

青海省它温查汉西铁多金属矿床地质特征及成因分析

杨涛¹, 张乐², 郑振华³, 赵寒森¹, 宋忠宝¹, 马永胜⁴, 王瑾⁴,
陈向阳¹, 曹德智⁴

(1. 中国地质调查局西安地质调查中心, 陕西 西安 710054; 2. 西北有色地质勘查局物化探总队, 陕西 西安 710068;
3. 青海省地质调查局, 青海 西宁 810012; 4. 青海省第四地质矿产勘查院, 青海 西宁 810012)

摘要: 它温查汉西铁多金属矿床是青海省祁漫塔格地区新发现的又一中型矿床, 矿体与成矿岩体均隐伏于第四系风积砂覆盖层下。本文利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年方法, 获得与成矿密切相关的花岗闪长斑岩的成岩年龄为 236.0 ± 2.3 Ma, 与成矿时代基本一致, 为晚古生代-早中生代构造-岩浆旋回的碰撞-后碰撞转化阶段岩浆活动的产物, 形成于加厚的地壳背景。花岗闪长斑岩为弱过铝质高钾钙碱性系列, 微量元素配分具有 LREE 和 HFSE 富集、HREE 和 LILE 亏损以及中等负 Eu 异常的特征。其成因类型属于 I 型, 具有壳幔混源的性质, 与区域上大规模幔源岩浆底侵及壳-幔岩浆混合作用有关。它温查汉西铁多金属矿床主要产于花岗闪长斑岩与祁漫塔格群碳酸盐岩的接触带附近, 属于典型的矽卡岩矿床。矿体类型分为交代型铁氧化物矿体和细脉型多金属硫化物矿体两种, 矿化大致分为矽卡岩阶段、退化蚀变阶段及硫化物-石英阶段。

关键词: 中型; 花岗闪长斑岩; I 型; 壳-幔岩浆混合; 矽卡岩; 它温查汉西; 青海省

中图分类号: P618.31

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2018)03-0467-18

Geological characteristics and genetic analysis of the Tawenchahanxi Fe-polymetallic deposit, Qinghai Province

YANG Tao¹, ZHANG Le², ZHENG Zhen-hua³, ZHAO Han-sen¹, SONG Zhong-bao¹, MA Yong-sheng⁴,
WANG Jin⁴, CHEN Xiang-yang¹ and CAO De-zhi⁴

(1. Xi'an Center of China Geological Survey, Xi'an 710054, China; 2. Geophysical and Geochemical Exploration Corporation, Northwest Bureau of Geological Exploration for Nonferrous Metals, Xi'an 710068, China; 3. Geological Survey Bureau of Qinghai Province, Xining 810012, China; 4. The Fourth Geological and Mineral Exploration Academy of Qinghai Province, Xining 810012, China)

Abstract: The Tawenchahanxi Fe-polymetallic deposit is a medium-sized deposit newly discovered in Qimantag area of Qinghai Province. In this area the orebody and metallogenic rock body are both covered by Quaternary eolian sandstone. By using LA-ICP-MS zircon U-Pb isotope dating, the authors obtained the petrogenetic age of the granite diorite porphyry (236.0 ± 2.3 Ma.) which is the main ore-forming rock mass in the ore deposit. The result is close to the age of Tawenchahanxi deposit. It might have been formed at the collision-post collision conversion stage of Late Paleozoic to Early Mesozoic tectono-magmatic cycle associated with the crustal thickening setting. On the basis of chronological, petrologic and geochemical studies, the authors have revealed that the granodiorite porphyry is a

收稿日期: 2017-07-12; 接受日期: 2017-12-28

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(1212011121089)

作者简介: 杨涛(1985-), 男, 工程师, 岩石、矿物及矿床学专业, 主要从事金属矿产勘查和矿床地质研究; E-mail: yangtao008@163.com。

peraluminous, high K calc-alkaline series granite, which is enriched in LREE and HFSE and depleted in HREE and LILE, with medium negative Eu anomalies. The granodiorite porphyry belongs to the I-type and crust-mantle magma mixing source, related to regional large-scale mantle magma underplating and crust-mantle magma mixing. The Tawenchahanxi Fe-polymetallic deposit is a typical skarn deposit, which is mainly distributed in the contact zone between granodiorite porphyry and Qimantag Group carbonatite. There are two type of orebodies (metasomatic iron-oxide orebody and veinlet sulfide polymetallic orebody) in the ore deposit, and the evolution of the ore-forming fluid can be divided into skarn stage, retrograde alteration stage and sulfide-quartz stage.

Key words: medium-sized; granite diorite porphyry; I type; crust-mantle magma mixing; skarn; Tawenchahanxi; Qinghai Province

Fund support: Project of China Geological Survey (1212011121089)

青海省祁漫塔格地区位于东昆仑造山带西段, 不仅是一个特征显著的构造-岩浆岩带, 而且也是青海省重要的铁多金属成矿亚带。区内成矿地质条件优越, 成矿作用显著, 矿种多样, 矿床密布, 具有储量大、品位较高、伴生有益元素多的特征。近年来, 随着新一轮国土资源大调查的实施和中国地质找矿战略西移, 在祁漫塔格地区已发现铁、铜、铅、锌、金、镍、钴等矿产地 100 余处, 使祁漫塔格地区成为我国十大新的战略资源接替基地之一(丰成友等, 2012), 已被青海省确立为柴达木国家级循环经济试验区建设的黑色金属矿产基地(潘彤, 2008)。该地区已发现铁多金属矿床(点)43 处, 铁矿探明资源量占全省铁矿资源量的 70% 以上, 富铁矿资源量占全省铁矿资源量的 90% 以上(王春艳等, 2010)。铁矿成因类型主要有矽卡岩型、沉积变质型、喷流-沉积型、热液交代型以及变质改造型, 典型的铁多金属矿床有尕林格、肯德可克、野马泉、五一河、球路奥窝头铁矿等。

它温查汉西铁多金属矿床距离格尔木市北西约 200 km, 最早是在 2006 年验证物探磁异常时发现, 是继巴音郭勒河、沙丘、长山、牛苦头、哈西雅图等之后在柴达木盆地南缘和祁漫塔格山结合部位发现的又一铁多金属矿床, 探明铁矿石资源量超过 4 000 万吨, 达中型规模(曹德智等, 2012)。区内矿体与成矿岩体均隐伏于几百米厚第四系风积砂覆盖层下, 有关矿床的成因类型和今后勘查方向等问题的研究仍很薄弱。本文通过对矿床特征、岩体地球化学及年代学等方面的研究, 分析了矿床的成因类型及大地构造环境, 将有助于区域上成矿规律认识的提升和

找矿突破的实现。

1 区域地质概况

本文依据前人将东昆仑造山带(Ⅳ)划分为北昆仑(北祁漫塔格)早古生代岩浆弧带(Ⅳ-1)、中昆仑微地块(Ⅳ-2)以及南昆仑早古生代增生杂岩带(Ⅳ-3)的方案(李荣社等, 2008), 它温查汉西铁多金属矿床地处昆北断裂的北侧, 大地构造上位于北昆仑(北祁漫塔格)早古生代岩浆弧带(图 1), 隶属野马泉-开木棋河华力西-印支期铁、铅、锌、铜、钴、钨、锡、金成矿亚带(贾群子等, 2016)。

区域上岩浆活动以印支期最为强烈, 其次华力西期, 岩性以二长花岗岩、花岗闪长岩及钾长花岗岩为主, 多呈岩基或岩株产出。地层出露的主要有上元古界、奥陶系、上泥盆统、石炭系、二叠系以及上三叠统等, 其中古元古界结晶基底以断块形式沿昆北断裂带分布; 奥陶系祁漫塔格群出露广泛、延续性好, 是主要的赋矿地层; 上泥盆统、石炭系、二叠系等分布面积较小。区内 NWW 向和 NE 向断裂构成了主体构造格架, 对地层分布、岩浆岩、变质作用及矿产等都起着明显控制作用。

2 矿床地质特征

2.1 矿区地质及地球物理特征

2.1.1 地层

根据 1:1 万地面高精度磁法测量和钻探取芯资料(青海省第四地质矿产勘查院, 2014)^①, 矿区已圈

① 青海省第四地质矿产勘查院. 2014. 青海省格尔木市那陵格勒河西 M5 异常区多金属矿调查评价报告.

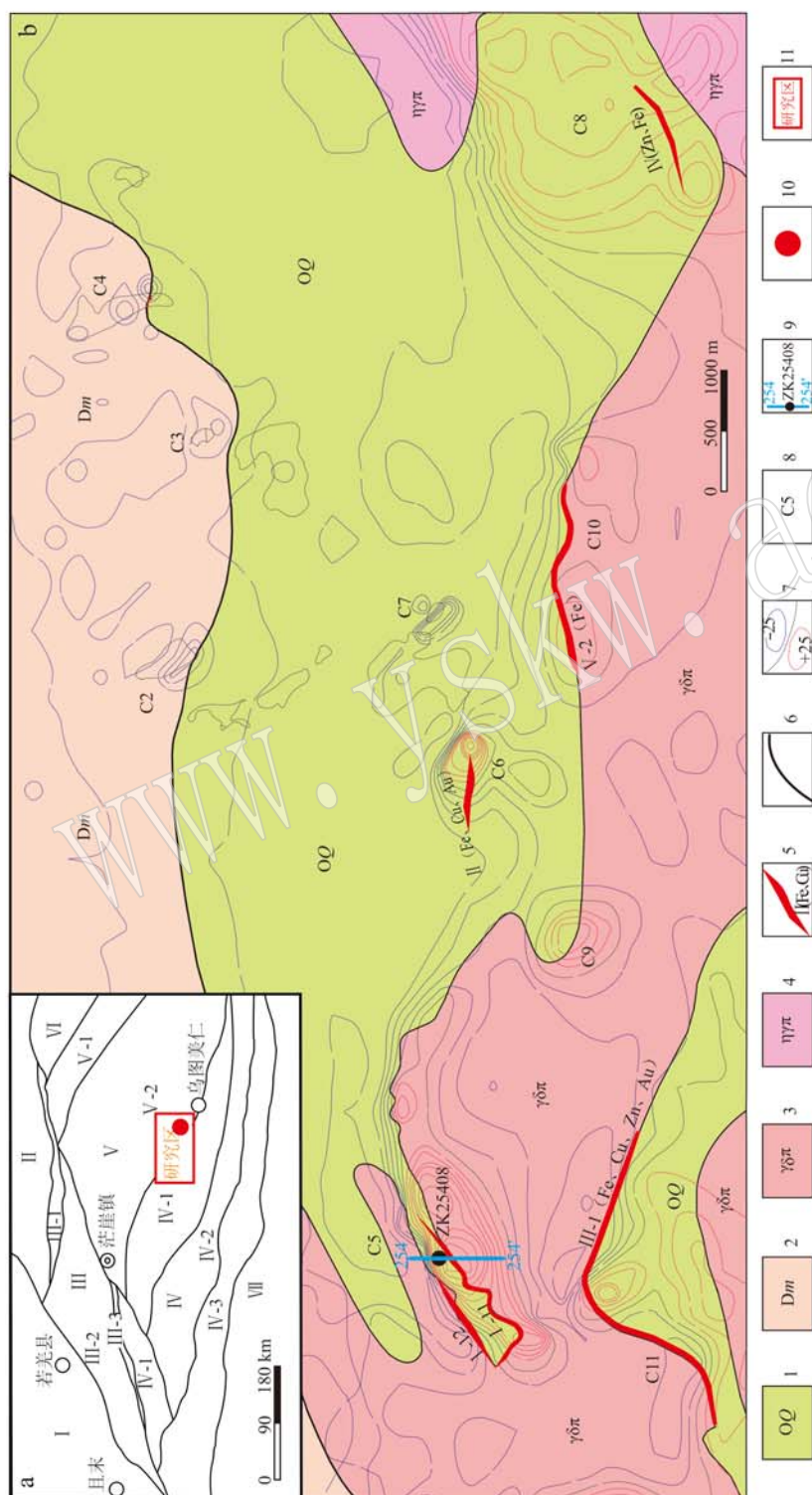


图 1 区域大地构造图 a, 据李荣社等(2008)修改]和矿区(基岩推断)地质、物探综合图[b, 据青海省第四地质矿产勘查院(2014)修改] the Fourth Geological and Mineral Exploration Academy of Qinghai Province, 2014) ●

