

伊朗浅成低温热液矿床时空分布规律与矿床类型*

萧珂¹, 孙祥^{1**}, 郜周全²

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 云南省地质矿产勘查院, 云南昆明 650051)

摘要 特提斯成矿域是地球上三大成矿域之一, 矿产资源丰富。文章综述了特提斯域内伊朗高原浅成低温热液矿床的地质特征, 讨论了成矿事件的时空分布规律以及主要矿床类型。研究表明, 伊朗浅成低温热液矿床大部分位于乌兹密尔-杜克塔尔岩浆弧和阿尔博兹岩浆弧。其中, 前者主要产出高硫型 Cu-Au±Ag 矿床和低硫型 Au±Ag±Cu 矿床, 分布较为稀疏, 成矿与始新世和中新世热液活动有关, 部分高硫型矿化可能与临近的斑岩型铜矿化构成一套斑岩铜成矿系统; 后者主要发育高硫型 Cu-Au±Ag 矿床、低硫型 Au±Ag±Cu 矿床、中硫型 Pb-Zn±Cu±Au±Ag 矿床, 它们集中分布在西部的 Tarom-Hashtjin 带和东部 Torud-Chah Shirin 带, 成矿主要发生在始新世, 矿体均赋存在火山岩中且明显受断裂控制, 但在矿石矿物和脉石矿物的种类、组构特征以及蚀变类型等方面存在差异, 金属沉淀均与降温、沸腾和流体混合等密切相关。

关键词 地质学; 浅成低温热液型矿床; 高硫; 中硫; 低硫; 斑岩型矿床; 特提斯; 伊朗

中图分类号: P618.41; P618.51; P618.52

文献标志码: A

Spatial and temporal distribution and types of epithermal deposits in Iran: A review

XIAO Ke¹, SUN Xiang¹ and GAO ZhouQuan²

(1 School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 Yunnan Institute of Geology & Mineral Resources Exploration, Kunming 650051, Yunnan, China)

Abstract

The Tethys metallogenic domain is one of the three major metallogenic domains on the Earth. The geological characteristics, tempo-spatial distribution, and types of epithermal deposits in the Iranian plateau in the Tethys domain were reviewed in this paper. Research shows that most of epithermal deposits are located in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA) and Alborz magmatic arc (AMA). Among them, the former mainly produced high-sulfidation Cu-Au±Ag and low-sulfidation Au±Ag±Cu deposits. These deposits occurred sparsely and was associated with hydrothermal fluids from Eocene to Miocene magmas. Some high-sulfidation deposits may constitute the porphyry copper system with the nearby porphyry deposits in the UDMA. The latter mainly developed high-sulfidation Cu-Au±Ag, low-sulfidation Au±Ag±Cu, and intermediate-sulfidation Pb-Zn±Cu±Au±Ag deposits, which are concentrated in the Tarom-Hashtjin belt in the west and the Torud-Chah Shirin belt in the east and their mineralization occurred mainly during Eocene. The epithermal deposits in Iran were hosted by volcanic rocks and were mainly controlled by faults. Different types of deposits have different ore and gangue minerals and

* 本文得到国家自然科学基金委特提斯地球动力系统重大研究计划项目(编号:91855217)和高等学校学科创新引智计划“111”项目(编号:BP0719021)联合资助

第一作者简介 萧珂,男,1998年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: 1803592351@qq.com

** 通讯作者 孙祥,男,1980年生,教授,长期从事岩浆-热液成矿作用研究。Email: sunxiang@cugb.edu.cn

收稿日期 2021-01-17; 改回日期 2021-03-01。秦思婷编辑。

ore textures, and ore deposition was associated with cooling, boiling of fluids, and/or mixing of magmatic fluids with meteoric water.

Key words: geochemistry, epithermal deposit, high-sulfidation, intermediate-sulfidation, low-sulfidation, porphyry deposit, Tethys, Iran

浅成低温热液型矿床是指一类形成于相对较浅的深度(<1.5 km)、低温(150~300°C)、低压(10~50 MPa)环境下的矿床(Lindgren, 1922; Hedenquist et al., 1995; 2000; John et al., 2011)。该类矿床提供了全球8%的金、17%的银和一定数量的贱金属,是墨西哥、美国、加拿大、智利、秘鲁、巴布亚新几内亚和日本等国贵金属的最主要来源(Singer, 1995; Frimmel, 2008)。

特提斯成矿域是全球3大成矿域(环太平洋成矿域、古亚洲成矿域、特提斯成矿域)之一,矿床资源丰富,广泛发育斑岩型铜矿和浅成低温热液贵金属和贱金属矿床(侯增谦等, 2012; 2020; Sengor et al., 1979; Hedenquist et al., 1995; Stampfli, 2000; Sillitoe et al., 2003; Hou et al., 2015a; 2015b; Richards, 2015)。相比于受到广泛关注的斑岩型铜矿,浅成低温热液矿床的综合研究相对薄弱(张洪瑞等, 2018; 王瑞等, 2019; Hou et al., 2015a; Wang et al., 2015; Yang et al., 2016; Sun et al., 2020)。已有的研究显示,中国青藏高原发育少量浅成低温热液矿床(杨超等, 2014; 黄瀚霄等, 2018; Duan et al., 2016; Sun et al., 2017a; Song et al., 2018; Yang et al., 2019),而伊朗高原则广泛产出浅成低温热液矿床(Richards et al., 2006; Kouhestani et al., 2018; Rajabpour et al., 2018; Fazel et al., 2019)。为了更好的对比分析青藏高原浅成低温热液成矿作用,本文对伊朗高原浅成低温热液型矿床的时空分布规律以及成矿作用进行了综述。

1 伊朗地质概况

伊朗处于亚欧板块与阿拉伯板块的交界处,其地质单元从南往北依次可划分为马克(Makran)增生杂岩、扎格罗斯(Zagros)褶皱冲断带(ZFTB)、萨南达杰(Sanandaj)-锡尔詹(Sirjan)带(SSZ)、乌兹密尔(Urumieh)-杜克塔尔(Dokhtar)岩浆弧(UDMA)、鲁特(Lut)地块以及阿尔博兹(Alborz)岩浆弧(AMA)(图1; 张洪瑞等, 2015; Agard et al., 2005; 2011)。Makran增生杂岩位于伊朗和巴基斯坦的交界处,是伊朗东南部一个巨大的增生楔,发育强烈的构造变形,在其北部发育有约115 Ma的蛇绿岩(Yang et al., 2020)。

ZFTB以扎格罗斯逆冲断层带为主断裂,发育一系列的NE-SW向褶皱(Agard et al., 2005)。SSZ位于ZFTB的东北部,大量发育中-新生代的钙碱性弧岩浆岩(Sengor, 1990; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2005)。该带变质作用以绿片岩相为主,次为角闪石相(Agard et al., 2005)。Lut地块主要由前寒武纪的变质基底以及巨厚的沉积盖层组成(Ramezani et al., 2003; Saki, 2010)。地块内发育4次岩浆活动(张洪瑞等, 2015),其中,始新世岩浆活动分布范围最广,以高钾钙碱性系列的火山岩为主(Ramezani et al., 2003; Sadeghian et al., 2005; Bagheri et al., 2008)。UDMA主要发育始新世岛弧型火山岩,次为渐新世—中新世侵入岩(Agard et al., 2011)。AMA主要发育钙碱性的弧火山岩以及少量的侵入岩(Alavi, 1996),其火山活动从晚白垩世开始,在始新世达到顶峰。

伊朗整体构造格局的形成与特提斯洋的演化密切相关。在奥陶纪古特提斯洋打开,此时,伊朗位于南部冈瓦纳大陆的北缘(Richards et al., 2006)。二叠纪古特提斯洋向北俯冲消减,同时,冈瓦纳大陆裂解出包括土耳其、伊朗、西藏在内的一系列的碎片,这些碎片组成了南部冈瓦纳大陆与北方劳亚大陆之间的基梅里大陆(Sengor, 1987; Metcalfe, 1996)。随着古特提斯洋向亚欧板块之下俯冲,在三叠纪基梅里大陆也拼合到北方的劳亚大陆之上(Hooper et al., 1994; Stampfli, 2000; Richards et al., 2006)。在古特提斯洋的俯冲作用以及基梅里大陆与亚欧大陆的碰撞作用之下,在伊朗Alborz造山带的北部形成古特提斯洋缝合带(Alavi, 1996)。在该缝合带发育有大量古生代蛇绿岩(380~260 Ma)以及深海沉积物,并受到早侏罗世构造活动的影响而产生变形(Alavi, 1979)。对于古特提斯洋的闭合目前没有确切的时间,但是根据217~200 Ma碰撞后花岗岩的侵入接触关系,初步确定碰撞发生在220 Ma之前(吴福元等, 2020)。由于古特提斯洋向北俯冲以及南部冈瓦纳大陆的裂解,导致新特提斯洋在二叠纪时在南部打开(Sengor, 1987; Metcalfe, 1996),并且新特提斯洋在侏罗纪初期开始向亚欧大陆俯冲(Spakman, 1986; 张洪瑞等, 2015)。在始新世末期—渐新世(36~25

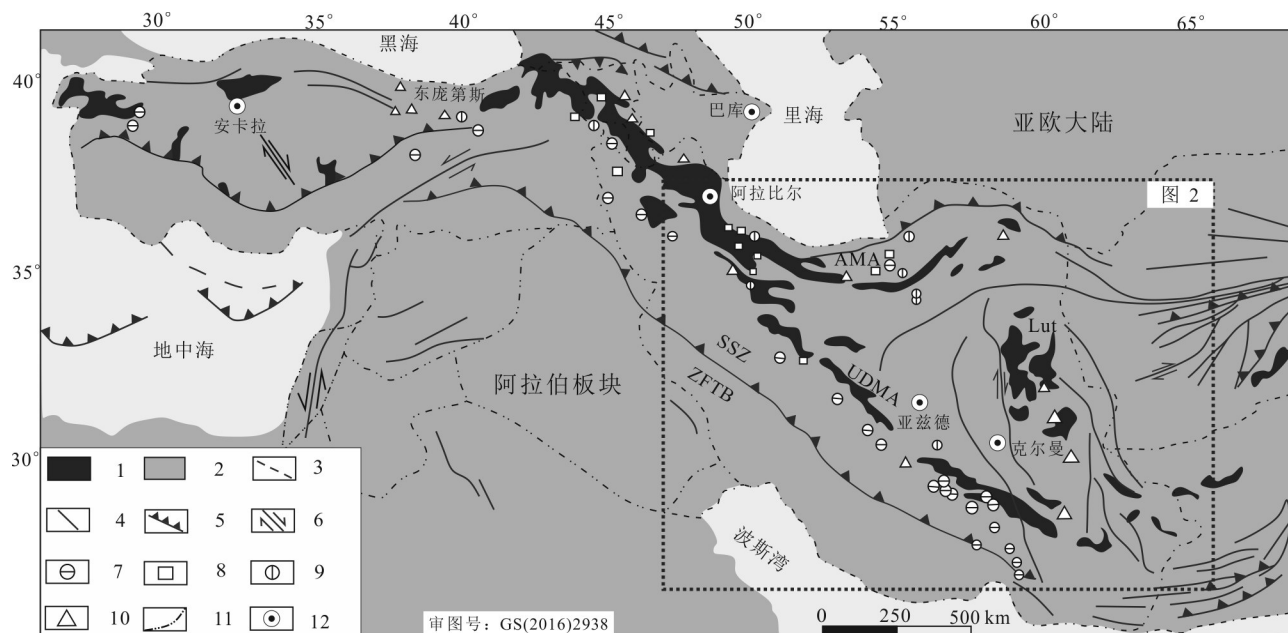


图1 浅成低温热液矿床在东特提斯区域分布图(据 Fazel et al., 2019 修改)

