

# 云南富乐铅锌矿床地质、地球化学及成因\*

崔银亮<sup>1,2,3</sup> 周家喜<sup>2\*\*</sup> 黄智龙<sup>2</sup> 罗开<sup>2,4</sup> 念红良<sup>1,5</sup> 叶霖<sup>2</sup> 李珍立<sup>2,4</sup>

CUI YinLiang<sup>1,2,3</sup>, ZHOU JiaXi<sup>2\*\*</sup>, HUANG ZhiLong<sup>2</sup>, LUO Kai<sup>2,4</sup>, NIAN HongLiang<sup>1,5</sup>, YE Lin<sup>2</sup> and LI ZhenLi<sup>2,4</sup>

1. 云南省有色地质局,昆明 650051
  2. 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室,贵阳 550081
  3. 昆明理工大学国土资源工程学院,昆明 650093
  4. 中国科学院大学,北京 100049
  5. 云南省有色地质局三一七队,曲靖 655000
1. Yunnan Nonferrous Metals Geological Bureau, Kunming 650051, China  
2. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy Sciences, Guiyang 550081, China  
3. Faculty of Land Resource and Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China  
4. University of Chinese Academy Sciences, Beijing 100049, China  
5. No. 317 Geological Part, Yunnan Nonferrous Metals Geological Bureau, Qujing 655000, China
- 2017-07-15 收稿, 2017-11-11 改回.

Cui YL, Zhou JX, Huang ZL, Luo K, Nian HL, Ye L and Li ZL. 2018. Geology, geochemistry and ore genesis of the Fule Pb-Zn deposit, Yunnan Province, Southwest China. *Acta Petrologica Sinica*, 34(1): 194–206

**Abstract** The Fule Pb-Zn deposit is located in the western margin of the Yangtze Block, South China. This deposit structurally occurs in the Mile-Shizong-Shuicheng regional fault and is an important part of the Sichuan-Yunnan-Guizhou (SYG) Pb-Zn metallogenic province. Ore body is buried and occurs along the interlayer tectonic belt as stratiform shape. Sulfide ore is hosted by the middle Permian Yangxin Formation dolostone. Ore minerals are mainly sphalerite, minor galena and pyrite, with rare chalcopyrite and tetrahedrite, and gangue minerals are dominantly calcite and dolomite. Sulfide ore has massive, veined or disseminated structures with granular (euhedral, subhedral and anhedral) and metasomatic relict textures. There are more than 5 million tones (Mt) of sulfide ore, grading >10% Zn + Pb, and can up to 60% Zn + Pb. This paper presents the detailed ore deposit geology, and C-O, S and Pb isotopic data, aiming to reveal the sources of mineralizing elements and ore genesis. Calcite has  $\delta^{13}\text{C}$  values ranging from 1.25‰ to 2.01‰, mean 1.64‰, which are similar to those of marine carbonate rocks, but are higher than those of mantle and sedimentary organic matters. However,  $\delta^{18}\text{O}$  values of calcite range from 17.21‰ to 17.74‰ (mean 17.49‰), which are lower than those of carbonate rocks and organic matters, but are higher than those of mantle. Such C-O isotopic data suggests that the source of C is carbonate wall rocks, and O isotope signatures are generated by water/rock interaction between fluids and carbonate rocks.  $\delta^{34}\text{S}$  values of sulfide minerals range from 10.04‰ to 16.43‰ (av. 14.12‰), indicating a feature of heavy S isotopes-enriched and the sources of reduced S in the hydrothermal fluids are originated mainly from evaporites within sedimentary strata by thermal-chemical sulfate reduction (TSR). Single-grain galena has  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios ranging from 18.530 to 18.610 (av. 18.564), 15.694 to 15.702 (av. 15.697) and 38.569 to 38.657 (av. 38.601), respectively. These Pb isotopic data overlap with those of ore-formation age-corrected country sedimentary rocks and basement metaphoric rocks. Such Pb isotopic signatures demonstrate that the main sources of metal Pb are sediments and basements. This study proposes that the Fule is a carbonate-hosted, anticline and interlayer structure-controlled, stratiform, epigenetic, dispersed elements-enriched and high grade Pb-Zn deposit that formed under the

\* 本文受国家重点基础研究发展规划项目(2014CB440905)、国家重点研发计划项目(2017YFC0602502)、国家自然科学基金重点项目(41430315)和云南省有色地质局与中科院地化所合作科研项目(2015001A)联合资助。

第一作者简介: 崔银亮,男,1966年生,博士,教授,主要从事矿产普查与勘探工作, E-mail: cyl186@163.com

\*\* 通讯作者: 周家喜,男,1982年生,博士,副研究员,主要从事低温热液矿床研究, E-mail: zhoujiayi@vip.gyig.ac.cn

background of tectonic regime shifted from extension to compression and then to extension. All those metallogenic features are probable to be related to both the Emeishan mafic magmatism and Indosinian Orogeny.

**Key words** Ore deposit geology; Isotope geochemistry; Sources of mineralizing elements; Ore genesis; Fule Pb-Zn deposit; South China

**摘要** 富乐铅锌矿床位于扬子陆块西南缘的川滇黔铅锌成矿域东南部,受弥勒-师宗-水城区域性深大断裂构造控制,矿体呈似层状隐伏于中二叠统阳新组层间构造带内,赋矿围岩为白云岩。矿石矿物主要为闪锌矿,方铅矿和黄铁矿次之,含少量黄铜矿和黝铜矿等,脉石矿物主要为方解石和白云石。矿石构造主要有致密块状、浸染状和网脉状,金属矿物主要呈自形、半自形或他形粒状结构,其次为交代残余结构。已累计探明 Pb + Zn 金属资源量超过 50 万吨,平均品位大于 10% Pb + Zn,最高达 60% Pb + Zn,并伴随大量 Cu 和分散元素(如 Cd、Ga、Ge 等)显示其成矿环境极为特殊。本次工作通过详细的矿床地质和 C-O-S 及 Pb 同位素地球化学研究,旨在揭示该矿床的成矿物质来源及矿床成因。方解石的  $\delta^{13}\text{C}$  值介于 1.25‰~2.01‰ 之间,均值为 1.64‰,与海相碳酸盐岩相似,而高于地幔和沉积有机质; $\delta^{18}\text{O}$  值为 17.21‰~17.74‰,均值为 17.49‰,介于海相碳酸盐岩(沉积有机质)和地幔之间。这表明方解石的 C 很可能来自碳酸盐岩围岩,而 O 同位素很可能受到流体与围岩间的水/岩相互作用影响。硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值介于 10.04‰~16.43‰ 之间,均值为 14.12‰,显示富集重 S 同位素的特征,表明成矿流体中 S 主要来源于沉积地层中的膏岩层,是海水硫酸盐岩热化学还原作用的产物。单颗粒方铅矿的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.5295 \sim 18.6100$ (均值为 18.5640),  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6938 \sim 15.7024$ (均值为 15.6974),  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.5690 \sim 38.6568$ (均值为 38.6008) 其变化范围很窄,且与区域沉积岩和基底变质岩范围重叠,表明成矿金属 Pb 主要由沉积地层和基底岩石共同提供。综合矿床地质以及 C-O-S 和 Pb 同位素资料,本文认为富乐是一个形成于三叠纪拉张向挤压再向伸展的构造体制转换背景下,以碳酸盐岩为容矿围岩、受背斜和层间构造控制的层控、后生、富分散元素和高品位铅锌矿床,其成矿特征很可能是峨眉山岩浆作用和印支造山运动共同作用的结果。

**关键词** 矿床地质; 同位素地球化学; 成矿物质来源; 矿床成因; 富乐铅锌矿床; 华南

**中图法分类号** P597.2; P618.42; P618.43

位于扬子陆块西南缘的四川(川)-云南(滇)-贵州(黔)三省接壤区,即四川会理-西昌-云南易门以东、云南昆明-陆良-贵州贵阳以西北、贵州贵阳-四川成都以西南,总面积约为  $17 \times 10^4 \text{ km}^2$  的大三角区域内(图 1),目前已发现以沉积岩为容矿围岩的铅锌矿床(点)500 余处(柳贺昌和林文达,1999 统计为 400 余处),其中超大型铅锌矿床 1 处(会泽,金属量超过 500 万吨),大型铅锌矿床 10 处(大梁子、天宝山、小石房、赤普、茂租、毛坪、乐红、麻栗坪、富乐和纳雍枝),中-小型铅锌矿床 200 余处(例如金沙厂、天桥、杉树林、青山等)(金中国,2008; Ye *et al.*, 2011; Zhou *et al.*, 2013a; 王峰等,2013; Hu *et al.*, 2017a)。这些位于川滇黔铅锌成矿域内的铅锌矿床(点)大都伴生 Ag、Cd、Ge、Ga 等多种有用元素,其成矿背景、控矿因素、矿化特征及成矿作用等均相似,是我国著名的 Pb-Zn-Ag 等多金属成矿集中区,也是华南大面积低温成矿域的重要组成部分之一(Hu and Zhou, 2012; 胡瑞忠等,2015,2016; Hu *et al.*, 2017a, b)。

富乐铅锌矿床位于川滇黔铅锌成矿域的东南部,受区域性弥勒-师宗-水城断裂控制(司荣军等,2006),是滇东北富乐地区富分散元素矿床中规模最大、品位最高、勘查和研究程度最深的铅锌矿床(司荣军等,2011,2013; 吕豫辉等,2015; 梁峰等,2016; 念红良等,2017; Liu *et al.*, 2015; Zhu *et al.*, 2017; Zhou *et al.*, 2018)。尽管前人对该矿床中分散元素的富集规律与机制(司荣军等,2006,2011,2013)、控矿构造特征及其与成矿的关系(吕豫辉等,2015)、硫化物 Re-Os 年代学(Liu *et al.*, 2015)、热液碳酸盐岩矿物原位微量元素(梁峰等,2016)、Cd 同位素(Zhu *et al.*, 2017)和成矿

流体特征(司荣军,2005; 念红良等,2017)等进行了研究,但对该矿床的成矿物质来源、成矿时代、成矿机制以及矿床类型等的认识仍存有争议。例如,司荣军等(2006)根据分散元素的富集特征,认为该矿床可能属于沉积-改造型,成矿时代为燕山期; Zhang *et al.* (2015)、Zhu *et al.* (2017) 认为其属于 MVT 矿床,形成于晚印支期; Liu *et al.* (2015) 认为其形成可能受到喜山期构造热事件的影响; 秦建华等(2016)则认为其形成可能与镁铁质岩浆侵入作用有关。

同位素是示踪成矿物质来源的有效手段之一,并广泛应用于探讨矿床成因研究(周家喜等,2010,2012; Zhou *et al.*, 2013a, 2014a, b; 程杨等,2015; 聂飞等,2015; 高永宝等,2016; 金中国等,2016; 孙海瑞等,2016)。已有研究表明,单一同位素得出的认识往往相互矛盾,多同位素体系相互制约已成为发展趋势(黄智龙等,2004; Zhou *et al.*, 2013b, c)。本文在详实的矿床学观察基础上,系统开展矿物学和成矿期方解石 C-O 同位素、硫化物 S 同位素及单颗粒方铅矿 Pb 同位素地球化学综合研究,以期揭示富乐铅锌矿床的成矿物质来源,结合前人研究成果,探讨该矿床的成因及成矿动力学背景,为理解扬子陆块西南缘铅锌巨量聚集机制提供更加丰富的信息。