图 a: I—塔里木大陆块; II—阿北-敦煌地块; III—阿尔金造山带; III-1—红柳沟-拉配泉蛇绿构造混杂岩带; III-2—阿中地块; III-3—阿帕-茫崖构造混杂岩带; IV—昆仑造山带; IV-1—北昆仑(北祁漫塔格)早古生代岩脉带; IV-2—中昆仑造山带; IV-3—南昆仑早古生代增生杂岩带; V—柴达木盆地; V-1—柴达木盆地北缘; V-2—柴达木盆地; VI—祁连山造山带; VII—巴颜喀拉地块; 图 b: 1—祁漫塔格群; 2—托牛山组; 3—花岗闪长斑岩; 4—二长花岗岩; 5—矿带及编号; 6—地质界线; 7—1:1 万高磁等值线; 8—1:1 万高磁异常; 9—采样钻孔及勘探线; 10—它温查汉西铁矿; 11—研究区

Fig. a: I—Tarim continental block; II—Abai-Dunhuang block; III—Allyn orogenic belt; III-1—ophiolite melange belt in Honglingou-Lapeiquan area; III-2—Azhong block; III-3—tectonic melange belt in Apa-Mangya area; IV—Kunlun orogenic belt; IV-1—Early Paleozoic magmatic arc belt of the Northern Kunlun (Qimantag area); IV-2—central Kunlun micro-massif; IV-3—Early Paleozoic hyperplasia melange belt of Southern Kunlun; V—Qaidam Basin; V-1—northern margin area of Qaidam Basin; V-2—Qaidam Basin; VI—Qilian orogenic belt; VII—Bayan Hara block; Fig. b: 1—Qimantag Group; 2—Maoniushan Formation; 3—granodiorite porphyry; 4—monzogranite porphyry; 5—orebody and its serial number; 6—geological boundary; 7—1:10 000 high precision magnetic contour; 8—1:10 000 high precision magnetic anomaly; 9—sampling drill hole location and exploration line; 10—Tawenchahaxi Fe-polymetallic deposit; 11—study area

定磁异常11处(编号C1~C11),分布的地层主要为下古生界奥陶系祁漫塔格群(OQ)和泥盆系牦牛山组(Dm)(图1)。其中祁漫塔格群相当于原滩间山群(青海省地质矿产局,1997),为一套含碳酸盐的火山-沉积岩系,从老到新划分3个岩组。矿区发育的祁漫塔格群主要为下岩组——碎屑岩夹火山岩组,岩性组合为深灰色板状千枚岩、钙质板岩、千枚状碳质板岩,灰-灰白色硅质岩夹大理岩、玄武岩、安山岩及各种成分的碎裂岩。祁漫塔格群主要分布在矿区中部的C2、C3、C6、C7、C8磁异常区深部,大致呈NW向展布,多被印支期酸性花岗岩侵蚀。牦牛山组为一套中酸性火山碎屑岩,由安山岩、流纹岩、火山角砾岩、凝灰岩等组成,呈EW向零散分布于C1、C2、C3、C4磁异常区深部及其附近,与下覆的祁漫塔格群呈断层接触关系。

2.1.2 构造

矿区磁法测量资料显示,矿区总体构造线呈NWW向,以NWW-NW向压性、压扭性断裂为主,对祁漫塔格群和牦牛山组地层展布及矿体产状等控制明显(青海省第四地质矿产勘查院,2014)^①。此外,在ZK004、ZK26201、ZK30205、ZK25008等钻孔还发育一些小规模断裂或走滑断层,与金矿化关系密切,推断应为主成矿期后形成。

2.1.3 岩浆岩

矿区岩浆岩以印支期中酸性侵入岩为主,岩体呈岩株、岩枝状产出,岩性主要为花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩、黑云母石英闪长岩等。其中,花岗闪长斑岩面积最大,主要分布在矿区西南部C5、C9、C10、C11异常区深部,二长花岗斑岩与少许黑云母石英闪长岩一起分布在矿区东南部C8异常区的灰岩底部,两者呈现相变过渡关系,界线模糊。铁多金属矿体主要产于花岗闪长斑岩与祁漫塔格群碳酸盐岩的接触带附近,与矿化密切相关的花岗闪长斑岩呈灰白色,斑状结构(图2b),块状、残留体构造(图2a)。其中,残留体约占25%,颜色深浅不一,其轮廓多为港湾或不规则状,大小一般1~5 mm,从中心到边缘组成矿物粒度逐渐变粗,多呈变晶结构或交代残留结构,未见冷凝边结构和过冷结晶的矿物。残留体成分主要为偏基性高温耐熔矿物,由粒径小于0.5 mm的斜长石、黑云母、角闪石、辉石等组成(图2c),有的以绢云母、硅灰石、叶腊石、滑石等蚀变矿物为

主(图2d),推断它们是源岩部分熔融后的产物(王德滋等,1992)。岩石主体部分由石英(约25%)、斜长石(约50%)、钾长石(约15%)、黑云母(约7%)和角闪石(约3%)组成。斑晶粒径1~5 mm,主要为斜长石(约45%)、钾长石(约5%)、石英(约5%)和黑云母(约3%),其中斜长石以更-中长石为主,聚片双晶发育,偶见其内部碎屑核转变为环带迹象(图2e)。基质粒径0.2~0.5 mm,由半自形-它形的石英、斜长石和钾长石组成,少量黑云母以鳞片状分布在其他矿物之间,可见零星的锆石、磷灰石、榍石等包含在其他矿物之中(图2f)。

2.1.4 地球物理

该地区在1:100万航磁异常(Δt)上整体为一低值区,表现为在大面积负磁异常背景中存在一些幅值在-80~82 nT的正磁异常;在剩余磁异常图上表现为在低背景中有较强的剩余异常,所有已发现矿点大都位于0~2 nT范围之内(曹德智等,2014)。2007年进行的1:5万地面高精度磁法测量共圈出磁异常20个(编号M1-M20),其中M6(尕林格)、M12(长山)、M14(它温查汉)等正磁异常区均已探明小-中型铁多金属矿床,本文研究的它温查汉西铁多金属矿床对应1:5万地面高精度磁测的M10、M11异常,与M6、M14异常呈串珠状近EW向弧形展布,其异常分带清晰、强度低、梯度缓,幅值一般在100~200 nT,在尕林格和它温查汉矿区出现最高1000 nT以上的峰值(范长安等,2013)。而它温查汉西矿床以及其两侧的尕林格、它温查汉等矿床基本都位于大面积负异常区外的局部正异常区。2009年矿区完成了1:1万地面高精度磁法测量,圈定磁异常11处(图1),总体长度超过18 km,其中除C2、C3、C4、C7异常规模较小外,其他异常规模较大,面积一般2~10 km²,尤其是C5、C6、C8、C10等矿磁异常大致呈EW向、强弱相间展布,南正北负,并游离于大面积异常之外。在异常中心和正、负异常的结合部位进行钻孔验证,深部往往可见磁铁矿化、黄铁矿化等。

2.2 矿床特征

2.2.1 矿带(体)特征

目前,通过青海省第四地质矿产勘查院几年的工作投入,它温查汉西矿区已圈定铁多金属矿体50余条,编为I、II、III、IV、V号5条矿带(青海省第四地质矿产勘查院,2014)^①,分别与C5、C6、C11、C8、

① 青海省第四地质矿产勘查院. 2014. 青海省格尔木市那陵格勒河西 M5 异常区多金属矿调查评价报告.