1—中-新生代钙碱性火山岩/侵入岩;2—板块;3—推测断层;4—断层;5—逆冲断层;6—走滑断层;7—斑岩 Cu±Mo±Au 矿床;
8—高硫型 Cu-Au±Ag 矿床;9—中硫型 Pb-Zn±Cu±Au±Ag 矿床;10—低硫型 Au±Ag±Cu 矿床;11—国界线;12—城市
AMA—阿尔博兹岩浆弧;Lut—鲁特地块;SSZ—萨南达杰-锡尔詹带;UDMA—乌兹密尔-杜克塔岩岩浆弧;ZFTB—扎格罗斯褶皱冲断带

Fig. 1 Regional distribution of epithermal deposits in East Tethys (modified after Fazel et al., 2019)

1—Mid-Cenozoic calc-alkaline volcanic rocks/plutonic rocks; 2—Block; 3—Infer fault; 4—Fault; 5—Thrust fault; 6—Strike-slip fault;
7—Porphyry Cu±Au±Mo; 8—High sulfidation Cu-Au±Ag; 9—Intermediate sulfidation Pb-Zn±Cu±Au±Ag;
10—Low sulfidation Au±Ag±Cu; 11—National boundaries; 12—City

AMA—Alborz magmatic arc; Lut—Lut Block; SSZ—Sanandaj-Sirjan Zone; UDMA—Urumieh-Dokhtar magmatic arc;
ZFTB—Zagros Fold-Thrust Belt

Ma), 阿拉伯板块与亚欧板块发生碰撞, 同时, 也标志着新特提斯洋的闭合(Agard et al., 2005; 2011)。新特提斯洋的俯冲作用在 SSZ 中形成与俯冲相关的侵入岩(183~145 Ma; Hassanzadeh et al., 2016; Zhang et al., 2018; 张洪瑞等, 2018)以及高压-低温和高温-低压双变质岩带(110~90 Ma; Agard et al., 2009; Mousivand et al., 2011)。在俯冲的晚期阶段, UDMA 发育与俯冲有关的岩浆岩, 年龄在 50~35 Ma 之间(Takin et al., 1972; Cagatay et al., 1980; Dercourt et al., 1986)。阿拉伯板块与亚欧大陆发生碰撞, 形成了规模宏大的缝合带, 该缝合带从土耳其西部的塞浦路斯(Cyprus)、比特利斯(Bitlis)延伸到伊朗的扎格罗斯(Zagros) (Sengor, 1987; Sorkhabi et al., 2008)。据地球物理资料, 在扎格罗斯造山带深部, 阿拉伯板块地壳已经俯冲至欧亚大陆之下, 甚至穿过 SSZ 和 UDMA 带, 俯冲至中部伊朗地体之下(Paul et al., 2010; Motaghi et al., 2015)。

进入新生代之后, 伊朗出现大规模的岩浆活动

以及相关的成矿作用, 主要集中在 UDMA、AMA 以及伊朗中部(李锦平等, 2008)。矿床类型包括铬铁矿、斑岩型铜矿、MVT 型铅锌矿以及浅成低温热液矿床等。铬铁矿床位于伊朗东南部基性-超基性的纯橄岩中, 代表性矿床有 Amir、Shahriar、Reza、Abdasht(Jannessary et al., 2012)。斑岩型铜矿主要分布在 UDMA 中, 代表性矿床如 Sungun、Sar Cheshmeh 等(Hezarkhani et al., 1998)。伊朗最大的 MVT 型铅锌矿床 Mehdi Abad 位于 SSZ 中(Rajabi et al., 2013)。浅成低温热液矿床主要分布在 UDMA 和 AMA 中(Shamanian et al., 2004; Richards et al., 2006; Mehraabi et al., 2012; Fazel et al., 2019)。

2 UDMA 带浅成低温热液矿床

UDMA 是位于伊朗西南部的 1 条新生代岩浆弧, 在一些文献中也被称为 Sahand-Bazman 岩浆带(Hezarkhani et al., 2006)。该带从土耳其东部以 NW-

SE走向平行于 Zagros 带延伸至伊朗与巴基斯坦的交界处(图2)。UDMA 的产生与新特提斯洋向北俯冲有关,主要经历了3个演化阶段,包括早侏罗世新特提斯洋向伊朗中部地块俯冲(Verdel et al., 2011; Ayati et al., 2013)、始新世晚期阿拉伯板块与伊朗板块发生碰撞(Mazhari et al., 2009)、渐新世—中新世进入后碰撞阶段(Dargahi et al., 2010; Chiu et al., 2013)。

尽管新特提斯洋的俯冲是从侏罗纪开始,但侏罗纪—白垩纪岩浆岩仅有零星露头(Chiu et al., 2013),而大规模的岩浆活动从始新世开始,主要由大面积出露的玄武安山岩以及少部分的侵入岩组成,它们具有富集大离子亲石元素、亏损高场强元素的弧岩浆特征(Verdel et al., 2011)。早渐新世—中新世形成大量与斑岩型铜矿化关系密切的埃达克岩(张洪瑞等,

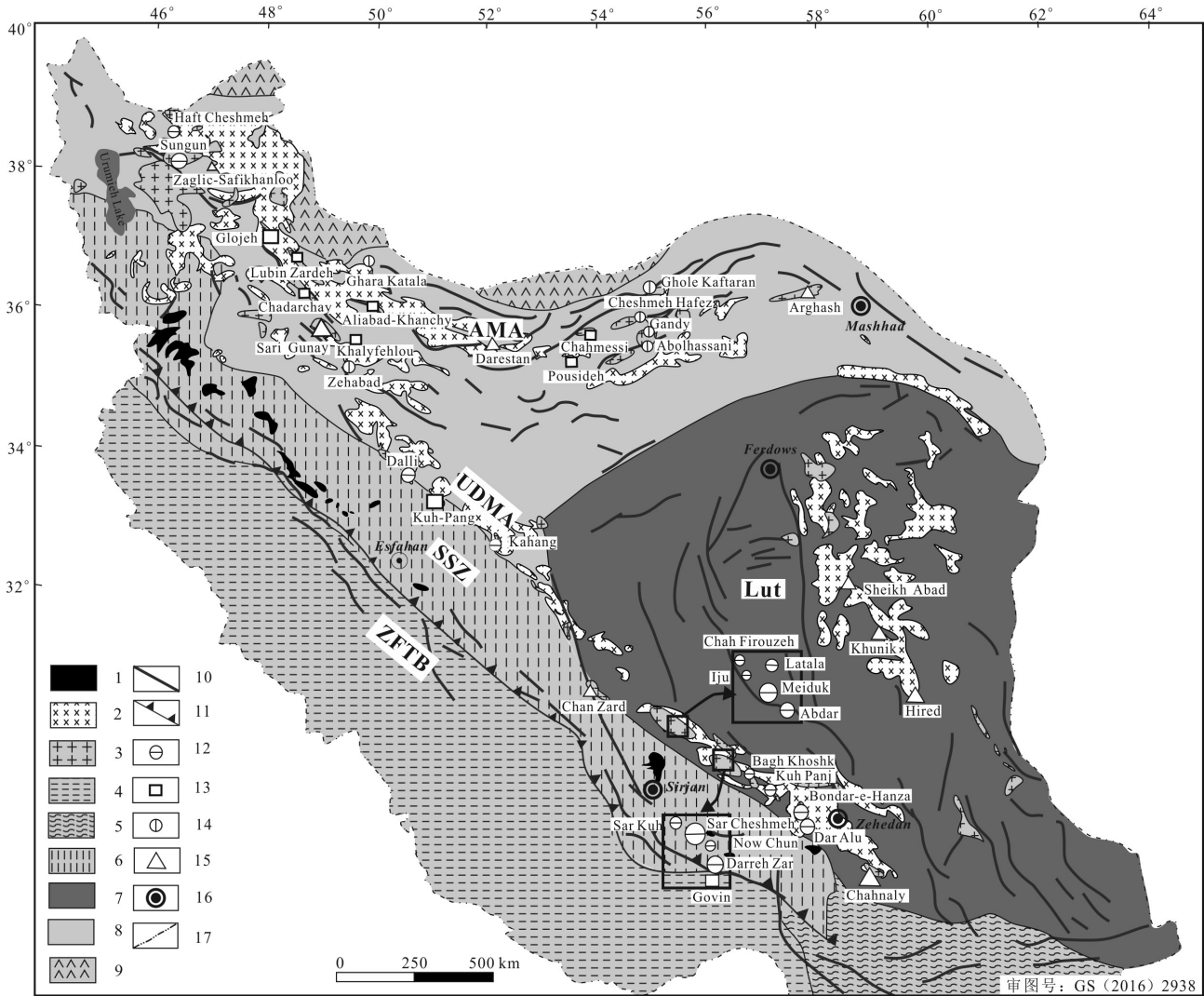


图2 伊朗陆成低温热液矿床分布图(据 Richards et al., 2012; Chiu et al., 2013 修改)

- 1—中生代岩浆岩; 2—始新世—渐新世岩浆岩; 3—中新世—第四纪岩浆岩; 4—扎格罗斯褶皱冲断带; 5—马克增生楔; 6—萨南达杰-锡尔詹带; 7—鲁特地块; 8—中部区域; 9—古特提斯盆地; 10—断层; 11—逆冲断层; 12—斑岩 Cu±Mo±Au 矿床; 13—高硫型 Cu-Au±Ag 矿床; 14—中硫型 Pb-Zn±Cu±Au±Ag 矿床; 15—低硫型 Au±Ag±Cu 矿床; 16—城市; 17—国界线

Fig.2 Distribution of epithermal deposits in Iran (modified after Richards et al., 2012; Chiu et al., 2013)

- 1—Mesozoic magmatic rocks; 2—Eocene—Oligocene magmatic rocks; 3—Miocene—Quaternary magmatic rocks; 4—Zagros thrust fold belt; 5—Makran accretionary prism; 6—Sanandaj-Sirjan Zone; 7—Lut Block; 8—Central domain; 9—Paleo-Tethys basin; 10—Fault; 11—Thrust fault; 12—Porphyry Cu±Au±Mo; 13—High sulfidation Cu-Au±Ag; 14—Intermediata sulfidation Pb-Zn±Cu±Au±Ag; 15—Low sulfidation Au±Ag±Cu; 16—City; 17—National boundaries

2018; Shahabpour et al., 1987)。上新世的岩浆岩主要出露于UDMA的西北部和东南部,包括钾质-超钾质岩石(Chiu et al., 2013)和碱性熔岩(Mirnejad et al., 2010)。UDMA中的浅成低温热液矿床数量较少,分布较为稀疏,UDMA中浅成低温热液矿床位于始新世和中新世(20~6) Ma的火山岩中(Kouhestani et al., 2012; Sholeh et al., 2016)。其中,典型矿床包括Kuh-Pang高硫型Cu-Au矿床、Chah Zard低-中硫型Au-Ag矿床、Chahnalay低硫型Au-Ag矿床、Latala中-高硫型Pb-Zn-Cu矿床(Kouhestani et al., 2012; Sholeh et al., 2016; Rajabpour et al., 2017; Padyar et al., 2017)。

Kuh-Pang高硫型Cu-Au矿床位于UDMA西北部,矿石储量2.80 Mt, Cu品位为1.65%、Au品位为0.52 g/t、Ag品位为34 g/t (Rajabpour et al., 2017)。矿体主要赋存于始新世—渐新世钙碱性-高钾钙碱性

