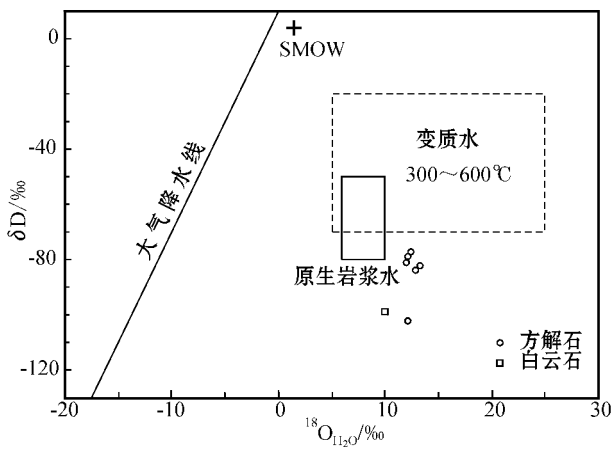


图 6 霍什布拉克铅锌矿成矿流体  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  图解 (据 Taylor, 1974)

Fig. 6  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  diagram of ore-forming fluid in the Huoshibulak Zn-Pb deposit

(初生水)之外,表现出封存水性质 ( $\delta\text{D} = -25\% \sim -120\% ; \delta^{18}\text{O} = -16\% \pm 25\%$ , 韩吟文等, 2003) 指示成矿流体应为盆地中的封存水。

矿石中热液碳酸盐矿物的 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, 2000b; 彭建堂等, 2001)。已有研究表明,地质流体中  $\text{CO}_2$  大致有 3 个源区,即海相碳酸盐岩溶解和去碳酸作用

( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 2\% \sim 3\%$ ) 地幔去气和岩浆结晶分异作用 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$  值分别为  $5\% \sim 2\%$ 、 $9\% \sim 3\%$ ) 有机质脱羧基和氧化作用 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 30\% \sim 15\%$ , 平均  $22\%$ ) (Veizer et al., 1980; Taylor, 1986; Ohmoto, 1972)。不同源区  $\text{CO}_2$  的碳、氧同位素具有不同的分馏趋势 (图 7)。霍什布拉克矿石中 13 件成矿期热液碳酸盐矿物  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 1.9\% \sim 2.6\%$  (平均  $0.79$ ) ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 22.41\% \sim 24.67\%$  (平均  $23.11\%$ ) ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$  值明显落入海相碳酸盐岩溶解和去碳酸作用范围,结合  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$  图解 (图 7) 指示矿床成矿流体中的碳主要来源于海相碳酸盐岩,暗示容矿坦盖塔尔组碳酸盐岩地层是成矿流体中碳的主要提供者。

### 4.3 硫同位素

霍什布拉克铅锌矿石中 15 件方铅矿  $\delta^{34}\text{S}$  值除 3 个值较小 ( $-18.8\%$ 、 $-22.30\%$  和  $5.9\%$ ) 外,其余样品集中于  $14.4\% \sim 22.6\%$  之间; 9 件闪锌矿除 1 个值较小 ( $-17.6\%$ ) 外,其余样品集中于  $19.04\% \sim 24.2\%$  之间; 4 件黄铁矿  $\delta^{34}\text{S}$  值集中于  $15.4\% \sim 23.80\%$  (表 3)。除少量样品外,矿石硫同位素组成呈塔式分布,集中于  $14\% \sim 26\%$  之间 (图 8), 峰值为  $23\%$ 。同一矿石 (H0-5; H0-3; H-6; HS070T191) 中具有  $\delta^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{方铅矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{方铅矿}}$  的特征,