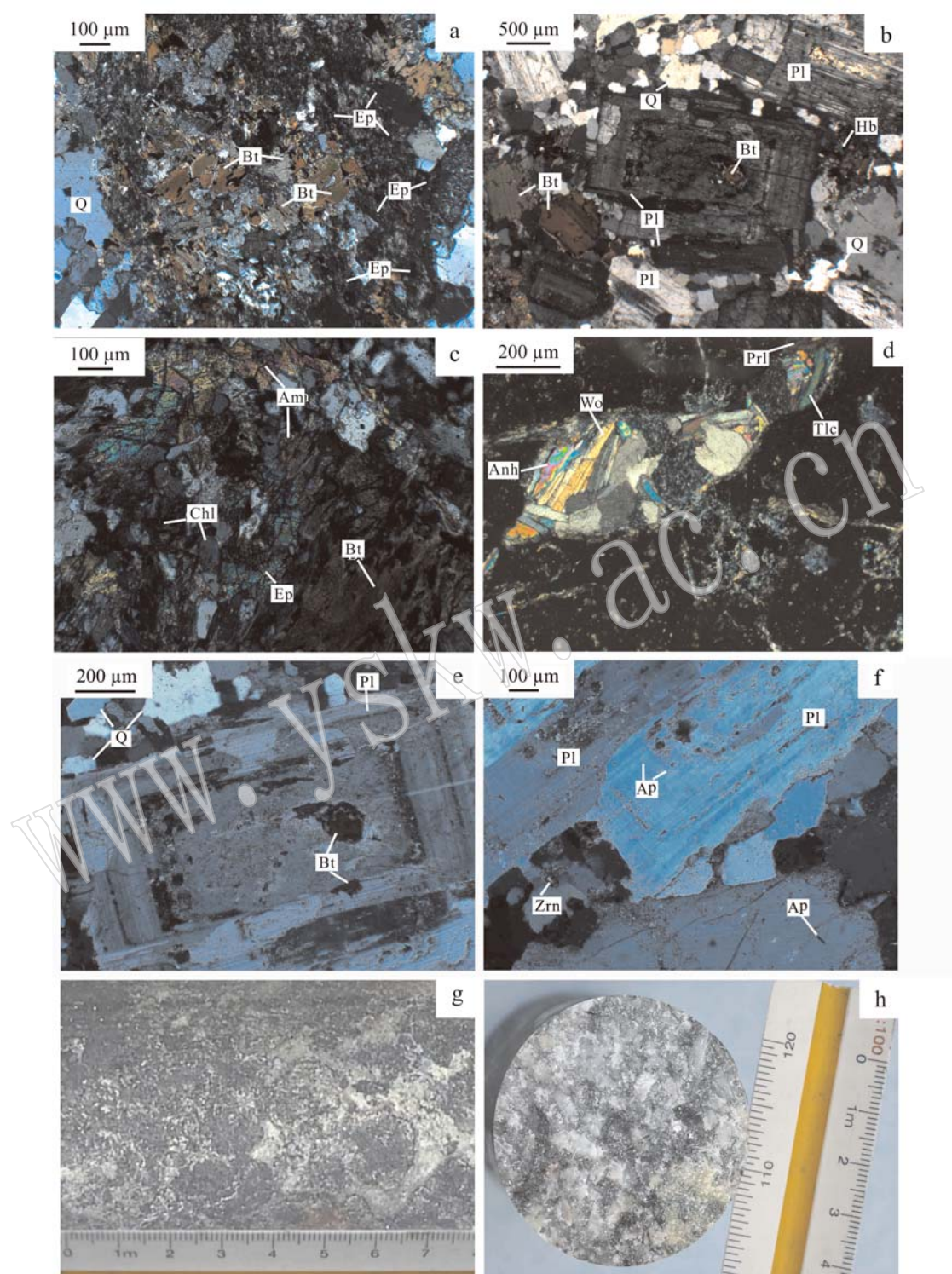


图2 岩石显微镜下特征(a~f, 正交偏光)和标本(g、h)照片

Fig. 2 Microphotographs of rock (a~f) and rock sample photographs (g, h) in the Tawenchahanxi deposit

a—残留体构造; b—斑状结构; c—角闪石、绿泥石、绿帘石; d—叶腊石、滑石、硅灰石; e—斜长石环带; f—磷灰石、锆石; g—岩芯纵断面; h—岩芯横断面; Q—石英; Pl—斜长石; Am—角闪石; Anh—硬石膏; Bt—黑云母; Chl—绿泥石; Ep—绿帘石; Tlc—滑石; Prl—叶腊石; Zrn—锆石; Ap—磷灰石; Wo—硅灰石

a—remained mass structure; b—porphyritic texture; c—amphibole, chlorite and epidote; d—pyrophyllite, talc and wollastonite; e—plagioclase zoning; f—apatite and zircon; g—cross section of core; h—vertical section of core; Q—quartz; Pl—plagioclase; Am—amphibole; Anh—anhydrite; Bt—biotite; Chl—chlorite; Ep—epidote; Tlc—talc; Prl—pyrophyllite; Zrn—zircon; Ap—apatite; Wo—wollastonite

C10 磁异常相对应,且矿带走向与磁异常长轴方向大致平行(图1)。其中Ⅰ、Ⅲ、Ⅴ号矿带主要为铁矿化,伴生铜矿化,矿带分布均与正负磁异常交替位置重合,Ⅱ、Ⅳ号矿带主要为铜、锌矿化,伴生金矿化,矿带分布于矿区正磁异常的中心位置。矿体类型分为交代型铁氧化物矿体和细脉型多金属硫化物矿体两种,两类矿体空间上叠加共存,矿石中矿物共生相伴,发育具有多期次和交代继承的特点,整体表现为铜、金、锌等矿化较铁矿化晚,块状铁氧化物矿体被细脉型硫化物矿体穿插和被交代包裹。各矿带具体特征如下:

(1) Ⅰ号矿带主要产于接触带内的矽卡岩层,其顶板主要为大理岩,底板主要为花岗闪长斑岩;亦有部分产于矽卡岩化的大理岩中,呈长条带状,长约4 500 m,一般 $70^{\circ} \sim 85^{\circ}$,倾向NNW,倾角 $10^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 。现已圈定铁多金属矿体18条、铁矿体2条、铜矿体5条、锌矿体4条(图3),以磁铁矿、闪锌矿、黄铜矿矿石为主,伴生有少量的含金矽卡岩矿石,其中磁铁矿可占大约50%~70%,闪锌矿约5%~10%,黄铜矿1%~5%,局部伴生黄铁矿、磁黄铁矿等。

(2) Ⅱ号矿带产于祁漫塔格群地层,矿体顶、底板均为不同程度矽卡岩化的大理岩或结晶灰岩,总体呈透镜体状,长度约200 m,走向近EW,倾角 $30^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 。现已圈定铁多金属矿体5条、铜矿体2条、金矿体2条,以磁铁矿、赤铁矿矿石为主,少量黄铜矿见于石英脉、闪长玢岩脉中。

(3) Ⅲ号矿带产于接触带内的矽卡岩层,矿体顶板为大理岩,底板为花岗闪长斑岩,视厚约10 m,呈长条带状,走向一般 $70^{\circ} \sim 85^{\circ}$,长约1 200 m,倾向NNW,倾角 $15^{\circ} \sim 45^{\circ}$ 。圈定的1个铁多金属矿体真厚约7.5 m,磁铁矿体厚度为3.56 m, MFe 平均品位40.6%,最高55.5%;铜矿体厚度2.74 m,平均品位1.05%,最高1.53%,以磁铁矿、黄铜矿为主。

(4) Ⅳ号矿带产于祁漫塔格群地层,矿体顶、底板主要为不同程度矽卡岩化的大理岩,视厚约30 m,呈长条带状,走向一般 45° ,长约1 400 m,倾向NNW,倾角 $20^{\circ} \sim 45^{\circ}$,圈定铁矿体1条,锌矿体4条,以单独磁铁矿矿体、闪锌矿矿体为主。

(5) Ⅴ号矿带产于外接触带的矽卡岩层,矿体顶、底板均为结晶灰岩,呈长条带状,走向一般 $70^{\circ} \sim 85^{\circ}$,倾向NNW,倾角 45° ,现已圈定铁多金属矿体3条、铜锌矿体2条、金矿体2条,以磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿为主。

2.2.2 矿石特征

矿区内矿石自然类型以原生矿为主,含有少量氧化矿,氧化深度在20 m以内,多伴有不同程度的褐铁矿化、赤铁矿化以及孔雀石化。矿石按工业类型大致可分为磁铁矿矿石、赤铁矿磁铁矿矿石、磁铁矿闪锌矿黄铜矿矿石、黄铜矿矿石、金矿石。矿石矿物主要为磁铁矿、闪锌矿、黄铜矿,次为黄铁矿、磁黄铁矿、褐铁矿等;脉石矿物主要有辉石、石榴子石、硅灰石、符山石、绿帘石、绿泥石、滑石、绢云母、透闪石、黑云母、长石、磷灰石、毒砂、萤石等。矿石结构构造因矿石类型和品位不同而有所差异,构造类型以块状构造、斑杂构造、浸染状构造以及网脉状构造为主,次为团块状构造和角砾状构造(图4)。结构类型以交代结构、变晶结构以及包含结构为主,次为交代残余结构和斑状结构。矿石在成矿元素组合上从侵入体中心到围岩具有 $\text{Fe} \rightarrow \text{Fe}$ 、 $\text{Cu} \rightarrow \text{Zn-Pb-Au}(\text{Ag})$ 的分带规律,表现为磁铁矿、褐铁矿等金属氧化物主要分布在靠近岩体一侧的内接触带,而且接触带产状越缓矿化越好,产出的矿体厚大连续,品位越高,矿石以块状、稠密浸染状构造为主。而金属硫化物主要分布在靠围岩一侧的外接触带上,少数(闪锌矿、方铅矿、菱铁矿、银金矿等)直接产于碳酸盐类围岩中,矿石主要为网脉状、稀疏浸染状以及角砾状构造。此外,矿石结构构造及矿物组合反映矿体一定程度上受后期热液作用叠加改造明显,绿帘石的广泛发育也同时指示热液流体具有较高的氧逸度(Berman *et al.*, 1985; Perkins *et al.*, 1986)。

2.2.3 成矿阶段及矿物组合

在上述矿石结构构造、矿化特征以及围岩蚀变等的基础上,可将它温查汉西铁多金属矿床矿化作用大致划分为3个阶段(表1)。第1阶段为矽卡岩阶段,主要生成含铁较高的硅酸盐岩矿物(如辉石、钙铁榴石等),矿化集中于湿矽卡岩阶段,主要形成第1世代磁铁矿,粒径较为粗大,常以假像形式交代钙铁榴石、辉石等早期矽卡岩矿物(图5c)。第2阶段为退化蚀变阶段,主要生成磁铁矿、磁黄铁矿以及含水蚀变矿物(如角闪石、绿帘石、绿泥石和绢云母等),其中磁黄铁矿为第1世代,晶型较好,磁铁矿为第2世代,颗粒细小,被褐铁矿交代明显(图5a、5h)。第3阶段为硫化物-石英阶段,在其早期主要生成黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、白铁矿以及其他脉石矿物(如绿泥石、石英、萤石等),多见硫化物以细脉形式穿插早期矽卡岩矿物(图5b、5d~5g),其中磁