的安山岩以及流纹岩中(图3)。矿体长约100~450 m,宽5~20 m,主要受南北向和东西向2组走滑断裂控制,矿体多数产在2组断裂的交汇处(Rajabpour et al., 2017)。矿石矿物有黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、蓝辉铜矿、自然金、黄铁矿,脉石矿物主要有石英、方解石、绢云母、绿泥石。热液蚀变主要包括硅化、绢云母化、高级泥化(高岭石-叶腊石-迪开石组合)、泥化(高岭石-伊利石组合)、青磐岩化、碳酸盐化。蚀变从矿体向两侧可划分硅化带、(高级)泥化带、青磐岩化带,最晚期的碳酸盐蚀变通常叠加于上述蚀变带之上。此外,绢云母化蚀变在深部局部出现,通常呈石英-黄铁矿脉两侧较窄的蚀变晕产出。Hedenquist(2000)和Pudack(2009)通过研究发现,高硫化矿床底部发育的石英-黄铁矿脉以及绢云母蚀变可能是成矿流体从斑岩系统向浅成低温热液系统转换时产物。因此,Kuh-Pang矿床的深部可能

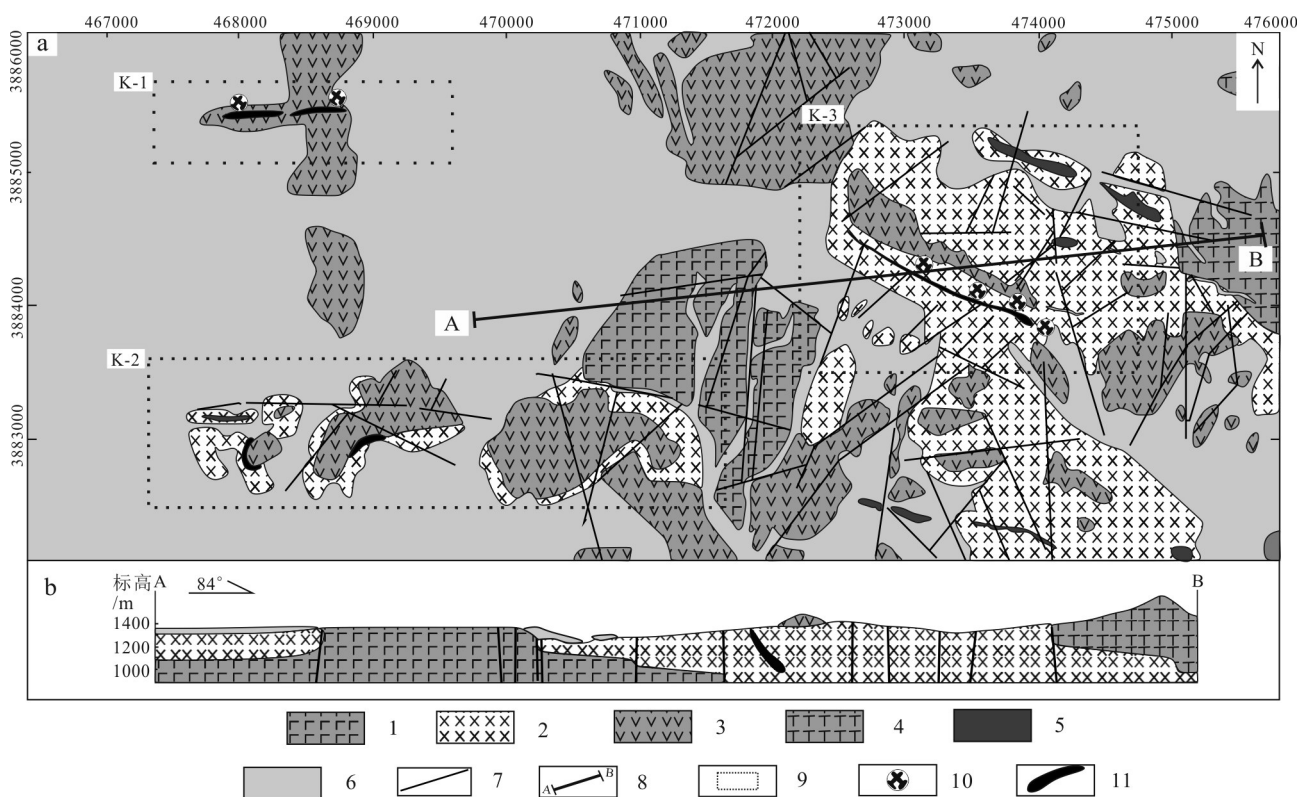


图3 Kuh-Pang矿床地质图(a)及剖面图(b)(据Rajabpour et al., 2017修改)

1—始新世玄武岩;2—渐新世—始新世流纹岩、火山角砾岩和集块岩;3—渐新世—始新世安山岩;4—渐新世—始新世流纹英安质熔岩;
5—渐新世—始新世流纹岩;6—第四纪沉积物;7—断层;8—地质剖面;9—Cu矿区;10—老矿区;11—Cu矿体

Fig. 3 Geological map (a) and section (b) of the Kuh-Pang deposit (modified after Rajabpour et al., 2017)

1—Eocene basalt; 2—Oligocene—Eocene rhyolite, volcanic breccia and aggregates; 3—Oligocene—Eocene andesite; 4—Oligocene—Eocene rhyolitic dacitic lava; 5—Oligocene—Eocene rhyolite; 6—Quaternary sediments; 7—Fault; 8—Geological section;
9—Cu mining area; 10—Old mining area; 11—Cu orebody

发育斑岩型矿化相关的热液流体作用(Rajabpour et al., 2017; Hedenquist et al., 2000)。但是现有的地质工作尚未在 Kuh-Pang 矿床的深部发现斑岩矿床(Rajabpour et al., 2017)。Kuh-Pang 矿床不同成矿阶段的硫化物具有不同的硫同位素组成,成矿早阶段 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-2.4\text{‰}\sim 0.7\text{‰}$, 主成矿阶段 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-8.3\text{‰}\sim -4.3\text{‰}$, 成矿晚阶段具有最低的硫同位素的值,如辉铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 可达 $-8.6\text{‰}\sim -5.0\text{‰}$ (Rajabpour et al., 2017)。流体包裹体研究表明,成矿早阶段的温度和盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为 $205\sim 372^\circ\text{C}$ 和 $3\%\sim 11\%$, 主成矿阶段的温度和盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为 $175\sim 310^\circ\text{C}$ 和 $2\%\sim 13\%$, 成矿晚阶段的温度和盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $141\sim 235^\circ\text{C}$ 和 $1\%\sim 10\%$ (Rajabpour et al., 2018)。

Chah Zard 低-中硫型 Au-Ag 矿床位于 UDMA 中部, 矿石储量为 2.50 Mt, Au 品位为 1.70 g/t, Ag 品位为 12.70 g/t(Kouhestani et al., 2015)。赋矿围岩为晚中新世的杂岩体, 该杂岩体主要由一套钙碱性至高钾钙碱性火山角砾岩、安山岩、流纹岩组成。前人对矿区角砾岩进行锆石 U-Pb 测年, 得到的年龄为 $(6.2\pm 0.2)\text{Ma}$ (Kouhestani et al., 2012)。矿化主要发生在热液角砾岩中, 矿石以角砾状、浸染状、脉状出现。主要的矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、贱金属硫化物(方铅矿、闪锌矿)、银金矿、金, 矿石矿物多以浸染状、脉状的形式产出, 主要的脉石矿物有石英、冰长石、绿泥石、绿帘石、绢云母、方解石。Chah Zard 矿床中主要有石英-冰长石蚀变、绢云母化、碳酸盐化、青磐岩化和高级泥化(以铁的氧化物-高岭石-明矾石-石膏为主)5 种蚀变类型, 其中, 石英-冰长石蚀变出现在矿脉周边, 与矿化密切相关; 绢云母蚀变带与石英-冰长石蚀变关系密切; 碳酸盐化与青磐岩化代表了热液系统的边界。Chah Zard 矿床的矿化可以分为 5 个阶段, 第 1 阶段出现黄铁矿-石英-伊利石-黄铜矿脉体; 第 2 阶段出现石英-冰长石-贱金属硫化物(闪锌矿、方铅矿和黄铜矿)-黄铁矿(含金)-银金矿, 是贵金属矿化的主要阶段; 第 3 阶段发育浅灰色粒状至梳状石英、壳状矿脉、胶状黄铁矿、白铁矿和砷黄铁矿; 第 4 阶段出现石英-黄铁矿-贱金属硫化物(闪锌矿、方铅矿、黄铜矿)矿脉; 第 5 阶段特征为外围的青磐岩化蚀变带中出现含银的石英-闪锌矿-方铅矿-黄铁矿脉。矿区围岩中黄铁矿和石英脉中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值分别为 0.8‰ 和 $-2.9\text{‰}\sim 0.4\text{‰}$, 角砾岩矿化带中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-2.7\text{‰}\sim 1.8\text{‰}$, 表明成矿物质

来自岩浆。角砾岩胶结物中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $9.8\text{‰}\sim 19.5\text{‰}$, 晚阶段硫化物-石英脉体中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 16‰ , 以及沸腾组合的流体包裹体、冰长石和叶片状方解石的存在, 表明该矿床金属沉淀与流体沸腾以及岩浆流体与大气降水混合关系密切(Kouhestani et al., 2012; 2015)。

Chahnaly 低硫型 Au-Ag 矿床位于 UDMA 东南部, 矿石储量为 3.60 Mt, Au 品位为 1.04 g/t, Ag 品位为 8 g/t (Sholeh et al., 2016)。矿区赋矿围岩为早中新世的流纹岩、英安岩、安山岩以及火山碎屑岩, 其中, 安山岩锆石 U-Pb 年龄为 $(20.32\pm 0.4)\text{Ma}$ (Sholeh et al., 2016)。矿体与一系列 NE 走向受构造控制的热液角砾岩关系密切, 这些角砾岩切割安山岩和火山碎屑岩。主要矿石矿物有金、银金矿、黄铁矿(含金), 还有少量的闪锌矿、方铅矿、黄铜矿以及极少量的辉钼矿; 主要脉石矿物为石英、玉髓、冰长石、伊利石、绿泥石。原生矿石中, 自然金和银金矿主要与黄铁矿伴生; 氧化矿石中则与氧化铁和氢氧化铁共生。银金矿通常出现在石英和闪锌矿中, 在石英中以 $10\ \mu\text{m}$ 的微细粒形式存在。自然金通常存在于海绵状黄铁矿、热液角砾岩的硅质基质中, 或者作为包裹体存在于铁的氧化物以及氢氧化物中。该地区的蚀变类型主要包括硅化、泥化、青磐岩化。含矿的热液角砾岩由石英、玉髓、冰长石、伊利石和黄铁矿组成, 石英主要表现为胶状、皮壳状、梳状, 冰长石与石英共生。从空间范围来看, 硅化代表的是主要的热液活动, 与矿化相关程度最高。流体包裹体得到的均一温度为 $240\sim 300^\circ\text{C}$, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $0.3\%\sim 1.8\%$ 。热液角砾岩的黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-0.1\text{‰}\sim 4.2\text{‰}$, 表明了硫来源于岩浆。矿区玉髓脉中冰长石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $(19.83\pm 0.1)\text{Ma}$ (Sholeh et al., 2016), 表明成矿作用发生在中新世。Chahnaly 矿床是在伊朗 Kerman 斑岩成矿带和巴基斯坦 Chagai 斑岩成矿带之间发现的第一个浅成低温热液矿床, 该矿床成矿年龄与 Reko Diq 斑岩型矿床的年龄相近, 证实了伊朗部分马克增生楔北部的早中新世岩浆的成矿潜力(Sholeh et al., 2016)。