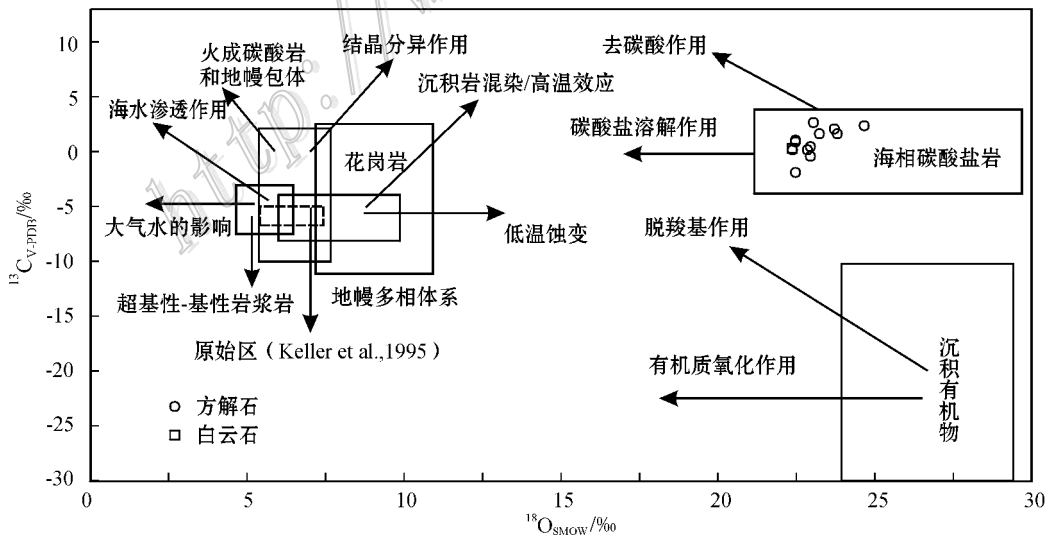


图 7 霍什布拉克铅锌矿石中碳酸盐矿的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$  图解 (底图据刘建明等, 1997; 毛景文等, 2002; 刘家军等, 2004 修改)

Fig. 7  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$  diagram of carbonate minerals in ores of the Huoshibulak Zn-Pb ore deposit (Base diagram modified after Liu et al., 1997; Mao et al., 2002; Liu et al., 2004)

指示成矿流体系统中硫同位素分馏基本达到平衡(Ohmoto, 1986)。成矿早期的单一黄铁矿团块(H-18、H-19, 据邓贵安等, 2004)来自地层中的自形晶成岩黄铁矿  $\delta^{34}\text{S}$  为  $-12.1\text{‰} \sim 8.5\text{‰}$ , 与矿石硫明显不同。

铅锌矿石中硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值分布于 2 个区间, 即  $-22.30\text{‰} \sim -17.6\text{‰}$  和  $5.9\text{‰} \sim 24.2\text{‰}$ , 主要集中于  $16\text{‰} \sim 24\text{‰}$ (图 8)。这种分布特征指示硫主体来源于海相硫酸盐的还原, 但可能有少量地层硫的加入。新疆西南天山霍什布拉克-沙里塔什一带含有较多膏盐层位(彭守晋, 1990), 能为铅锌成矿提供丰富硫源。海相硫酸盐的还原机制主要有 2 种: 细菌还原模式(bacteria sulfate reduction, 简称 BSR)和热化学还原模式(thermochemical sulfate reduction, 简称 TSR), 前者发生在低温条件(小于  $120^\circ\text{C}$ )下, 形成还原态硫有限且  $\delta^{34}\text{S}$  变化范围大, 而后者主要发生在相对高温条件(大于  $175^\circ\text{C}$ ), 能产生大量还原态硫且  $\delta^{34}\text{S}$  值稳定(Ohmoto, 1990)。霍什布拉克矿床形成温度范围为  $68^\circ\text{C} \sim 253^\circ\text{C}$ (叶庆同等, 1999), 符合两种硫酸盐还原机制的温度条件。通过 BSR 还原模式, 形成还原硫的  $\delta^{34}\text{S}$  往往比硫酸盐低( $40 \pm 20\text{‰}$ )(Ohmoto, 1986), 而 TSR 模式不但可以产生大量还原态硫(Ohmoto, 1990), 而且还原硫与硫酸盐之间的同位素分馏很小甚至没有(Hoefs, 2009)。霍什布拉克矿石  $\delta^{34}\text{S}$  主要集中于  $14\text{‰} \sim 26\text{‰}$  之间, 峰值为  $23\text{‰}$ , 主体与泥盆纪海相硫酸盐  $\delta^{34}\text{S}$  的值相似( $25\text{‰}$ , 郑永飞等, 2000)。因此, 推测硫酸盐还原机制主要为热化学模式, 但不排除细菌还原模式的影响。

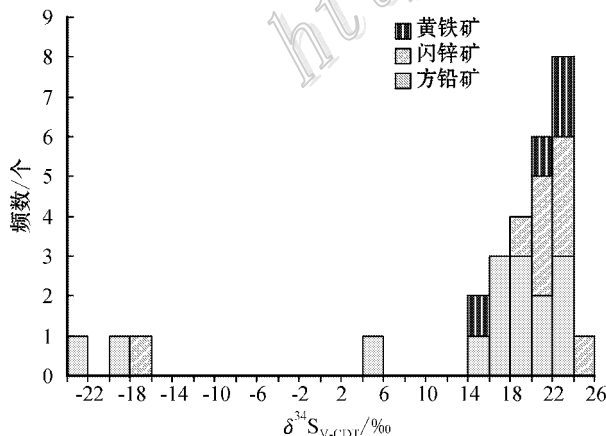


图 8 霍什布拉克铅锌矿石硫同位素组成直方图

Fig. 8 Histogram of sulfur isotopic composition in ores of the Huoshibulak Zn-Pb ore deposit