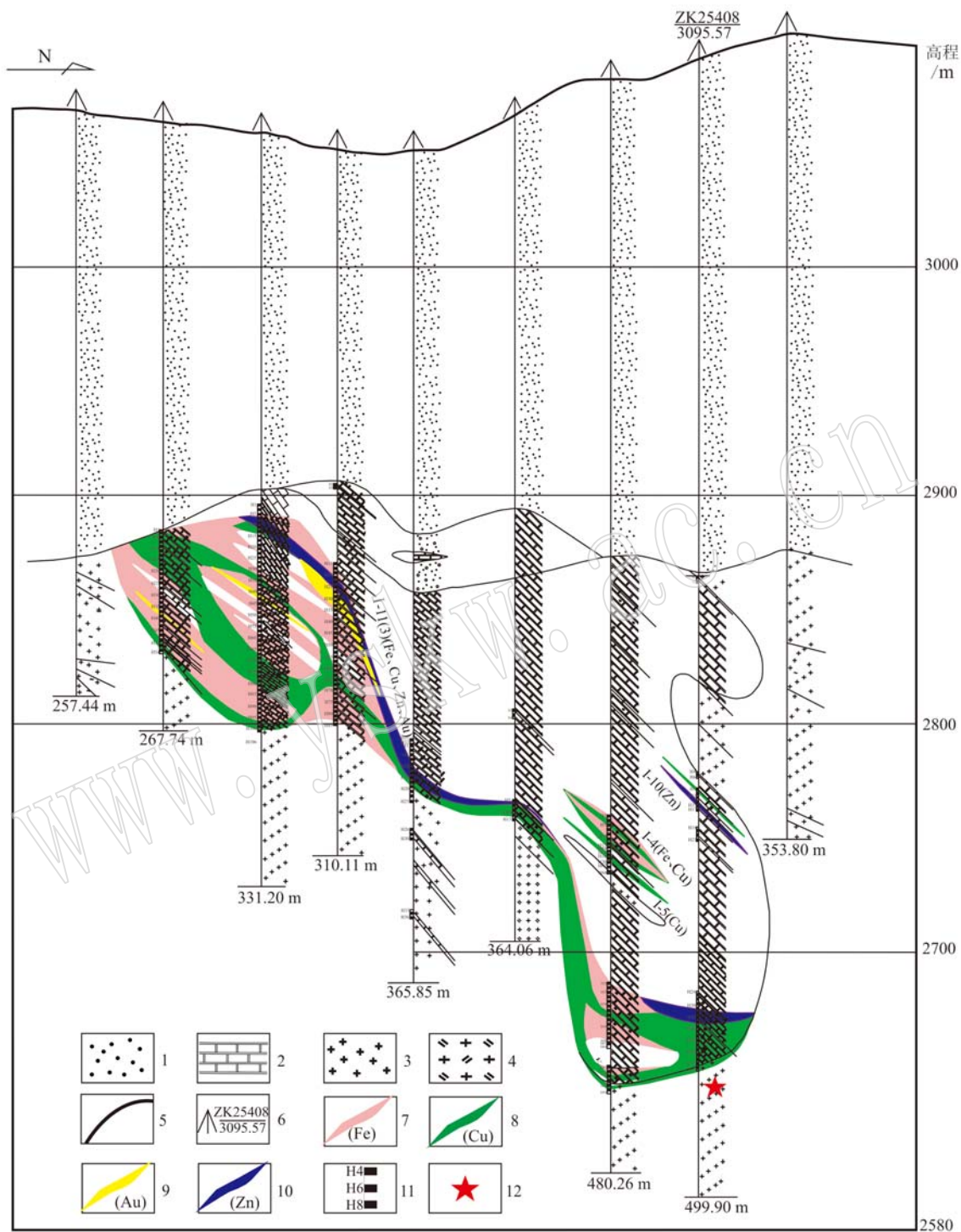


图3 它温查汉西矿区254勘探线剖面图

Fig. 3 Geological section along No. 254 exploration line in the Tawenchahanxi deposit

1—第四系风积砂；2—大理岩；3—花岗闪长斑岩；4—二长花岗斑岩；5—推测地质界线；6—施工钻孔及编号；7—铁矿体；

8—铜矿体；9—金矿体；10—锌矿体；11—岩芯化学样及编号；12—年龄样

1—Quaternary eolian sandstone；2—marble；3—granodiorite porphyry；4—monzogranite porphyry；5—deduced geological boundary；
6—drill and its number；7—iron orebody；8—copper orebody；9—gold orebody；10—zinc orebody；11—geochemical sample and its number；
12—aging sample

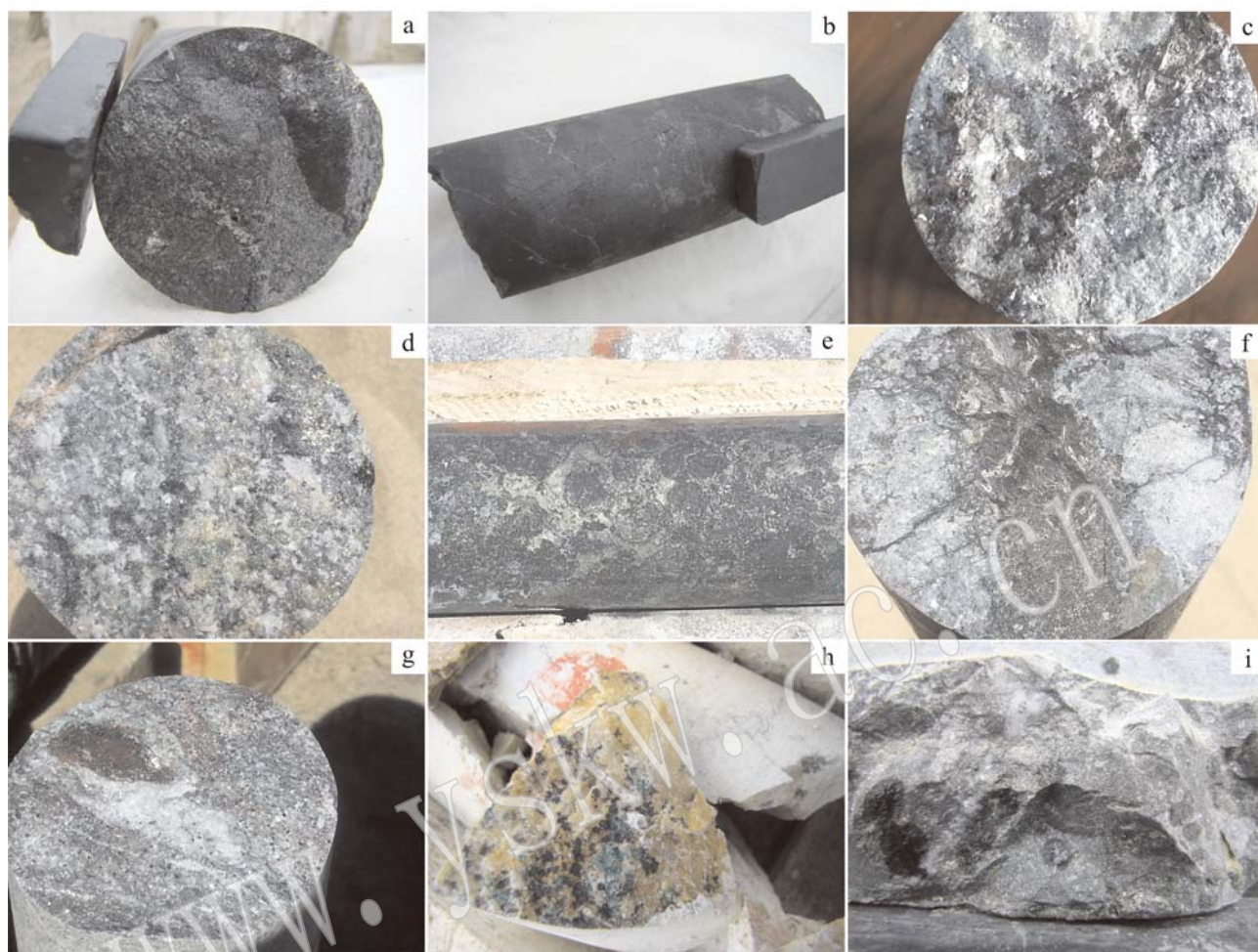


图4 它温查汉西矿区典型矿石标本照片

Fig. 4 Typical ore sample photographs in the Tawenchahanxi deposit

a,b—块状磁铁矿; c—浸染状铅锌多金属矿石; d,e—浸染状铜矿石; f—脉状铁铜矿石; g—铁氧化矿石; h—铜氧化矿石; i—角砾状铁矿石
a,b—massive magnetite ore; c—disseminated lead-zinc polymetallic ore; d,e—disseminated copper ore; f—vein iron-copper ore;
g—iron oxidized ore; h—copper oxidized ore; i—brecciated iron ore

黄铁矿为第2世代,黄铜矿为第1世代,镜下颜色较深。在晚期硫化物-石英阶段主要生成黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、毒砂、(银)金矿以及其他脉石矿物(如石英、石膏、方解石),其中黄铜矿为第2世代,黄铁矿、闪锌矿以及方铅矿只有这一世代(图5i~5l)。

2.3 围岩蚀变

矿区围岩蚀变强烈,蚀变类型有矽卡岩化、绿泥石化、绿帘石化、绢云母化、滑石化、硅化、钾化、钠化以及碳酸盐化等(图6)。其中,与磁体矿化关系最为密切的是矽卡岩化、钾化以及钠化,在有些部位矽

卡岩本身就是工业矿体;而与银铅锌等矿化关系密切的是硅化及碳酸盐化。矽卡岩化主要发育于内接触带,类型主要为透辉石矽卡岩、石榴子石矽卡岩等钙矽卡岩,主要矿物组合是石榴子石、辉石、角闪石、阳起石、硅灰石等,退化热液交代矿物有滑石、绿帘石、绿泥石、绢云母、萤石等。此外,绿泥石化、绿帘石化、绢云母化、滑石化及硅灰石化多发育在接触带外侧,局部叠加在矽卡岩化及次闪石化之上;硅化、钾化、钠化主要发育在中酸性侵入岩内的裂隙处,与碳酸盐化伴生;蛇纹石化主要发育在含镁质较高的大理岩中,偶尔也发育在钙镁质胶结的砂岩中。

表 1 它温查汉西矿区主要矿物生成顺序

Table 1 Generalized paragenesis diagram of main ores in the Tawenchahanxi deposit

阶段 矿物	矽卡岩阶段		退化蚀变阶段	硫化物-石英阶段	
	干矽卡岩	湿矽卡岩		铁-铜硫化物	铅-锌硫化物
石榴石					
辉 石					
阳起石					
硅灰石					
磁铁矿					
磁黄铁矿					
角闪石					
绿帘石					
绿泥石					
毒 砂					
绢云母					
金云母					
钠长石					
钾长石					
黄铁矿					
黄铜矿					
斑铜矿					
闪锌矿					
方铅矿					
方解石					
石 英					
萤 石					

3 样品采集与分析

3.1 岩石地球化学测试

本次研究的 5 件岩石地球化学样品均为与矿（化）体密切相关的花岗闪长斑岩，采自 I 号矿带 ZK25408 钻孔的 474.8 ~ 491.3 m 处（图 3），地理坐

标为：N36°57′09.81″，E92°44′58.66″。样品的主量、微量、稀土元素的测试分析在中国地质调查局西安地质调查中心实验测试中心完成。其中，主量元素采用 X 荧光光谱（XRF）进行分析测定，分析误差优于 1%；稀土元素和微量元素利用 SX-2 型电感耦合等离子质谱仪（ICP-MS）进行测定，分析误差优于 5% ~ 10%。