Latala 中-高硫型 Pb-Zn-Cu 矿床位于 UDMA 东南部, 位于 Meiduk 矿床北部约 8 km 处, 矿石储量为 2.67 Mt, Pb 品位为 6.77%、Zn 品位为 10.05%、Cu 品位为 7.52%(Padyar et al., 2017)。矿区赋矿围岩为始新世玄武岩、玄武安山岩、火山碎屑岩, 在矿区还出露少量的泥灰岩, 以及中新世的石英闪长岩、石英二

长岩以及花岗闪长岩的侵入体。在 Latala 矿床中发育环状断裂,环状断裂控制了 Latala 矿床的矿化和热液蚀变带,矿体主要以脉状、网脉状的形式出现。主要的矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、硫砷铜矿、斑铜矿、闪锌矿、方铅矿,脉石矿物主要为石英。Latala 矿床中,蚀变主要包括近端的硅化以及远端的泥化和高级泥化。Latala 矿床矿化阶段主要分为3个阶段,第1阶段为石英-硫化物脉,主要的矿物组合为石英-黄铁矿-黄铜矿-硫砷铜矿,表现为高硫化的浅成低温热液环境;第2阶段以石英-黄铁矿-黄铜矿脉为主,局部存在闪锌矿和赤铁矿;第3阶段为石英-方铅矿-闪锌矿(贫铁)-黄铜矿-银。其中,第3阶段的矿化显示出中硫化的浅成低温热液环境,出现在 Latala 矿床的外围。Latala 矿床流体包裹体的研究表明,在石英中富气相包裹体均一温度为 235~335°C,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.1%~1.5%,富液相包裹体均一温度为 135~325°C,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.2%~10.6%。Latala 矿床中矿石矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 的值为 -10‰~-1.0‰,第一阶段石英-硫化物脉和晚期贱金属矿化阶段的 $\delta^{34}\text{S}$ 与 Meiduk 斑岩型矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 的值(2.5‰~-0.9‰)具有相似性(Padyar et al., 2017)。

3 AMA 带浅成低温热液矿床

Alborz 造山带主要由挤压变形形成的逆冲断层构成,并且在 Alborz 山脉的北侧其逆冲方向指向北方,在山脉南侧指向南方(Alavi, 1996)。Alborz 造山带从老到新可分为7个构造地层单元,依次为:①前寒武纪—奥陶纪陆源台地沉积;②奥陶纪—泥盆纪岩浆岩;③泥盆纪—中三叠统大陆架沉积序列;④上三叠统—下侏罗统前陆沉积;⑤上三叠统—下侏罗统前陆沉积;⑥中侏罗世—白垩纪浅海沉积;⑦第四纪沉积物(Alavi, 1996)。AMA 火山活动频繁,集中在东部和西部,以钙碱性火山岩为主,从晚白垩世开始活动,在始新世达到顶峰。位于西北部始新世 Karaj 组岩性主要是安山岩和火山碎屑岩,时代为 $(49.3 \pm 2.9)\text{Ma}$ ~ $(41.1 \pm 1.6)\text{Ma}$ (Verdel et al., 2011; Zamanian et al., 2019)。除了大规模的始新世岩浆作用,在 AMA 西北部还存在中新世的侵入岩以及火山岩,如 Alam Kuh 花岗岩体年龄在 7 Ma(Axen et al., 2001)、Khankandi 侵入体的平均年龄测定为 28.9 Ma(Chiu et al., 2013)。AMA 带发育的浅成低温热液矿床大多数都位于始新世的火山岩中。

AMA 中浅成低温热液矿床分布广泛,主要位于西部的 Tarom-Hashtjin 成矿带(THMB)以及东部的 Torud-Chah Shirin 成矿带(TCS)中(Mehrabi et al., 2016)。THMB 中的浅成低温热液矿床均产于始新世的火山岩中,Lubin Zardeh 低硫型 Cu-Au 矿床、Glojeh 中-高硫 Cu-Pb-Zn 矿床、Chodarchay 高硫型 Cu-Au 矿床(Richards et al., 2006; Mehrabi et al., 2016; Yasami et al., 2017)。TCS 成矿带内的浅成低温热液矿床产于早-中始新世(55~37 Ma)火山岩中,代表性矿床有 Gandy 中硫型 Pb-Zn 矿床、Pousideh 高硫型 Cu-Au 矿床(Shamanian et al., 2004; Fazel et al., 2019)。

Lubin Zardeh 低硫型 Cu-Au 矿床位于 AMA 西部,该矿床的储量为 0.5 Mt,其中,Cu 的品位为 1.3%、Au 品位为 0.52 g/t、Pb 品位为 0.7%、Zn 品位为 0.4%(Zamanian et al., 2019)。矿区主要出露 Karaj 组始新世火山碎屑岩及火山凝灰岩,后者的锆石 U-Pb 年龄为 $(49.3 \pm 2.9)\text{Ma}$ ~ $(41.1 \pm 1.6)\text{Ma}$ (Verdel et al., 2011)。矿区附近存在石英-二长花岗岩及石英-二长闪长岩侵入体。矿区主要发育近 SN 向和 NW 向的断裂,矿脉主要受 SN 向的断裂控制,近南北向延伸,长度可达 1000 m,平均宽度为 1.5 m(最宽处 3 m)。矿石矿物主要有黄铜矿、斑铜矿、砷黝铜矿、金、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿,脉石矿物主要有石英、玉髓、冰长石、伊利石、蒙脱石、方解石、绿泥石。热液蚀变主要有硅化(石英、玉髓)、泥化(伊利石、蒙脱石)、绢云母化、青磐岩化(绿帘石、绿泥石),蚀变呈现明显的同心分带的模式,中心为硅化和绢云母化,硅化和铜、金矿化最为密切,再外围为受断裂控制的较窄的泥化蚀变,青磐岩化发生在矿区的最外围,蚀变范围最广。Lubin Zardeh 矿床主要有2个矿化阶段,第1阶段为硅化蚀变带中出现浸染状矿化及石英-贱金属硫化物脉,主要矿物组合为石英-黄铜矿-方铅矿-闪锌矿,还存在少量的斑铜矿及砷黝铜矿,脉体呈条带状、梳状结构;第2阶段为微晶石英-金-硫化物脉,主要矿物组合为石英-玉髓-黄铜矿-金,脉体中可见金的颗粒以包裹体的形式存在于石英之中(Zamanian et al., 2019)。微晶石英-金-硫化物脉中的石英中流体包裹体均一温度为 94~205°C,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.17%~7.11%;石英-贱金属硫化物脉中石英的流体包裹体的均一温度为 126.5~327°C,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 4.07%~13.97%。这2种脉体中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 9.56‰~12.77‰ 和 7.23‰~9.24‰,硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 的

值分布为 -0.9‰ ~ 6.2‰ 以及 -1.9‰ ~ 6.6‰ (Zamanian et al., 2019)。

Glojeh中-高硫Cu-Pb-Zn矿床位于伊朗西北部的THMB之中,矿石储量为2.3 Mt,其中,Cu的品位为1.5%,Pb品位为3%,Zn品位为2.2%,Ag品位为350 g/t,Au品位为2.9 g/t(图4)(Mehrabi et al., 2016)。矿区出露Karaj组凝灰岩、玄武安山岩、流纹岩以及石英二长花岗岩和花岗闪长岩。主要矿石矿物为黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、黝铜矿、闪锌矿、方铅矿、赤铁矿(含金);脉石矿物主要有石英、绢云母、高岭石、明矾石、绿泥石。蚀变包括硅化、黄铁绢英岩

化、泥化、青磐岩化。在南、北矿区显示不同的蚀变和矿化特征,南矿区主要富含金,青磐岩化较为发育;而在北矿区富含银,硅化较为发育。Gemmell (2006)认为,在镁铁质岩石为主体的浅成低温热液系统中,远侧青磐岩蚀变比长英质岩石为主体的系统更为发育。Glojeh矿床主要可以分为3个成矿阶段(Mehrabi et al., 2016),第1阶段的特征为早期的黄铁矿和磁铁矿被后期的铜硫化物和闪锌矿、方铅矿交代,该阶段后期有铜硫化物(黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、黝铜矿、铜蓝)的出现,金以小颗粒的形式出现在赤铁矿中;第2阶段的特征是在皮壳状、条带

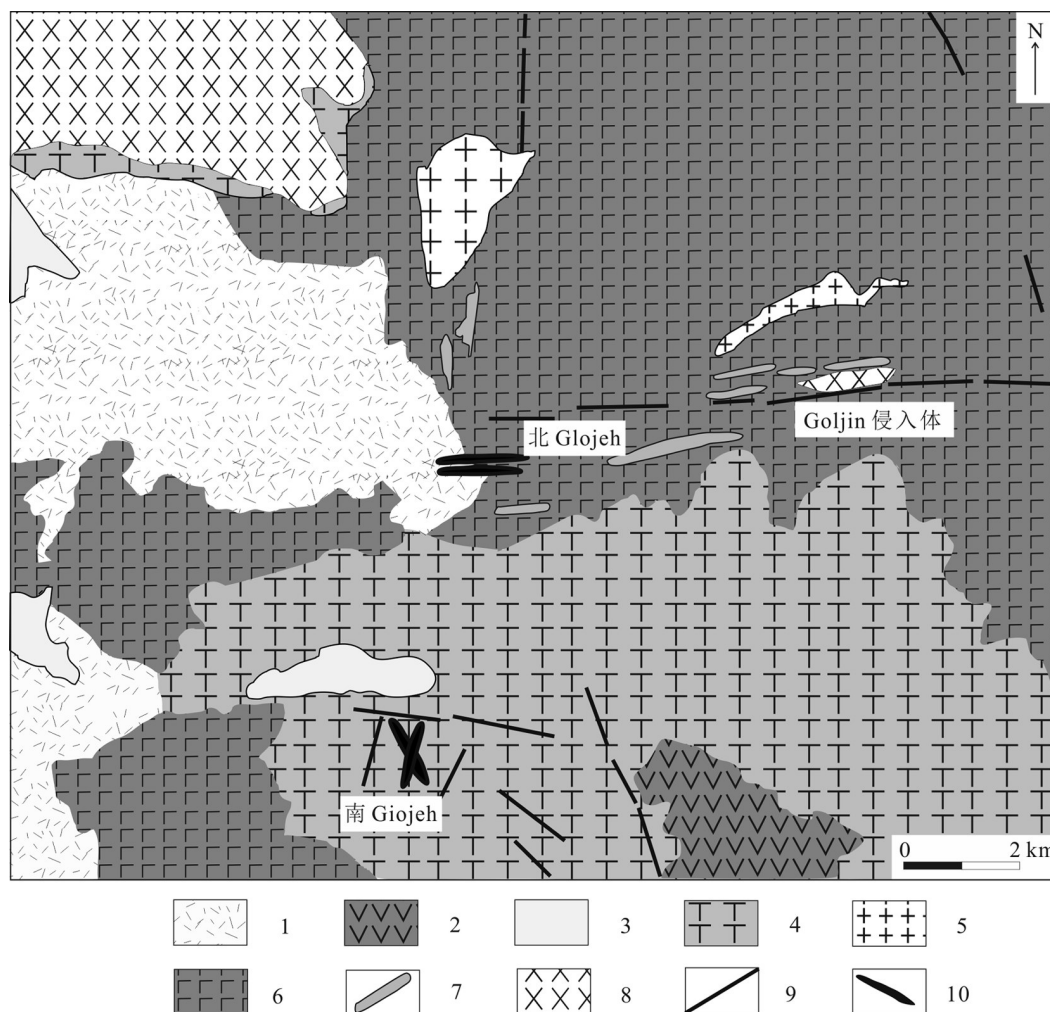


图4 Glojeh矿床地质图(据Mehrabi et al., 2016修改)