## 1 区域地质概况和矿床地质特征

### 1.1 区域地质概况

富乐地区出露的基底为中-新元古界昆阳群,昆阳群以上缺失震旦系、寒武系、奥陶系、志留系,中泥盆统海口组呈

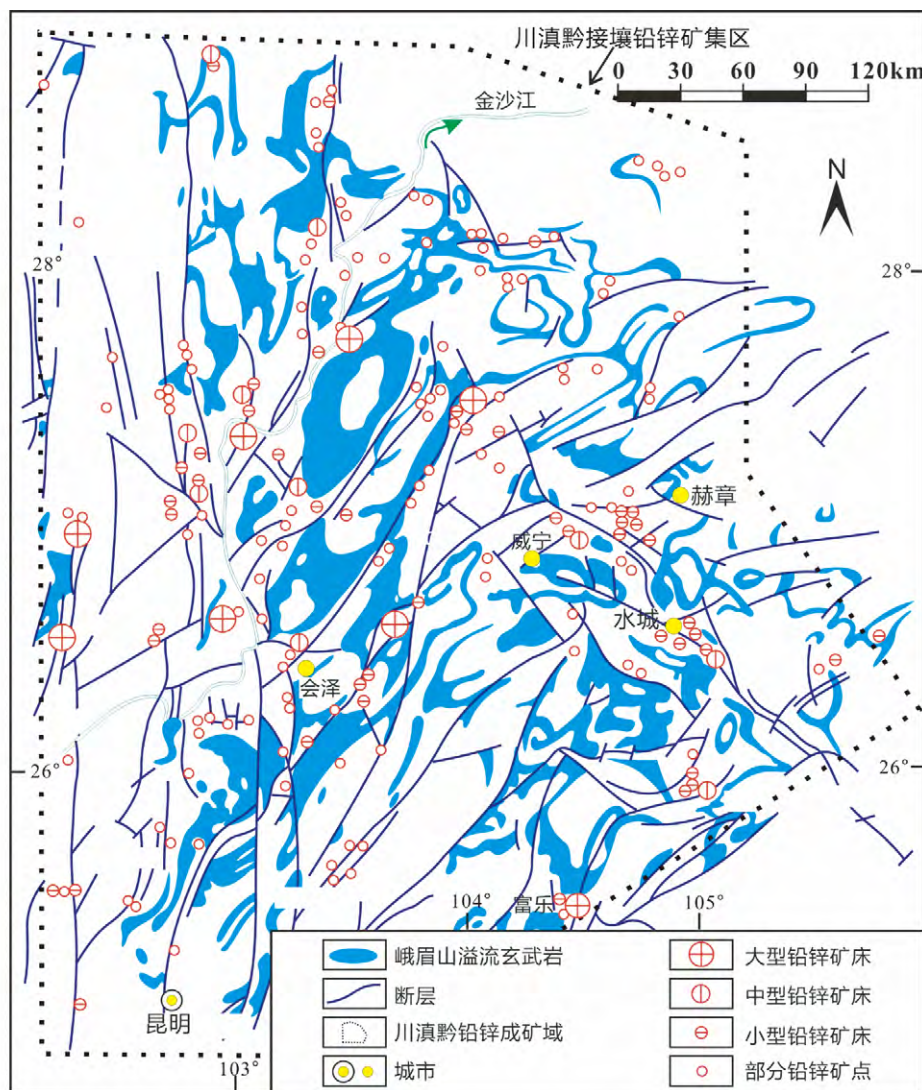


图1 川滇黔接壤铅锌矿集区地质略图(据柳贺昌和林文达,1999修改)

Fig. 1 The geological sketch map of the Sichuan-Yunnan-Guizhou Pb-Zn metallogenic province (modified after Liu and Lin, 1999)

角度不整合与昆阳群直接接触(念红良等,2017)。昆阳群仅出露于研究区西南部,由含粉砂质泥岩、层纹状粉砂质泥岩组成,上覆为中泥盆统海口组灰岩。石炭系底部为含煤碎屑沉积,向上为碳酸岩盐。二叠系下统以灰岩、灰泥质页岩及石英细砂岩为主;中统主要为灰岩与白云岩互层;上统主要为峨眉山玄武岩及为滨-浅海相含煤碎屑岩、碳酸盐岩和陆相含煤砂泥岩。三叠系下统底部为长石石英砂岩、粉砂岩夹泥岩、泥灰岩,中上部以碳酸盐岩为主;中统以碳酸盐岩为主。第四系为残坡积、冲积、洪积砂砾粘土层。二叠系地层在富乐地区上分布面积最大,其中上二叠统峨眉山玄武岩和中二叠统阳新组碳酸盐岩是区域分布面积最广的两个岩性单元。

区域构造活动强烈,规模不等的断裂、背斜、向斜、穹隆构造等普遍发育,共同组成了复式褶皱区。弥勒-师宗-水城断裂是区域主干断裂,法本背斜是区域最主要的背斜构造,

二者共同控制了区内地层和矿床(点)分布以及次级构造展布。弥勒-师宗-水城断裂总体呈NE向,走向具舒缓波状弯曲,在富乐一带表现为NNE向。该断裂带有多条高角度陡立逆断裂组成。法本背斜属宽缓褶皱构造,其轴部走向与弥勒-师宗-水城断裂基本一致。地层平行于弥勒-师宗-水城断裂,在法本背斜两翼大致对称展布。另外还发育若干次级断裂和褶皱,它们的走向与区域性构造一致。

该区处于峨眉山大火成岩省SE边缘,玄武岩厚度相对较薄。在下色则、富乐、岔河、淤泥河和古斯寨等地,可见辉绿岩呈岩床侵入于阳新组上部,厚约1~3m。富分散元素铅锌多金属矿化是区域最具特色的成矿特征之一,目前已知矿化面积超过60km<sup>2</sup>,已发现富乐(大型)、富胜(中型)、富利(小型)、热水塘、冒天水、骥子堂、芦苇塘、拖牛、肚杂、下鲁法、雨西亭等多个富分散元素铅锌矿床(点),它们均分布于阳新组碳酸盐岩中,层控特征明显,受法本背斜和弥勒-师宗-

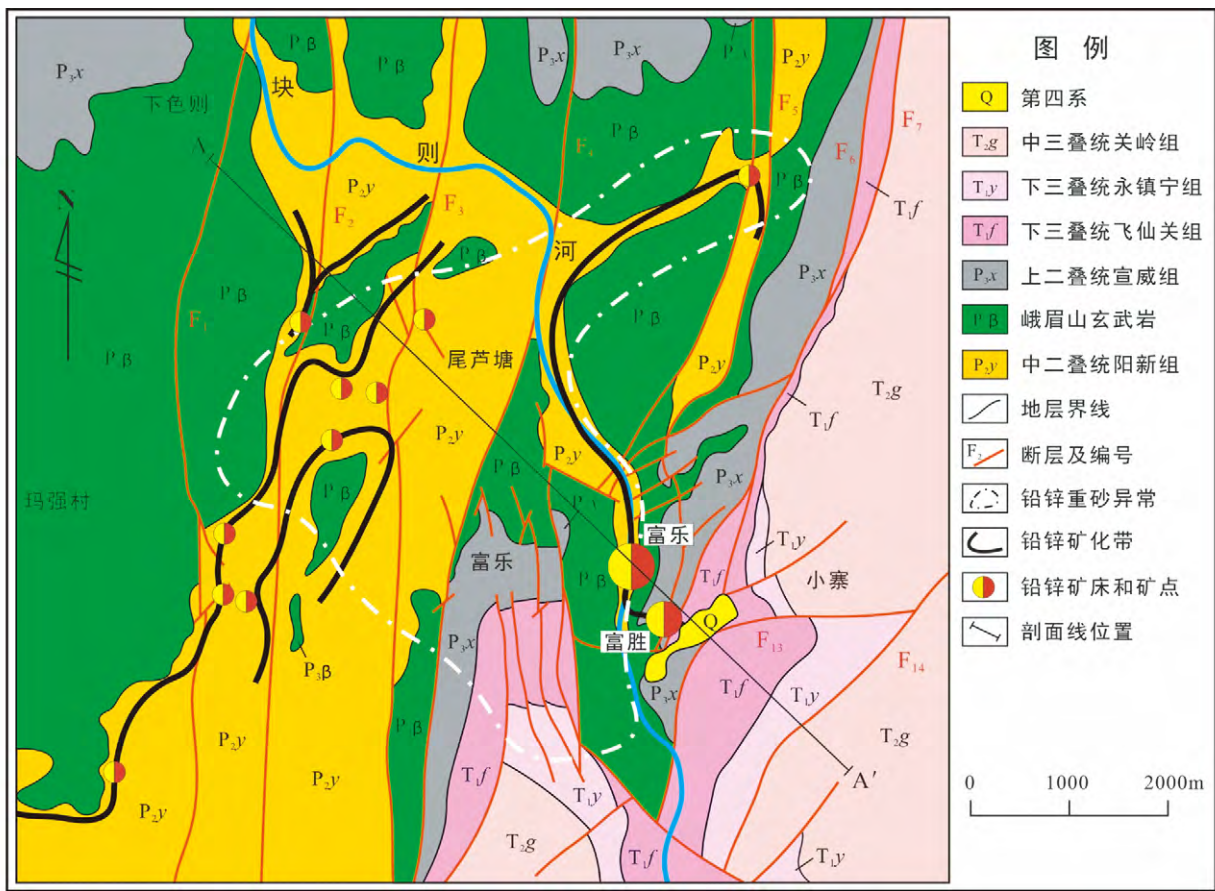


图2 富乐铅锌矿集区地质略图(据 Zhou et al., 2018)

Fig. 2 The geological sketch map of the Fule Pb-Zn metallogenic area (after Zhou et al., 2018)

水城断裂控制(司荣军等, 2006; 吕豫辉等, 2015; 念红良等, 2017)。

### 1.2 矿床地质特征

#### 1.2.1 矿区地层

富乐铅锌矿区出露的地层由老至新(图2和图3)简要描述如下: 石炭系上统马平组主要为含白云质生物碎屑灰岩、细晶灰岩, 少量白云岩, 局部夹石英砂岩; 二叠系下统梁山组由生物碎屑灰岩、炭泥质灰岩、灰质泥质页岩及石英细砂岩组成, 与下伏地层假整合接触; 二叠系中统阳新组为灰岩与白云岩互层; 二叠系上统峨嵋山玄武岩, 与下伏阳新组灰岩接触部有时见凝灰岩或硅质岩, 与下伏地层喷发不整合接触; 二叠系上统宣威组区域含煤建造, 与下伏地层假整合接触; 三叠系下统飞仙关组由砂岩、泥质灰岩、粉砂岩及页岩组成, 与下伏地层整合接触; 三叠系下统永镇宁组主要为碳酸盐岩; 三叠系中统关岭组主要为白云岩和灰岩; 第四系零星分布于矿区的沟谷、洼地、山坡等处。