#### 4.4 Pb 同位素

霍什布拉克铅锌矿石中硫化物  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.847 \sim 18.173$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.586 \sim 15.873$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.997 \sim 38.905$ , 容矿地层中灰岩及黄铁矿的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.060 \sim 18.875$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.396 \sim 15.885$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.631 \sim 38.967$ , 霍什布拉克岩体中钾长石  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.885 \sim 20.245$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.592 \sim 15.659$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.794 \sim 40.266$ (表 4)。从这些不同地质体的 Pb 同位素组成可见, 矿石铅与灰岩及其中黄铁矿铅相似或重合, 而与岩体中钾长石铅明显不同(图 9), 暗示岩体不是成矿金属的提供者, 金属成矿物质的来源可能与地层有关。

一般认为, 沉积围岩中常含一定量的 U 和 Th, 不断会有新放射性成因铅的形成, 用全岩实测值与矿石铅对比会产生不同程度的误差。因此, 研究沉积围岩铅同位素组成时, 一般需要进行年代校正, 且校正的三组铅同位素比值较实测值均会有不同程度的降低(Guen et al., 1992; 张乾等, 2000)。霍什布拉克灰岩全岩铅同位素比值因未测定样品的 U、Th、Pb 含量而无法校正, 但正常校正后的铅同位素比值较原比值会减小, 即图 9 中灰岩铅同位素组成分布应左移, 而矿石铅与围岩铅呈斜率近相同的线性排列(图 9), 两者有可能会重合。基于此认识, 本次挑选了灰岩中的自形黄铁矿单矿物进行测试, 由于黄铁矿是普通铅矿物, 其 U 和 Th 含量甚低, 形成后基本不再有放射性成因铅的加入, 可以代表围岩的铅同位素组成; 且四件黄铁矿样品铅同位素组成极为均一( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.060 \sim 18.252$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.605 \sim 15.629$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.305 \sim 38.507$ )模式年龄(平均为 357 Ma)与地层时代相当, 进一步说明其可以代表围岩的铅同位素组成。由图 9 可知, 矿石铅同位素组成与地层中黄铁矿相近或相交, 指示两者具有明显亲缘性。综上, 可推断容矿坦盖塔尔组灰岩地层为成矿提供了铅的来源。

根据 H-H 单阶段铅演化模式计算(Faure, 1986), 矿石铅的  $\mu = 9.51 \sim 10.05$ , 平均 9.69;  $\omega = 37.72 \sim 40.09$ , 平均 39.32。7 个样品  $\mu$  值高于平均地壳  $\mu$  值(9.58), 3 个样品低于平均地壳, 但整体  $\mu$  值较高。一般高  $\mu$  值被解释为来自上地壳(吴开兴等, 2002), 推测霍什布拉克矿石铅可能主要来自于上地壳。

铅构造模式图是利用铅同位素示踪物质来源的

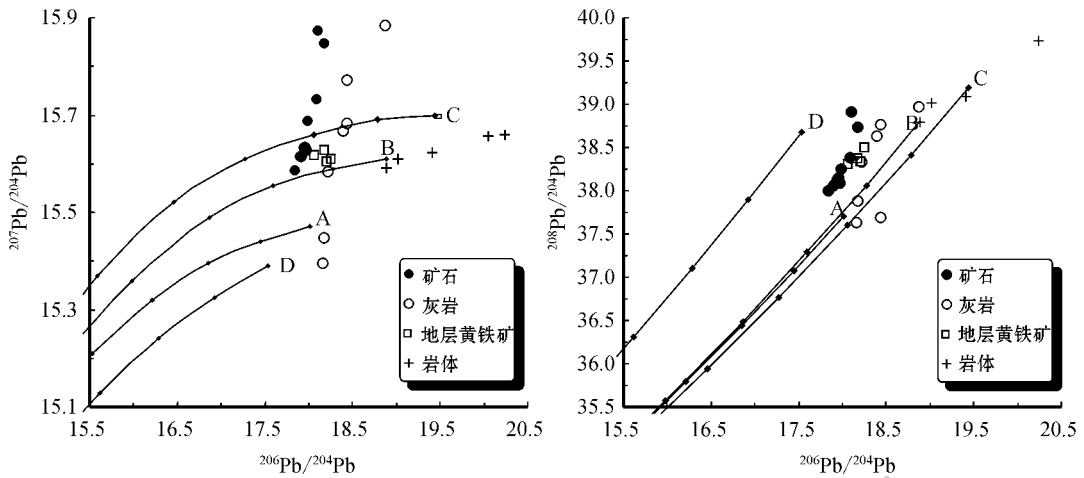


图 9 霍什布拉克铅锌矿床硫化物、地层、岩体铅同位素构造模式图(底图据 Zartman et al., 1981)