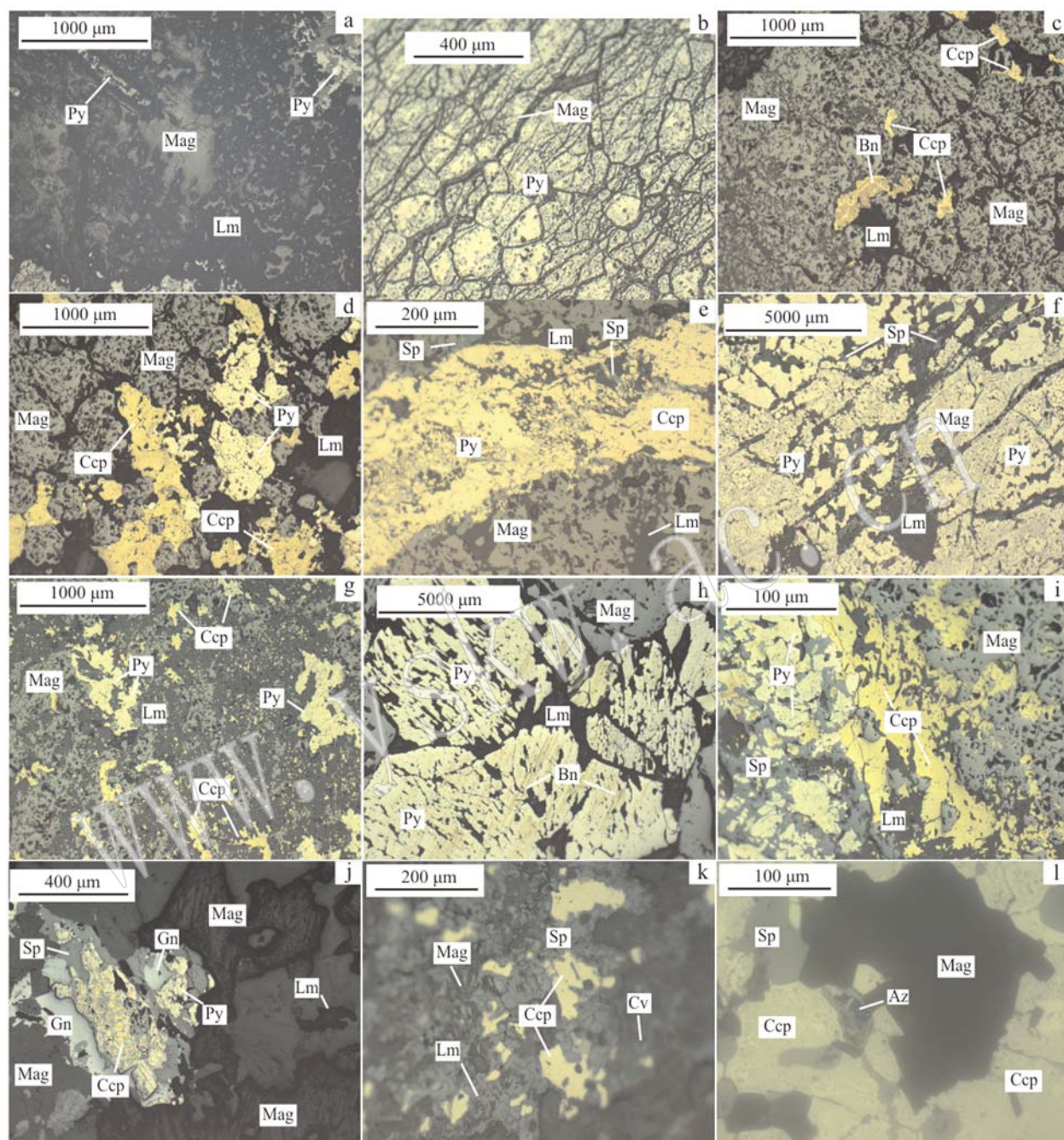


图5 它温查汉西矿区典型矿石显微照片(反射光)

Fig. 5 Typical microphotographs of ores in the Tawenchahanxi deposit (reflected light)

Mag—磁铁矿; Lm—褐铁矿; Py—黄铁矿; Ccp—黄铜矿; Bn—斑铜矿; Sp—闪锌矿; Gn—方铅矿; Cv—铜蓝; Az—蓝铜矿; Po—磁黄铁矿
Mag—magnetite; Lm—limonite; Py—pyrite; Ccp—chalcopyrite; Bn—bornite; Sp—sphalerite; Gn—galena; Cv—covellite; Az—azurite;
Po—pyrrhotite

3.2 锆石 U-Pb 测年

本次研究的锆石 U-Pb 测年样品与地球化学样品在同一位置同时采集,分带封装,编号 13T-T1。锆

石挑选工作在河北省区域地质矿产调查研究所岩矿实验室完成,挑得锆石 > 1 000 粒。制靶和阴极发光照相在西北大学地质学系大陆动力学国家重点

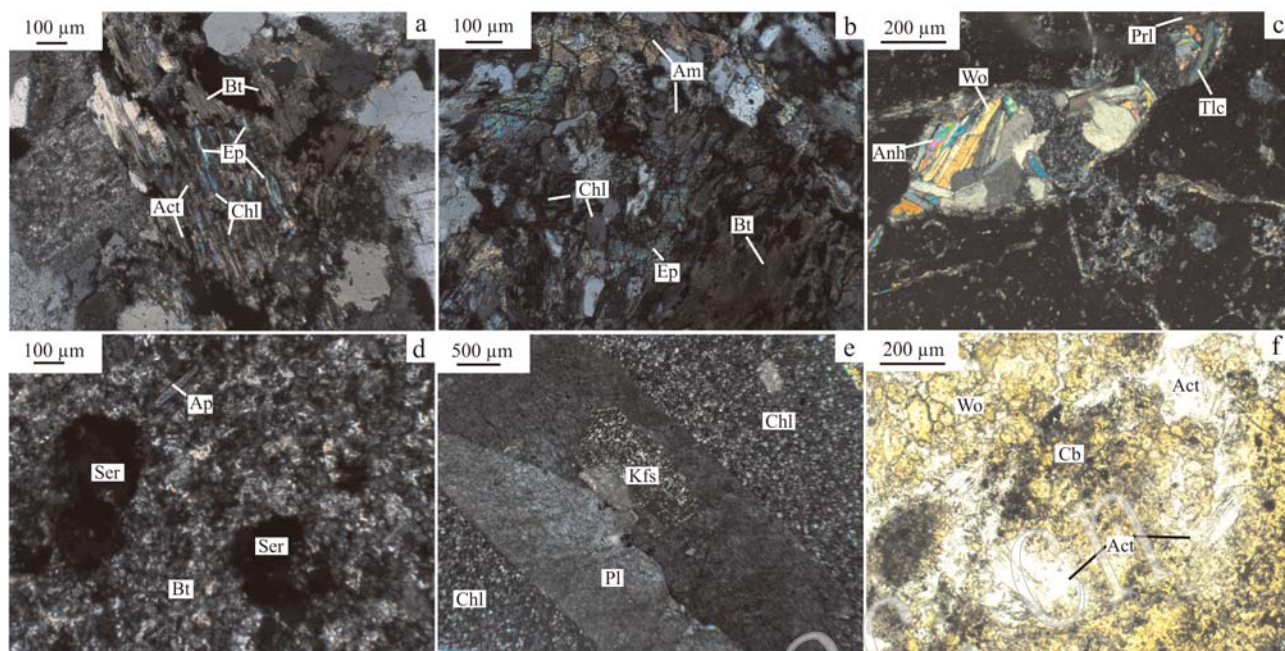


图6 它温查汉西矿区围岩蚀变镜下照片(正交偏光)

Fig. 6 Typical microphotographs of wall rock alteration in the Tawenchahan deposit (crossed nicols)

a—云母化; b—角闪石化、绿泥石化及绿帘石化; c—硅灰石化、叶腊石化及滑石化; d—绢云母化; e—钾化; f—阳起石化、碳酸盐化; Anh—硬石膏; Pl—斜长石; Kfs—钾长石; Bt—黑云母; Am—角闪石; Chl—绿泥石; Ep—绿帘石; Ser—绢云母; Tlc—滑石; Prl—叶腊石; Ap—磷灰石; Wo—硅灰石; Act—阳起石; Cb—碳酸盐矿物
a—biotitization; b—amphibolization, chloritization and epidotization; c—wollastonitization, pyrophyllitization and talcization; d—sericitization; e—potassic alteration; f—actinolitization and carbonatization; Anh—anhydrite; Pl—plagioclase; Kfs—k-feldspar; Bt—biotite; Am—amphibole; Chl—chlorite; Ep—epidote; Ser—sericite; Tlc—talc; Prl—pyrophyllite; Ap—apatite; Wo—wollastonite; Act—actinolite; Cb—carbonate mineral

实验室进行。LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年测试分析在中国地质科学院矿产资源研究所 MC-ICP-MS 实验室完成, 定年分析仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICPMS 及与之配套的 Newwave UP 213 激光剥蚀系统。激光剥蚀所用束斑直径为 25 μm , 以 He 为载气。对锆石标准的定年精度和准确度在 1% (2σ) 左右, 锆石 U-Pb 定年以锆石 GJ-1 为外标, U、Th 含量以锆石 M127 ($U = 923 \times 10^{-6}$, $Th = 439 \times 10^{-6}$, $Th/U = 0.475$) 为外标进行校正。测试过程中在每测定 5~7 个样品前后重复测定两个锆石 GJ-1 对样品进行校正, 并测定一个锆石 Plesovice, 观察仪器的状态以保证测试的精确度。数据处理采用 ICPMS-DataCal 程序, 普通铅校正采用 Andersen (2002) 的方法, 锆石年龄谱和图利用 Isoplot 3.0 程序获得 (Ludwig, 2003)。

4 分析结果

4.1 主量元素

矿区花岗闪长斑岩主量元素分析结果见表 2。5

个样品的 SiO_2 含量为 65.36% ~ 69.14%, 平均 66.97%; Al_2O_3 含量为 14.19% ~ 15.41%, 平均 14.98%; Na_2O 含量在 2.53% ~ 3.01% 之间, 平均 2.82%; K_2O 含量在 3.17% ~ 4.32% 之间, 平均 3.85%; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值为 0.62 ~ 0.95, K 相对 Na 更富集; 岩石的 A/CNK 值平均为 1.05, 属于弱过铝质 (图 7b); Rittman 指数 σ 为 1.60 ~ 2.34, 平均为 1.87。在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 判别图解 (图 7a) 中, 5 个样品均落于高钾钙碱性系列。结合矿物学上花岗闪长斑岩中普遍出现代表 I 型花岗岩的典型矿物角闪石而未出现堇青石、石榴子石等代表 S 型花岗岩的富铝矿物, 也区别于 S 型花岗岩 (王德滋等, 1993; 吴福元等, 2007)。总体而言, 花岗闪长斑岩与典型的 I 型花岗岩特征更相符 (Wolf and London, 1994; Chappell and White, 2001)。

