

伊朗 Ahangaran 铅(铜)矿床特征及成因

韩朝辉^{1,2}, 宋玉财¹, 刘英超¹, 侯增谦¹, 程 杨³, 翟忠保⁴

HAN Chaohui^{1,2}, SONG Yucui¹, LIU Yingchao¹, HOU Zengqian¹, CHENG Yang³,
ZHAI Zhongbao⁴

1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

2. 中国地质调查局西安矿产资源调查中心, 陕西 西安 710100;

3. 中国冶金地质总局矿产资源研究院, 北京 100025;

4. 中国水利水电第六工程局有限公司, 辽宁 丹东 118002

1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;

2. Xi'an Mineral Resources Survey Center of China Geology Survey, Xi'an 710100, Shaanxi, China;

3. Institute of Mineral Resources Research, China Metallurgical Geology Bureau, Beijing 100025, China;

4. No. 6 Sinohydro Engineering Bureau Co., Ltd., Dandong 118002, Liaoning, China

摘要: Ahangaran 铅(铜)矿床位于伊朗地块(北部)与阿拉伯板块(南部)碰撞形成的扎格罗斯造山带的 Sanandaj-Sirjan 带内, 该碰撞发生在新生代, 赋矿围岩为下白垩统白云质灰岩。矿体多呈顺层的透镜状和穿层的脉状产出, 成矿前沉淀细粒石英, 成矿期出现白云石、方解石、重晶石、粗粒石英、方铅矿、黄铜矿、黄铁矿、黝铜矿。流体包裹体研究显示, 成矿流体为 $\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ 体系, 均一温度介于 $108 \sim 210^\circ\text{C}$ 之间, 盐度介于 $7\% \sim 29\% \text{ NaCl eq}$ 之间, 结合脉石矿物和包裹体的碳-氢-氧同位素特征, 显示成矿流体主要来自盆地卤水, 但不排除有岩浆流体的贡献, 在成矿过程中成矿流体与碳酸盐围岩发生相互作用, 使围岩发生溶解。重晶石 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 $18.7\% \sim 22.7\% \text{ ‰}$ 之间, 硫化物中 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 $-3.1\% \sim 9.7\% \text{ ‰}$ 之间, 推测还原硫可能主要来自硫酸盐的生物还原(BSR), 也不排除有机质热化学还原(TSR)作用的贡献。方铅矿 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值介于 $18.4083 \sim 18.4054$ 之间, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值介于 $15.6512 \sim 15.6548$ 之间, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值介于 $38.5628 \sim 38.5515$ 之间, 与区域铅锌成矿带内其他赋存在碳酸盐岩中铅锌矿床的铅同位素特征相似, 说明这些矿床中金属来源均与经历了“造山”作用的上地壳岩石有关。尽管该矿床矿化和成矿流体特征与密西西比河谷型(MVT)矿床相似, 但其富石英和含铜的特征与和岩浆有关的碳酸盐岩交代型矿床(CRD)更接近, 建议将该矿床归为后一类。

关键词: 地质特征; 矿化; 成因; Ahangaran; 碳酸盐岩交代型

中图分类号: P618.41; P618.42 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2020)10-1625-14

Han C H, Song Y C, Liu Y C, Hou Z Q, Cheng Y, Zhai Z B. Characteristics and genesis of the Ahangaran Pb(Cu) deposit, Iran. Geological Bulletin of China, 2020, 39(10): 1625-1638

Abstract: The Ahangaran Pb(Cu) deposit is located in the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone of the Zagros orogenic belt, a Cenozoic continental collisional zone between Arabian (south) and Iran (north) blocks. The deposit is hosted in Lower Cretaceous dolomitic

收稿日期: 2020-03-11; **修订日期:** 2020-05-07

资助项目: 国家自然科学基金项目《伊朗 Mehdiabad 超大型铅锌矿床的巨量重晶石成因与金属富集机制》(批准号: 41773042)、《陆-陆碰撞褶皱逆冲带内 MVT 铅锌成矿作用: 青藏高原与扎格罗斯造山带对比研究》(批准号: 91855214)、《逆冲褶皱系富硅型碳酸盐岩容矿铅锌矿床成因: 以伊朗马拉耶尔-伊斯法罕铅锌矿带为例》(批准号: 41773043)、《兰坪盆地新生代构造变形及其对铅锌铜成矿的控制》(批准号: 41772088) 和国家重点研发计划课题《青藏高原大陆碰撞铅锌成矿系统深部结构与成矿过程》(编号 2016YFC0600306)

作者简介: 韩朝辉(1987-), 男, 硕士, 工程师, 从事矿床学和地球化学研究。E-mail: chaohuidihua@163.com

通讯作者: 宋玉财(1978-), 男, 研究员, 从事矿床学研究。E-mail: song_yucui@aliyun.com

limestone and has conformable and lenticular orebodies and bed-crosscutting ore veins. Pre-ore stage of minerals are fine-grained quartz, and ore stage of minerals are composed of dolomite, barite, calcite, coarse-grained quartz, galena, chalcopyrite, pyrite, and tetrahedrite. The study of the fluid inclusions shows that the ore fluids are a $\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ system, with homogenization temperatures from 108°C to 210°C and the salinities from 7% NaCl eq to 29% NaCl eq. Combined with data of C-H-O isotopes from ore stage hydrothermal gangue minerals and associated fluid inclusions, the authors hold that the ore fluids were mainly derived from basinal brine, with or without contribution from magmatic fluids. The mineralization process led to the dissolution of the host carbonate. The $\delta^{34}\text{S}$ values of barite range from 18.7‰ to 22.7‰, and sulfides range from -3.1‰ to 9.7‰, suggesting that the reduced sulfur was probably the result of biological sulfate reduction (BSR). But this does not exclude the probable contribution of reduced sulfur from thermochemical sulfate reduction (TSR). The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of galena are 18.4083~18.454, 15.6512~15.6548, and 38.5628~38.5515, respectively, which are similar to those of the other Pb-Zn deposits in this region, i.e., the Malayer-Esfahan carbonated-hosted Pb-Zn metallogenic belt. It is suggested that their metals were derived from the same upper crustal rocks. Although the Ahangaran deposit shares some similarities with Mississippi Valley-type (MVT) deposits, the enrichment of ore stage quartz and copper sulfides suggests that the deposit may be classified as a magmatic-related carbonate-replacement-type deposit.

Key words: geology; mineralization; genesis; Ahangaran; carbonate replacement-type

特提斯构造域西起地中海西部,向东南延伸 1000 km 到大苏门答列群岛^[1],是全球最重要的铅锌矿床成矿域之一^[2-3]。其中,位于伊朗的扎格罗斯碰撞造山带是该成矿域内重要的铅锌矿床富集区之一。该造山带自南西向北东依次为扎格罗斯褶皱带、Sanandaj-Sirjan 变质带和 Urumieh-Dokhtar 岩浆弧带^[4]。中部的 Sanandaj-Sirjan 变质带是一条中生代岩浆-变质带,长约 1500 km,宽 200 km,从伊朗西北部一直延伸到东南部,在新生代发育褶皱、逆冲构造,并伴有小型沉积盆地形成^[5]。马拉耶尔-伊斯法罕碳酸盐岩容矿铅锌成矿带位于 Sanandaj-Sirjan 变质带中部^[6],目前已发现 100 多处矿床(点),其中发育多处大、小型铅锌(铜)矿床,如 IranKuh、Emarat、Ahangaran、Tiran 等矿床(图 1)。过去仅对该成矿带内铅锌储量最大的 IranKuh 矿床做过大量的研究工作,对带内其他矿床研究程度相对较弱,尤其 Ahangaran 矿床,前人几乎没有对该矿床做过较深入的研究,发表的文章及可查询到的资料特别少。Momenzadeh 等^[8]主要通过野外和镜下研究对该矿床地质特征进行了简单探讨,认为该矿床为同生矿床;Zamanian^[9]通过研究该矿床的矿物共生次序、岩石学特征及成因,倾向于把它划归到密西西比河谷型(MVT)矿床。然而,还有很多问题值得探讨,如该矿床的成矿流体及成矿物质来源方面的研究几乎处于空白,矿床成因不明,与带内其他矿床的成因关系不清楚等。本文以 Ahangaran 矿床为研究对象,通过研究该矿床地质与矿化特征、流体包裹体特征及碳-氧、氢-氧、硫、铅等同位素,探

讨成矿流体和成矿物质来源,综合分析该矿床的成因。

1 区域地质概况

Ahangaran 铅(铜)矿床位于 Sanandaj-Sirjan 变质带西北部(图 1)。Sanandaj-Sirjan 变质带内岩石发育相对简单,出露的最古老岩石为前寒武纪片麻岩、灰岩、大理岩、闪岩、片岩和石英岩^[10]。古生代—中生代,除中三叠世—晚三叠世发育浅海相碳酸盐岩、裂谷环境相火山岩和少量碎屑岩外,该变质带整体出露非裂谷环境相的浅海相沉积,包括碳酸盐岩、硅质碎屑岩、与之互层的辉绿岩透镜体、薄层玄武岩、流纹岩等次火山岩^[4]。新生代以造山带内陆含膏岩的红层沉积为主,夹火山岩,其中新近纪沉积主要发育在由走滑构造和区域逆冲形成的沉降中心及局部盆地中^[11]。带内共发生过 3 期变质作用,中、晚三叠世发育一期中高级角闪岩相—榴辉岩相变质作用,形成片岩、大理岩、石英岩、片麻岩、榴辉岩等^[12-13];晚侏罗世和晚白垩世则发生了 2 期中级绿片岩相变质作用。目前,带内最年轻的遭受了变质作用的岩石为晚白垩世碳酸盐岩^[4]。