A—地幔;B—造山带;C—上地壳;D—下地壳

Fig. 9 Tectonic model of  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  of ores, strata and magmatic rocks of the Huoshibulak Zn-Pb deposit (base diagram after Zartman et al., 1981)

A—Mantle; B—Orogenic belt; C—Upper Crust; D—Lower Crust

常用图解。在  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图上(图 9 左),所有矿石样品均落在造山带以上,而造山带增长线上方的矿石铅必然包含上地壳成分(Stacey et al., 1983),同样,在  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图(图 9 右)上,所有铅同位素投点均位于造山带演化线和下地壳演化线之间,并靠近造山带演化线。因此,同样可以判定霍什布拉克矿床矿石铅主要来自于上地壳。

#### 4.5 矿床成因

如前所述,霍什布拉克矿床成因存在分歧,有岩浆热液型(戴自希等,2005)、SEDEX 型(邓贵安等,2003;李博泉等,2006;张志斌等,2007)、沉积-改造型(彭守晋,1989;1990;赵仁夫等,2003<sup>①</sup>;叶庆同等,1999)或层控热液改造型(赵仁夫等,2002;杨建国等,2004)等不同认识,同时,矿床具有 MVT 型铅锌矿床的基本特点。C、H、O 同位素指示成矿流体中的碳主要来源于海相碳酸盐岩,成矿流体为盆地中的封存水,矿石中硫化物硫同位素主要集中于 16‰~24‰,指示矿石硫主要来自海相硫酸盐;矿石铅同位素组成与容矿地层铅同位素相似,明显不同于霍什布拉克岩体铅同位素组成。因此,可以判断霍什布拉克铅锌矿床并非岩浆热液成因,而应归属于与沉积盆地流体相关的碳酸盐岩容矿铅锌矿床,主要包括 SEDEX 和 MVT 两类(Leach et al., 2005;2010)。

前人分析地质特征,结合地质、地球化学特征,

判定霍什布拉克为 SEDEX 型矿床(邓贵安等,2003;李博泉等,2006;张志斌等,2007)。但 SEDEX 型成因认识明显与矿石宏观和微观充填、交代等后生成矿现象及矿区内未发现任何热水沉积岩等地质事实相悖。另外,矿床下部矿体与上部矿体平行分布,并非像典型的双层结构:上部矿体为层状、下部矿体为“漏斗状”的空间产出关系,且成矿并非在伸展背景。

相反,霍什布拉克矿床在诸多特征上与 MVT 型矿床具有可比性:① 矿床发育于南天山造山带逆冲推覆构造带内,虽与发育于造山带前陆盆地的典型 MVT 矿床有差别,但也已有不少此类 MVT 矿床的报道(匡文龙等,2002;刘英超等,2009;2010);② 矿体呈板状、层状、似层状产出于坦盖塔尔组白云岩化灰岩中;③ 围岩蚀变以白云石化、硅化为主;④ 矿石矿物为闪锌矿、方铅矿,脉石矿物为黄铁矿、方解石、白云石、石英等,具脉状、角砾状构造、胶状结构等,中低温热液后生成矿特点明显。结合矿床形成于中二叠世(块状矿石 Rb-Sr 等时线年龄  $(265 \pm 12)$  Ma,李华芹等,2004),与南天山晚古生代碰撞造山事件相对应,推测霍什布拉克矿床是由于造山期逆冲推覆作用使盆地流体大规模活化、运移形成的 MVT 型矿床。

在大地构造位置上,霍什布拉克矿床位于南天山阔克萨勒晚古生代陆缘盆地,造山前沉积了大量

① 赵仁夫,等. 2003. 西南天山矿产资源潜力综合评价报告. 内部资料.

碳酸盐岩、碎屑岩地层。到古生代晚期,南天山进入陆-陆碰撞造山阶段,发生大规模由南向北以逆冲推覆作用为主的地壳运动,并形成多期活动的卡拉铁克大断裂、次级霍什布拉克逆掩断裂和北霍什布拉克第一逆断裂等逆冲断裂,逆冲时和逆冲后的伸展活动使断层附近的岩石大量破碎,为流体运移和矿质沉淀提供了良好的导矿通道和容矿空间。强烈的逆冲推覆作用同时使封存盆地中的热卤水长距离运移,流体运移过程中不断萃取流经地层中的Pb、Zn等元素,最终在坦盖塔尔组地层富钙碎屑岩向富镁碳酸盐岩过渡环境发生大量硫化物的沉淀,在碳酸盐岩开放空间内充填以块状矿石、层纹状、角砾状矿石为主的“块状富矿体”,在下部富钙碎屑岩层中形成似细脉状、浸染状矿石为主的“浸染状贫矿体”(邓贵安等,2003)整个矿体呈板状、层状、似层状产出。