4.2 微量元素

矿区花岗闪长斑岩微量元素分析结果见表 2。微量元素中 Rb 和 Sr 因具有不同的地球化学行为, 随着壳幔的分离和陆壳的演化, Rb 富集于成熟度高

表 2 花岗岩体主量元素($w_B/\%$)、微量元素和稀土元素($w_B/10^{-6}$)分析结果及特征比值

Table 2 Chemical analytical data of major($w_B/\%$), trace and rare earth elements ($w_B/10^{-6}$) for the granite mass in the deposit, and their characteristic element ratios

样品 编号	ZK254 08-H1	ZK254 08-H2	ZK254 08-H3	ZK254 08-H4	ZK254 08-H5	样品 编号	ZK254 08-H1	ZK254 08-H2	ZK254 08-H3	ZK254 08-H4	ZK254 08-H5
SiO ₂	67.46	65.36	65.57	69.14	67.34	Th	27.1	26.2	23.9	26.9	27
Al ₂ O ₃	15.10	14.96	15.41	14.19	15.26	Rb/Sr	1.42	1.83	1.05	1.18	1.06
Fe ₂ O ₃	0.94	0.83	1.29	0.79	0.90	K/Rb	127.43	95.70	127.31	160.41	129.14
FeO	2.58	2.94	3.02	2.45	2.71	Sr/Ba	0.43	0.45	0.55	0.44	0.50
CaO	2.35	2.92	3.63	2.66	3.36	Nb/Ta	15.08	15.00	15.00	14.85	15.00
MgO	1.83	1.65	1.93	1.60	1.62	Th/U	4.01	3.80	3.99	4.33	3.89
Na ₂ O	2.67	3.01	3.01	2.53	2.86	La	32.8	35.2	32.9	31.1	34.6
K ₂ O	4.32	4.23	3.17	3.93	3.59	Ce	58.0	66.2	60.1	53.2	62.8
TiO ₂	0.46	0.50	0.52	0.44	0.48	Pr	5.95	6.80	6.33	5.59	6.52
MnO	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	Nd	19.1	23.5	21.0	18.1	21.2
P ₂ O ₅	0.10	0.12	0.12	0.10	0.11	Sm	3.36	4.08	3.65	3.13	3.74
LOS	2.02	3.31	2.12	1.98	1.59	Eu	0.78	0.76	0.82	0.70	0.87
H ₂ O ⁺	1.42	1.60	1.36	1.12	0.82	Gd	2.79	3.42	3.32	2.72	3.32
Total	100.97	100.34	100.95	101.19	100.75	Tb	0.43	0.49	0.50	0.39	0.49
Cu	1 440	833	3 340	1 350	258	Dy	2.52	2.80	2.92	2.31	2.96
Pb	22.2	23.0	22.5	31.0	23.7	Ho	0.49	0.56	0.58	0.45	0.59
Mo	3.02	2.67	3.21	3.31	2.40	Er	1.34	1.54	1.62	1.33	1.64
Cr	22.2	17.5	20.3	19.5	23.8	Tm	0.22	0.24	0.25	0.20	0.26
Ni	13.2	7.0	14.1	14.0	15.7	Yb	1.40	1.49	1.73	1.39	1.76
Co	9.94	9.25	13.60	9.67	10.80	Lu	0.22	0.24	0.28	0.22	0.29
Rb	339	442	249	245	278	Y	12.3	13.8	14.4	11.9	15.2
Sr	239	242	237	207	262	ΣREE	129.40	147.32	136.00	120.83	141.04
Ba	556	541	431	466	521	LREE	119.99	136.54	124.8	111.82	129.73
Nb	9.8	10.8	10.5	10.1	10.5	HREE	9.41	10.78	11.20	9.01	11.31
Ta	0.65	0.72	0.70	0.68	0.70	LREE/HREE	12.75	12.67	11.14	12.41	11.47
Zr	84	144	147	119	146	(La/Yb) _N	16.81	16.95	13.64	16.05	14.10
Hf	2.91	4.10	4.17	3.52	4.24	δEu	0.76	0.61	0.71	0.72	0.74
U	6.75	6.90	5.99	6.21	6.94	δCe	0.94	0.98	0.96	0.92	0.96

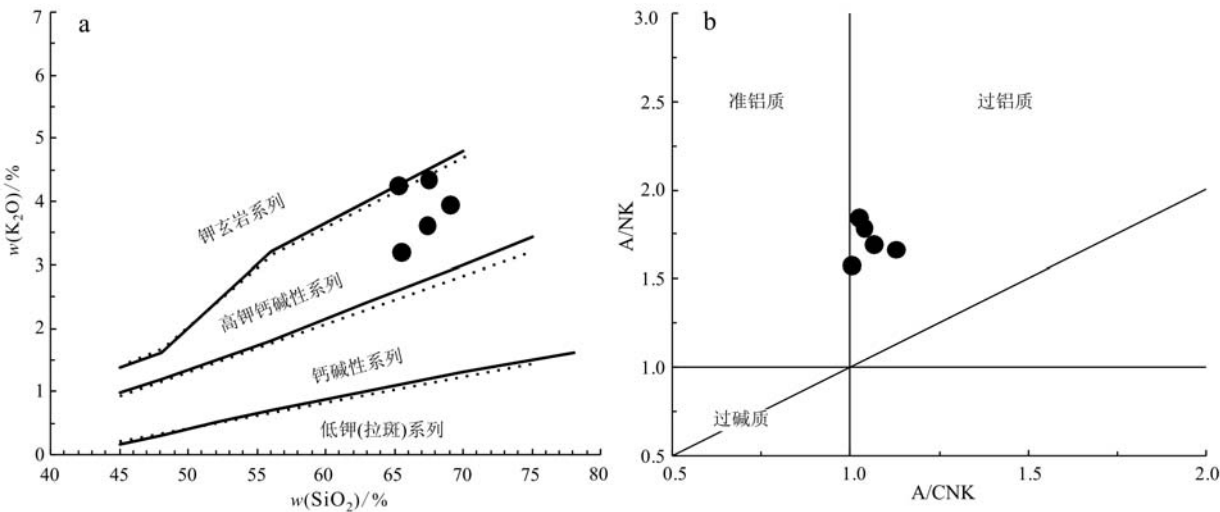


图 7 矿区花岗岩 K₂O - SiO₂ (a, 据 Rickwood, 1989) 和 A/NK - A/CNK 图解 (据 Peccerillo and Taylor, 1976)
Fig. 7 K₂O - SiO₂ discrimination diagram (a, after Rickwood, 1989) and A/NK - A/CNK discrimination diagram
(b, after Peccerillo and Taylor, 1976) of granites in the mining district

的地壳中, Sr 富集于成熟度低、演化不充分的地壳中, Rb/Sr 值能灵敏地记录源区物质的性质。5 个样品的 Rb 含量为 $245 \times 10^{-6} \sim 442 \times 10^{-6}$, 平均 311×10^{-6} ; Sr 含量为 $207 \times 10^{-6} \sim 262 \times 10^{-6}$, 平均 237×10^{-6} ; Rb/Sr 值为 $1.05 \sim 1.83$, 平均 1.31, 介于地幔 ($0.24 \times 10^{-6} \sim 0.89 \times 10^{-6}$) 与地壳 ($5.36 \times 10^{-6} \sim 6.55 \times 10^{-6}$) 相应比值 (Rudnick and Fountain, 1995) 之间; Nb 含量为 $9.8 \times 10^{-6} \sim 10.8 \times 10^{-6}$, 平均 10.34×10^{-6} ; Ta 含量为 $0.65 \times 10^{-6} \sim 0.72 \times 10^{-6}$, 平均 0.69×10^{-6} ; Nb/Ta 值为 $14.85 \sim 15.08$, 平均 14.99, 高于地壳相应值 (12 ~ 13) (Barth *et al.*, 2000), 而在地幔中 Ta 比 Nb 的不相容性更强导致 Nb/Ta 值更

高, 说明岩浆源区具有幔源物质的参与。综合来看, 花岗闪长斑岩岩浆具有壳幔混源的性质。

经原始地幔标准化后的微量元素蛛网图解 (图 8a) 上, 花岗闪长斑岩表现为 LILE 和 HFSE 分异明显, K、Ba、Rb、Sr、P、Ti 等大离子亲石元素相对亏损, Th、U、Nd、Zr、Hf、Lu 等高场强元素相对富集。其中, Sr 的负异常可能与岩浆经历了斜长石分离结晶或源区残留有关, P、Ti 的亏损可能与钛磁铁矿、钙钛矿等分离结晶有关, 而 Th、U 富集以及 Nb、Ta 的亏损可能是与俯冲相关的岩浆发生过流体交代作用所致 (Miller *et al.*, 1999)。

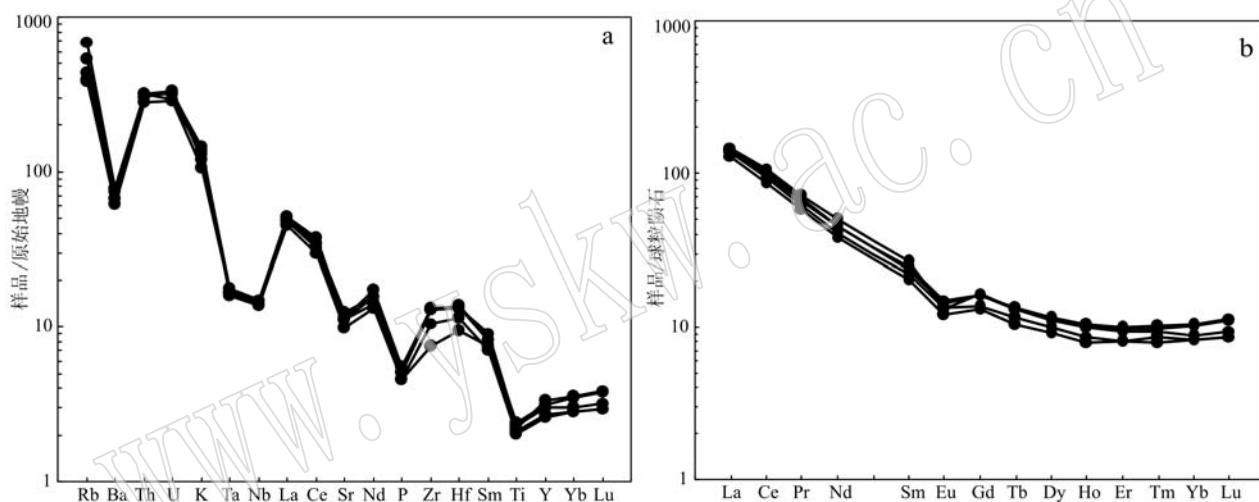


图 8 花岗岩微量元素(a)和稀土元素(b)配分模式图 (据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 8 Trace elements (a) and REE (b) distribution patterns of the granite mass in the deposit (after Sun and McDonough, 1989)