Sanandaj-Sirjan 变质带内最主要的断层构造样式为 NW—SE 走向的右行压扭性构造(图 2),这些构造在走向上延伸上千千米^[11],主要发育在晚白垩世—早始新世^[15]和渐新世以新^[11,16],形成右行走滑断层、逆冲断层、褶皱及走滑作用相关盆地^[17-19]。这些断层多切过三叠纪—古近纪地层,甚至部分切过第四纪断层,至今仍在活动^[17]。

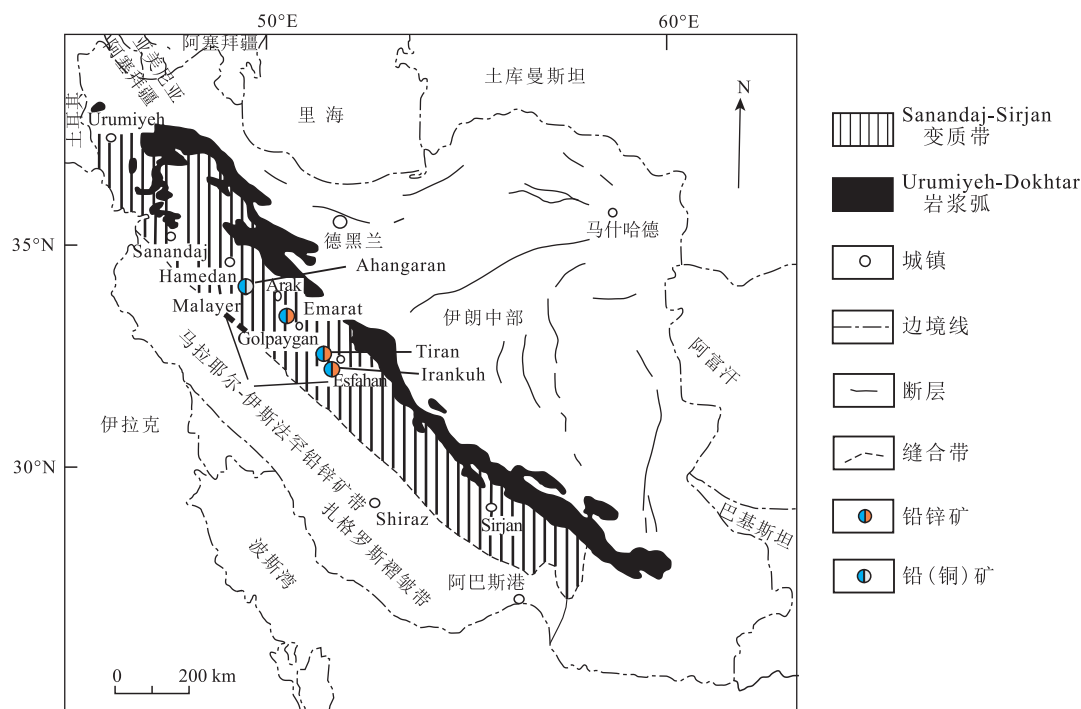


图 1 伊朗的主要构造组成单元及 Ahangaran 矿床位置(底图据参考文献[7])

Fig. 1 Main tectonic elements of Iran and location of the Ahangaran deposit

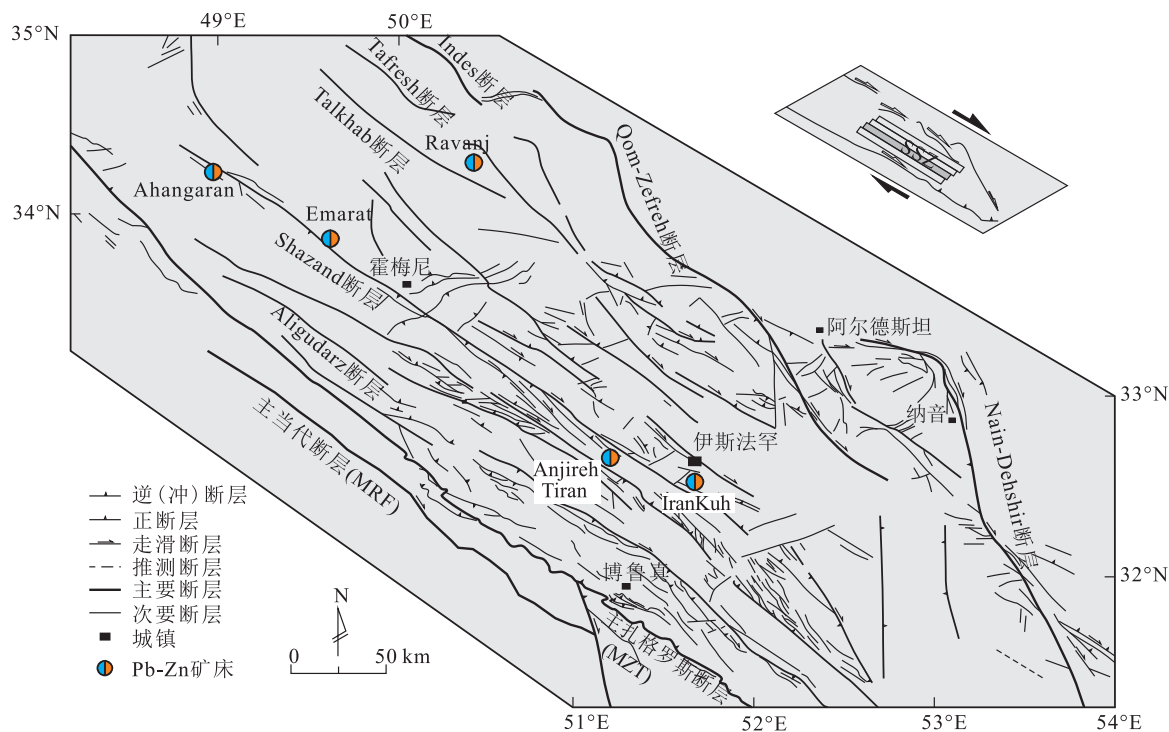


图 2 Sanandaj-Sirjan 变质带中部地区断层样式及马拉耶尔-伊斯法罕成矿带主要铅锌矿床分布(据参考文献[14] 修改)

Fig. 2 Fault patterns in central part of the Sanandaj-Sirjan zone and the distribution of major Pb-Zn deposits in the Malayer-Esfahan metallogenic belt

侵入岩时代主体为侏罗纪,其岩性为英云闪长岩到辉长岩系列和花岗闪长岩到花岗岩系列等一系列钙碱性岩石。这些岩石被认为是新特提斯洋盆向 SSZ 底部俯冲所致^[4, 20-21]。少量钙碱性和碱性侵入岩类侵位于新生代,其形成可能与扎格罗斯碰撞造山事件相关^[20]。

刘英超等^[14]对马拉耶尔-伊斯法罕成矿带内的相关矿床进行了同位素等时线定年工作,获得 IranKuh 矿区早期的黄铁矿形成时间约为 65 Ma (Re-Os 等时线定年),成矿期的闪锌矿形成时间约为 48 Ma (Rb-Sr 等时线定年)。Emarat、Anjireh Tiran 等矿床也获得了类似的闪锌矿年龄。故推测 Ahangaran 矿床与其他矿床类似,应该发育在古近纪早期,最有可能是在古新世—早始新世。

2 矿床地质特征

Ahangaran 铅(铜)矿床 Pb 品位为 3%^[9],其他金属的品位尚不清楚,矿石量小于 100×10⁴ t。矿区内出露的地层主要为中—上侏罗统富有机质的暗色页岩和下白垩统灰岩和白云质灰岩^[8](图 3)。下白垩统从下至上分为:下白垩统 K₁c¹ 石英至细砾岩、下白垩统 K₁c² 石英砂岩和石英岩、下白垩统 K₁c³ 砂质白云质灰岩、下白垩统 K₁m 板状至薄层状灰岩夹页岩及大理岩、下白垩统 K₁l 块状灰岩。地

层变形不强,倾向 NE,单斜构造。

矿区断裂构造发育,主要发育 2 组断裂(图 3),第一组为 NW 向断裂,形成较早;第二组 N—NE 向断裂,主要包括 Darrehsomagh 和 Darrehghar 两条断裂,该组切断第一组断裂,也是矿区主要的控矿构造。Ahangaran 矿区侵入岩出露较少,在邻近 Darrehsomagh 断裂的下白垩统 K₁m 内见含凝灰岩的基性火山岩,凝灰岩与该组内灰岩互层。Berberian 等^[22]也注意到,区域上早白垩世地层中夹中基性和基性火山岩层。

详细的实测地质剖面勘查发现(图 4),含矿段为下白垩统 K₁c³ 砂质灰岩和白云石化灰岩。矿体出现在硅化和白云石化较强烈部位,呈透镜状、脉状产出,矿床中矿石矿物主要有方铅矿、黄铜矿、黄铁矿及少量黝铜矿(图版 I-e),脉石矿物主要有石英、白云石、方解石及重晶石。其中矿石结构较为简单,多为细粒—粗粒结构,矿石构造主要有脉状构造、稠密浸染状构造、团块状构造等。围岩蚀变主要有硅化、白云石化,白云石化范围普遍大于硅化范围,部分砂质白云质围岩中可见浸染状分布的方铅矿化(图版 I-a)。