#### 1.2.2 矿区构造

矿区主要构造形迹为褶皱和断层(图2和图3)。法本背斜, 轴向 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ , 长约20km, 宽约10km, 为一较开阔的

背斜, 核部由上石炭统灰岩组成, 倾角近于水平; 两翼为二叠系岩层, 倾角 $5^{\circ} \sim 10^{\circ}$ ; 轴面直立, 两翼对称。营上-桃源断层( $F_1$ ) 在平面上呈波状弯曲, 沿 $20^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 方向延伸, 长度 $> 130\text{km}$ , 为一逆断层, 局部显扭性特点; 断层倾向在富源瓦窑以南为 $290^{\circ} \sim 330^{\circ}$ , 以北为 $110^{\circ} \sim 140^{\circ}$ , 倾角 $67^{\circ} \sim 82^{\circ}$ 。落峰断层( $F_2$ ) 在平面上呈波状弯曲, 沿 $20^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 方向延伸, 长度约67km, 为逆断层; 断裂倾向在营上以南为 $270^{\circ} \sim 330^{\circ}$ , 以北为 $90^{\circ} \sim 150^{\circ}$ , 倾角 $75^{\circ} \sim 80^{\circ}$ 。拖牛断层( $F_3$ ) 在平面上呈波状弯曲, 沿 $340^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 方向延伸, 长度约24km, 破碎带宽2~30m, 属逆断层, 倾向 $70^{\circ} \sim 110^{\circ}$ , 倾角 $75^{\circ} \sim 80^{\circ}$ 。麂子塘断裂( $F_4$ ) 在平面上呈波状弯曲, 沿 $0^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 方向延伸, 长度约43km。小寨断裂( $F_5$ ) 在平面上呈波状弯曲, 沿 $30^{\circ} \sim 45^{\circ}$ 方向延伸, 长度约17km, 属逆断层, 局部显扭性特点, 倾向 $120^{\circ} \sim 160^{\circ}$ , 倾角 $62^{\circ} \sim 76^{\circ}$ 。菜园断裂( $F_6$ ) 属逆断裂性质, 由东到西可分为二段, 大水塘以东(EW向)段, 产状 $160^{\circ} \sim 210^{\circ} \angle 20^{\circ} \sim 55^{\circ}$ ; 以西(NE-NNE)段, 产状 $110^{\circ} \sim 150^{\circ} \angle 55^{\circ} \sim 85^{\circ}$ 。

#### 1.2.3 矿体特征

富乐矿床隐伏地表以下150~200m左右, 由矿体20个矿体组成, 总体呈NW-SE向展布, 长约3000m, NE-SW向宽

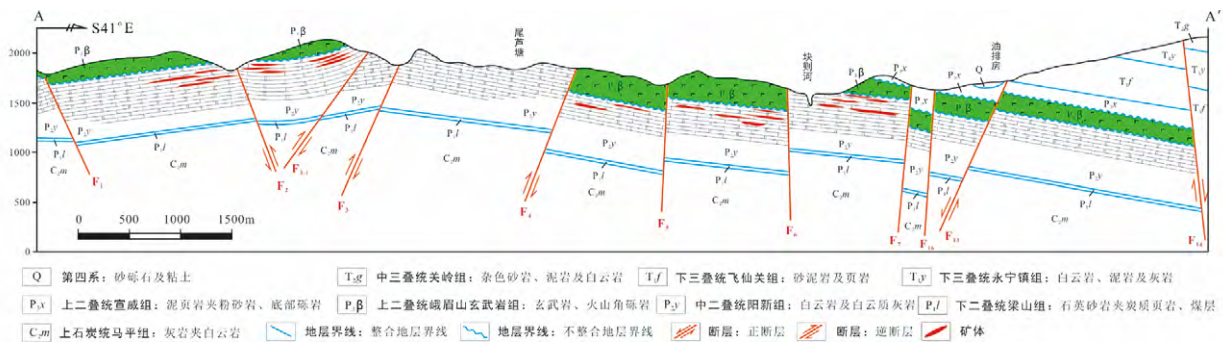


图3 富乐铅锌矿集区 A-A' 剖面图(据 Zhou et al., 2018)

Fig. 3 The profile map of A-A' in the Fule Pb-Zn metallogenic area (after Zhou et al., 2018)

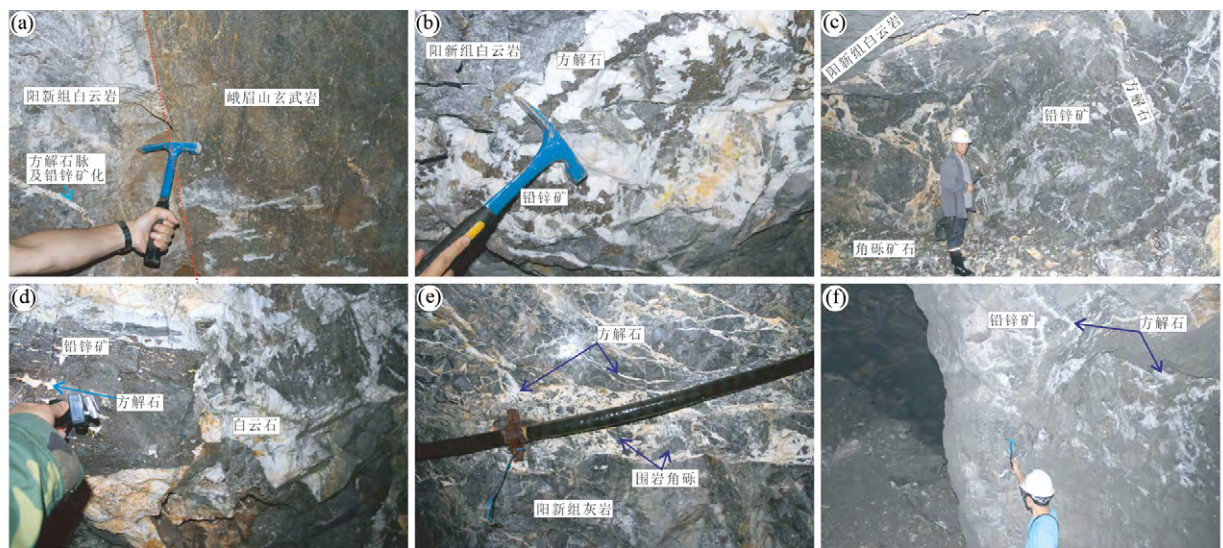


图4 富乐铅锌矿床矿体特征

(a) 峨眉山玄武岩与阳新组白云岩界线及方解石脉和铅锌矿化; (b) 阳新组白云岩中脉状铅锌矿体和方解石脉; (c) 块状、角砾状矿石和方解石脉; (d) 方解石脉、白云石团块和铅锌矿体; (e) 方解石脉和围岩角砾; (f) 方解石脉和铅锌矿体

Fig. 4 The ore bodies' features of the Fule Pb-Zn deposit

(a) the boundary between Emeishan basalts and Yangxin Formation dolomite, and the veined calcite and Pb-Zn mineralization; (b) veined Pb-Zn ores and calcite in the dolomite of Yangxin Formation; (c) massive and brecciated ores and calcite; (d) veinlet calcite, massive dolomite and Pb-Zn ore body; (e) veinlet calcite and brecciated wall rocks; (f) veinlet calcite and Pb-Zn ore body

约 1500m。由老君台和新君台两个矿段组成。以往对老君台矿段矿体特征描述较少。仅有对①号矿体的简单描述,其走向长 1200m,倾向长 279m,平面投影近于等轴状,走向厚度在 0.72~6.38m,倾向厚度 1.0~12.25m,Zn 品位 2.43%~11.42%。新君台矿体呈透镜状、似层状、脉状,沿层间构造平缓产出(图 3),产状受地层产状控制,总体倾向 SE,倾向角约 10°。耳洞矿体的规模最大,呈似层状产出,长约 1000m,宽约 300~500m,厚 0~20m;其次为大闹堂矿体,呈似层状-透镜状,长约 500m,宽约 400m,厚 0~25m;白沙闹堂矿体规模也比较大,呈似层状产出,长约 500m,宽约 200m。目前可采样的矿体为 108 矿体,呈透镜状-似层状,长约 400m,宽约 200m,厚 2~12m;904 矿体,长约 340m,宽约 200m,厚 1.5~

15m;新 74 矿体,呈透镜状,长约 200m,宽约 150m,厚 3~15m。各矿体中 Zn 平均品位均大于 10%,且矿石中富含 Cu、Ag、Cd、Ge、Ga 和 Se 等多种元素,其中 Ag 含量  $0.98 \times 10^{-6} \sim 22.06 \times 10^{-6}$ ,平均  $7.28 \times 10^{-6}$ ;Cd 含量  $256 \times 10^{-6} \sim 8171 \times 10^{-6}$ ,平均  $3787 \times 10^{-6}$ ;Ge 含量  $1.77 \times 10^{-6} \sim 39.35 \times 10^{-6}$ ,平均  $15.6 \times 10^{-6}$ ;Ga 含量  $0.74 \times 10^{-6} \sim 142.5 \times 10^{-6}$ ,平均  $34.25 \times 10^{-6}$  和 Se 含量  $23 \times 10^{-6} \sim 107 \times 10^{-6}$ ,平均  $66 \times 10^{-6}$ 。Cd、Ga 等分散元素资源量达到大型规模(司荣军等, 2006, 2011, 2013)。