4.3 稀土元素

矿区花岗闪长斑岩稀土元素含量见表 2。5 个样品的稀土元素总含量 ΣREE 值为 $120.83 \sim 147.32 \times 10^{-6}$, 平均 134.92×10^{-6} ; LREE/HREE 值为 $11.14 \sim 12.75$, 平均 12.09; $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 变化于 $13.64 \sim 16.95$ 之间, 平均 15.51; δEu 值介于 $0.61 \sim 0.76$ 之间, 平均 0.70。

在稀土元素球粒陨石标准化图解中 (图 8b), 配分曲线呈右倾型, 斜率较大。花岗闪长斑岩具有富 LREE、贫 HREE 以及中等负 Eu 异常的特征, 而轻稀土元素富集系列的花岗岩更有利于寻找 Fe、Cu、Mo 等矽卡岩和斑 (玢) 岩型型矿床 (张绍立等, 1985)。

4.4 锆石 U-Pb 测年

镜下观察和阴极发光图像显示, 锆石自形程度高、环带结构发育, 且柱面生长优于锥面 (图 9), 锆

石 Th/U 值为 $0.41 \sim 0.84$ (表 3)。锆石中的 Th/U 值常常被用作判断其成因的有效参数, $\text{Th}/\text{U} > 0.10$ 被作为岩浆成因锆石区别于变质成因的标志 (李长民, 2009)。可见本次测试锆石岩浆成因特征显著, 因此锆石的结晶年龄可以代表花岗岩体的成岩年龄。

样品 13T-T1 有 19 个点参与年龄加权平均值计算, 经普通铅校正后有效分析数据均分布于谐和线上或附近, 且谐和年龄与锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值相近, 表明所测锆石未曾发生 U 或 Pb 的混入及流失, 可信度高 (表 3)。其中, 样品的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄加权平均值为 $236.0 \pm 2.3 \text{ Ma}$ ($n = 19$, $\text{MSWD} = 0.53$) (图 10), 代表了花岗闪长斑岩体的形成年龄, 略早于前人利用 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法获得的矿区矽卡岩型磁铁矿矿石中白云母 229.9 ± 3.5

Ma 的等时线年龄(田承盛等,2013),但后者可能反映的是蚀变年龄。

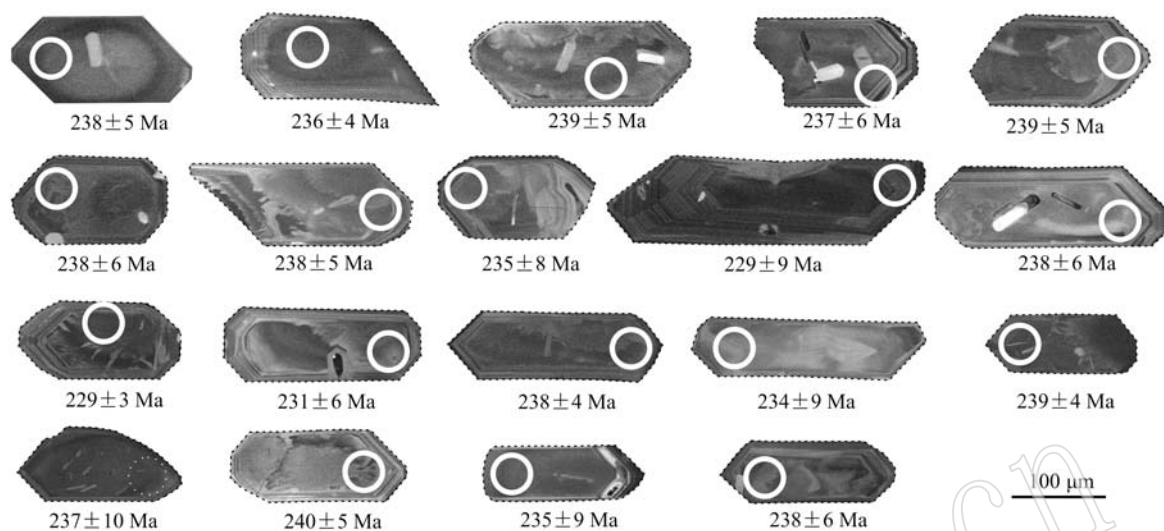


图9 花岗闪长斑岩锆石阴极发光图像、分析点位及 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄

Fig. 9 CL images, measured points and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age data of zircon from granite diorite porphyry

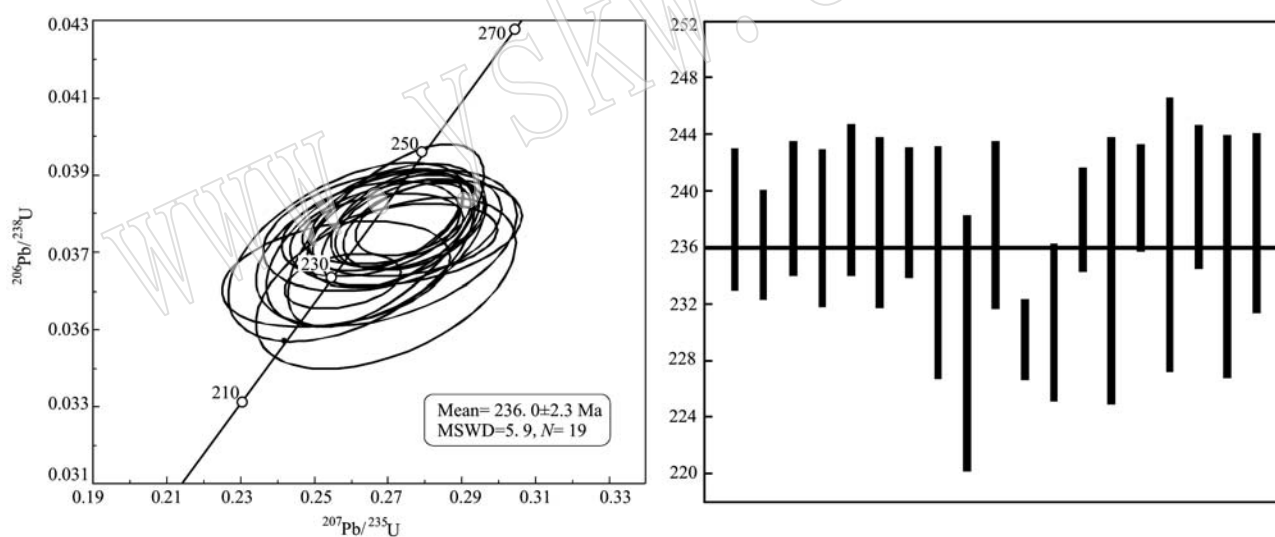


图10 花岗闪长斑岩体锆石 U-Pb 谐和图及 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄图谱

Fig. 10 Zircon U-Pb concordia diagram and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age spectrum from granite diorite porphyry

5 讨论

5.1 成岩构造环境

目前一般认为 I 型花岗岩主要源于下地壳的部分熔融,其源岩可以是地壳深部的变火成岩或是受幔源岩浆改造的变沉积物(Kemp *et al.*, 2007),还可以是地壳重熔时源岩有变火成岩等成分的混入(Collins *et al.*, 2008)。由于祁漫塔格地区中晚三叠

世花岗岩体内暗色镁铁质微粒包体的发现及矿区基性岩脉的发育,说明曾经发生过地幔底侵和壳幔岩浆混合作用,故而本文认为矿区花岗闪长斑岩是由古老地壳物质重熔并伴有地幔物质的参与,具有壳幔混源的性质。

Sr、Yb 作为花岗岩类两个非常有意义的地球化学指标,常常可以反映一些构造背景方面的信息(张旗,2014)。本次测试的 5 件花岗闪长斑岩 Sr 含量为 $207 \times 10^{-6} \sim 262 \times 10^{-6}$,平均 237.4×10^{-6} ,Yb 含

表3 花岗闪长斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素测试结果
Table 3 LA-ICP-MS U-Th-Pb analytical results of zircons from granite diorite porphyry

点号	$w_B/10^{-6}$		同位素比值及误差										表面年龄/Ma							
	^{232}Th	^{238}U	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1σ	
T1-1	436.0	636.6	0.68	0.051 82	0.003 66	0.265 5	0.016 00	0.037 60	0.000 81	0.013 08	0.001 05	276	163	239	13	237.9	5.0	263	21	
T1-2	197.3	477.6	0.41	0.053 60	0.003 21	0.274 6	0.016 50	0.037 31	0.000 63	0.012 63	0.000 93	354	135	246	13	236.1	3.9	254	19	
T1-3	418.5	600.9	0.70	0.052 81	0.002 38	0.276 0	0.013 40	0.037 72	0.000 77	0.013 85	0.001 15	320	102	247	11	238.7	4.8	278	23	
T1-4	505.9	971.6	0.52	0.053 20	0.004 20	0.274 9	0.020 75	0.037 50	0.000 90	0.013 81	0.001 15	345	180	247	17	237.3	5.6	277	23	
T1-5	409.6	764.5	0.54	0.052 45	0.003 07	0.269 5	0.013 94	0.037 82	0.000 88	0.011 62	0.000 70	306	133	242	11	239.3	5.4	233	14	
T1-6	584.1	1 050.5	0.56	0.052 43	0.002 17	0.272 7	0.013 68	0.037 56	0.000 98	0.011 99	0.000 66	306	94	245	11	237.7	6.1	241	13	
T1-7	285.6	544.4	0.52	0.053 28	0.002 29	0.277 1	0.012 79	0.037 68	0.000 75	0.011 59	0.000 63	339	98	248	10	238.4	4.7	233	13	
T1-8	397.2	499.1	0.80	0.052 77	0.004 71	0.269 6	0.023 40	0.037 11	0.001 33	0.010 83	0.000 63	320	204	242	19	234.9	8.3	218	13	
T1-9	309.6	376.9	0.82	0.053 69	0.004 21	0.269 5	0.023 29	0.036 19	0.001 47	0.009 63	0.000 68	367	180	242	19	229.2	9.1	194	14	
T1-10	556.1	963.3	0.58	0.053 33	0.003 40	0.271 3	0.015 39	0.037 53	0.000 96	0.010 38	0.000 64	343	144	244	12	237.5	6.0	209	13	
T1-11	412.7	605.3	0.68	0.052 23	0.002 23	0.257 8	0.010 32	0.036 23	0.000 47	0.009 84	0.000 53	295	98	233	8	229.4	2.9	198	11	
T1-12	391.2	497.9	0.79	0.051 69	0.004 28	0.256 0	0.020 39	0.036 43	0.000 90	0.009 41	0.000 57	272	186	231	16	230.6	5.6	189	11	
T1-13	390.0	629.5	0.62	0.052 39	0.003 00	0.268 6	0.014 53	0.037 59	0.000 60	0.009 99	0.000 52	302	131	242	12	237.9	3.7	201	10	
T1-14	469.7	644.4	0.73	0.051 75	0.004 22	0.260 1	0.022 10	0.037 01	0.001 53	0.010 40	0.000 74	276	187	235	18	234.3	9.5	209	15	
T1-15	678.5	1 048.7	0.65	0.053 22	0.002 03	0.276 9	0.010 34	0.037 85	0.000 62	0.010 03	0.000 50	339	85	248	8	239.5	3.9	202	10	
T1-16	433.1	623.3	0.69	0.053 09	0.003 14	0.269 5	0.017 48	0.037 42	0.001 57	0.010 18	0.000 63	332	135	242	14	236.8	9.7	205	13	
T1-17	672.4	1 044.1	0.64	0.052 94	0.002 56	0.272 3	0.011 76	0.037 85	0.000 83	0.009 92	0.000 48	328	109	245	9	239.5	5.1	200	10	
T1-18	303.7	360.6	0.84	0.053 57	0.004 70	0.266 8	0.019 76	0.037 18	0.001 39	0.010 00	0.000 59	354	198	240	16	235.3	8.6	201	12	
T1-19	270.7	461.0	0.59	0.052 21	0.004 20	0.268 4	0.021 33	0.037 56	0.001 03	0.009 55	0.000 55	295	190	241	17	237.7	6.4	192	11	