## 5 结论

霍什布拉克铅锌矿发育于南天山阔克萨勒晚古生代陆缘盆地中,矿体呈板状、似层状产出于上泥盆统坦盖塔尔组上岩性段灰岩中,具有明显后生充填交代成矿特征,矿石矿物成分简单且围岩蚀变弱。

矿石中黄铁矿Co/Ni比值介于0.46~0.90之间,指示黄铁矿的成因与盆地流体相关,闪锌矿色浅贫铁( $w(\text{Fe})=0.652\% \sim 1.797\%$ ),暗示中低温成矿,热液碳酸盐矿物C、O、H同位素指示成矿流体中的碳主要来源于围岩海相碳酸盐岩,成矿流体主要为盆地中的封存水,矿石硫同位素指示硫主要来源于海相硫酸盐的热化学还原,矿床铅同位素组成反映成矿金属来自容矿地层。

霍什布拉克铅锌矿床是由于造山期逆冲推覆作用使盆地流体大规模活化、运移形成的MVT型矿床。

志谢 野外工作中霍什布拉克矿山及新疆地质二大队冯昌荣总工程师给予了大力支持和帮助,室内研究中曾与张招崇教授、段士刚博士、黄河博士、薛伟硕士、贾志业硕士、张权硕士进行过有益的探讨,评审专家给出了宝贵建议,在此一并致谢!

## References

Bai H H, Nian W Q and Qu M G L. 2008. Geological characteristics and discussion of prospecting model of Wulagen Zn-Pb deposit, Wuqia County[J]. *Xinjiang Nonferrous*, 5: 1-4 (in Chinese).

Chai H Y, Deng G A and Zheng Y P. 2002. Genetic discussion on Wulagen lead-zinc deposit of Xinjiang[J]. *Mineral Resources and Geology*, 16(1): 1-5 (in Chinese with English abstract).

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

Deng G A and Cai H Y. 2003. Genesis of the Huoshibulake lead-zinc deposit[J]. *Mineral Resources and Geology*, 17(6): 687-691 (in Chinese with English abstract).

Deng G A and Cai H Y. 2004. Geology, geochemistry characteristic of Huoshibulake lead-zinc deposit, South Tianshan[A]. In: He G Q and Xu X, ed. *The collected papers on geology and minerals of Tianshan mountain, Xinjiang area, China*[C]. Beijing: Geol. Pub. House. 179-186 (in Chinese).

Dai Z X, Sheng J F and Bai Y. 2005. Distribution and potentiality of lead and zinc resources in the world[M]. Beijing: Seismological Press. 144 (in Chinese with English abstract).

Dong L H, Zhuang D Z, Feng J and Zhang L C. 2007. The stratabound lead-zinc deposits of xinjiang[J]. *Xinjiang Geology*, 25(4): 339-344.

Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*[M]. New York: John Wiley and Sons. 589p.

Friedman I, O'Neil J R and Fleischer M. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[C]. U S Geological Survey Professional Paper.

Gao Z Q, Liu J S, Shu G L, Kuang W L and Hu J C. 2002a. Geochemical evidence for prospecting superlarge-sized Pb-Zn deposits of thermal brine origin in the Meso-Cenozoic basin in Wuqia district, Xinjiang[J]. *Geology-Geochemistry*, 30(1): 13-19 (in Chinese with English abstract).

Gao Z Q, Liu J S, Shu G L, Kuang W L and Hu J C. 2002b. Metallogenic geological conditions of superlarge-size Pb-Zn ore deposit in Wuqia district[J]. *J. Cent. South Univ. Technol.*, 33(2): 116-120 (in Chinese with English abstract).

Guen M L, Leseuyer J L and Marcoux E. 1992. Lead-isotope evidence for a Hercynian origin of the Salsigne gold deposit (Southern Massif Central, France)[J]. *Mineralium Deposita*, 27: 129-136.

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

Hoefs J. 2009. *Stable isotope geochemistry*[M]. 6th edition, Berlin: Springer-Verlag. 71-77.

Keller J and Hoefs J. 1995. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo lengai [A]. In: Bell K, Keller J, ed. *Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites*[M]. Berlin: Springer. 113-123.

Kuang W L, Liu S H, Liu J S and Zhu Z Q. 2002. Probe into Kalangu MVT-type lead-zinc deposit's minerogenic process and the source of minerogenic material in west of Kunlun[J]. *World Geology*, 21(4): 340-346 (in Chinese with English abstract).

Leach D L, Donald F S, Karen D K, Ross R L, Grant G., Cameron R A, Janes G and Steve W. 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective[J]. *Economic geology 100th anniversary*: 561-607.

Leach D L, Bradley D C, Huston D, Sergei A. Pisarevsky, Taylor R D and Steven J Gardoll. 2010. Sediment-hosted lead-zinc deposits in earth history[J]. *Econ. Geol.*, 105: 593-625.