根据矿物的穿插关系及岩相学研究(图版 I-c, f),将 Ahangaran 铅(铜)矿床热液活动划分为 2 个阶段(图 5):①早阶段,主要由细粒石英组成;②晚阶段,即成矿阶段,由碳酸盐矿物+重晶石+粗粒

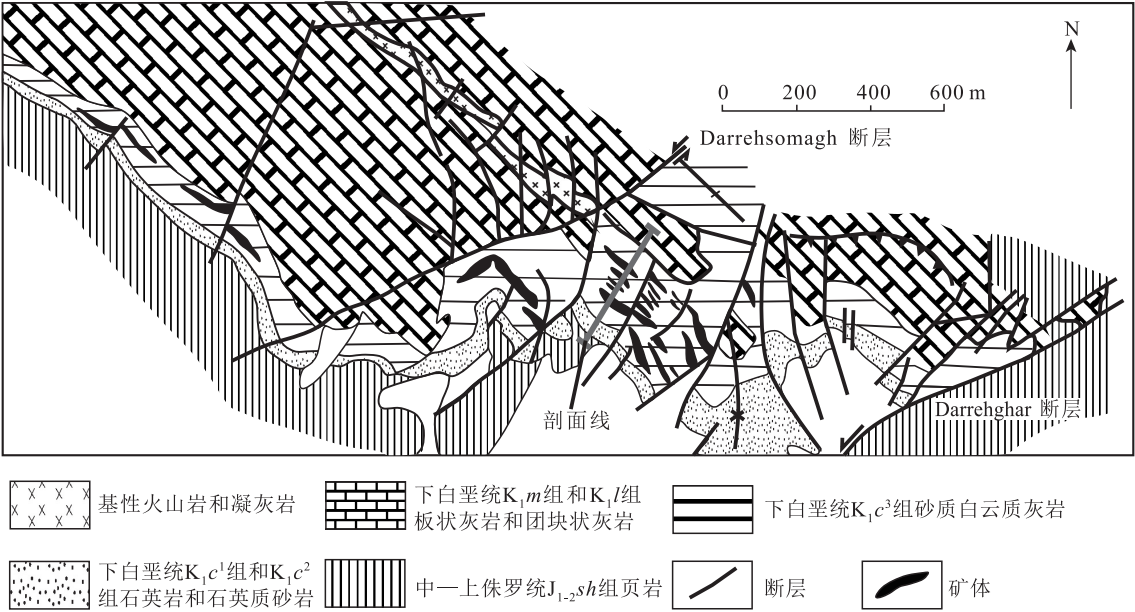


图 3 Ahangaran 矿区地质简图(据参考文献[7]修改)
Fig. 3 Simplified geological map of the Ahangaran ore district

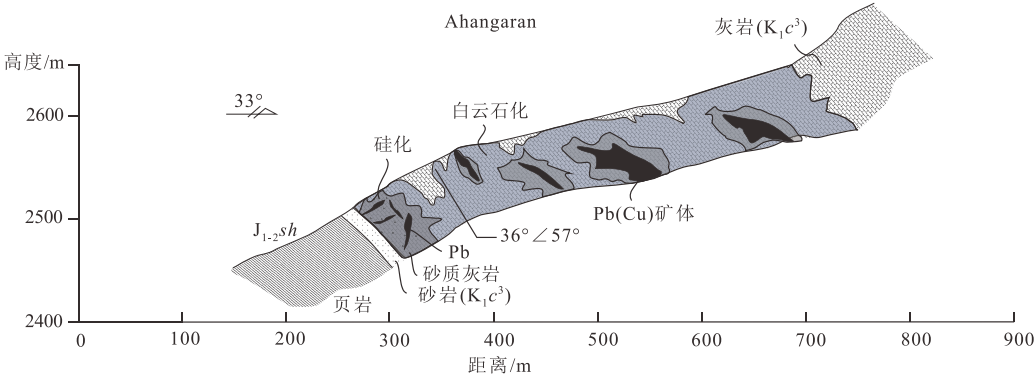
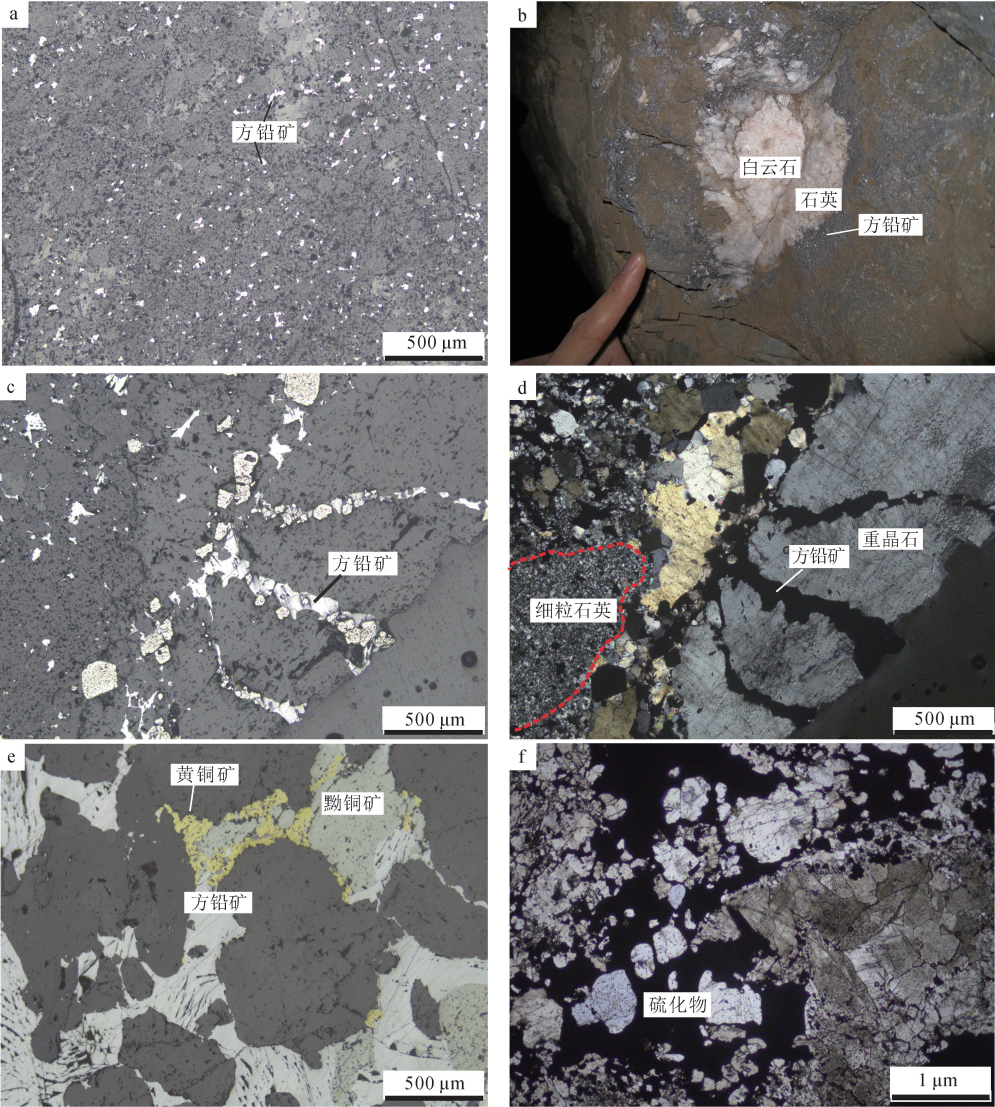


图 4 Ahangaran 铅(铜) 矿床实测地质剖面(位置见图 3)

Fig. 4 Geological section of the Ahangaran Pb(Cu) deposit

图版 I Plate I



a. 砂质灰岩发生方铅矿化;b. 与石英-白云石团块共生的硫化物;c. 方铅矿切穿重晶石,重晶石较硫化物沉淀略早;
d. 图 c 的正交偏光;e. 方铅矿、黄铜矿及黝铜矿共生;f. 硫化物切穿石英和碳酸盐矿物,表明石英和碳酸盐矿物沉淀略早

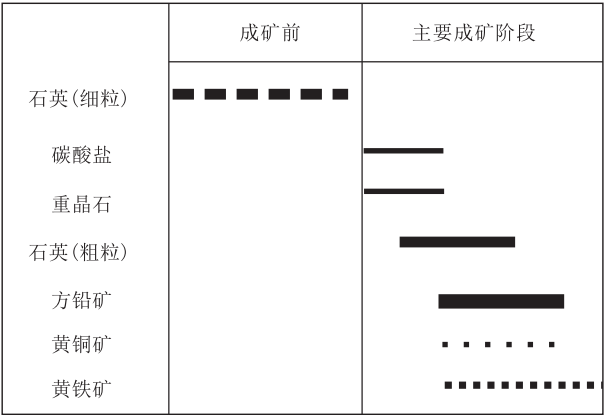


图 5 Ahangaran 铅(铜)矿床矿物共生组合特征

Fig. 5 Mineral assemblage and paragenesis in the Ahangaran Pb (Cu) deposit

石英+方铅矿+黄铜矿+黄铁矿+黝铜矿组成。重晶石为自形-半自形结构,方铅矿、黄铜矿及少量黝铜矿共生,多呈脉状、团块状、浸染状分布,黄铁矿颗粒晶形完整,多呈自形结构。在矿石中,局部见重晶石、石英、碳酸盐岩矿物被硫化物切穿(图版 I-e、f),反映脉石矿物沉淀略早,硫化物沉淀略晚。