1—流纹岩、流纹英安岩和火山碎屑流沉积;2—粗面安山质玄武岩;3—风化粗玄武岩;4—安山岩、玄武岩和凝灰岩;5—英安岩和安山岩熔岩流;6—岩屑玻屑凝灰岩;7—次火山岩岩脉;8—花岗闪长岩、花岗岩和石英二长岩;9—断层;10—矿体

Fig. 4 Geological map of the Glojeh deposit (modified after Mehrabi et al., 2016)

1—Rhyolite, rhyodacite and volcaniclastic flow deposits; 2—Trachy andesitic basalt; 3—Weathered trachybasalt; 4—Andesitic, basalt and tuff; 5—Dacite and andesitic lava flow; 6—Lithic vitric tuff; 7—Subvolcanic rocks dyke; 8—Granodiorite, granite and quartz monzonite; 9—Fault; 10—Orebody

状的石英脉中有粗粒的闪锌矿、方铅矿的沉淀,银以包裹体的形式在方铅矿中出现;第3阶段出现贵金属矿化,金、银主要以包裹体的形式存在于赤铁矿中。赤铁矿为热液期的产物,在后期表生蚀变过程中变为针铁矿及其他铁的氧化物。北矿区流体包裹体均一温度为170~340°C,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为0.5%~11%;南矿区流体包裹体均一温度为150~320°C,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为0.1%~10.1%,显示与北矿区相似的特征。石英的O同位素研究表明,从早阶段到晚阶段大气降水逐渐加入到岩浆水中。北矿区和南矿区第1、2成矿阶段具有不同的 $\delta^{34}\text{S}$ 值,分别为-7.3‰~1.3‰和-0.3‰~8.4‰。矿脉中绢云母的Ar-Ar坪年龄((42.20±0.34)Ma)以及矿区附近花岗闪长岩中黑云母Ar-Ar坪年龄((41.87±1.58)Ma)表明成矿可能发生在42 Ma左右(Mehrabi et al., 2016)。

Gandy中硫型Pb-Zn矿床位于AMA东部的TCS成矿带中,赋矿围岩为火山碎屑岩、火山凝灰岩、流纹岩及少量火山角砾岩(Shamanian et al., 2004)。矿区发育一系列NE走向的走滑断层和EW走向的逆冲断层。矿化主要以矿脉以及角砾岩矿化的形式出现,在矿脉中的矿物组合为石英-重晶石-硫化物。角砾岩带走向为NE,倾向SW,沿走向延伸约20~100 m,宽度1 m左右,角砾岩中出现少量贵金属矿化(Shamanian et al., 2004)。该矿床主要的矿石矿物有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿,脉石矿物主要有石英、高岭石、蒙脱石、伊利石、方解石、绿泥石。矿区主要发育硅化、泥化、青磐岩化。硅化主要发生在矿化的中心区域,蚀变晕的宽度<2 m,在凝灰岩中最为发育。泥化在角砾岩带较为发育,主要矿物组合为高岭石-蒙脱石-伊利石。青磐岩化主要在远离成矿区的断裂和节理中呈斑块状分布。矿区主要存在3个矿化阶段,第1阶段为角砾岩矿化,角砾岩通常由原岩碎块和方解石、微晶石英胶结物以及硫化物脉组成,主要的矿物组合为石英-方解石-黄铁矿-方铅矿-闪锌矿-黄铜矿,还存在一些次生矿物,如针铁矿、孔雀石等;第2阶段是主要的矿化阶段,发育大量的金属硫化物脉,主要以方铅矿、闪锌矿为主,还有黄铁矿、黄铜矿以及少量的砷黝铜矿;第3阶段矿化程度低,主要以石英-方解石-硫化物脉为主,发育少量的贱金属矿化。Gandy矿床闪锌矿中流体包裹体均一温度为234~285°C,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为4.2%~5.4%(Shamanian et al., 2004)。在Gandy矿床还存在少量的金矿化,金主要以微细粒的形式产

于闪锌矿和方铅矿之中,在针铁矿和其他铁氧化物中也有金产出,但是关于金在原生还是次生阶段的富集、金矿化的矿物共生组合及与铅锌矿化的共生关系并不清楚。

4 讨论

4.1 成矿时代

伊朗浅成低温热液矿床主要分布在UDMA和AMA中。UDMA带内已发现的浅成低温热液型矿床较少,其赋矿围岩主要为始新世和中新世火山岩(表1)。矿床赋矿火山岩锆石U-Pb以及冰长石Ar-Ar年代学数据表明UDMA浅成低温热液矿床形成时代可能主要为中新世(如Chahnaly、Chah Zard; Sholeh et al., 2016; Kouhestani et al., 2012)。AMA带内浅成低温热液矿床较多,主要赋存于始新世火山岩中,已有的赋矿火山岩锆石U-Pb和绢云母Ar-Ar年龄表明AMA浅成低温热液矿床形成时代可能主要为始新世(如Glojeh、Lubin Zardeh; Mehrabi et al., 2016; Zamanian et al., 2019)。

已有的年代学数据也显示UDMA相比AMA来说,中新世岩浆活动明显强烈(Chiu et al., 2013; Haghghi et al., 2018)。2条带成岩成矿时代的差异可能与大地构造位置以及印度大陆俯冲过程的差异有关。UDMA靠近新特提斯洋缝合带,中新世受印度大陆俯冲作用产生岩浆及与之相关的热液成矿作用;而AMA远离新特提斯洋缝合带,中新世岩浆作用及热液成矿减弱。这一分布规律与中国西藏冈底斯斑岩铜矿带分布类似,那里的中新世斑岩铜矿及相关中新世高Sr/Y岩浆岩位于南部拉萨地体(靠近新特提斯洋缝合带),这一时期的岩浆与成矿作用与新生代印度大陆的俯冲作用相关(Hou et al., 2015b; Yang et al., 2016; Sun et al., 2017b; 2021)。

4.2 矿床类型

浅成低温热液矿床通常可划分为高硫型(High-sulfidation)、中硫型(Intermediata-sulfidation)和低硫型(Low-sulfidation)(Hedenquist et al., 1994; 2000; Einaudi et al., 2003; White et al., 2005),3类矿床在伊朗高原均有产出。

高硫型矿床分布并不广泛,成矿元素组合以Cu-Au±Ag为主,主要分布在UDMA和AMA带中,代表性矿床包括Kuh-Pang、Chodarchay、Darestan、Pou-sideh等(Rajabpour et al., 2017; Yasami et al., 2017;

表1 伊朗浅成低温热液矿床统计表
Table 1 Statistical table of epithermal deposits in Iran

矿床名称	矿床位置	资源量	主要金属	围岩	蚀变矿物	矿石矿物	成岩/矿时代	矿床类型	资料来源
Abolhassani	AMA		Pb, Zn	安山岩, 火山碎屑岩, 粗面岩	石英、伊利石、蒙脱石、绿泥石、绿帘石、方解石、方解石、黄铁矿	方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿、铜蓝	早-中始新世	中硫型	Shamarian et al., 2004
Aliabad-Khanchy	AMA	0.2 Mt 1.3% Cu	Cu	安山岩, 玄武岩, 火山碎屑岩	石英、伊利石、绢云母、绿泥石、方解石、绿帘石	黄铜矿、铜蓝、黄铁矿	(49.3±2.9) Ma~(41.1±1.6) Ma (凝灰岩, 铅石 U-Pb)	中硫型	Kouhestani et al., 2018
Chahmehsi	AMA		Cu, Pb, Zn	玄武岩, 玄武质安山岩, 粗面安山岩	石英、方解石、绿泥石	黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、斑铜矿、硫砷铜矿	中-晚始新世	中硫型?	Fazel et al., 2019
Cheshmeh-Hafez	AMA		Pb, Zn, Cu, Ag	粗面安山岩, 安山岩, 玄武岩	石英、伊利石、蒙脱石、高岭石、绢云母、绿帘石、绿泥石、黄铁矿	方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、斑铜矿、斑铜矿、辉铜矿、铜蓝	中-晚始新世	中硫型	Mehrabani et al., 2012
Chodarchay	AMA	0.5 Mt 0.9% Cu 2 g/t Au	Cu, Au	粗面岩, 粗面安山岩, 安山岩, 玄武岩, 玄武质安山岩, 火山碎屑岩	钾长石、黑云母、石英、黄铁矿、绢云母、伊利石、高岭石、绿泥石、方解石	黄铜矿、斑铜矿、蓝辉铜矿、铜蓝、金	中-晚始新世	高硫型	Yasami et al., 2017
Darestan	AMA		Cu, Au	安山岩, 英安岩, 角砾岩	绿泥石、绿帘石、绢云母、伊利石、方解石、黄铁矿	黄铜矿、辉铜矿、铜蓝、富银斑铜矿、银金矿、金	早-中始新世	高硫型	Fazel et al., 2019
Gandy	AMA		Pb, Zn, Cu, Au	火山碎屑岩, 中性火山岩, 砂岩, 凝灰岩	石英、伊利石、蒙脱石、绿泥石、绿帘石、方解石、黄铁矿	方铅矿、闪锌矿、斑铜矿、辉铜矿、辉铜矿、金	早-中始新世	中硫型	Shamarian et al., 2004
Ghole-Kaf-taran	AMA		Pb, Zn, Cu	英安岩, 流纹质英安岩, 粗面安山岩	石英、绢云母、迪开石、叶腊石、方解石、重晶石、绿泥石、绿帘石、黄铁矿	方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、斑铜矿	早-中始新世	中硫型	Fazel et al., 2019
Glojeh	AMA	2.3 Mt 1.5% Cu 3% Pb 2.2% Zn 350 g/t Ag 2.9 g/t Au	Cu, Pb, Zn, Ag, Au	凝灰岩, 安山岩, 玄武岩, 流纹岩	石英、高岭石、明矾石、绢云母、绿帘石	黄铜矿、硫砷铜矿、斑铜矿、斑铜矿、闪锌矿、方铅矿、银金矿、自然金	(42.20 ± 0.34) Ma (绢云母 Ar-Ar)	中-高硫型	Mehrabani et al., 2016
Khayfehlu	AMA	0.06 Mt 8% Cu 6 g/t Au 7 g/t Ag	Cu, Au, Ag	安山岩, 英安岩, 玄武质安山岩, 玄武岩, 凝灰岩	石英、方解石、绢云母、伊利石、高岭石、绿泥石	黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、铜蓝	早始新世	中硫型	Esmali et al., 2015
Lubin Zar-deh	AMA	0.5 Mt 1.3% Cu 0.52 g/t Au 0.7% Pb 0.4% Zn	Cu, Au, Pb, Zn	粗面岩, 安山岩, 火山碎屑岩, 玄武质安山岩, 凝灰岩	石英、玉髓、冰长石、伊利石、蒙脱石、绢云母、方解石、绿帘石、绿泥石、黄铁矿	黄铜矿、斑铜矿、斑铜矿、自然金、银、方铅矿、闪锌矿	(49.3±2.9) Ma~(41.1±1.6) Ma (凝灰岩, 铅石 U-Pb)	低硫型	Zamarian et al., 2019
Pousideh	AMA		Cu, Au	安山岩, 英安岩, 粗面玄武岩	迪开石、明矾石、叶腊石、石英、黄铁矿	斑铜矿、黄铜矿、辉铜矿、辉砷铜矿、斑铜矿、金碲化物	中-晚始新世	高硫型	Fazel et al., 2019
Zehabad	AMA		Pb, Zn, Cu, Au	安山岩, 火山凝灰岩, 火山角砾岩	石英、玉髓、黄铁矿、高岭石、蒙脱石、绿泥石、绿帘石、绢云母、方解石	方铅矿、闪锌矿、金、黄铜矿、斑铜矿、斑铜矿	晚始新世	中硫型	Shahbazi et al., 2019
Chahmaly	UDMA	3.6 Mt 1.04 g/t Au 8 g/t Ag	Au, Ag	安山岩, 火山碎屑岩, 英安岩, 流纹岩	石英、玉髓、伊利石、蒙脱石、方解石、绿泥石、绿帘石	金、银金矿、含银石英、硫银盐、黄铁矿	(19.83±0.10) Ma (冰长石 Ar-Ar)	低硫型	Sholeh et al., 2016
Chah Zard	UDMA	2.5 Mt 1.7 g/t Au 12.7 g/t Ag	Au, Ag	安山岩, 粗面岩, 角砾岩, 流纹岩	石英、冰长石、玉髓、伊利石、蒙脱石、黄铁矿、碳酸岩、绿泥石	金、含金石英、含金、银黄铁矿、银金矿	(6.2±0.2) Ma (角砾岩, 铅石 U-Pb)	低-中硫型	Kouhestani et al., 2015
Kuh-Pang	UDMA	2.8 Mt 1.65% Cu 0.52 g/t Au 3.4 g/t Ag	Cu, Au, Ag	流纹岩, 安山岩, 热液角砾岩, 凝灰岩	石英、叶腊石、高岭石、迪开石、绢云母、黄铁矿、方解石、绿泥石	黄铜矿、斑铜矿、斑铜矿、蓝辉铜矿、铜蓝、自然金	晚始新世	高硫型	Rajabpour et al., 2017
Govin	UDMA		Cu, Au	火山碎屑岩, 安山岩	石英、冰长石、绢云母、伊利石、高岭石、绿泥石、绿帘石、方解石	黄铜矿、黄铁矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、自然金	晚始新世	低硫型	Alipour-Asil et al., 2019
Latala	UDMA	2.67 Mt 6.77% Pb 10.05% Zn 7.52% Cu	Pb, Zn, Cu	玄武岩, 安山岩, 粗面安山岩, 泥灰岩	石英、伊利石、蒙脱石、明矾石、绿泥石、绿帘石	闪锌矿、方铅矿、斑铜矿、硫砷铜矿、黄铜矿	早始新世	中-高硫型	Padyar et al., 2017