Li B Q and Wang J B. 2006. *Lead-zinc deposits in Xinjiang, China*[M].

- Beijing: Geol. Pub. House. 1-171 (in Chinese with English abstract).
- Li F S, Wang W and Yang J M. 2005. Geological and geochemical characteristics and genesis of the Wulagen lead and zinc deposit in Wuqia County, Xinjiang [J]. *Mineral Resources and Geology*, 19(4): 335-340 (in Chinese with English abstract).
- Li H Q and Chen F W. 2004. Isotopic geochronology of regional mineralization in Xinjiang, China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 210-212 (in Chinese with English abstract).
- Liu J J, He M Q, Li Z M, Liu Y P, Li C Y, Zhang Q, Yang W G and Yang A P. 2004. Oxygen and carbon isotopic geochemistry of Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration area in Lanping basin of Yunnan Province and its significance [J]. *Mineral Deposits*, 23(1): 1-10 (in Chinese with English abstract).
- Liu J M, Liu J J and Gu X X. 1997. Basin fluids and their related ore deposit [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 16(4): 341-352 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y C, Yang Z S, Hou Z Q, Tian S H, Wang Z L, Song Y C, Xue W W, Lu H F, Wang F C, Zhang Y B, Zhu T, Yu C J, Su Y N, Li Z Z and Yu Y S. 2009. Geology and hydrogen, oxygen and carbon isotope geochemistry of Dongmohazhua Pb-Zn ore deposit, Yushu area, Qinghai Province [J]. *Mineral Deposits*, 28(6): 770-784 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y C, Hou Z Q, Yang Z S, Tian S H, Song Y C, Xue W W, Wang F C and Zhang Y B. 2010. Fluid inclusions constraints on the origin of Dongmohazhua Pb-Zn ore deposit, Yushu area, Qinghai Province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1805-1819.
- Liu Y J. 1984. Element geochemistry [M]. Beijing: Science Press. 308p (in Chinese).
- Mao J W, He Y and Ding T P. 2002. Mantle fluids involved in metallogenesis of Jiaodong (East Shandong) gold district: Evidence of C, O and H isotopes [J]. *Mineral Deposits*, 21(2): 121-128 (in Chinese with English abstract).
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 67(5): 551-578.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits [A]. In: Valley J W, Taylor, H P, O'Neil J R, ed. *Stable isotopes reviews in mineralogy*, vol. 16 [C]. Mineralogical Society of America. 491-559.
- Ohmoto H, Kaiser C J and Geer K A. 1990. Systematics of sulphur isotopes in recent marine sediments and ancient sediment-hosted base metal deposits [A]. In: Herbert H K and Ho S E, ed. *Stable isotopes and fluid processes in mineralization* [C]. Geol. Dep. Univ. Extens., Univ. of Western Australia, 23: 70-120.
- Peng J T and Hu R Z. 2001. Carbon and oxygen isotope systematics in the Xikuangshan giant antimony deposit, central Hunan [J]. *Geological Review*, 47(1): 34-41 (in Chinese with English abstract).
- Peng S J. 1989. The geological feature and genesis of Huoshiulake Pb-Zn deposit [J]. *Xinjiang Nonferrous*, 1: 79-84 (in Chinese).
- Peng S J. 1990. The geological characteristics and origin of major lead-zinc ore deposits in Kasgar region [J]. *Xinjiang Nonferrous*, 2: 8-16 (in Chinese).
- Stacey J S and Hedlund D C. 1983. Lead-isotope compositions of diverse igneous rocks and ore deposits from southwestern New Mexico and their implications for early Proterozoic crustal evolution in the western United States [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 43-57.
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. *Econ Geol*, 69(6): 843-883.
- Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles: Isotope variation of C, H and S reviews in mineralogy [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16(1): 185-255.
- 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 D H, Chen Z H, Chen Y C, Tang J X, Li J K, Ying L J, Wang C H, Liu S B, Li L X, Qin Y, Li H Q, Qu W J, Wang Y B, Chen W and Zhang Y. 2010. New data of the rock-forming and ore-forming chronology for China's important mineral resource area [J]. *Acta Geologica Sinica*, 84(7): 1030-1040 (in Chinese with English abstract).
- Wang K R. 1989. Genetic mineralogy of Earth and Cosmos [M]. Hefei: Anhui Education Press. 100-105 (in Chinese).
- Wu K X, Hu R Z, Bi X W, Peng J T and Tang Q L. 2002. Ore lead isotopes as a tracer for ore-forming material sources: A review [J]. *Geology-Geochemistry*, 30(3): 73-81 (in Chinese with English abstract).
- Xie S Y, Mo J P, Yang J G and Yang J M. 2003. The geological characteristics and genesis of Wulagen hot brine exhalation lead-zinc deposit of Cenozoic era. Wuqia county, Xinjiang [J]. *Mineral Resources and Geology*, 17(1): 11-16 (in Chinese with English abstract).
- Yang F Q, Wang L B, Ye J H, Fu X J and Li H M. 2001. Zircon U-Pb age of granites in the Huoshibulake area, Xinjiang [J]. *Regional Geology of China*, 20(3): 267-273 (in Chinese with English abstract).
- Yang J G, Yan Y Y, Xu X Y, Ma Z P, Zhao R F and Yao W G. 2004. Metallogenic regularity of southwest Tianshan Mountains in comparison with neighboring countries [J]. *Mineral Deposits*, 23(1): 20-30 (in Chinese with English abstract).
- Ye Q T, Fu X J and Wu Y P. 1999. Ore-forming conditions and metallogenic prognosis of gold and nonferrous metallic resources in southwestern Tianshan mountain [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 129-140 (in Chinese with English abstract).
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model [J]. *Tectonophysics*, 75: 135-162.
- Zhang L C and Liu D Q. 2006. Metallogenic rules of dominant metal minerals in Xinjiang, China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 284-288 (in Chinese).
- Zhang Q, Pan J Y and Shao S X. 2000. An interpretation of ore lead sources from lead isotopic compositions of some ore deposits in China [J]. *Geochimica*, 29(3): 231-238 (in Chinese with English abstract).
- Zhao R F, Yang J G, Wang M C and Yao W G. 2002. The study of metallogenic geologic setting and prospecting potential evaluation in Southwestern Tianshan mountains [J]. *Northwestern Geology*, 35(4): 101-121.
- Zheng Y F, Xu B L and Zhou G T. 2000. Geochemical studies of stable isotopes in mineral [J]. *Earth Science Frontiers*, 7(2): 299-320 (in Chinese with English abstract).