3 流体包裹体研究

3.1 样品和测试方法

本次选取与硫化物共生的粗粒石英中的流体包裹体进行测温,测试工作在中国地质科学院矿产资源所完成。为了尽可能选择原生包裹体,本次测温不选择定向分布的包裹体,而选择沿石英环带生

长的、成群或单个出现并具有负晶形特征的包裹体^[14];同时边界规则体,尽量避免选择受到后期破坏的包裹体;测温也选择大的包裹体,以避免肉眼观察造成的误差。本次研究选用的测温仪器为 Linkam THMS600 型冷热台,测定温度范围为 -196~+600℃,冷冻及均一温度测试精度分别为 0.1℃和 1.0℃。测定冰点时,升温速率最初为 10℃/min,而后逐渐降低为 5℃/min、2℃/min,在临近相变点时降至 0.1℃/min 或 0.5℃/min;测定均一温度时,起始的升温速率为 20℃/min,临近相变点时降低至 1℃/min 或 0.5℃/min,测试精度为 2℃。

本次研究在中国科学院地质与地球物理研究所对流体包裹体的液相成分进行测试。液相成分提取和测试分别在马弗炉和液相色谱仪中进行。取石英样品 1 g 在马弗炉中加热,升温至 100~150℃时,停留 0.5~1 h,尽可能除去表面吸附的流体和次生包裹体。然后升温至 500℃,爆裂 10 min,加入 3 ml 蒸馏水在超声离心状态下震荡 10 min,提取离心后的清液用离子色谱仪测量阴、阳离子成分。使用的液相色谱仪为日本津岛公司 (SHIMADZU)生产的 HIC-6A 型 C-R5A 色谱仪,所用淋洗液是 2.4 mM 三甲基氨基甲烷与 2.5 mM 邻苯二甲酸,流速为 1 mL/min,重复测定精度在 5% 以内。

3.2 流体包裹体岩相学特征

粗晶石英中的流体包裹体多为气-液两相包裹体(图 6),未见含子矿物的包裹体。包裹体的形态有椭圆状、梭状、长方形状、不规则状等,大小介于

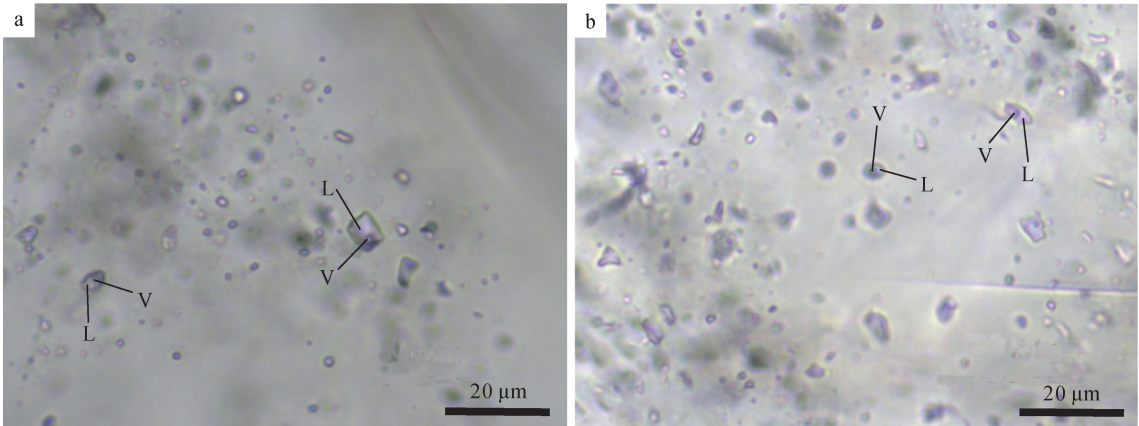


图 6 Ahangaran 铅(铜)矿床石英中流体包裹体显微照片

Fig. 6 Microphotographs of fluid inclusions in hydrothermal quartz in the Ahangaran Pb (Cu) deposit

V—气相;L—液相

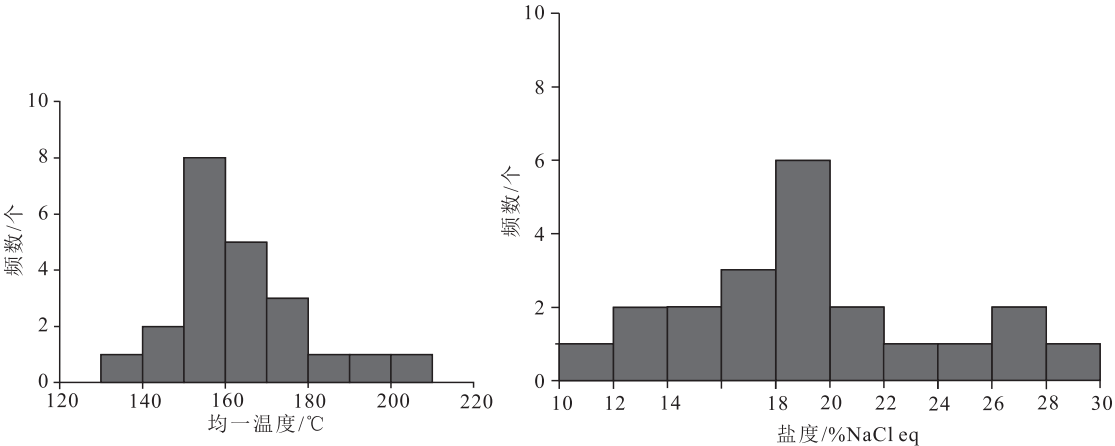


图 7 Ahangaran 铅(铜)矿床热液石英流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig. 7 Histograms of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in hydrothermal quartz in the Ahangaran Pb (Cu) deposit

2~9 μm 之间,且以 2~4 μm 居多,气液比在 2%~10%之间,常见孤立产出,局部见成群出现。

3.3 液相成分

成矿流体液相组分中(表 1),阳离子 Na⁺、Ca²⁺和 Mg²⁺含量很高,K⁺含量较低,阴离子中 Cl⁻占主导,SO₄²⁻含量很少,为 Cl⁻-Na⁺-Ca²⁺-Mg²⁺体系。

3.4 流体包裹体测温结果

该矿床包裹体的均一温度介于 108.1~209.7℃之间(表 2),平均值为 160.7℃;冰点温度介于 -4.5~-29.8℃之间,平均值为 -15.91℃;盐度介于 7.17%~28.53% NaCl eq 之间^[23],平均值为 18.72% NaCl eq,盐度变化范围较大。部分包裹体冰点低于 NaCl-H₂O 体系共结点温度(-20.8℃),但包裹体中未见盐类子晶,可能与流体中有较高含量的 CaCl₂ 而降低流体体系的共结温度有关。从包裹体盐度和均一温度直方图(图 7)中可以看出,均一温度与盐度大致呈正态分布,二者的协变图显示其变化没有明显的相关性(图 8)。

表 1 Ahangaran 铅(铜)矿床热液石英中流体内包裹体液相成分

Table 1 Solution compositions of fluid inclusions from hydrothermal quartz in the Ahangaran Pb (Cu) deposit						
样品号	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
HGL12-11-2	23.1	0.75	10.1	0.3	13.8	20.8
HGL12-11-12	6.42	6	2.82	-	8.4	16
HGL12-11-1b	49.8	1.67	26.8	1.31	0.246	2.51

表 2 Ahangaran 铅(铜)矿床热液石英流体包裹体显微测温结果

Table 2 Homogenization temperature and salinity data of fluid inclusions from hydrothermal quartz in the Ahangaran Pb (Cu) deposit

样品号	包裹体类型	均一温度 /℃	冰点 /℃	盐度/% NaCl eq
HGL12-11-6	气液二相 (n=7)	142.3~181.4	-12.7~	16.62~
			-29.8	28.53
HGL12-1-3	气液二相 (n=16)	108.1~209.7	-7.8~	11.46~
			-28.8	27.91

4 矿床地球化学特征

4.1 样品与测试方法

本次选用含石英脉中粗粒石英进行单矿物石英氢、氧同位素分析。在分析测试氢同位素前,首先清洗单矿物石英样品,去除样品中的次生水和吸附水,再通过加热爆裂法(600℃)提取原生流体包裹体中的水,使之与金属锌反应生成 H₂,用取样管收集氢气再通过质谱仪进行测定。分析工作在中国科学院地质与地球物理研究所用 MAT-253 质谱仪完成,该仪器测试精度为 δD≤2‰。氧同位素测试工作由核工业北京地质研究中心完成,分析精度为 0.2‰。具体方法为:选取 12 mg 纯度在 99% 以上的石英,然后将选取的石英样品与 BrF₅ 充分反应 15 h,萃取出氧,然后分离出氧并使之进入 CO₂ 转