硫化物矿物成分简单,金属矿物以闪锌矿为主,其次为方铅矿和黄铁矿,含有少量黄铜矿和黝铜矿等,脉石矿物主要为白云石和方解石(图 4)。闪锌矿:一般呈块状、团块状、

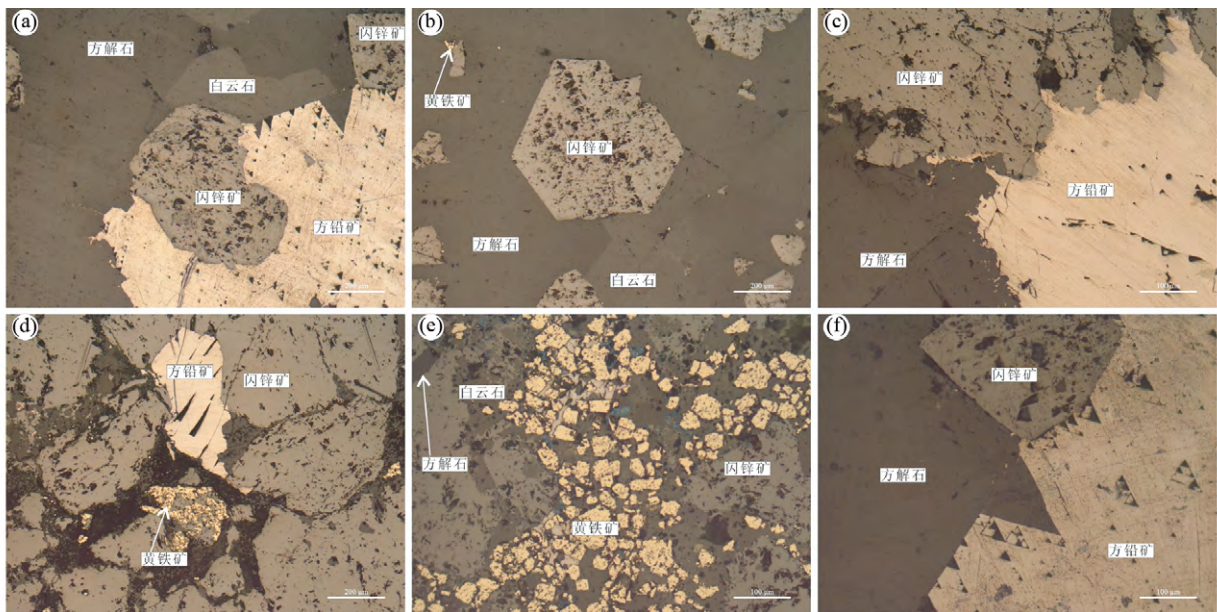


图5 富乐铅锌矿床矿物结构特征

(a) 半自形闪锌矿与他形方铅矿、白云石和方解石共生; (b) 自形闪锌矿和他形黄铁矿分布在他形方解石中; (c) 他形闪锌矿、方铅矿和方解石共生; (d) 交代黄铁矿、他形方铅矿分布在他形闪锌矿裂隙中; (e) 压碎自形-半自形方铅矿分布在他形白云石和闪锌矿间隙; (f) 自形-半自形方解石、方铅矿和闪锌矿共生

Fig. 5 The textural features of the minerals from the Fule Pb-Zn deposit

(a) subhedral granular sphalerite coexists with anhedral galena, dolomite and calcite; (b) euhedral granular sphalerite and anhedral pyrite in anhedral calcite; (c) anhedral sphalerite coexists with galena and calcite; (d) metamorphic relict pyrite and xenomorphic sphalerite in anhedral sphalerite fracture; (e) cataclastic and euhedral-subhedral galena in the boundary of anhedral dolomite and sphalerite; (f) euhedral-subhedral calcite coexists with galena and sphalerite

斑点状、条带状,少数呈浸染状分布,是含量最多的金属矿物,在矿石中的含量一般为1%~20%,富矿可达30%~40%,最高可达60%。闪锌矿多呈半自形粗粒结构,粒度一般2~3mm,少数为细粒(<1.0mm)、中粒(1~2mm),局部闪锌矿呈巨晶结构(>5mm)。闪锌矿颜色总体较浅,肉眼观察大致可分为深褐色、红褐色、红棕色、棕黄色、棕色、淡黄色等,以红棕色为主。司荣军等(2006)认为深部闪锌矿比浅部颜色深,而矿体中部闪锌矿较边部颜色深,沿矿体厚度方向下部闪锌矿比上部颜色深,富矿石闪锌矿比贫矿石颜色深。方铅矿:晶粒在0.1~2mm,部分达3×3mm~12.6×15mm,多产于白云石方解石脉(团块)中,部分产于块状闪锌矿矿石中。

矿石构造主要为致密块状构造(图4)、角砾状构造、浸染状构造、网脉状构造、环状构造、尚见皮壳、粉末状构造及多孔晶洞状构造。主要矿石结构是粒状结构(图5a, b, e, f),表现为主要金属矿物呈自形、半自形或他形粒状出现,其次为交代残余结构,即黄铁矿交代闪锌矿(图5d),闪锌矿交代白云石、黄铁矿,石英交代白云石,常保留后者的骸晶。此外,闪锌矿常被溶蚀呈他形粒状、港湾状、不规则状,形成溶蚀结构(图5c)。

#### 1.2.4 矿物共生组合及围岩蚀变

根据矿床和矿体特征、矿石结构构造、各种矿脉相互关

系和矿物共生组合,将矿床成矿过程划分为成岩期、热液成矿期和表生期,其中热液成矿期可进一步划分为硫化物-碳酸盐矿物(白云石和方解石)和碳酸盐矿物两个阶段。硫化物-碳酸盐矿物阶段,主要形成闪锌矿-白云石/方解石和闪锌矿-方铅矿-白云石/方解石两种主要组合矿石。围岩蚀变主要有白云石化和方解石化,局部有重结晶作用及褪色现象。

## 2 样品和分析方法

本次用于研究的样品来自富乐铅锌矿床108号矿体,样品分布在各中段采场和穿脉。在手标本观察、描述和拍照后,对代表性样品进行粉碎至40~60目,在双目镜下挑选纯度大于98%的方解石、闪锌矿和方铅矿,然后进行样品超声清洗,再在双目镜下进行反复挑纯,并裸眼区分闪锌矿颜色。选纯后的单矿物样品,用玛瑙研钵研磨至200目,备C-O和S同位素分析。用于Pb同位素分析的单颗粒方铅矿样品在澳大利亚昆士兰大学同位素实验室处理。

#### 2.1 C-O同位素分析

热液方解石C-O同位素组成分析在中国科学院地球化

学研究所矿床地球化学国家重点实验室 MAT-253 气体质谱仪上进行。实验由罗开博士和谷静高级工程师共同完成,分析精密度  $\delta^{13}\text{C}$  为  $\pm 0.2\text{‰}$  ( $2\sigma$ )  $\delta^{18}\text{O}$  为  $\pm 0.4\text{‰}$  ( $2\sigma$ )。实验采用 Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB) 作为标准  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$ 。

## 2.2 S 同位素分析

将清洗干净后的硫化物用玛瑙研钵研磨至 200 目,称取适量的粉末样品,在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室 MAT-253 气体质谱仪上完成 S 同位素组成分析。以 Vienna Canyon Diablo Troilite (V-CDT) 作为参照标准,以 STD-1 ( $-0.22\text{‰}$ )、STD-2 ( $22.57\text{‰}$ )、STD-3 ( $-32.53\text{‰}$ ) 为标样校正,测试误差  $\pm 0.1\text{‰}$ 。

## 2.3 单颗粒方铅矿 Pb 同位素

单颗粒方铅矿 Pb 同位素分析在澳大利亚昆士兰大学同位素实验室多接受器等离子体质谱仪 (MC-ICPMS) 上进行,实验由沈能平副研究员 2015 年访问期间完成。采用改进的 Sr 特效树脂 HCl 洗脱和提纯 Pb 的流程 (Xun *et al.*, 2014), 重复分析标样 NBS 981 给出  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7046 \pm 140$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4938 \pm 38$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9361 \pm 47$  ( $n = 38, 2\sigma$ ), 与报道的 NBS 981 均值 ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7179$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4944$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9410$ ) 一致 (Collerson *et al.*, 2002)。

# 3 结果

## 3.1 C-O 同位素组成

本研究分析了 4 件方解石的 C-O 同位素组成,分析结果列于表 1。方解石的  $\delta^{13}\text{C}$  值介于  $1.25\text{‰}$  ~  $2.01\text{‰}$  之间,均值为  $1.64\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $17.21\text{‰}$  ~  $17.74\text{‰}$ ,均值为  $17.49\text{‰}$ 。可见,方解石的 C、O 同位素组成变化范围较小,与司荣军 (2005) 获得的方解石样品 C、O 同位素组成相比,也没有明显的差别,暗示这些方解石的 C-O 来源一致或均一化程度较高 (Huang *et al.*, 2010)。

表 1 富乐铅锌矿床方解石 C-O 同位素组成

Table 1 The C and O isotopic compositions of calcite from the Fule Pb-Zn deposit

样品号	采样位置	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$	来源
FL43	No. 74 矿体	1.12	17.56	司荣军, 2005
FL <sub>14</sub> -15		1.56	17.21	
FL <sub>14</sub> -34	108 矿体	1.75	17.62	本文
FL <sub>14</sub> -58		2.01	17.38	
FL <sub>14</sub> -66		1.25	17.74	

表 2 富乐铅锌矿床硫化物 S 同位素组成

Table 2 The S isotopic compositions of sulfide minerals from the Fule Pb-Zn deposit

样品号	采样位置	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$	误差
FL <sub>14</sub> -13		方铅矿	11.86	0.11
FL <sub>14</sub> -24		方铅矿	10.49	0.15
FL <sub>14</sub> -58		方铅矿	10.04	0.12
FL <sub>14</sub> -75		方铅矿	10.66	0.08
FLC-0-12		方铅矿	10.67	0.16
FLC-0-1	108 矿体	深褐色闪锌矿	15.57	0.17
FLC-0-1		棕色闪锌矿	15.02	0.19
FLC-0-1		红褐色闪锌矿	16.16	0.02
FLC-0-3		深褐色闪锌矿	15.29	0.14
FLC-0-3		棕色闪锌矿	15.10	0.16
FLC-0-5		深褐色闪锌矿	14.21	0.04
FLC-0-5		红褐色闪锌矿	15.20	0.05
FLC-0-6		棕色闪锌矿	15.89	0.25
FLC-0-8		棕色闪锌矿	14.18	0.61
FLC-0-8		红褐色闪锌矿	14.16	0.35
FLC-0-8		棕黄色闪锌矿	14.99	0.26
FLC-0-9		淡黄色闪锌矿	15.46	0.31
FLC-0-9		棕色闪锌矿	14.80	0.24
FLC-0-9		红褐色闪锌矿	15.16	0.33
FLC-0-15		深褐色闪锌矿	14.59	0.13
FLC-0-16		红棕色闪锌矿	16.43	0.08
FLC-0-18	红棕色闪锌矿	14.68	0.37	

## 3.2 S 同位素组成

S 同位素分析结果列于表 2。22 件硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值介于  $10.04\text{‰}$  ~  $16.43\text{‰}$  之间,均值为  $14.12\text{‰}$ ,其中 5 件方铅矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $10.04\text{‰}$  ~  $11.86\text{‰}$ ,均值为  $10.74\text{‰}$ ,17 件闪锌矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $14.16\text{‰}$  ~  $16.43\text{‰}$ ,均值为  $15.11\text{‰}$ 。可见,闪锌矿明显较方铅矿富重硫同位素。

深褐色闪锌矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $14.21\text{‰}$  ~  $15.57\text{‰}$ ,均值为  $14.92\text{‰}$  ( $n = 4$ )。棕色闪锌矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $14.18\text{‰}$  ~  $15.89\text{‰}$ ,均值为  $15.00\text{‰}$  ( $n = 5$ )。红褐色闪锌矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $14.16\text{‰}$  ~  $16.16\text{‰}$ ,均值为  $15.17\text{‰}$  ( $n = 4$ )。红棕色闪锌矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $14.68\text{‰}$  ~  $16.43\text{‰}$ ,均值为  $15.56\text{‰}$  ( $n = 2$ )。棕黄色闪锌矿的  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  值为  $14.99\text{‰}$ ,淡黄色闪锌矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $15.46\text{‰}$ 。可见,不同颜色闪锌矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值差别不明显,这与天桥矿床观察到深色闪锌矿富重硫同位素的现象不同 (周家喜等, 2010),很可能是由于富乐矿床闪锌矿中富集不同微量(分散)元素有关 (司荣军等, 2006)。