- Zheng Y F and Chen J F. 2000. Stable isotope geochemistry[M]. Beijing: Science Press. 218-235 (in Chinese).
- Zhu S Q and Huang H S. 1988. Strata-bound deposits geology[M]. Beijing: Metallurgical Industry Press. 334-338 (in Chinese).
- Zhu X Y, Wang J B, Liu Z R and Fang T H. 2010. Geologic characteristics and the genesis of the Wulagen lead-zinc deposit, Xinjiang, China[J]. Acta Geologica Sinica, 84(5): 695-702 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z B, Ye L, Li W Q, Li C Y, Gao Z Q, Li J F and Xu L F. 2007. Geological and geochemical characteristics of huoshibulake Pb-Zn deposit in xinjiang[J]. Geotectonica et Metallogenia, 31(2): 205-217 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 白洪海, 年武强, 曲曼姑力. 2008. 新疆乌恰县乌拉根铅锌矿床地质特征及找矿模式探讨[J]. 新疆有色金属, 5: 1-4.
- 蔡宏渊, 邓贵安, 郑跃鹏. 2002. 新疆乌拉根铅锌矿床成因探讨[J]. 矿产与地质, 16(1): 1-5.
- 陈骏, 王鹤年. 2004. 地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 116-117.
- 戴自希, 盛继福, 白冶. 2005. 世界铅锌资源的分布与潜力[M]. 北京: 地震出版社. 144p.
- 邓贵安, 蔡宏渊. 2003. 霍什布拉克铅锌矿床成因研究[J]. 矿产与地质, 17(6): 688-691.
- 邓贵安, 蔡宏渊. 2004. 南天山霍什布拉克铅锌矿床地质地球化学特征[A]. 见: 何国琦, 徐新. 中国新疆天山地质与矿产论文集[C]. 北京: 地质出版社. 179-186.
- 董莲慧, 庄道泽, 冯京, 张良臣. 2007. 新疆层控型铅锌矿[J]. 新疆地质, 25(4): 339-344.
- 高珍权, 刘继顺, 舒飞龙, 匡文龙, 胡江春. 2002a. 新疆乌恰地区中新世盆地寻找热卤水成因的超大型铅锌矿床的地球化学证据[J]. 地质地球化学, 30(1): 13-19.
- 高珍权, 刘继顺, 舒飞龙, 匡文龙, 胡江春. 2002b. 新疆乌恰铅锌矿床成矿的地质条件及成因[J]. 中南工业大学学报, 33(2): 116-120.
- 韩吟文, 马振东. 2003. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 248-250.
- 匡文龙, 刘石华, 刘继顺, 朱自强. 2002. 西昆仑地区卡兰古密西西比河谷型铅锌矿床成矿地质特征和成矿作用探讨[J]. 世界地质, 21(4): 340-346.
- 李博泉, 王京彬. 2006. 中国新疆铅锌矿床[M]. 北京: 地质出版社. 55-63.
- 李丰收, 王伟, 杨金明. 2005. 新疆乌恰县乌拉根铅锌矿床地质地球化学特征及其成因探讨[J]. 矿产与地质, 19(4): 335-340.
- 李华芹, 陈富文. 2004. 中国新疆区域成矿作用年代学[M]. 北京: 地质出版社: 210-212.
- 刘家军, 何明勤, 李志明, 刘玉平, 李朝阳, 张乾, 杨伟光, 杨爱平. 2004. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义[J]. 矿床地质, 23(1): 1-10.