Fazel et al., 2019)。这些矿床显示高硫型矿床的典型特征,如矿石矿物中含有硫砷铜矿、铜蓝和蓝辉铜矿,发育明矾石、迪开石、叶腊石等显示酸性流体特征的蚀变矿物组合,部分矿床发育多孔状石英构造,流体包裹体以及硫同位素显示成矿流体和硫主要来自岩浆热液(Yasami et al., 2017; Rajabpour et al., 2017)。

中硫型矿床分布较广,成矿元素组合以 $Pb-Zn \pm Cu \pm Au \pm Ag$ 为主,主要分布在AMA带。代表性矿床有Abolhassani、Cheshmeh-Hafez、Gandy、Ghole-Kaftaran、Khalyfehlou、Zehabad等矿床(Mehrabi et al., 2012; Shamanian et al., 2004; Esmaeli et al., 2015; Kouhestani et al., 2018; Fazel et al., 2019; Shahbazi et al., 2019)。这些中硫型矿床的矿石矿物主要为贱金属硫化物(如方铅矿、闪锌矿、黄铜矿),脉石矿物主要有石英、绢云母、伊利石、蒙脱石、方解石,石英呈现梳状、皮壳状构造出现(Shamanian et al., 2004)。

低硫型矿床发育相对较少,成矿元素组合以 $Au \pm Ag \pm Cu$ 为主,代表性矿床为Chahnalay(Sholeh et al., 2016)。这些矿床显示低硫型矿床的典型特征,如脉石矿物中含有冰长石-碳酸盐-石英-玉髓等矿物,发育胶状、皮壳状结构,流体包裹体以及同位素特征显示成矿流体以大气降水为主,岩浆水有少量参与(Sholeh et al., 2016)。

值得注意的是,在某些地区同时发育多种类型的浅成低温热液矿床,如Latala矿床发育高硫型铜金矿脉和中硫型铅锌银矿脉(Padyar et al., 2017)。

4.3 金属沉淀机制

浅成低温热液矿床一般位于高温热液系统的浅部,这种热液系统通常与钙碱性至碱性岩浆作用有关,主要发育在汇聚板块边缘的火山弧(弧内、弧后)和碰撞后裂谷环境中(Hedenquist et al., 1995; 2000; White et al., 2005)。浅成低温热液矿床中金属沉淀的主要机制包括成矿流体降温、混合、沸腾以及水岩反应(Giggenbach et al., 1982; Heald et al., 1987; Hayba, 1997; Hedenquist et al., 2000; Federico et al., 2002; White et al., 2005)。大量研究表明,伊朗浅成低温热液型矿床金属沉淀与降温、沸腾和流体混合等密切相关(Mehrabi et al., 2016; Shamanian et al., 2004; Rajabpour et al., 2017; Kouhestani et al., 2018)。降温通常会导致Au、Cu、Pb、Zn的等金属在流体中的溶解度降低;流体沸腾引起的相分离会使大量的 H_2 、 CO_2 、 H_2S 的损失,造成流体pH值和氧化态的升

高和有关金属溶解度的降低;岩浆流体与大气降水的混合同样可以促使流体温度和盐度的降低(White et al., 2005)。这些过程均有利于相关成矿金属的沉淀。下面通过伊朗3类代表性浅成低温热液型矿床为例,介绍金属沉淀的主要机制及相关证据。

Kuh-Pang高硫型铜成矿作用主要与流体沸腾和混合有关(Rajabpour et al., 2018)。主要证据包括:①石英包裹体中同时发育富气和富液的包裹体;②成矿早阶段石英中流体包裹体的均一温度为 $205 \sim 372^\circ C$ 、盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $3\% \sim 11\%$,主成矿阶段的石英流体包裹体均一温度为 $175 \sim 310^\circ C$ 、盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $2\% \sim 13\%$,晚阶段方解石中流体包裹体均一温度为 $141 \sim 235^\circ C$,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $1\% \sim 10\%$;③石英 $\delta^{18}O$ 值从早阶段 12.7% 降至主阶段的 12.3% ,对应的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 的值分别为 5.8% 和 3.5% 。

Lubin-Zardeg低硫型铜金矿床金属沉淀主要与流体沸腾和岩浆热液与大气降水混合有关(Zamani-an et al., 2019)。主要证据包括:①发育板状、叶片状方解石;②石英中发育富气和富液且具有沸腾组合特征的包裹体;③早期石英脉中包裹体均一温度为 $265 \sim 339^\circ C$ 、盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $13\% \sim 17\%$,主成矿期石英-硫化物脉中包裹体均一温度为 $94 \sim 205^\circ C$ 、盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $0 \sim 7\%$;④石英 $\delta^{18}O$ 值从成矿早阶段的 $9.6\% \sim 12.8\%$ 降为 $7.2\% \sim 9.24\%$,对应的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值分别为 $2.5\% \sim 6.9\%$ 至 $-0.3\% \sim 2.4\%$;⑤硫化物的 $\delta^{34}S$ 值从成矿早阶段的 $-0.9\% \sim 6.2\%$ 变为 $-6.6\% \sim -1.9\%$ 。

Zehabad中硫型铅锌多金属矿床石英脉中发育镜铁矿和叶片状方解石,硫化物S同位素变化特征也被认为与流体沸腾有关(Shahbazi et al., 2019)。

4.4 浅成低温热液型与斑岩型矿床的时空与成因联系

虽然UDMA中发育一些浅成低温热液型矿床,但该带最主要的成矿作用是中新世斑岩型铜矿化,形成了如Sungun、Meiduk、Sar Cheshmeh等大型-超大型矿床(表2)。这些浅成低温热液矿床与斑岩型矿床空间上相隔较远,存在少数的斑岩型铜矿的外围发育浅成低温热液型矿床。

在Meiduk斑岩铜矿(500 Mt, 0.8%Cu, 0.007%Mo; Aghazadeh et al., 2015)北部约8 km的Latala发育高硫型铜金矿脉和中硫型铅锌银矿脉,其中,铜金矿脉更靠近斑岩铜矿体。Padyar等(2017)认为,Meiduk和Latala矿床构成了1个斑岩型铜-高硫型铜金-

表2 伊朗UDMA斑岩型矿床成岩/成矿年龄统计表

斑岩矿床	锆石 U-Pb 年龄/Ma	辉钼矿 Re-Os 年龄/Ma	资料来源
Sungun	(21.01±0.15)	(21.70±0.20)	Aghazadeh et al., 2015; Simmonds et al., 2017
Haft Cheshmeh	(19.46±0.39)	(27.61±0.40)	Aghazadeh et al., 2015; Hassanpour et al., 2015
Dalli	(15.60±0.10)		赵苗等, 2019
Kahang	(14.90±0.10)	(15.17±0.22)	Aghazadeh et al., 2015; Raeisi et al., 2021
Chah Firouzeh	(16.54±16.91)	(16.19±0.23)	Aghazadeh et al., 2015; Mohammaddoost et al., 2017
Iju	(9.27±0.50)	(9.80±0.06)	Mirnejad et al., 2013
Meiduk	(12.50±0.10)	(12.23±0.07)	McInnes et al., 2003; Taghipour et al., 2008
Abdar	(7.50±0.10)	(6.30±0.18)	Aghazadeh et al., 2015; McInnes et al., 2003
Sar Kuh	(15.18±0.43)	(15.14±0.08)	Mirnejad et al., 2013
Sar Cheshmeh	(12.97±0.24)	(13.20±0.25)	Aghazadeh et al., 2015
Now Chun		(13.71±0.23)	Aghazadeh et al., 2015
Darreh Zar	(16.40±0.22)	(15.66±0.23)	Aghazadeh et al., 2015
Bagh Khoshk		(17.85±0.10)	Aghazadeh et al., 2015
Kuh Panj		(9.17±0.14)	Aghazadeh et al., 2015
Bondar-e-Hanza	(27.35±0.71)	(28.38±0.35)	Aghazadeh et al., 2015
Dar Alu		(12.96±1.90)	Aghazadeh et al., 2015

中硫型铅锌银成矿系统,成矿流体的温度和盐度具有从斑岩铜矿到铅锌银矿降低的趋势。值得注意的是,Meiduk斑岩铜-钼矿化发育在中新世石英闪长斑岩和始新世安山质火山碎屑岩中,辉钼矿 Re-Os 年龄(12.23±0.07)Ma 和斑岩的锆石 U-Pb 年龄(12.50±0.10)Ma 表现成矿作用发生在约 12.2 Ma(Taghipour et al., 2008; Aghazadeh et al., 2015)。而 Latala 矿床赋矿围岩为始新世火山岩,该火山岩被中新世浅成侵入岩侵入,该矿床成矿作用是否与中新世岩浆热液活动相关尚无相关的年龄数据支撑。因此,Latala 矿床与 Meiduk 斑岩铜矿是否属于同一个成矿系统以及 Latala 矿床深部是否存在隐伏的斑岩型铜矿还需要进一步研究。

5 结 论

(1) 伊朗浅成低温热液矿床大多数产在汇聚板块边缘的UDMA和AMA带中。UDMA中的矿床分布较为分散,主要形成于始新世和中新世;而AMA中的矿床主要聚集在东部的TCS和西部的THMB成矿带中,成矿时代主要为始新世。这种成矿时代的差异可能与大地构造位置以及与印度大陆俯冲诱发的中新世岩浆作用波及范围等的差异相关。