## 3.3 Pb 同位素组成

单颗粒方铅矿 Pb 同位素分析结果列于表 3。11 件单颗粒方铅矿的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.5295 \sim 18.6100$  (均值为  $18.5640$ ),  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6938 \sim 15.7024$  (均值为  $15.6974$ ),  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.5690 \sim 38.6568$  (均值为  $38.6008$ )。变化范围窄,数据集中,这与采用飞秒激光剥蚀多

表3 富乐铅锌矿床单颗粒方铅矿 Pb 同位素组成

Table 3 The Pb isotopic compositions of single-grain galena from the Fule Pb-Zn deposit

样品号	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	2s	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	2s
FLC-0-12	18.5795	0.0011	15.6980	0.0008	38.5936	0.0025
FL <sub>14</sub> -26	18.5386	0.0012	15.6954	0.0007	38.5876	0.0020
FL <sub>14</sub> -75	18.5295	0.0006	15.6938	0.0005	38.5690	0.0016
FL <sub>14</sub> -58	18.5680	0.0009	15.6979	0.0007	38.6002	0.0019
FL <sub>14</sub> -24	18.5490	0.0010	15.6962	0.0009	38.5976	0.0031
FL <sub>14</sub> -44	18.6092	0.0011	15.6997	0.0011	38.6154	0.0029
FL <sub>14</sub> -13	18.6100	0.0009	15.7024	0.0012	38.6568	0.0033
FL <sub>14</sub> -15	18.5379	0.0008	15.6956	0.0007	38.5918	0.0021
FL <sub>14</sub> -18	18.5686	0.0011	15.6980	0.0011	38.5852	0.0033
FL-2	18.5444	0.0008	15.6961	0.0014	38.5948	0.0040
FL-7	18.5687	0.0007	15.6981	0.0006	38.6162	0.0018

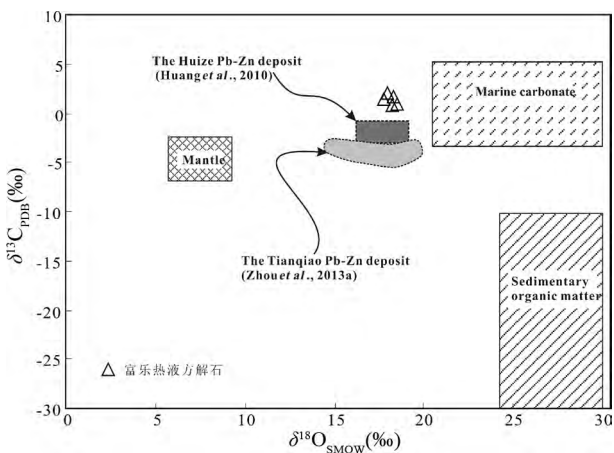


图6 富乐铅锌矿床  $\delta^{13}C_{PDB}$ - $\delta^{18}O_{SMOW}$  图解(转引自 Zhou et al., 2013a)

Fig. 6 The plot of  $\delta^{13}C_{PDB}$  vs.  $\delta^{18}O_{SMOW}$  of the Fule Pb-Zn deposit (after Zhou et al., 2013a)

接收等离子体质谱仪(fs LA-MC-ICPMS)获得邻区黔西北纳雍枝铅锌矿床方铅矿原位 Pb 同位素组成变化范围很窄相似(金中国等, 2016) 暗示富乐铅锌矿床的成矿物质来源单一或均一化程度高(黄智龙等, 2004)。

## 4 讨论

### 4.1 成矿物质来源

#### 4.1.1 C-O 同位素约束

通常地幔、海相碳酸盐岩和沉积有机质被认为是热液系统中 C 和 O 的主要来源(Demény et al., 1998; Demény and Harangi, 1996; Taylor et al., 1967; Veizer and Hoefs, 1976)。已有研究表明,地幔的  $\delta^{13}C$  值介于  $-8‰ \sim -4‰$  之间  $\delta^{18}O$

值为  $6‰ \sim 10‰$ (Taylor et al., 1967) 碳酸盐岩的  $\delta^{13}C$  值为  $-4‰ \sim 4‰$ ,  $\delta^{18}O_{SMOW}$  值介于  $20‰ \sim 30‰$  之间(Veizer and Hoefs, 1976),但有机质的  $\delta^{13}C$  值明显偏负( $-30.0‰ \sim -10.0‰$ ),而  $\delta^{18}O$  值( $24‰ \sim 30‰$ )与海相碳酸盐岩相似。可见,富乐方解石  $\delta^{13}C$  值与沉积有机质显著不同(图6),明显高于其  $\delta^{13}C$  值,而  $\delta^{18}O$  值则明显低于其  $\delta^{18}O$  值,这可以排除有机质大量参与成矿的可能性;与地幔相比(图6),富乐方解石  $\delta^{13}C$  和  $\delta^{18}O$  值均高于地幔,暗示完全由地幔参与的可能性也不大;与海相碳酸盐岩相比(图6),富乐方解石  $\delta^{13}C$  值与之相似,而  $\delta^{18}O$  值低于其值。由于碳酸盐岩的溶解作用会导致几乎不变的  $\delta^{13}C$  值以及降低的  $\delta^{18}O$  值(周家喜等, 2012; Zhou et al., 2014b),这暗示富乐方解石的 C-O 同位素特征很可能与海相碳酸盐岩溶解作用有关。

与邻区会泽(黄智龙等, 2004; Huang et al., 2010)和天桥(周家喜等, 2012; Zhou et al., 2013a)等铅锌矿床的方解石 C-O 同位素相比,富乐方解石  $\delta^{13}C$  值明显高于前者,而  $\delta^{18}O$  值与之相似(图6)。已有的研究认为会泽矿床的 C-O 同位素特征是峨眉山地幔柱去气和碳酸盐岩溶解二者共同作用的结果(黄智龙等, 2004; Huang et al., 2010),而天桥矿床的 C-O 同位素特征则是地幔去气、碳酸盐岩溶解以及有机质脱羟基三者共同作用的结果(周家喜等, 2012; Zhou et al., 2013a)。在  $\delta^{13}C_{PDB}$ - $\delta^{18}O_{SMOW}$  图解(图6)中,不难发现富乐铅锌矿床方解石投影区域位于会泽和天桥方解石的上方,且靠近海相碳酸盐岩区域。因此,即便不能排除地幔去气和有机质脱羟基作用的影响,但其贡献亦不显著。而川滇黔地区成矿年代学研究表明(Zhou et al., 2013a, d, 2015),本区铅锌成矿作用主要发生于晚三叠-早侏罗世(245~190Ma),该年龄与峨眉山玄武岩年龄(260Ma)相差较大,表明地幔去气( $CO_2$ 等)作用对峨眉山大火成岩省边缘地区的铅锌矿床形成影响不大。因此,本研究认为富乐方解石 C 主要来自围岩碳酸盐岩,而 O 同位素很可能是受流体与围岩间水/岩相



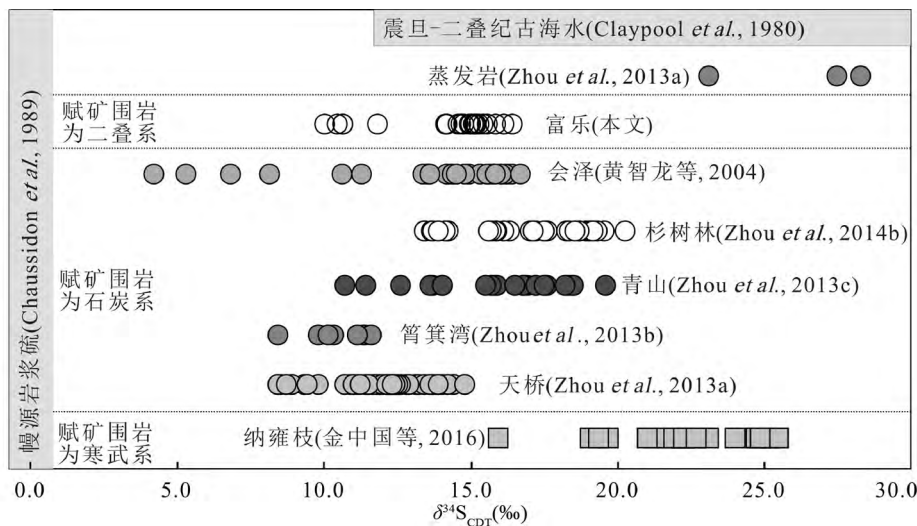


图7 富乐铅锌矿床硫同位素组成及其与邻区矿床、蒸发岩、海相硫酸盐及幔源硫的对比(转引自 Zhou *et al.*, 2018)

Fig. 7 S isotopic compositions of sulfide minerals from the Fule Pb-Zn deposit and the comparison among adjacent Pb-Zn deposits, evaporates, marine sulfate and mantle-derived sulfur (after Zhou *et al.*, 2018)

互作用导致的碳酸盐岩溶解作用的影响。

#### 4.1.2 S 同位素约束

富乐硫化物 S 同位素组成具有  $\delta^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{方铅矿}}$  特征, 指示 S 同位素在硫化物间的分馏达到了热力学平衡。富乐铅锌矿床矿石矿物组合简单, 除闪锌矿、方铅矿和少量的黄铁矿等硫化物外, 未发现硫酸盐岩矿物。因此, 硫化物(特别是黄铁矿)的  $\delta^{34}\text{S}$  值(均值)可近似代表热液流体的  $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$  值 (Ohmoto, 1972; Ohmoto and Goldhaber, 1997)。本研究未获得黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值, 而闪锌矿和方铅矿的  $\delta^{34}\text{S}$  均值为 14.12‰。因此, 推测成矿流体的  $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$  值应略大于 14‰。显然, 高于幔源岩浆 S 的  $\delta^{34}\text{S}$  值 ( $0 \pm 3\text{‰}$ ; Chaussidon *et al.*, 1989) 这进一步排除了岩浆作用提供大量硫源的可能性。

区域上多个沉积地层中均发育蒸发岩层, 其中富含石膏和重晶石等海水硫酸盐岩矿物, 它们的  $\delta^{34}\text{S}$  值介于 22‰ ~ 28‰ (图 6; 黄智龙等, 2004; 金中国, 2008; Zhou *et al.*, 2013a, d), 高于二叠纪同期海水硫酸盐的  $\delta^{34}\text{S}$  值 (11‰ ~ 15‰; Claypool *et al.*, 1980)。已有研究表明, 硫酸盐岩矿物热化学还原过程可以导致高达 15‰ 的  $\Delta_{\text{sulfate-sulfide}}$  值 (Seal, 2006; Zhou *et al.*, 2013c)。因此, 富乐矿床成矿流体中的 S 很可能来源于沉积地层中的蒸发岩或残存的二叠纪同期海水硫酸盐岩, 即海相硫酸盐岩是富乐矿床的主要硫源。