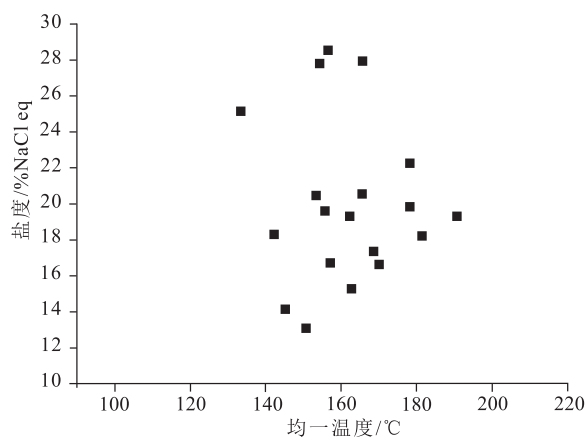


图8 Ahangaran 铅(铜)矿床石英流体包裹体均一温度与盐度协变图

Fig. 8 Salinity versus homogenization temperature diagram of fluid inclusions in hydrothermal quartz in the Ahangaran Pb (Cu) deposit

换系统,在温度 700℃反应 12 mm,最后收集 CO₂,在 MAT-251EM 型质谱仪上进行氧同位素测试,分析精度(2σ)为 0.2‰,测试结果以 V-SMOW 的 δ 值表示。

碳、氧同位素测试选用成矿期的方解石样品,测试工作在南京大学矿床研究国家重点实验室完成,在 MAT-252 型质谱仪上进行碳、氧同位素组成测定。具体方法为:将方解石样品与 100% 磷酸在 50℃下反应 24 h 后,释放出二氧化碳,通过测定二氧化碳的碳氧同位素,确定方解石的碳氧同位素组成,分析精度 0.1‰。

重晶石和硫化物的硫同位素分析在核工业北京地质研究中心完成。选用纯净的闪锌矿、黄铁矿和方铅矿单矿物,将样品和氧化亚铜按一定比例研磨至 200 目左右,并混合均匀,在真空(达到 2.0×10⁻²Pa)状态下加热,进行氧化反应,生成二氧化硫气体,反应温度为 980℃。在真空条件下,通过冷冻法收集 SO₂ 气体,然后用 Delta V Plus 气体同位素质谱仪分析硫同位素组成。测量结果以 V-CDT 为标准,分析精度为 0.2‰。称取适量的重晶石样品(含硫 15 mg 左右),利用碳酸钠-氧化锌半熔法,提取出硫酸钡,然后将硫酸钡、五氧化二钒和石英砂三种物质按照 1:3.5:3.5 的重量比混合,并搅拌均匀。在真空(达 2.0×10⁻²Pa)状态下加热,进行氧化反应,生成二氧化硫气体,反应温度为 980℃。在真空条件下,用冷冻法收集二氧化硫气体,并用 Delta V Plus 气

体同位素质谱分析硫同位素组成,分析精度为 0.2‰,测量结果以 CDT 为标准,记为 δ³⁴S_{V-CDT}。

铅同位素分析测试在中国地质科学院地质研究所同位素实验室完成,选用纯净的方铅矿矿物,并采用多接收器等离子体质谱法(MC-ICPMS)测定,所用仪器为英国 Nu Plasma HR,仪器的质量分馏以 Tl 同位素外标校正,样品中 Tl 的加入量约为铅含量的 1/2。

4.2 氢、氧同位素特征

石英的 δ¹⁸O_{V-SMOW} 介于 17.2‰~18.3‰之间(表 3),平均值为 17.7‰;δD_{V-SMOW} 介于-77.7‰~-68.7‰之间,平均值为-73.2‰。根据包裹体的均一温度及 Clayton 平衡方程计算^[25],获得与石英达到平衡时的成矿流体 δ¹⁸O_{H₂O} 值介于 2.63‰~3.73‰之间,平均值为 3.18‰。

4.3 碳、氧同位素特征

热液方解石中的碳、氧同位素分析测试结果见表 4,δ¹³C_{V-PDB} 值介于-3.0‰~-1.7‰之间,平均值为-2.2‰;δ¹⁸O_{V-SMOW} 值介于 17.7‰~20.2‰之间,平均值为 19.28‰。

4.4 硫、铅同位素特征

硫化物和重晶石中硫同位素的测试结果如表 5 所示。其中重晶石中硫同位素的分布较集中,δ³⁴S 值

表 3 Ahangaran 铅(铜)矿床与 Emarat 铅锌矿床中氢、氧同位素组成

Table 3 Hydrogen-oxygen isotope compositions in quartz from the Ahangaran Pb (Cu) deposit and the Emarat Pb-Zn deposit

样品原号	矿物	δD _{V-SMOW}	δ ¹⁸ O _{V-SMOW}	均一温度 T/℃	δ ¹⁸ O _{H₂O}	数据 来源
HGL12-11-1b	石英	-77.7	18.3	164.49	3.73	本文
HGL12-11-7	石英	-68.7	17.2	159.04	2.63	
EM12-1-11	石英	-76.2	20.1	T ₁ =147; T ₂ =201.7	4.34~8.52	[24]
EM12-1-14	石英	-70.5	20.7		4.94~9.12	
EM12-2-4	石英	-57.5	19.7		3.94~8.12	
EM12-4-3	石英	-69.1	18.8		3.04~7.22	
EM12-18-2	石英	-65.9	19.7		3.94~8.12	
EM12-19-2	石英	-63.4	18.6		2.84~7.02	
EM12-19-4	石英	-64.1	18.9		3.14~7.32	

注: T₁ 和 T₂ 分别代表所有包裹体测得的均一温度的 2 个峰值波段范围内的平均值

表 4 Ahangaran 铅(铜)矿床方解石碳、氧同位素组成

Table 4 C and O isotopic compositions of calcite from the Ahangaran Pb (Cu) deposit ‰

样品号	样品描述	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$
HGL12-1-3	方解石	-3.0	20.1
HGL12-11-2	方解石	-1.7	17.8
HGL12-11-4	方解石	-2.7	19.7
HGL12-11-9	方解石	-1.4	19.6

表 5 Ahangaran 铅(铜)矿床硫同位素测试结果

Table 5 Sulfur isotopic compositions of sulfides in the Ahangaran Pb (Cu) deposit ‰

样品号	矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
HGL12-1-3(1)	重晶石	22.2
HGL12-1-3	重晶石	22.2
HGL12-11-3	重晶石	22.7
HGL12-11-5	重晶石	18.7
HGL12-11-8	方铅矿	1.3
HGL12-11-9	方铅矿	-3.1
HGL12-11-10	黄铁矿	8.2
HGL12-11-10	方铅矿	9.7
HGL12-11-12	黄铁矿	5.6
HGL12-11-12	方铅矿	5.9

介于 18.7‰~22.7‰之间,平均值为 21.5‰;硫化物中 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于-3.1‰~9.7‰之间,平均值为 4.6‰。硫同位素分布直方图如图 9 所示。

为了对比 Ahangaran 铅(铜)矿床和马拉耶尔-伊斯法罕铅锌成矿带内其他铅锌矿床铅同位素组成特征,笔者还分析了该带其他几个矿床的铅同位素,测试结果见表 6。从表 6 可以看出,Ahangaran 铅(铜)矿床 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值介于 18.4083~18.4054 之间,平均值为 18.4067; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值介于 15.6512~15.6548 之间,平均值为 15.6526; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值介于 38.5628~38.5515 之间,平均值为 38.5555,铅同位素组成变化范围较小,与 Irankuh 铅锌矿床、Tiran 铅锌矿床及 Emarat 铅锌矿床的铅同位素组成类似,各矿床的铅同位素组成变化不大,说明马拉耶尔-伊斯法罕铅锌成矿带上各矿床铅的来源一致。

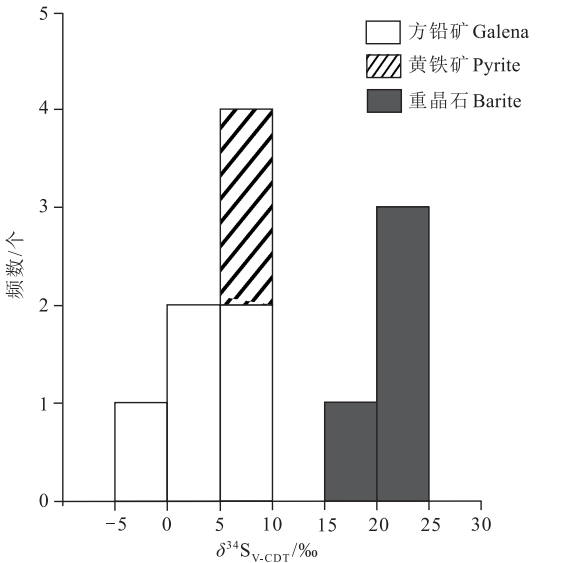


图 9 Ahangaran 铅(铜)矿床硫同位素分布直方图

Fig. 9 Histogram of sulfur isotopic compositions in the Ahangaran Pb (Cu) deposit