(2) 伊朗浅成低温热液矿床可分为高硫型Cu-Au±Ag矿床、中硫型Pb-Zn矿床以及低硫型Au-Ag

矿床。部分高硫型矿化可能与临近的斑岩型铜矿化构成同一套斑岩铜成矿系统。

(3) 伊朗浅成低温热液型矿床金属沉淀的机制主要为降温、沸腾和岩浆流体与大气降水的混合。

References

- Agard P, Omrani J, Jolivet L and Mouthereau F. 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401-419.
- Agard P, Yamato P, Jolivet L and Burov E. 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms[J]. *Earth Science Reviews*, 92(1-2): 53-79.
- Agard P, Omrani J, Jolivet L, Whitechurch H, Vrielynck B, Spakman W, Monié P, Meyer B and Wortel R. 2011. Zagros orogeny: A subduction-dominated process[J]. *Geological Magazine*, 148(5-6): 692-725.
- Aghazadeh M, Hou Z Q, Badrzadeh Z and Zhou L M. 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology[J]. *Ore Geology Reviews*, 70: 385-406.
- Alavi M. 1979. The virani ophiolite complex and surrounding rocks[J]. *Geologische Rundschau*, 68(1): 334-341.
- Alavi M. 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran[J]. *Journal of Geodynamics*, 21(1): 1-33.
- Alipour-Asll M. 2019. Geochemistry, fluid inclusions and sulfur iso-

- topes of the Govin epithermal Cu-Au mineralization, Kerman Province, SE Iran[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 196: 156-172.
- Axen G J, Lam P S, Grove M, Stockli D F and Hassanzadeh J. 2001. Exhumation of the West-Central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics[J]. *Geology*, 29(6): 559-562.
- Ayati F, Yavuz F, Asadi H H, Richards J P and Jourdan F. 2013. Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper-gold deposit, Markazi Province, Iran[J]. *International Geology Review*, 55(2): 158-184.
- Bagheri S and Stampfli G M. 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-E-Badam metamorphic complexes in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications[J]. *Tectonophysics*, 451(1-4): 123-155.
- Cagatay A, Pehlivanoglu H and Altun Y. 1980. Cobalt-gold minerals in Kure pyritic copper deposits (Kastamonu Province, Turkey) and their economic values[J]. *MTA Bulletin*, 93-94: 110-117.
- Chiu H Y, Chung S L, Zarrinkoub H M, Mohammadi S S, Khatib M M and Lizuka Y. 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny[J]. *Lithos*, 162-163: 70-87.
- Dargahi S, Arvin M, Pan Y and Babaei A. 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision[J]. *Lithos*, 115(1-4): 190-204.
- Dercourt J, Zonenshain L P, Ricou L E, Kazmin V G, Pichou L and Bijou D B. 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias[J]. *Tectonophysics*, 123(1-4): 241-315.
- Duan J, Tang J, Li Y, Liu S A, Wang Q, Yang C and Wang Y. 2016. Copper isotopic signature of the Tiegongnan high-sulfidation copper deposit, Tibet: Implications for its origin and mineral exploration[J]. *Mineralium Deposita*, 51(5): 591-602.
- Einaudi M T, Hedenquist J W and Inan E E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments[J]. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 10: 258-313.
- Esmali M, Lotfi M and Nezafati N. 2015. Fluid inclusion and stable isotope study of the Khalyfehlu copper deposit, southeast Zanjan, Iran[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(11): 9625-9633.
- Fazel T E, Mehrabi B and Ghasemi S M. 2019. Epithermal systems of the Torud-Chah Shirin district, northern Iran: Ore-fluid evolution and geodynamic setting[J]. *Ore Geology Reviews*, 109: 253-275.
- Federico C, Aiuppa A, Allard P, Bellomo S, Jean B P, Parello F and Valenza M. 2002. Magma-derived gas influx and water-rock interactions in the volcanic aquifer of Mt. Vesuvius, Italy[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(6): 963-981.
- Frimmel H E. 2008. Earth's continental crustal gold endowment[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1): 45-55.
- Gemmell J B. 2006. Exploration implications of hydrothermal alteration associated with epithermal Au-Ag deposits[J]. *Aseg Extended Abstracts*, 1: 343-370.
- Giggenbach W F and Stewart M K. 1982. Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas[J]. *Geothermics*, 11(2): 71-80.
- Haghighi B, Zarei S R, Zamanian H and Ahmadi K A. 2018. Geochemical, Sr-Nd isotopic investigations and U-Pb zircon chronology of the Takht granodiorite, West Iran: Evidence for post-collisional magmatism in the northern part of the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 139: 354-366.
- Hassanpour S, Alirezaei S, Selby D and Sergeev S. 2015. SHRIMP zircon U-Pb and biotite and hornblende Ar-Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu-Mo systems: Evidence for an Early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 104(1): 45-59.
- Hassanzadeh J and Wernicke B P. 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions[J]. *Tectonics*, 35(3): 586-621.
- Hayba D O. 1997. Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado; Part V, Epithermal mineralization from fluid mixing in the OH Vein[J]. *Econ. Geol.*, 92(1): 29-44.
- Heald P, Foley N K and Hayba D O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types[J]. *Econ. Geol.*, 82(1): 1-26.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. *Nature*, 370(6490): 519-527.
- Hedenquist J W, Izawa E, Arribas A and White N C. 1995. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration[J]. *SEG Newsletter*, 23(1): 9-13.
- Hedenquist J W and Arribas A. 2000. Exploration for epithermal gold deposits[J]. *SEG Reviews*, 13: 245-277.
- Hezarkhani A and Williams-Jones A E. 1998. Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran; Evidence from fluid inclusions and stable isotopes[J]. *Econ. Geol.*, 93(5): 651-670.
- Hezarkhani A. 2006. Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4-6): 409-422.
- Hooper R J, Baron I, Hatcher R D and Agah S. 1994. The development of the southern Tethyan margin in Iran after the break up of Gondwana: Implications of the Zagros hydrocarbon province[J]. *Geosciences*, 4: 72-85.
- Hou Z Q, Zheng Y C, Yang Z M and Yang Z S. 2012. Metallogensis of continental collision setting: Part I. Gangdese Cenozoic porphyry Cu-Mo systems in Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 31(4): 647-670 (in Chinese with English abstract).

- Hou Z Q and Zhang H. 2015a. Geodynamics and metallogeny of the eastern Tethyan metallogenic Domain[J]. *Acta Geologica Sinica*, 70: 364-384.
- Hou Z Q, Duan L F, Yang Z M, Pei Y R, Lu Y J, Mc Cuaig C T, Zheng Y C, Zhu D C and Zhao Z D. 2015b. Lithospheric architecture of the Lhasa Terrane and its control on ore deposits in the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Econ. Geol.*, 110(6):1541-1575.
- Hou Z Q, Yang Z M, Wang R and Zheng Y C. 2020. Further discussion on porphyry Cu-Mo-Au deposit formation in Chinese mainland[J]. *Earth Science Frontiers*, 27(2): 20-44 (in Chinese with English abstract).
- Huang H X, Li G M, Liu H, Zhang H M, Zhang L K, Yu k, Jiao Y L and Liang X. 2018. An low sulfide epithermal gold-silver polymetallic deposit newly discovered in the western section of the Gangdise metallogenic belt[J]. *Geology in China*, 45(3): 628-629 (in Chinese with English abstract).
- Jannessary M R, Melcher F, Lodziak J and Meisel T C. 2012. Review of platinum-group element distribution and mineralogy in chromitite ores from southern Iran[J]. *Ore Geology Reviews*, 48: 278-305.
- John A D. 2011. Epithermal gold-silver deposits of the Hauraki goldfield, New Zealand: An introduction[J]. *Econ. Geol.*, 106(6): 915-919.
- Kouhestani H, Ghaderi M, Zaw K, Meffre S and Emami M H. 2012. Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran[J]. *Mineralium Deposita*, 47(4): 425-440.
- Kouhestani H, Ghaderi M, Chang Z and Zaw K. 2015. Constraints on the ore fluids in the Chah Zard breccia-hosted epithermal Au-Ag deposit, Iran: Fluid inclusions and stable isotope studies[J]. *Ore Geology Reviews*, 65(2): 512-521.
- Kouhestani H, Mokhtari M A A, Chang Z S and Johnson C A. 2018. Intermediate sulfidation type base metal mineralization at Aliabad-Khanchy, Taram-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran[J]. *Ore Geology Reviews*, 93: 1-18.
- Li J P and Wu L S. 2008. Geological tectonics and regional mineralization in Iran[J]. *Mineral Deposits*, 27(1): 120-122 (in Chinese with English abstract).
- Lindgren W. 1922. A suggestion for the terminology of certain mineral deposits[J]. *Econ. Geol.*, 17(4): 292-294.
- Mazhari S A, Bea F, Amini S, Ghalamghash J, Molina J F, Montero P, Scarrow J H and Williams I S. 2009. The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: A marker of the end of the collision in the Zagros orogen[J]. *Journal of the Geological Society*, 166(1): 53-69.
- McInnes B I A, Evans N J, Belousova E and Griffin W L. 2003. Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: Timing of mineralization and exhumation processes[R]. CSIRO Scientific Research Report, 41.
- Mehrabi B and Majid S G. 2012. Intermediate sulfidation epithermal Pb-Zn-Cu(\pm Ag-Au) mineralization at Cheshmeh Hafez deposit, Semnan Province, Iran[J]. *Journal of the Geological Society of India*, 80(4): 563-578.
- Mehrabi B, Majid S G, Goldfarb R, Azizi H, Ganerod M and Marsh E E. 2016. Mineral assemblages, fluid evolution, and genesis of polymetallic epithermal veins, Glojeh district, NW Iran[J]. *Ore Geology Reviews*, 78: 41-57.
- Metcalfe I. 1996. Gondwanaland dispersion, Asian accretion and evolution of eastern Tethys[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 43(6): 605-623.
- Mirnejad H, Hassanzadeh J, Cousens B L and Taylor B E. 2010. Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(3-4): 288-296.
- Mirnejad H, Mathur R, Hassanzadeh J, Shafie B and Nourali S. 2013. Linking Cu mineralization to host porphyry emplacement: Re-Os ages of molybdenites versus U-Pb ages of zircons and sulfur isotope compositions of pyrite and chalcopyrite from the Iju and Sarkuh porphyry deposits in southeast Iran[J]. *Econ. Geol.*, 108(4): 861-870.
- Mohajjel M, Fergusson C L and Sahandi M R. 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397-412.
- Mohammaddoost H, Ghaderi M, Kumar T V, Hassanzadeh J, Alirezai S and Babu E. 2017. Zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology, with S isotopic composition of sulfides from the Chah-Firuzeh porphyry Cu deposit, Kerman Cenozoic arc, SE Iran[J]. *Ore Geology Reviews*, 88:384-399.
- Motaghi K, Tatar M, Priestley, Doglioni C, Romanelli F and Panza G F. 2015. The deep structure of the Iranian Plateau[J]. *Gondwana Research*, 28(1): 407-418.
- Mousivand F, Rastad E, Meffre S, Peter J M, Solomon M and Zaw K. 2011. U-Pb geochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic massive sulphide deposit, southern Iran[J]. *International Geology Review*, 53(9-10): 1239-1262.
- Padyar F, Rahgoshay M, Alirezai S, Tarantola A, Vanderhaeghe O and Caumon M C. 2017. Evolution of the mineralizing fluids and possible genetic links between Miduk porphyry copper and Latala vein type deposits, Kerman copper belt, South Iran[J]. *Journal of the Geological Society of India*, 90(5): 558-568.
- Paul A, Hatzfeld D, Kaviani A and Tatar M. 2010. Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran) [J]. *Geological Society London Special Publications*, 330(1):5-18.
- Pudack C, Halter W E, Heinrich C A and Pettke T. 2009. Evolution of magmatic vapor to gold-rich epithermal liquid: The porphyry to epithermal transition at Nevados de Famatina, northwest Argentina[J]. *Econ. Geol.*, 104(4): 449-477.
- Raeisi D, Zhao M, Babazadeh S, Long L E, Hajsadeghi S and Modabberi S. 2021. Synthesis on productive, sub-productive and barren intrusions in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran, constraints on geochronology and geochemistry[J]. *Ore Geology Reviews*,