赋存于二叠系中的富乐硫化物, 其  $\delta^{34}\text{S}$  值与赋存于石炭系中的会泽、杉树林等硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值相似 (图 7), 而低于赋存于寒武系中的纳雍枝硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值, 这很可能与寒武纪海水硫酸盐岩  $\delta^{34}\text{S}$  值 ( $\delta^{34}\text{S} = 27\text{‰} \sim 32\text{‰}$ ; Claypool *et al.*, 1980) 较石炭纪 ( $\delta^{34}\text{S} = 14\text{‰} \sim 24\text{‰}$ ; Claypool *et al.*, 1980) 和二叠纪海水硫酸盐岩  $\delta^{34}\text{S}$  值 ( $\delta^{34}\text{S} = 11\text{‰} \sim 15\text{‰}$ ; Claypool *et al.*, 1980) 高有关 (图 8)。这进一步说赋存地层中同期海水

硫酸盐岩很可能是主要硫源。

至于从海相硫酸盐岩的  $\text{SO}_4^{2-}$  到  $\text{S}^{2-}$ , 主要通过有机和无机还原两种过程, 其中有机以细菌硫酸盐岩还原作用 (BSR) 为代表, 而无机则为热化学硫酸盐岩还原作用 (TSR)。BSR 发生在相对低温的条件下 ( $< 120^\circ\text{C}$ ), 快速形成大量  $\text{S}^{2-}$  的可能性较小且形成  $\text{S}^{2-}$  的  $\delta^{34}\text{S}$  值具有较大的变化范围 (多以负值出现), 较硫酸盐  $\delta^{34}\text{S}$  值可以低至 40‰ (Jørgenson *et al.*, 1992; Basuki *et al.*, 2008); TSR 则发生在温度较高的条件下 ( $> 120^\circ\text{C}$ ), 能快速产生大量  $\text{S}^{2-}$  且形成还原态  $\text{S}^{2-}$  的  $\delta^{34}\text{S}$  值相对稳定 (Ohmoto, 1972; Seal, 2006)。富乐硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值集中在 10‰ ~ 16‰ 之间, 成矿流体的  $\delta^{34}\text{S}$  值大于 14‰, 金属资源量超过 50 万吨, 成矿温度约 180 ~ 280℃ (司荣军, 2005; 念红良等, 2017), 这些均表明 TSR 是富乐铅锌矿床成矿流体中还原态 S 形成的主要机制。因此, 富乐铅锌矿床成矿流体中的  $\text{S}^{2-}$  最可能是海相硫酸盐岩矿物 TSR 的产物, 而二叠系梁山组地层中富集的有机质可能起到了还原剂的作用 (周家喜等, 2010; Zhou *et al.*, 2013d, 2018)。

#### 4.1.3 Pb 同位素约束

由于硫化物中的 U 和 Th 含量较低, 其形成后由 U、Th 产生放射性 Pb 有限, 无需对其进行年龄校正, 其铅同位素组成亦能够代表成矿流体的初始铅同位素组成 (Zheng and Wang, 1991; Carr *et al.*, 1995; Zhou *et al.*, 2013a, 2014a)。本研究获得的单颗粒方铅矿 Pb 同位素组成变化范围很窄, 表明 Pb 等金属成矿物质是上地壳某套地层的单一来源或多来源混合后的均一源区 (Zhou *et al.*, 2001; 黄智龙等, 2004)。司荣军 (2005) 的研究, 也认为富乐矿床成矿金属可能来源于扬子陆块西南缘盖层 (上震旦统-中二叠统) 岩石的

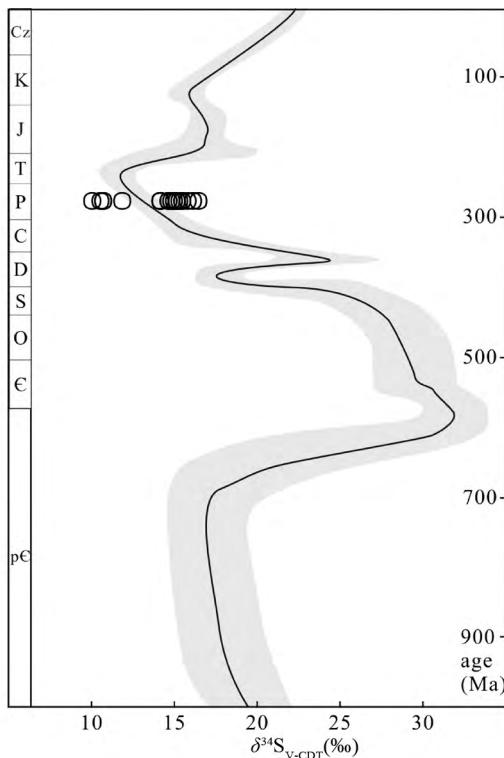


图8 富乐铅锌矿床硫化物硫同位素组成与古海水对比 (底图据 Claypool *et al.*, 1980)

Fig. 8 The S isotopic compositions of sulfide minerals from the Fule Pb-Zn deposit and its comparison with those of the seawater (after Claypool *et al.*, 1980)

混合成矿前的成矿流体存在均一化过程。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图9)图解上,全部测点数据投影于上地壳Pb平均演化线上,这进一步显示成矿物质的壳源特征。此外图9显示,富乐方铅矿Pb同位素的投影区与峨眉山玄武岩、灯影组白云岩范围明显不同,而与泥盆-二叠系沉积岩、基底岩石以及会泽和天桥矿床部分重叠,结合区域地质背景(富乐地区震旦系缺失)和成矿年代学(无论是晚印支期、燕山期甚至喜山期成矿,均明显晚于峨眉山玄武岩年龄)研究资料,可以基本排除玄武岩和灯影组白云岩作为富乐铅锌矿床主要金属源区的可能性。

那么富乐矿床成矿流体是否存在多来源混合且成矿前发生均一化呢?在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图10a)和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图10b)上,可见富乐矿床单颗粒方铅矿并非完全集中分布,而是具有较为明显的线性分布规律,这表明成矿流体演化过程Pb同位素发生改变,即不存在均一化过程。因此,本文认为虽不能完全排除震旦系沉积岩和玄武岩的贡献,但富乐铅锌矿床成矿金属应主要由泥盆-二叠系沉积岩和基底变质岩石共同提供。这与区域上其它铅锌矿床成矿金属主要来源于沉积地层和基底岩石的认识相一致(Zhou *et al.*, 2011, 2014a; Li *et al.*, 2015; 金中国等, 2016)。

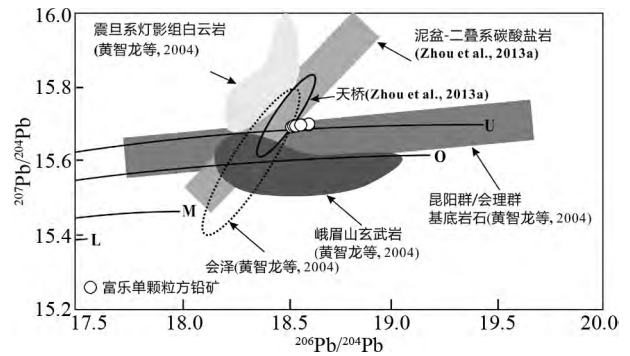


图9 富乐铅锌矿床与地层沉积岩和基底岩石以及会泽和天桥的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 对比图解(据 Zartman and Doe, 1981)

上地壳(U)、造山带(O)、地幔(M)和下地壳(L)

Fig. 9 The comparison plot of  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  among the Nayongzhi, dolostone of Sinian Dengying Formation, carbonate rocks of Devonian to Permian, basement rocks (Huili and Kunyang groups), Huize and Tianqiao deposits (after Zartman and Doe, 1981)

Upper Crust (U), Orogen Belt (O), Mantle (M) and Lower Crust (L)

#### 4.2 矿床成因

富乐铅锌矿床的矿体赋存于峨眉山玄武岩之下,矿化距离玄武岩最近不足1m(图4a),矿体距离玄武岩最近不足10m(图5)。谢家荣(1963)将该矿床归为与峨眉山玄武岩有关的远程岩浆热液矿床,而秦建华等(2016)也将其归为可能与侵入作用有关的矿床类型中。区域成矿年代学研究表明(黄智龙等, 2004; Zhou *et al.*, 2013a, e, 2015),以会泽、天桥、茂租、金沙厂等为代表的铅锌矿床形成于晚三叠-早侏罗世(245~190Ma)(Zhou *et al.*, 2013a, b, 2015; Zhang *et al.*, 2015)晚于峨眉山玄武岩的形成年龄(~260Ma),表明峨眉山岩浆作用与铅锌成矿作用并非同时发生。富乐铅锌矿床角砾状构造特别发育,且矿体赋存于阳新组层间断裂中,层控特征明显。司荣军等(2006)根据富乐铅锌矿床闪锌矿和方铅矿中Ge、Cd、Ga、In等分散元素的富集特征,认为该矿床可能属于沉积改造型,但矿床地质特征及本次研究资料并不支持该矿床存有原生沉积成矿作用。

由于该矿床的成矿温度低、赋存于碳酸盐岩中等特征,一些学者将其归为MVT矿床(Zhang *et al.*, 2015)。然而,富乐铅锌矿床具有诸多与MVT矿床(Leach *et al.*, 2005, 2010)不同的特征:(1)区域性弥勒-师宗-水城构造带控制矿床的分布,背斜和层间构造控制矿体的产出,受挤压背景控制,而MVT矿床多形成于造山带前陆盆地环境;(2)异常高的矿石品位,Pb+Zn通常大于10%,富矿可达30%~40%,最高可达60%,而MVT矿床Pb+Zn通常小于10%;(3)闪锌矿成矿温度为180~280℃、盐度为4%~8% NaCl<sub>eq</sub>,方

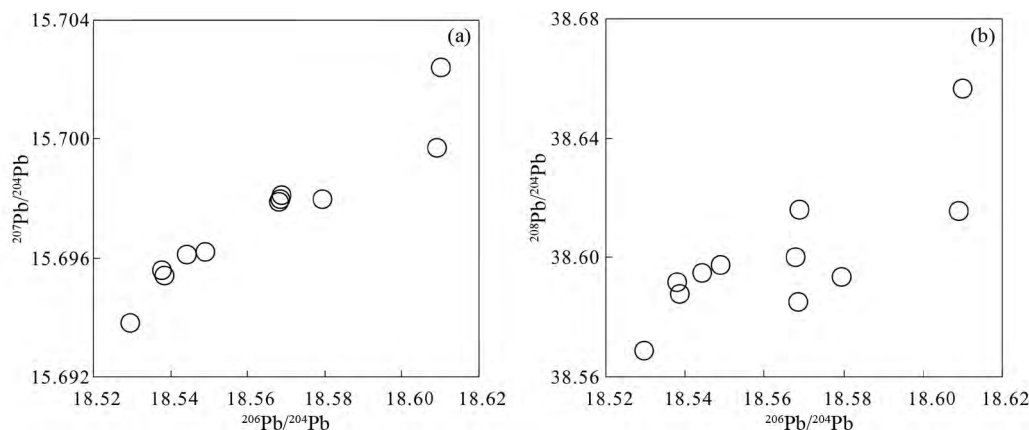


图 10 单颗粒方铅矿的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) 图

Fig. 10 Plots of  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) of single grain galena