5 讨论

5.1 成矿流体特征及来源

通过对 Ahangaran 铅(铜)矿床石英流体包裹体的研究,可以得出该矿床流体包裹体为 $\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ 体系,其均一温度介于 108.1~209.7℃之间,盐度介于 7.2%~28.5% NaCl eq 之间,显示出低温、中-高盐度特征,与 Emarat 铅锌矿床的成矿流体特征相似。通常盆地卤水具有低温(<250℃)和高盐度(>15% NaCl eq)的特征,主要由地表水经过蒸发作用形成的高盐度卤水下渗到盆地中形成,少数可能与盆地流体溶解地层中的蒸发盐有关。因此,Ahangaran 矿床的成矿流体温度和盐度与盆地卤水特征相似,相对典型盆地卤水而言,流体盐度略低,不排除岩浆流体或大气降水的贡献(图 10)。Roedder 对各种成因流体中的 Na^+/K^+ 值做过大量研究^[27],认为在岩浆热液流体中, Na^+/K^+ 值一般小于 1,而在与盆地卤水有关的成矿流体中, Na^+/K^+ 值通常大于 1。结合 Ahangaran 矿床流体包裹体特征,其液相组分中 Na^+ 含量明显高出 K^+ 含量很多,部分样品的 K^+ 含量甚至低于检出限,说明该矿床的成矿流体更多具有盆地卤水的特点。

热液方解石中的碳、氧同位素组成是示踪成矿流体来源的有效手段之一^[28]。Ohmoto^[29] 通过大量研

表 6 Ahangaran 铅(铜)矿床和区域上相邻其他矿床
铅同位素测试结果

Table 6 Lead isotopic compositions of galena in the Ahangaran Pb (Cu) deposit					数据来源
样品编号	矿物	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	
HGL12-1-3	方铅矿	18.4054	15.6512	38.5515	本文
HGL12-11-8	方铅矿	18.4069	15.6526	38.5584	
HGL12-11-9	方铅矿	18.4067	15.6526	38.5533	
HGL12-11-10	方铅矿	18.4061	15.6517	38.5517	
HGL12-11-12	方铅矿	18.4083	15.6548	38.5628	
IK12-4-6	方铅矿	18.4603	15.6502	38.6452	
IK12-7-9	方铅矿	18.4594	15.6491	38.6434	
IK12-7-10	方铅矿	18.4466	15.6278	38.5578	
IK12-7-12	方铅矿	18.444	15.6271	38.5551	
IK12-7-13	方铅矿	18.4497	15.6287	38.5624	
IK12-7-14	方铅矿	18.4686	15.6526	38.6596	
IK12-9-3	方铅矿	18.4514	15.6561	38.6337	
IK12-10-5	方铅矿	18.4513	15.6526	38.6351	
TI12-2-1	方铅矿	18.3966	15.6474	38.575	
TI12-2-5	方铅矿	18.398	15.6494	38.5803	
TI12-5-2	方铅矿	18.4025	15.6489	38.5836	[24]
TI12-8-3	方铅矿	18.3956	15.6469	38.5722	
TI12-16-1	方铅矿	18.395	15.6476	38.5691	
TI12-17-2	方铅矿	18.3958	15.6476	38.5727	
EM12-1-11	方铅矿	18.4145	15.6479	38.5775	
EM12-1-14	方铅矿	18.4112	15.649	38.5642	
EM12-4-3	方铅矿	18.4157	15.6491	38.5808	
EM12-18-3	方铅矿	18.4129	15.6472	38.5709	
EM12-18-7	方铅矿	18.4129	15.6497	38.5753	

注:IK 为 Irankuh 铅锌矿床;TI 为 Tiran 铅锌矿床;EM 为 Emarat 矿

究认为,当矿床内热液脉中不存在方解石与石墨共生时,可以将方解石(或流体包裹体热液中的 CO₂)的碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$)近似地作为成矿热液的总碳同位素组成。而在 Ahangaran 铅(铜)矿床中并未发现石墨,因此,方解石中的碳同位素组成可以近似作为成矿热液中总碳同位素组成。成矿热液中碳的来源主要有:①沉积岩中碳酸盐岩的脱气或卤水与泥质岩的相互作用, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围介于-2‰~3‰之间,这种来源的碳同位素组成具有重碳同位素的特征,海相碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 多数在 0‰左右^[30];②地幔射气或岩浆来源,地幔射气的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围介于-5‰~-2‰之间,岩浆来源的碳同位素组成则在-9‰~-3‰之间^[31];

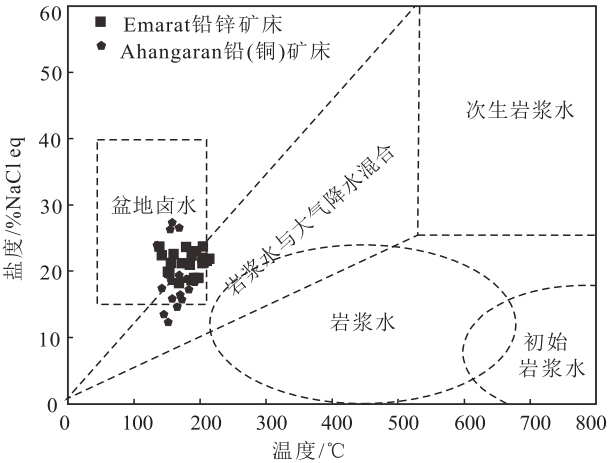


图 10 Ahangaran 铅(铜)矿床和 Emarat 铅锌矿床流体包裹体均一温度和盐度变化图解(底图据参考文献[26], Emarat 铅锌矿床数据据参考文献[24])

Fig. 10 Diagram showing the salinities and homogenization temperatures of fluid inclusions in the Ahangaran Pb (Cu) deposit and Emarat Pb-Zn deposit

③各种岩石中的有机碳,因有机碳一般富集¹²C,所有碳同位素组成很低, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值介于-30‰~-15‰之间,平均值为-22‰^[28]。在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 图解(图 11)中,Ahangaran 铅(铜)矿床方解石中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值相对均一,与碳酸盐围岩的一致,指示成矿流体中的碳主要来自围岩,成矿过程中碳酸盐岩围岩被流体溶解。方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化较大,低于围岩的值表明氧具有来自偏低 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值流体的贡献。

在 Ahangaran 铅(铜)矿床 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 关系图解(图 12)中,Ahangaran 铅(铜)矿床的氢、氧同位素投影点与 Emarat 铅锌矿床投影点低值范围接近^[24],落在岩浆水附近,或者靠近具有高 $\delta^{18}\text{O}$ 值特征的盆地卤水一端(右端),远离大气降水线,因此,如果有盆地卤水参与成矿,大气降水的参与有限或无大气降水参与,成矿流体由盆地卤水和大气降水混合产生的可能性小。前文的碳同位素分析表明,碳酸盐岩围岩发生了溶解作用,显示围岩也可能提供一定的氧,结合流体的氧-氢同位素组成特征,反映成矿流体是盆地卤水与岩浆流体混合或盆地卤水与围岩相互作用的结果。

5.2 成矿物质来源

Ahangaran 铅(铜)矿床中重晶石 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于18.7‰~22.7‰之间,与早白垩世—新生代海水中的

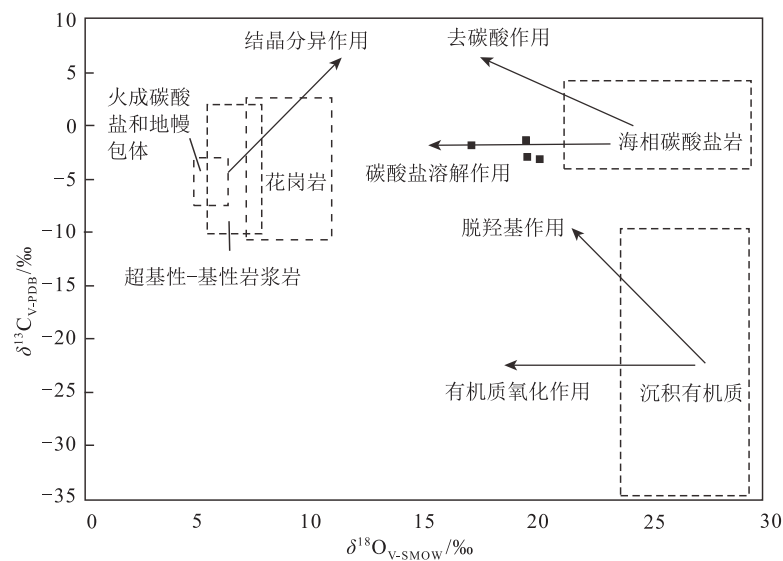


图 11 Ahangaran 铅(铜)矿床碳酸盐中 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图解(底图据参考文献[32])

Fig. 11 $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram of carbonates in the Ahangaran Pb (Cu) deposit

硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 值 ($14\text{‰}\sim 22.5\text{‰}$) 基本吻合^[39], 推测其硫可能直接来自封存在围岩中的硫酸盐的溶解。矿床硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化较大, 在 $-3.1\text{‰}\sim 9.1\text{‰}$ 之间, 与来自岩浆硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值特征不一致, 后者通常在 0‰ 值附近, 没有如此大的变化范围, 因此硫酸盐

还原作用可能提供了还原硫, 即通过硫酸盐的生物还原作用 (BSR) 和有机质热化学还原 (TSR) 作用提供还原硫。BSR 通常发生在相对低温条件 (小于 70°C), 形成的硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值与硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 值相差 $2\text{‰}\sim 42\text{‰}$ ^[40], 具有较大的变化范围。TSR 发生在相对高温条件 (大于 150°C), 可使硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值降低 $10\text{‰}\sim 15\text{‰}$ ^[41-42]。Ahangaran 铅(铜)矿床硫化物中 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 $-3.1\text{‰}\sim 9.7\text{‰}$ 之间, 变化范围较大, 假设硫酸盐来自以重晶石中硫酸盐代表的地层, 则难以用单一的 TSR 作用来解释。BSR 作用可以解释矿床硫化物的硫同位素组成变化大且出现负值的特征, 但 Ahangaran 铅(铜)矿床流体包裹体的均一温度介于 $108.1\sim 209.7^\circ\text{C}$ 之