- 103997.
- Rajabi A, Rastad E and Canet C. 2013. Metallogeny of Permian-Triassic carbonate-hosted Zn-Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(2): 197-216.
- Rajabpour S, Behzadi M, Jiang S Y, Rasa I, Lehmann B and Ma Y. 2017. Sulfide chemistry and sulfur isotope characteristics of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Saveh County, northwestern Central Iran[J]. *Ore Geology Reviews*, 86: 563-583.
- Rajabpour S, Yong J S, Lehmann B and Shahrokh R. 2018. Fluid inclusion and O-H-C isotopic constraints on the origin and evolution of ore-forming fluids of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Central Iran[J]. *Ore Geology Reviews*, 94: 277-289.
- Ramezani J and Tucker R D. 2003. The Saghand Region, Central Iran: UPb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana Tectonics[J]. *American Journal of Science*, 303(7): 622-665.
- Richards J P, Wilkinson D and Ullrich T. 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran[J]. *Econ. Geol.*, 101(8): 1455-1496.
- Richards J P, Spell T, Rameh E, Raziq A and Fletcher T. 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and eastern Iran and western Pakistan[J]. *Econ. Geol.*, 107(2): 295-332.
- Richards J P. 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision[J]. *Ore Geology Reviews*, 70: 323-345.
- Sadeghian M, Bouchez J, Nedelec A, Siqueira R and Valizadeh M. 2005. The granite pluton of Zahedan (SE Iran): A petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(2): 301-327.
- Saki A. 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks[J]. *Gondwana Research*, 17(4): 704-714.
- Sengor A M C. 1979. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications[J]. *Nature*, 279(5714): 590-593.
- Sengor A M C. 1987. Tectonics of the tethysides: Orogenic collage development in a collisional setting[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15(1): 213-244.
- Sengor A M C. 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman[J]. *Geology & Tectonics of the Oman Region*, 49(1): 797-831.
- Shahabpour J and Kramers J D. 1987. Lead isotope data from the Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Iran[J]. *Mineralium Deposita*, 22(4): 278-281.
- Shahbazi S, Ghaderi M and Alfonso P. 2019. Mineralogy, alteration, and sulfur isotope geochemistry of the Zehabad intermediate-sulfidation epithermal deposit, NW Iran[J]. *Turkish Journal of Earth Science*, 28(6): 882-901.
- Shamanian G H, Hedenquist J W, Hattori K H and Hassanzadeh J. 2004. The gandy and abolhassani epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan Province, northern Iran[J]. *Econ. Geol.*, 99(4): 691-712.
- Sholeh A, Rastad E, Huston D, Gemmel J B and Taylor R D. 2016. The Chahnaly low-sulfidation epithermal gold deposit, western Makran volcanic Arc, southeast Iran[J]. *Econ. Geol.*, 111(3): 619-639.
- Sillitoe R and Hedenquist J. 2003. Linkages between volcano tectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits[J]. *Society of Economic Geologists: Special Publication*, 10: 315-343.
- Simmonds V, Moazzen M and Mathur R. 2017. Constraining the timing of porphyry mineralization in northwest Iran in relation to Lesser Caucasus and Central Iran; Re-Os age data for Sungun porphyry Cu-Mo deposit[J]. *International Geology Review*, 59(12): 1561-1574.
- Singer D A. 1995. World-class base and precious metal deposits a quantitative analysis[J]. *Econ. Geol.*, 90(1): 88-104.
- Song Y, Yang C, Wei S, Yang H, Fang X and Lu H. 2018. Tectonic control, reconstruction and preservation of the Tiegelongnan porphyry and epithermal overprinting Cu (Au) deposit, Central Tibet, China[J]. *Minerals*, 8(9):398-415.
- Sorkhabi R and Heydari E. 2008. Asia out of Tethys: Foreword[J]. *Tectonophysics*, 451(1-4): 1-6.
- Spakman W. 1986. Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys[J]. *Geologie En Mijnbouw*, 65(2): 145-153.
- Stampfli G. 2000. Tethyan oceans[J]. *Geological Society of London, Special Publication*, 173: 163-185.
- Sun X, Lu Y J, Li Q and Li R Y. 2021. A downgoing Indian lithosphere control on along-strike variability of porphyry mineralization in the Gangdese belt of southern Tibet[J]. *Econ. Geol.*, 116: 29-46.
- Sun X, Zheng Y, Li M, Ouyang H, Liu Q, Jing X, Sun G and Song Q. 2017a. Genesis of Luobuzhen Pb-Zn veins: Implications for porphyry Cu systems and exploration targeting at Luobuzhen-Dongshibu in western Gangdese belt, southern Tibet[J]. *Ore Geology Reviews*, 82: 252-267.
- Sun X, Zheng Y Y, Xu J, Huang L H, Guo F and Gao S B. 2017b. Metallogensis and ore controls of Cenozoic porphyry Mo deposits in the Gangdese belt of southern Tibet[J]. *Ore Geology Reviews*, 81(2): 996-1014.
- Sun X, Hollings P and Lu Y J. 2020. Geology and origin of the Zhunuo porphyry copper deposit, Gangdese belt, southern Tibet[J]. *Mineralium Deposita*, 56: 457-480.
- Taghipour N, Aftabi A and Mathur R. 2008. Geology and Re-Os geochronology of mineralization of the Miduk porphyry copper deposit, Iran[J]. *Resource Geology*, 58(2): 143-160.
- Takin M. 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East[J]. *Nature*, 235(5334): 147-150.
- Verdel C, Wernicke B P, Hassanzadeh J and Guest B. 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran[J]. *Tectonics*, 30(3): 1-20.

- Wang R, Richards J P, Zhou L M, Hou Z Q, Stern R A, Creaser R A and Zhu J J. 2015. The role of Indian and Tibetan lithosphere in spatial distribution of Cenozoic magmatism and porphyry Cu-Mo deposits in the Gangdese belt, southern Tibet[J]. *Earth-Science Reviews*, 150: 68-94.
- Wang R, Zhu D C, Wang Q, Hou Z Q, Yang Z M, Zhao Z D and Mo X X. 2019. Porphyry mineralization in the Tethyan orogen[J]. *Science China Earth Sciences*, 12: 1919-1946 (in Chinese with English abstract).
- White N C, John D A and Simmons S F. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits[J]. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume: 458-522.
- Wu F Y, Wan B, Zhao L, Xiao W J and Zhu R X. 2020. Tethyan geodynamics[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 36(6): 1627-1674 (in Chinese with English abstract).
- Yang C, Tang J X and Wang Y Y. 2014. Fluid and geological characteristics researches of southern Tiegelong epithermal porphyry Cu-Au deposit in Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 33(6): 1287-1305 (in Chinese with English abstract).
- Yang C, Lin C, Bo W, Wei L and Talebian M. 2020. Structural evolution of the western Makran[J]. *Acta Geologica Sinica(English Edition)*, 94: (Supp.): 8.
- Yang H H, Song Y, Tang J, Wang Q and Wei S. 2019. Low temperature history of the Tiegelongnan porphyry-epithermal Cu (Au) deposit in the Duolong ore district of northwest Tibet, China: The Tiegelongnan deposit; low temperature history[J]. *Resource Geology*, 70(2): 111-124.
- Yang Z M, Goldfarb R and Chang Z S. 2016. Generation of postcollisional porphyry copper deposits in southern Tibet triggered by subduction of the Indian continental plate[J]. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 19: 279-300.
- Yasami N, Ghaderi M, Madanipour S and Taghilou B. 2017. Structural control on overprinting high-sulfidation epithermal on porphyry mineralization in the Chodarchay deposit, northwestern Iran[J]. *Ore Geology Reviews*, 86: 212-224.
- Zamanian H, Rahmani S and Zareisahameih R. 2019. Fluid inclusion and stable isotope study of the Lubin-Zardeg epithermal Cu-Au deposit in Zanjan Province, NW Iran: Implications for ore genesis[J]. *Ore Geology Reviews*, 112: 103014.
- Zhang H R and Hou Z Q. 2015. Tectonic evolution and metallogeny of Zagros, Iran[J]. *Acta Geologica Sinica*, 89(9): 1560-1572 (in Chinese with English abstract).
- Zhang H R and Hou Z Q. 2018. Metallogenesis within continental collision zones: Comparisons of modern collisional orogens[J]. *Science China Earth Sciences*, 48(12): 1629-1654(in Chinese with English abstract).
- Zhang H R, Chen J, Yang T, Hou Z and Aghazadeh M. 2018. Jurassic granitoids in the northwestern Sanandaj-Sirjan Zone: Evolving magmatism in response to the development of a Neo-Tethyan slab window[J]. *Gondwana Research*, 62: 269-286.
- Zhao M, Yang Z S and Zhang H R. 2019. Geochemical constraints on fertile and infertile Miocene magmatic suite in Dalli area, Iran and its insights for metallogeny[J]. *Earth Science*, 44(6): 2187-2196 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 侯增谦, 郑远川, 杨志明, 杨竹森. 2012. 大陆碰撞成矿作用: I. 冈底斯新生代斑岩成矿系统[J]. *矿床地质*, 31(4): 647-670.
- 侯增谦, 杨志明, 王瑞, 郑远川. 2020. 再论中国大陆斑岩 Cu-Mo-Au 矿床成矿作用[J]. *地学前缘*, 27(2): 20-44.
- 黄瀚霄, 李光明, 刘洪, 张洪铭, 张林奎, 余槐, 焦彦杰, 梁维. 2018. 冈底斯成矿带西段首次发现低硫化型浅成低温热液型矿床-罗布真金银多金属矿床[J]. *中国地质*, 45(3): 628-629.
- 李锦平, 吴良士. 2008. 伊朗地质构造及其区域成矿[J]. *矿床地质*, 27(1): 120-122.
- 王瑞, 朱弟成, 王青, 侯增谦, 杨志明, 赵志丹, 莫宣学. 2019. 特提斯造山带斑岩成矿作用[J]. *中国科学:地球科学*, 12: 1919-1946.
- 吴福元, 万博, 赵亮, 肖文交, 朱日祥. 2020. 特提斯地球动力学[J]. *岩石学报*, 36(6): 1627-1674.
- 杨超, 唐菊兴, 王艺云. 2014. 西藏铁格隆南浅成低温热液型-斑岩型 Cu-Au 矿床流体及地质特征研究[J]. *矿床地质*, 33(6): 1287-1305.
- 张洪瑞, 侯增谦. 2015. 伊朗扎格罗斯造山带构造演化与成矿[J]. *地质学报*, 89(9): 1560-1572.
- 张洪瑞, 侯增谦. 2018. 大陆碰撞带成矿作用: 年轻碰撞造山带对比研究[J]. *中国科学:地球科学*, 48(12): 1629-1654.
- 赵苗, 杨竹森, 张洪瑞. 2019. 伊朗大理矿区中新世成矿及无矿斑岩地球化学对比及其对成矿的启示[J]. *地球科学*, 44(6): 2187-2196.