解石成矿温度为 140 ~ 240℃、盐度为 5% ~ 10% NaCl<sub>eq</sub>(司荣军, 2005) 而 MVT 矿床成矿温度通常 < 200℃, 盐度通常大于 10% NaCl<sub>eq</sub>; (4) 显著富集 Cu、Cd、Ga、Ge 等有用元素, 其中 Cd 和 Ga 的成矿规模达到大型, 可称为分散元素 Cd、Ga 的独立矿床(司荣军, 2005) 而 MVT 矿床通常富 Ag 不富 Cu、Ga 等; (5) 矿床围岩蚀变弱, 塌积角砾等 MVT 矿床特征不发育, 空间上与峨眉山玄武岩及同源基性脉岩共存等。因此, 富乐是否属于 MVT 矿床, 还有待进一步研究。富乐矿床的这些特征, 显示其成矿环境极为特殊, 这很可能与其所处的地质和构造背景有关, 即其形成过程经历了峨眉山地幔柱活动和随后的印支造山运动, 而构造背景由拉张转向挤压再向伸展, 驱动了成矿流体大规模迁移并流经多个地质单元, 故而活化和萃取了多种成矿元素, 最后排泄成矿形成富分散元素高品位的矿床。鉴于该矿床成因的复杂性, 需要更多的研究以完善对其形成机制的认识。

## 5 结论

(1) 富乐铅锌矿床成矿流体中的 C、S 等主要来源赋矿沉积岩, 而 Pb 等成矿金属主要由沉积岩和基底岩石提供。

(2) 富乐铅锌矿床赋存于中二叠统阳新组白云岩中, 受背斜和层间构造控制, 后生成矿特征明显, 且品位高 (Pb + Zn > 10%) 并集众多分散元素于一身, 成矿极具特色, 很可能是峨眉山岩浆作用和印支造山运动共同作用的结果。

致谢 野外工作得到云南罗平锌电公司和云南省有色地质局 317 队相关同志的支持。实验得到中国科学院地球化学研究所沈能平副研究员、包广萍工程师及昆士兰大学同位素实验室主任赵建新教授等的帮助。成文过程与中科院地化所樊海峰研究员、罗泰义研究员等进行了有益的讨论。审稿人和胡瑞忠研究员的修改意见和建议使得本文提升诸多。此外, 还参照了诸多学者的研究资料。对上述单位及个人表

示衷心的感谢!

## References

- Basuki NI, Taylor BE and Spooner ETC. 2008. Sulfur isotope evidence for thermochemical reduction of dissolved sulfate in Mississippi valley-type zinc-lead mineralization, Bongara area, northern Peru. *Economic Geology*, 103: 783 - 799
- Carr GR, Dean JA, Suppel DW and Heithersay PS. 1995. Precise lead isotope fingerprinting of hydrothermal activity associated with Ordovician to Carboniferous metallogenic events in the Lachlan fold belt of New South Wales. *Economic Geology*, 90(6): 1467 - 1505
- Chaussidon M, Albarède F and Sheppard SMF. 1989. Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(2): 144 - 156
- Cheng Y, Song YC, Hou ZQ, Xue CD, Huang SQ, Han CH and Zhang LL. 2015. Fluid inclusions and stable isotopes study of Maocaoqing vein Cu deposit in Lanping basin, western Yunnan. *Acta Petrologica Sinica*, 31(11): 3363 - 3379 (in Chinese with English abstract)
- Claypool GE, Holser WT, Kaplan IR, Sakai H and Zak I. 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28: 199 - 260
- Collerson KD, Kamber BS and Schoenberg R. 2002. Applications of accurate, high-precision Pb isotope ratio measurement by multi-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 188(1-2): 65 - 83
- Demény A and Harangi SZ. 1996. Stable isotope studies and processes of carbonate formation in Hungarian alkali basalts and lamprophyres: Evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. *Lithos*, 37(4): 335 - 349
- Demény A, Ahijado A, Casillas R and Vennemann TW. 1998. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): A C, O, H isotope study. *Lithos*, 44(3-4): 101 - 115
- Gao YB, Li K, Qian B, Li WY, Zheng MC and Zhang CG. 2016. Trace elements, S, Pb, He, Ar and C isotopes of sphalerite in the Mayuan Pb-Zn deposit, at the northern margin of the Yangtze plate, China. *Acta Petrologica Sinica*, 32(1): 251 - 263 (in Chinese with English abstract)
- Hu RZ and Zhou MF. 2012. Multiple Mesozoic mineralization events in South China—an introduction to the thematic issue. *Mineralium Deposita*, 47(6): 579 - 588
- Hu RZ, Mao JW, Hua RM and Fan WM. 2015. Intra-Continental Mineralization of South China Craton. Beijing: Science Press, 387 -

- 592 ( in Chinese)
- Hu RZ, Fu SL and Xiao JF. 2016. Major scientific problems on low-temperature metallogenesis in South China. *Acta Petrologica Sinica*, 32( 11): 3239 – 3251( in Chinese with English abstract)
- Hu RZ, Fu SL, Huang Y, Zhou MF, Fu SH, Zhao CH, Wang YJ, Bi XW and Xiao JF. 2017a. The giant South China Mesozoic low-temperature metallogenic domain: Reviews and a new geodynamic model. *Journal of Asian Earth Sciences*, 137: 9 – 34
- Hu RZ, Chen WT, Xu DR and Zhou MF. 2017b. Reviews and new metallogenic models of mineral deposits in South China: An introduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 137: 1 – 8
- Huang ZL, Chen J, Han RS, Li WB, Liu CQ, Zhang ZL, Ma DY, Gao DR and Yang HL. 2004. Geochemistry and Ore-Formation of the Huize Giant Lead-Zinc Deposit, Yunnan Province, China: Discussion on the Relationship between the Emeishan Flood Basalts and Lead-Zinc Mineralization. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 214 ( in Chinese)
- Huang ZL, Li XB, Zhou MF, Li WB and Jin ZG. 2010. REE and C-O isotopic geochemistry of calcites from the world-class Huize Pb-Zn deposits, Yunnan, China: Implications for the ore genesis. *Acta Geologica Sinica*, 84( 3): 597 – 613
- Jin ZG. 2008. The Ore-Control Factors, Ore-Forming Regularity and Forecasting of Pb-Zn Deposit, in Northwestern Guizhou Province. Beijing: Engine Industry Press, 1 – 105 ( in Chinese)
- Jin ZG, Zhou JX, Huang ZL, Luo K, Gao JG, Peng S, Wang B and Chen XL. 2016. Ore genesis of the Nayongzhi Pb-Zn deposit, Puding City, Guizhou Province, China: Evidences from S and in situ Pb isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 32( 11): 3441 – 3455 ( in Chinese with English abstract)
- Jørgensen BB, Isaksen MF and Jannasch HW. 1992. Bacterial sulfate reduction above 100°C in deep-sea hydrothermal vent sediments. *Science*, 258( 5089): 1756 – 1757
- Leach DL, Sangster DF, Kelley KD, Large RR, Garven G, Allen CR, Gutzmer J and Walters SG. 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective. In: *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary*. Lancaster, PA: Economic Geology Publishing Co., 561 – 607
- Leach DL, Bradley DC, Huston D, Pisarevsky SA, Taylor RD and Gardoll SJ. 2010. Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history. *Economic Geology*, 105( 3): 593 – 625
- Li B, Zhou JX, Huang ZL, Yan ZF, Bao GP and Sun HR. 2015. Geological, rare earth elemental and isotopic constraints on the origin of the Banbanqiao Zn-Pb deposit, Southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111: 100 – 112
- Liang F, Bi XW, Feng CX, Tang YY, Wei DX and Dai ZH. 2016. Mineralogical and geochemical characteristics of carbonate and implications for ore-forming mechanism of the Fule Pb-Zn deposit, Yunnan Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 32( 11): 3418 – 3430 ( in Chinese with English abstract)
- Liu HC and Lin WD. 1999. Regularity Research of Ag, Zn, Pb Ore Deposits North-East Yunnan Province. Kunming: Yunnan University Press, 1 – 468 ( in Chinese)
- Liu YY, Qi L, Gao JF, Ye L, Huang ZL and Zhou JX. 2015. Re-Os dating of galena and sphalerite from lead-zinc sulfide deposits in Yunnan Province, SW China. *Journal of Earth Science*, 26( 3): 343 – 351
- Lü YH, Han RS, Ren T, Qiu WL, Rang H and Gao Y. 2015. Ore-controlling characteristics of fault structures and their relations to mineralization at Fulechang Zn-Pb mining district in deposit concentration district of northeastern Yunnan, China. *Geoscience*, 29( 3): 563 – 575 ( in Chinese with English abstract)
- Nian HL, Cui YL, Li ZL, Jia FJ, Chen W, Yang SX and Yang Z. 2017. Features of sphalerite-hosted fluid inclusions of fule lead-zinc mining area and outskirts in Luoping area, eastern Yunnan Province, China. *Acta Mineralogica Sinica*, 37( 4): 469 – 474 ( in Chinese with English abstract)
- Nie F, Dong GC, Mo XX, Zhao ZD, Wang P, Cui ZL, Fan WY and Liu SS. 2015. The characteristics of sulfur and lead isotopic compositions of the Xiyi Pb-Zn deposit in Baoshan Block, western Yunnan. *Acta Petrologica Sinica*, 31( 5): 1327 – 1334 ( in Chinese with English abstract)
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67( 5): 551 – 579
- Ohmoto H and Goldhaber MB. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes HL ( ed. ). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 3<sup>rd</sup> Edition. New York: Wiley, 517 – 611
- Qin JH, Liao ZW, Zhu SB and Lai Y. 2016. Mineralization of the carbonate-hosted Pb-Zn deposits in the Sichuan-Yunnan-Guizhou area, southwestern China. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 36( 1): 1 – 13 ( in Chinese with English abstract)
- Seal RR. 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61( 1): 633 – 677
- Si RJ. 2005. Ore deposit geochemistry of the Fule dispersed element-polymetallic deposit, Yunnan Province. Ph. D. Dissertation. Beijing: Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 1 – 103 ( in Chinese with English summary)
- Si RJ, Gu XX, Pang XC, Fu SH, Li FY, Zhang M, Li YH, Li XY and Li J. 2006. Geochemical character of dispersed element in sphalerite from Fule Pb-Zn polymetal deposit, Yunnan Province. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 26( 1): 75 – 80 ( in Chinese with English abstract)
- Si RJ, Gu XX, Xiao C, Yu HT, Wang ZW, Chen YJ and Qiu N. 2011. Geochemical character of trace elements in sphalerite from Fule Pb-Zn deposit, Yunnan Province. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 31( 3): 34 – 40 ( in Chinese with English abstract)
- Si RJ, Gu XX, Xie LX and Zhang N. 2013. Geological characteristics of the Fule polymetallic deposit in Yunnan Province: A Pb-Zn deposit with dispersed elements and unusual enrichment. *Geology and Exploration*, 49( 2): 313 – 322 ( in Chinese with English abstract)
- Sun HR, Zhou JX, Huang ZL, Fan HF, Ye L, Luo K and Gao JG. 2016. The genetic relationship between Cu- and Zn-dominant mineralization in the Tianbaoshan deposit, Southwest China. *Acta Petrologica Sinica*, 32( 11): 3407 – 3417 ( in Chinese with English abstract)
- Taylor HP Jr, Frechen J and Degens ET. 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonates from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31( 3): 407 – 430
- Veizer J and Hoefs J. 1976. The nature of O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> and C<sup>13</sup>/C<sup>12</sup> secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40( 11): 1387 – 1395
- Wang F, Chen J and Luo DF. 2013. The Resources Potential and Prospecting Pattern Analysis of Pb-Zn Minerals in the Sichuan-Yunnan-Guizhou Contiguous Area. Beijing: Science Press, 1 – 329 ( in Chinese)
- Xie JR. 1963. Introduction of the Chinese Ore Deposits. Beijing: Academic Books and Periodicals Publishing House, 1 – 71 ( in Chinese)
- Xun W, Xu YG, Feng YF and Zhao JX. 2014. Plume-lithosphere interaction in the generation of the Tarim Large Igneous Province, NW China: Geochronological and geochemical constraints. *American Journal of Science*, 314: 314 – 356
- Ye L, Cook NJ, Ciobanu CL, Liu YP, Zhang Q, Liu TG, Gao W, Yang YL and Danyushevskiy L. 2011. Trace and minor elements in sphalerite from base metal deposits in South China: A LA-ICPMS study. *Ore Geology Reviews*, 39( 4): 188 – 217
- Zartman RE and Doe BR. 1981. Plumbotectonics: The model. *Tectonophysics*, 75( 1 – 2): 135 – 162
- Zhang CQ, Wu Y, Hou L and Mao JW. 2015. Geodynamic setting of mineralization of Mississippi Valley-type deposits in world-class Sichuan-Yunnan-Guizhou Zn-Pb triangle, Southwest China: Implications from age-dating studies in the past decade and the Sm-Nd age of the Jinshachang deposit. *Journal of Asian Earth Sciences*, 103: 103 – 114
- Zheng MH and Wang XC. 1991. Ore genesis of the Daliangzi Pb-Zn deposit in Sichuan, China. *Economic Geology*, 86( 4): 831 – 846