间, 又比 BSR 作用发生的温度高, 如果 BSR 作用提供矿床的还原硫, 推测这种作用不是和硫化物沉淀过程同时进行的, 而是在矿区内硫化物沉淀前或者在矿区外形成后进入矿区, 与含金属流体混合导致硫化物的沉淀。考虑到矿区侏罗系为富有机质的

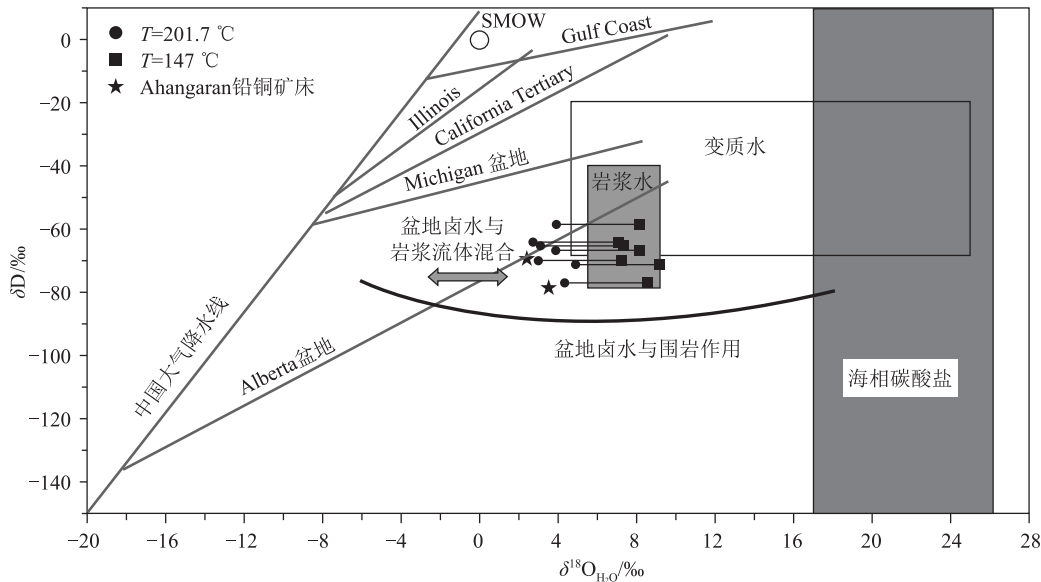


图 12 Ahangaran 铅(铜)矿床成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ - δD 图解

(Gulf Coast, Illinois, Michigan 盆地趋势据参考文献[33]; Albarta 盆地趋势据参考文献[34]; California Tertiary 盆地趋势据参考文献[35]; Michigan 盆地趋势据参考文献[33]; 原生岩浆水和变质水的 D-O 同位素范围据参考文献[36]; 大气降水线据参考文献[37]; 围岩氧同位素数据据参考文献[38])

Fig. 12 Plot of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ - δD values for the ore-forming fluid in the Ahangaran Pb-Cu deposit

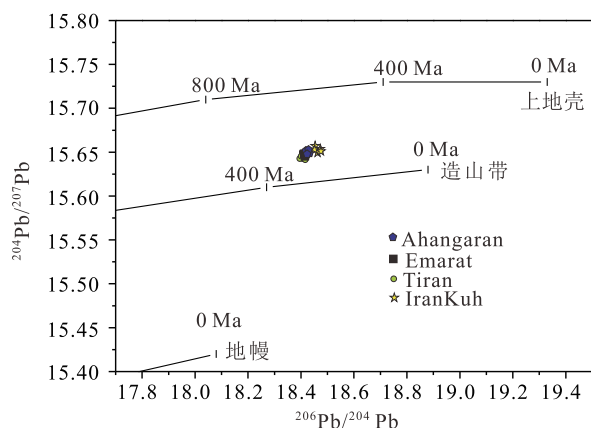


图 13 Ahangaran 铅(铜)矿床矿石中 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ —

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 关系图

(底图据参考文献[43], Emarat 铅锌矿床数据据参考文献[24])

Fig. 13 Plot of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of galena from the Ahangaran Pb (Cu) deposit

暗色页岩,故 BSR±TSR 作用很可能发生在这套地层中。

在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 关系图解(图 13)上, Ahangaran 铅(铜)矿床的铅同位素组成与马拉耶尔—伊斯法罕铅锌成矿带内其他碳酸盐岩容矿铅锌矿床的铅同位素组成均处于“上地壳”和“造山带”铅同位素演化曲线之间,显示铅没有明显的地幔铅和下地壳铅的贡献,铅主要来自经历了“造山”作用的上地壳岩石,也反映马拉耶尔—伊斯法罕铅锌成矿带内不同矿床有着一致的金属源区。

5.3 矿床成因类型

赋存在碳酸盐岩中的铅锌矿床可能与岩浆活动有关,形成矽卡岩型或碳酸盐岩交代型(远端矽卡岩)矿床,也可能与岩浆活动无关,形成密西西比河谷型(MVT)矿床。Ahangaran 铅(铜)矿床不发育矽卡岩矿物,因此不是矽卡岩型矿床。有学者将马拉耶尔—伊斯法罕带中的这些铅锌矿床归为喷流沉积(SEDEX)型矿床^[44],然而,这些矿床赋矿围岩为碳酸盐岩,矿化显示出交代和充填的特征,未呈现硫化物与细碎屑岩韵律互层的典型 SEDEX 矿床矿化特点,故这些矿床不能归为 SEDEX 类型^[45-46]。多数学者将马拉耶尔—伊斯法罕带中的铅锌矿床归为 MVT 类型^[7],包括 Ahangaran 铅(铜)矿床在内,这些矿床与世界范围内的 MVT 铅锌矿床具有一定相似性^[45-47],包括:①后生成矿,②赋矿围岩为碳酸

盐岩,③成矿流体有来自低温、高盐度的盆地卤水,④来自 BSR±TSR 作用的还原硫。但是, Ahangaran 铅(铜)矿床发育大量同矿化期石英,尽管个别 MVT 矿床也含有一定量的石英^[48],但在多数 MVT 矿床中成矿期石英含量很低。同时该矿床中还含达到经济价值的黄铜矿,这在典型 MVT 铅锌矿床很少见^[45-46],但在与岩浆有关的碳酸盐岩交代型(carbonate-replacement deposit, CRD)矿床中常见。CRD 铅锌矿床是与岩浆活动有关,但远离岩体、由成矿流体交代碳酸盐岩围岩形成的热液矿床,通常不含矽卡岩矿物,成矿温度在 100~350℃之间,成矿流体盐度一般低于 15% NaCl,通常发育硅化,有时也出现绢云母化、绿泥石化等,除 Pb 和 Zn 外,还可以含一定量的 Cu、Ag、Bi 等金属,流体来自岩浆水、地层中的流体或它们的混合,硫和金属可以来自岩浆,也可以来自围岩^[49-51]。因此, Ahangaran 矿床的矿物组成与 CRD 矿床相似,同时,矿床的成矿流体不排除有岩浆水的贡献,金属和硫的来源与 CRD 矿床的也不矛盾,矿化也具有交代碳酸盐岩的特点。区域上,SSZ 带内发育岩浆岩,或者 SSZ 带邻近巨型 Urumiyeh-Dokhtar 新生代岩浆带,这都为岩浆参与成矿作用提供了可能。因此,笔者将 Ahangaran 铅(铜)矿床暂归为碳酸盐岩交代型矿床,很可能是岩浆驱动盆地卤水活动并有一定岩浆流体参与成矿,成矿金属可能来自流体流经的地壳岩石,还原硫来自矿区富有机质的侏罗系中发生的 BSR±TSR 作用。

6 结 论

(1) Ahangaran 铅(铜)矿床赋矿围岩为下白垩统碳酸盐岩内,呈透镜状、脉状产出,强硅化和白云石化为主要蚀变类型,主要有两阶段热液活动:成矿前阶段,主要由细粒石英组成;成矿阶段,由碳酸盐矿物+重晶石+粗粒石英+方铅矿+黄铜矿+黄铁矿+黝铜矿组成。

(2) Ahangaran 铅(铜)矿床流体包裹体均一温度介于 108~210℃之间,盐度介于 7.1%~28.5% NaCl eq 之间,为 Cl^- - Na^+ - Ca^{2+} - Mg^{2+} 体系。成矿流体主要来自盆地卤水,不排除有岩浆水参与,在成矿过程中成矿流体与碳酸盐围岩发生相互作用,碳酸盐围岩发生溶解。

(3) 还原硫主要来自硫酸盐的细菌还原(BSR)

作用,但不排除有机质热化学还原(TSR)作用来源硫的参与。矿床中铅的来源与马拉耶尔-伊斯法罕铅锌成矿带内其他碳酸盐岩容矿铅锌矿床的铅的来源一致,均与经历过“造山”作用的地壳岩石有关。

(4)矿床缺乏矽卡岩矿物,因此不是典型矽卡岩型矿床,赋围岩均为碳酸盐岩且后生成矿特征明显,故也不是SEDEX型矿床。尽管成矿流体以盆地卤水来源为主,但不排除有岩浆流体的贡献,同时,考虑到矿床含一定量的Cu并发育强烈硅化,与典型MVT矿床差别较大,目前倾向于将其归入与岩浆有关的碳酸盐岩交代型矿床。