- 刘建明, 刘家军, 顾雪祥. 1997. 沉积盆地中的流体活动及其成矿作用[J]. 岩石矿物学杂志, 16(4): 341-352.
- 刘英超, 杨竹森, 侯增谦, 田世洪, 王召林, 宋玉财, 薛万文, 鲁海峰, 王富春, 张玉宝, 朱田, 俞长捷, 苏媛娜, 李真真, 于玉帅. 2009. 青海玉树东莫扎扎铅锌矿床地质特征及碳氢氧同位素地球化学研究[J]. 矿床地质, 28(6): 770-784.
- 刘英超, 侯增谦, 杨竹森, 田世洪, 宋玉财, 薛万文, 王富春, 张玉宝. 2010. 青海玉树东莫扎扎铅锌矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 26(6): 1805-1819.
- 刘英俊. 1984. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 308p.
- 毛景文, 赫英, 丁梯平. 2002. 胶东金矿形成期间地幔流体参与成矿过程的碳氢氧同位素证据[J]. 矿床地质, 21(2): 121-128.
- 彭建堂, 胡瑞忠. 2001. 湘中锡矿超大型锡矿床的碳、氧同位素体系[J]. 地质论评, 47(1): 34-41.
- 彭守晋. 1989. 霍什布拉克铅锌矿床地质特征及成因初探[J]. 新疆有色金属, 1: 79-84.
- 彭守晋. 1990. 喀什地区主要铅锌矿床地质特征及成因探讨[J]. 新疆有色金属, 2: 8-16.
- 王登红, 陈郑辉, 陈毓川, 唐菊兴, 李建康, 应立娟, 王成辉, 刘善宝, 李立兴, 秦燕, 李华芹, 屈文俊, 王彦斌, 陈文, 张彦. 2010. 我国重要矿产成矿年代学研究新数据[J]. 地质学报, 84(7): 1030-1040.
- 王奎仁. 1989. 地球与宇宙成因矿物学[M]. 合肥: 安徽教育出版社. 100-105.
- 吴开兴, 胡瑞忠, 毕献武, 彭建堂, 唐群力. 2002. 矿石铅同位素示踪成矿物质来源综述[J]. 地质地球化学, 30(3): 73-81.
- 谢世业, 莫江平, 杨建功, 杨金明. 2003. 新疆乌恰县乌拉根新生代热卤水喷流沉积铅锌矿成因研究[J]. 矿产与地质, 17(1): 11-16.
- 杨富全, 王立本, 叶锦华, 傅旭杰, 李惠民. 2001. 新疆霍什布拉克地区花岗岩锆石 U-Pb 年龄[J]. 中国区域地质, 20(3): 267-273.
- 杨建国, 闫晔轶, 徐学义, 马中平, 赵仁夫, 姚文光. 2004. 西南天山成矿规律及其与境外对比研究[J]. 矿床地质, 23(1): 20-30.
- 叶庆同, 吴一平, 傅旭杰, 陈明勇, 叶锦华, 庄道泽, 杨富全, 白洪海. 1999. 西南天山金和有色金属矿床成矿条件和成矿预测[M]. 北京: 地质出版社. 129-140.
- 张良臣, 刘德权, 等. 2006. 中国新疆优势金属矿产成矿规律[M]. 北京: 地质出版社. 284-288.
- 张乾, 潘家永, 邵树勋. 2000. 中国某些金属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释[J]. 地球化学, 29(3): 231-238.
- 张志斌, 叶霖, 李文铅, 李朝阳, 高珍权, 李建峰, 徐力峰. 2007. 新疆霍什布拉克铅锌矿床地质、地球化学特征研究[J]. 大地构造与成矿学, 31(2): 205-217.
- 赵仁夫, 杨建国, 王满仓, 姚文光. 2002. 西南天山成矿地质背景研究及找矿潜力评价[J]. 西北地质, 35(4): 101-121.
- 郑永飞, 徐宝龙, 周根陶. 2000a. 矿物稳定同位素地球化学研究[J]. 地学前缘, 7(2): 299-320.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000b. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 193-313.
- 祝新友, 王京彬, 刘增仁, 方同辉. 2010. 新疆乌拉根铅锌矿床地质特征与成因[J]. 地质学报, 84(5): 695-702.
- 朱上庆, 黄华盛. 1988. 层控矿床地质学[M]. 北京: 冶金工业出版社. 334-338.