- Zhou CX, Wei CS, Guo JY and Li CY. 2001. The source of metals in the Qilinchang Zn-Pb deposit, northeastern Yunnan, China: Pb-Sr isotope constraints. *Economic Geology*, 96(3): 583–598
- Zhou JX, Huang ZL, Zhou GF, Jin ZG, Li XB, Ding W and Gu J. 2010. Sources of the ore metals of the Tianqiao Pb-Zn deposit in northwestern Guizhou Province: Constraints from S, Pb isotope and REE geochemistry. *Geological Review*, 56(4): 513–524 (in Chinese with English abstract)
- Zhou JX, Huang ZL, Zhou GF, Li XB, Ding W and Bao GP. 2011. Trace elements and rare earth elements of sulfide minerals in the Tianqiao Pb-Zn Ore deposit, Guizhou Province, China. *Acta Geologica Sinica*, 85: 189–199
- Zhou JX, Huang ZL, Zhou GF and Zeng QS. 2012. C, O isotope and REE geochemistry of the hydrothermal calcites from the Tianqiao Pb-Zn ore deposit in NW Guizhou Province, China. *Geotectonica et Metallogenia*, 36(1): 93–101 (in Chinese with English abstract)
- Zhou JX, Huang ZL, Zhou MF, Li XB and Jin ZG. 2013a. Constraints of C-O-S-Pb isotope compositions and Rb-Sr isotopic age on the origin of the Tianqiao carbonate-hosted Pb-Zn deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*, 53: 77–92
- Zhou JX, Huang ZL and Bao GP. 2013b. Geological and sulfur-lead-strontium isotopic studies of the Shaojiwan Pb-Zn deposit, Southwest China: Implications for the origin of hydrothermal fluids. *Journal of Geochemical Exploration*, 128: 51–61
- Zhou JX, Huang ZL, Gao JG and Yan ZF. 2013c. Geological and C-O-S-Pb-Sr isotopic constraints on the origin of the Qingshan carbonate-hosted Pb-Zn deposit, Southwest China. *International Geology Review*, 55(7): 904–916
- Zhou JX, Huang ZL, Bao GP and Gao JG. 2013d. Sources and thermochemical sulfate reduction for reduced sulfur in the hydrothermal fluids, southeastern SYG Pb-Zn metallogenic province, SW China. *Journal of Earth Science*, 24(5): 759–771
- Zhou JX, Huang ZL and Yan ZF. 2013e. The origin of the Maozu carbonate-hosted Pb-Zn deposit, Southwest China: Constrained by C-O-S-Pb isotopic compositions and Sm-Nd isotopic age. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73: 39–47
- Zhou JX, Huang ZL, Zhou MF, Zhu XK and Muecher P. 2014a. Zinc, sulfur and lead isotopic variations in carbonate-hosted Pb-Zn sulfide deposits, Southwest China. *Ore Geology Reviews*, 58: 41–54
- Zhou JX, Huang ZL, Lü ZC, Zhu XK, Gao JG and Mirnejad H. 2014b. Geology, isotope geochemistry and ore genesis of the Shanshulin carbonate-hosted Pb-Zn deposit, Southwest China. *Ore Geology Reviews*, 63: 209–225
- Zhou JX, Bai JH, Huang ZL, Zhu D, Yan ZF and Lü ZC. 2015. Geology, isotope geochemistry and geochronology of the Jinshachang carbonate-hosted Pb-Zn deposit, Southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 98: 272–284
- Zhou JX, Luo K, Wang XC, Wilde SA, Wu T, Huang ZL, Cui YL and Zhao JX. 2018. Ore genesis of the Fule Pb-Zn deposit and its relationship with the Emeishan Large Igneous Province: Evidence from mineralogy, bulk C-O-S and in situ S-Pb isotopes. *Gondwana Research*, 54: 161–179
- Zhu CW, Wen HJ, Zhang YX, Fu SH, Fan HF and Cloquet C. 2017. Cadmium isotope fractionation in the Fule Mississippi Valley-type deposit, Southwest China. *Mineralium Deposita*, 52(5): 675–686
- 附中文参考文献**
- 程杨, 宋玉财, 侯增谦, 薛传东, 黄世强, 韩朝辉, 庄亮亮. 2015. 滇西兰坪盆地茅草坪脉状 Cu 矿床流体包裹体和稳定同位素地球化学研究. *岩石学报*, 31(11): 3363–3379
- 高永宝, 李侃, 钱兵, 李文渊, 郑敏昌, Zhang CG. 2016. 扬子北缘马元铅锌矿床闪锌矿微量元素及 S-Pb-He-Ar-C 同位素地球化学研究. *岩石学报*, 32(1): 251–263
- 胡瑞忠, 毛景文, 华仁民, 范蔚茗. 2015. 华南陆块内成矿作用. 北京: 科学出版社, 387–592
- 胡瑞忠, 付山岭, 肖加飞. 2016. 华南大规模低温成矿的主要科学问题. *岩石学报*, 32(11): 3239–3251
- 黄智龙, 陈进, 韩润生, 李文博, 刘丛强, 张振亮, 马德云, 高德荣, 杨海林. 2004. 云南会泽超大型铅锌矿床地球化学及成因—兼论峨眉山玄武岩与铅锌成矿的关系. 北京: 地质出版社, 1–214
- 金中国. 2008. 黔西北地区铅锌矿控矿因素、成矿规律与找矿预测. 北京: 冶金工业出版社, 1–105
- 金中国, 周家喜, 黄智龙, 罗开, 高建国, 彭松, 王兵, 陈兴龙. 2016. 贵州普定纳雍枝铅锌矿床成因: S 和原位 Pb 同位素证据. *岩石学报*, 32(11): 3441–3455
- 梁峰, 毕献武, 冯彩霞, 唐永永, 韦东晓, 戴智慧. 2016. 云南富乐铅锌矿床碳酸盐矿物化学特征及其对成矿作用的指示. *岩石学报*, 32(11): 3418–3430
- 柳贺昌, 林文达. 1999. 滇东北铅锌银矿床规律研究. 昆明: 云南大学出版社, 1–468
- 吕豫辉, 韩润生, 任涛, 邱文龙, 让昊, 高原. 2015. 滇东北矿集区云南富乐厂铅锌矿区断裂构造控矿特征及其与成矿的关系. *现代地质*, 29(3): 563–575
- 念红良, 崔银亮, 李珍立, 贾福聚, 陈伟, 杨树祥, 杨卓. 2017. 滇东富乐铅锌矿区及外围闪锌矿流体包裹体特征. *矿物学报*, 37(4): 469–474
- 聂飞, 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 王鹏, 崔子良, 范文玉, 刘书生. 2015. 云南保山西邑铅锌矿床硫铅同位素地球化学特征研究. *岩石学报*, 31(5): 1327–1334
- 秦建华, 廖震文, 朱斯豹, 赖杨. 2016. 川滇黔相邻区碳酸盐岩容矿铅锌矿成矿特征. *沉积与特提斯地质*, 36(1): 1–13
- 司荣军. 2005. 云南省富乐分散元素多金属矿床地球化学研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 1–103
- 司荣军, 顾雪祥, 庞绪成, 付绍洪, 李发源, 章明, 李云洪, 李雄耀, 李键. 2006. 云南省富乐铅锌多金属矿床闪锌矿中分散元素地球化学特征. *矿物岩石*, 26(1): 75–80
- 司荣军, 顾雪祥, 肖淳, 于海涛, 王中伟, 陈彦文, 邱宁. 2011. 云南省富乐铅锌矿床闪锌矿中微量元素地球化学特征——兼论深色闪锌矿富集 Cd 的原因. *矿物岩石*, 31(3): 34–40
- 司荣军, 顾雪祥, 谢良鲜, 张娜. 2013. 云南省富乐分散元素多金属矿床地质特征——一个分散元素超常富集的铅锌矿床. *地质与勘探*, 49(2): 313–322
- 孙海瑞, 周家喜, 黄智龙, 樊海峰, 叶霖, 罗开, 高建国. 2016. 四川会理天宝山矿床深部新发现铜矿与铅锌矿的成因关系探讨. *岩石学报*, 32(11): 3407–3417
- 王峰, 陈进, 罗大峰. 2013. 川滇黔接壤区铅锌矿产资源潜力与找矿规律分析. 北京: 科学出版社, 1–329
- 谢家荣. 1963. 中国矿床学总论. 北京: 学术书刊出版社, 1–71
- 周家喜, 黄智龙, 周国富, 金中国, 李晓彪, 丁伟, 谷静. 2010. 黔西北赫章天桥铅锌矿床成矿物质来源: S、Pb 同位素和 REE 制约. *地质论评*, 56(4): 513–524
- 周家喜, 黄智龙, 周国富, 曾乔松. 2012. 黔西北天桥铅锌矿床热液方解石 C、O 同位素和 REE 地球化学. *大地构造与成矿学*, 36(1): 93–101