致谢:感谢中国地质科学院地质研究所研究生庄亮亮、黄世强博士在开展研究期间给予的支持,感谢中国地质科学院陈伟十老师在包裹体测试时的指导,感谢审稿专家对本文提出的宝贵修改意见。

参考文献

- [1] 张洪瑞,侯增谦,杨志明.特提斯成矿域主要金属矿床类型与成矿过程[J].矿床地质,2010,29(1): 113-133.
- [2] Reynolds N A, Duncan L. Tethyan Zinc - Lead Metallogeny in Europe, North Africa, and Asia [J]. Society of Economic Geologists, 2010, 15: 339-365.
- [3] Hou Z, Zhang H. Geodynamiaics and metallogeny of the eastern Tethyan metallogenic domain [J]. Ore Geology Reviews, 2015, 70: 346-384.
- [4] Alavi M. Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation [J]. Tectonophysics, 1994, 229: 211-238.
- [5] Stocklin J. Structural history and tectonics of Iran: A review [J]. AAPG. Bull, 1968, 52: 1229-1258.
- [6] Ghazban F, McNutt R H, Schwarcz H P. Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Irankuh District, Esfahan area, west-central Iran [J]. Economic Geology, 1994, 89(6): 1262-1278.
- [7] Zamanian H. Mineralogy, paragenesis and genesis of Ahangaran Ag - Pb deposit, Malayer [D]. Unpublished MSc. Thesis, Tehran Tarbiat Moallem University, 1993: 280 (In Persian).
- [8] Ehya F, Lotfi M, Rasa I. Emarat carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study [J]. Journal of Asian Sciences, 2010, 37(2): 186-194.
- [9] Momenzadeh M, Shafighi S, Rastad E, et al. The Ahangaran Lead - Silver Deposit, SE - Malayer, West Central Iran [J]. Mineral Deposita (Berl.), 1979, 14: 323-341.
- [10] Nadimi A, Konon A. Strike-slip faulting in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran [J]. Journal of Structural Geology, 2012, 40: 2-16.
- [11] Morley C K, Kongwung B, Julapour A, et al. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area [J]. Geosphere, 2009, 5(4): 325-362.
- [12] Davoudian A R, Khalili M, Noorbheht I, et al. Geochemistry of metabasites in the north of the Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen [J]. Journal of Mineralogy and Geochemistry, 2006, 182(3): 291-298.
- [13] Davoudian A, Genser J, Dachs E, et al. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran [J]. Mineralogy and Petrology, 2008, 92(3/4): 393-413.
- [14] 刘英超,宋玉财,侯增谦,等.伊朗扎格罗斯碰撞造山带马拉耶尔-伊斯法罕碳酸盐岩容矿铅锌成矿带[J].地质学报,2015,89(9): 1573-1594.
- [15] Mohajjel M, Fergusson C L. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran [J]. Journal of Structural Geology, 2000, 22(8): 1125-1139.
- [16] Sarkarinejad K, Faghih A, Grasemann B. Transpressional deformations within the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt (Zagros mountains, Iran) [J]. Journal of Structural Geology, 2008, 30(7): 818-826.
- [17] Babaahmadi A, Mohajjel M, Eftekhari A, et al. An investigation into the fault patterns in the Chadegan region, west Iran: Evidence for dextral brittle transpressional tectonics in the Sanandaj - Sirjan Zone [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 43(1): 77-88.
- [18] Nadimi A, Konon A. Gaw-Khuni Basin: An active stepover structure in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran [J]. Geological Society of America Bulletin, 2012b, 124(3/4): 484-498.
- [19] Safaei H. The continuation of the Kazerun fault system across the Sanandaj-Sirjan zone (Iran) [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2009, 35(5): 391-400.
- [20] Mazhari S, Bea F, Amini S, et al. The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogeny [J]. Journal of the Geological Society, 2009, 166(1): 53-69.
- [21] Agard P, Omrani J, Jolivet L, et al. Zagros orogeny: a subduction-dominated process [J]. Geological Magazine, 2011, 148(5/6): 692-725.
- [22] Berberian F, Berberian M. Tectono-Plutonic Episodes in Iran [M]. Geological Survey of Iran, 1981, 52: 566-593.
- [23] Hall D L, Stemer S M, Bodnar R J. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O Solutions [J]. Economic Geology, 1988, 83: 197-202.
- [24] 韩朝辉,宋玉财,刘英超,等.伊朗 Emarat 铅锌矿床成矿特征及矿床成因研究[J].地质学报,2015,89(9): 1595-1606.
- [25] Clyton R N, O'neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. Journal of Geophysical Research, 1972, 77(17): 3057-3067.
- [26] Beane R E. The magmatic-meteoritic transition [M]. Geothermal Resources Council Special Report, 1983, 13: 245-253.
- [27] Roedder E. Composition of fluid inclusions [M]. US Geological Survey Professional Paper, 1983, 440: 164.
- [28] 郑永飞,徐宝龙,周根陶.矿物稳定同位素地球化学研究[J].地学前缘,2000,47(1): 34-41.
- [29] Ohmoto H. Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits [J]. Economic Geology, 1972, 67(5): 551-578.

- [30] Veizer J, Holser W T, Wilgus C K. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variation. *Geochim [J]. Cosmochim. Acta*, 1980, 44: 579–588.
- [31] Taylor B E. Magmatic volatiles: Isotope variation of C, H and S reviews in mineralogy [C]//Valley G W, Taylor H P, O'Neil J R. Stable Isotopes in High Temperature Geological Process. Washington, D.C.: Mineralogical Society of America, 1986, 16: 185–226.
- [32] 刘建明, 刘家军. 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*, 1997, 17(4): 448–456.
- [33] Clayton R N, Friedman I, Graf D L, et al. The origin of saline formation waters: 1. Isotopic composition [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1966, 71: 3869–3882.
- [34] Hitchon B, Friedman I. Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin—I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1969, 33: 1321–1349.
- [35] Kharaka Y K, Berry F A F, Friedman I. Isotopic composition of oil-field brines from Kettleman North Dome, California, and their geologic implications [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1973, 37: 1899–1908.
- [36] Taylor H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. *Economic Geology*, 1974, 69: 843–83.
- [37] 陈俊, 王鹤年. 地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2004.
- [38] Ferydoun G, Robert H M, Henry S. Genesis of sediment-hosted Zn–Pb–Ba Deposits in the Irankuh District, Esfahan Area, West-Central Iran [J]. *Economic Geology*, 1994, 89: 1262–1278.
- [39] George E, Claypool, William T, et al. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation [J]. *Chemical Geology*, 1980, 28: 199–260.
- [40] Detmers J, Bruchert V, Habicht K S, et al. Diversity of sulfur isotope fractionations by sulfate-reducing prokaryotes [J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 2001, 67: 888–94.
- [41] Ohmoto H, Kaiser C J, Geer K A. Systematics of sulphur isotopes in recent marine sediments and ancient sediment-hosted base metal deposits [C]//Herbert H K, Ho S E. Stable isotopes and Fluid Processes in Mineralisation. *Geol. Dep. Univ. Extens. Univ [J]. Western Australia*, 1990, 23: 70–120.
- [42] Machel H G. Relationships between sulphate reduction and oxidation of organic compounds to carbonate diagenesis, hydrocarbon accumulations, salt domes, and metal sulphide deposits [J]. *Carbonates Evaporites*, 1989, 4: 137–151.
- [43] Doe B R, Zartman R E. Plumbotectonics I. The Phanerozoic [C]//Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits 2nd (Ed)*. Wiley Interscience, 1979: 22–70.
- [44] Rajabi A, Rastad E, Canet C. Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration [J]. *International Geological Review*, 2012, 54(14): 1649–1672.
- [45] Leach D L, Sangster D F, Kelley K D, et al. Sediment-hosted lead–zinc deposits: A global perspective [J]. *Economic Geology*, 2005, 100: 561–607.
- [46] Leach D L, Bradley D C, Huston D, et al. Sediment-Hosted Lead–Zinc Deposits in Earth History [J]. *Economic Geology*, 2010, 105(3): 593–625.
- [47] Paradis S, Hannigan P, Dewing K. Mississippi Valley-type lead–zinc deposits [C]//Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 2007, 5: 185–203.
- [48] Plumlee G S, Leach D L, Hofstra A H, et al. Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi valley-type Pb–Zn deposits of the Ozark region, U.S. Midcontinent [J]. *Economic Geology*, 1994, 89: 1361–1383.
- [49] Dejonghe L, Darras B, Hughes G, et al. Weis D. Isotopic and fluid-inclusion constraints on the formation of polymetallic vein deposits in the central Argentinian Patagonia [J]. *Mineralium Deposita*, 2002, 37(2): 158–172.
- [50] Camprubí A, Gonzalez-Partida E, Torres-Tafolla E. Fluid inclusion and stable isotope study of the Cobre–Babilonia polymetallic epithermal vein system, Taxco district, Guerrero, Mexico [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2006, 89: 33–38.
- [51] Bendežú R, Page L, Spikings R, et al. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ alunite ages from the Colquijirca district, Peru: evidence of a long period of magmatic SO_2 degassing during formation of epithermal Au–Ag and Cordilleran polymetallic ores [J]. *Mineralium Deposita*, 2008, 43(7): 777–789.