量为 $1.39 \times 10^{-6} \sim 1.76 \times 10^{-6}$, 平均 1.55×10^{-6} , 具有贫 Sr、低 Yb 的特征, 说明岩浆源区同时有斜长石和石榴子石存在, 残留相可能为含石榴石的麻粒岩。而源区不同类型矿物的稳定存在反映了不同的压力环境和地壳厚度(肖龙等, 2004), 石榴子石的存在要求压力较高, 对应较厚的地壳环境。据此判断矿区花岗闪长斑岩形成时具有加厚的地壳背景。

本文实测的 5 个样品在 Nb-Y 构造环境判别图解(图 11a)中, 均落入火山弧花岗岩(VAG)或同碰撞花岗岩(Syn-COLG)区; 在 Rb-Yb+Nb 构造环境判别图解(图 11b)中, 均落入同碰撞花岗岩(Syn-COLG)区, 并邻近后碰撞区(Post-COLG), 与上述 Sr、Yb 地球化学所得结论一致, 可知花岗闪长斑岩形成于碰撞-后碰撞阶段的加厚地壳背景。

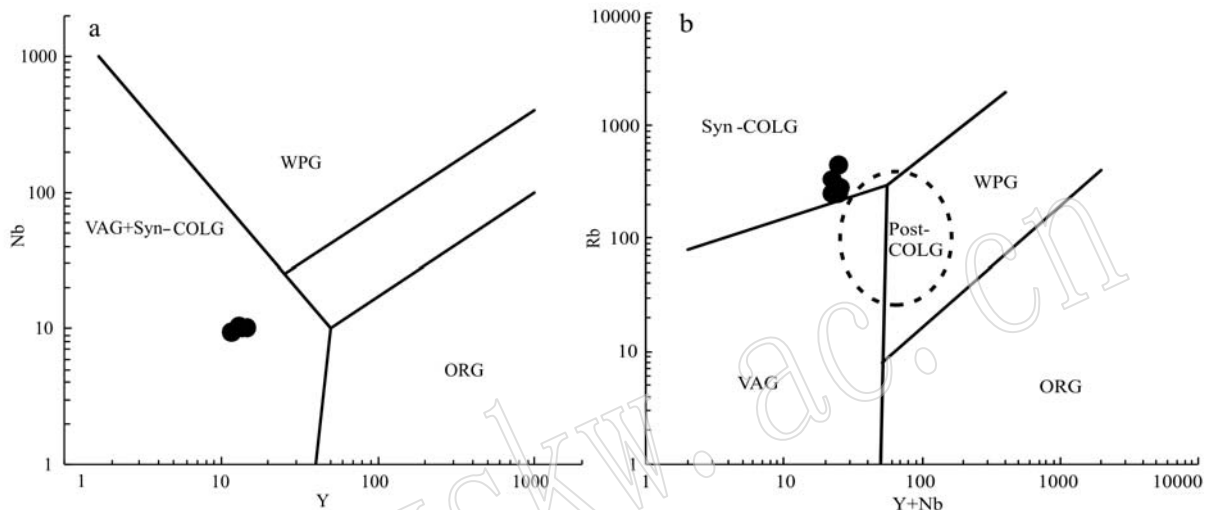


图 11 微量元素 Nb-Y 和 Rb-(Yb+Nb) 构造环境判别图解(据 Pearce *et al.*, 1984)

Fig. 11 Nb-Y and Rb-(Yb+Nb) discrimination diagrams showing tectonic setting (after Pearce *et al.*, 1984)

ORG—大洋中脊花岗岩; WPG—板内花岗岩; VAG—火山弧花岗岩; Syn-COLG—同碰撞花岗岩

ORG—ocean ridge granites; WPG—internal plate granite; VAG—volcanic arc granite; Syn-COLG—syn-collision granite

5.2 矿床成因

东昆仑祁漫塔格地区在加里东期以后就形成了南北三分的构造格局, 昆北、昆中、昆南三大区域性大断裂呈近东西向展布。晚古生代受南部古特提斯洋扩张作用的影响, 昆仑山及其以北地区发育大陆边缘裂谷构造系, 在东昆仑地区存在阿尼玛卿二叠纪小洋盆(罗照华等, 2002; 丰成友等, 2012)。阿尼玛卿洋壳自中晚石炭世开始就沿昆南断裂向北俯冲, 于晚三叠世早期洋壳闭合并进入碰撞造山高高峰期, 到晚三叠世后期区内已演化到后碰撞阶段, 对应于东昆仑晚古生代-早中生代构造-岩浆旋回。期间发生了俯冲板片断离和流体交代作用, 诱发了区域上大规模的幔源岩浆底侵和壳-幔岩浆混合作用, 当中酸性岩浆侵位遇碳酸盐岩地层时往往发育矿化, 在接触带附近产出矽卡岩型铁多金属矿体, 在岩体内部产出铜、钼等斑岩型矿体, 形成了一系列与高钾钙碱性花岗岩有关的斑岩-矽卡岩型矿床组合。

它温查汉西铁多金属矿床就是在上述背景下形成的, 矿床成矿年龄为 229.9 ± 3.5 Ma(田承盛等,

2013), 相当于东昆仑晚古生代-早中生代构造-岩浆旋回的碰撞-后碰撞转化阶段(莫宣学等, 2007)。在晚三叠世花岗闪长斑岩侵位于它温查汉地区, 而从同一岩浆源分异出的含矿热液沿构造裂隙运移, 与祁漫塔格群下岩组碳酸盐岩发生水-岩反应和元素交换, 并从侵入体中心到围岩形成了一定的矿化元素、矿物组合及矿石分带。综上所述, 它温查汉西铁多金属矿床是一典型的矽卡岩型矿床, 主要产于花岗闪长斑岩与祁漫塔格群碳酸盐岩的接触带附近。

6 结论

(1) 它温查汉西铁多金属矿床成因类型属矽卡岩型, 矿体类型分为交代型铁氧化物矿体和细脉型多金属硫化物矿体两种, 矿化大致分为矽卡岩阶段、退化蚀变阶段及硫化物-石英阶段。

(2) 与成矿密切相关的花岗闪长斑岩为弱过铝质高钾钙碱性系列, 成因类型属于 I 型; 稀土元素配分表现为富 LREE、贫 HREE 以及中等 Eu 负异常的

特征,微量元素具有 Th、U、K、Zr、Hf 相对富集和 Nb、Ta、Ti、Sr、Ba 相对亏损的特征。

(3) 花岗闪长斑岩成岩年龄为 236.0 ± 2.3 Ma, 与成矿时代基本一致,为晚古生代-早中生代构造-岩浆旋回的碰撞-后碰撞转化阶段岩浆活动的产物,形成于加厚的地壳背景,具有壳幔混源的性质,与区域上的大规模幔源岩浆底侵及壳幔岩浆混合作用有关。

References

- Andersen T. 2002. Correlation of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. *Chemical Geology*, 192(1~2): 59~79.
- Barth M G, McDonough W F and Rndnick R I. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust [J]. *Chemical Geology*, 165(3~4): 197~213.
- Berman R G, Brown T H and Greenwood H J. 1985. An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ [J]. *Atomic Energy of Canada Technical Report*, TR-337: 62.
- Cao Dezhi, Wang Jun, Yang Weiye, *et al.* 2012. The ore controlling factors, metallogenic condition and prospecting in west part of Tawenchahan polymetallic ore district, East Kunlun mountains, Qinghai Province [J]. *Northwestern Geology*, 45(1): 56~62 (in Chinese with English abstract).
- Cao Dezhi, Yuan Guilin, Zheng Zhenhua, *et al.* 2009. Study on optimization of magnetic-geophysical prospecting methods in thickly covered area in Tawenchahan in East Kunlun in Qinghai [J]. *Journal of Qinghai University (Natural Science Edition)*, 32(4): 71~79 (in Chinese).
- Chappell B W and White A J. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489~499.
- Collins W J and Richards S W. 2008. Geodynamic significance of S-type granite in circum-Pacific orogens [J]. *Geology*, 36(7): 559~562.
- Fan Changan, Yan Yongbang, Wang Yiqing, *et al.* 2013. The application effect of precision magnetic survey in Qimantage area [J]. *Computing Techniques for Geophysical and Geochemical Exploration*, 35(1): 28~33 (in Chinese with English abstract).
- Feng Chengyou, Wang Song, Li Guochen, *et al.* 2012. Middle to late Triassic granitoids in the Qimantage area, Qinghai province, China: Chronology, geochemistry and metallogenic significance [J]. *Acta Petrological Sinica*, 28(2): 665~678 (in Chinese with English abstract).
- Feng Chengyou, Zhao Yiming, Li Daxin, *et al.* 2011. Skarn types and mineralogical characteristics of the Fe-Cu-polymetallic skarn deposits in the Qimantage area, western Qinghai province [J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(7): 1108~1115 (in Chinese with English abstract).
- Geology and Mineral Exploration Development Bureau of Qinghai Province. 1997. *Rock and Stratum of Qinghai Province* [M]. Beijing: China University of Geosciences Press, 1~340 (in Chinese).
- Jia Qunzi, Du Yuliang, Li Yazhi, *et al.* 2016. Metallogenic Condition and Prediction of the Metal Mineral in Qinghai Province [M]. Wuhan: China University of Geosciences Publishing House, 1~283 (in Chinese).
- Kemp A S, Hawkesworth C J, Foster G L, *et al.* 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotope in zircon [J]. *Science*, 315: 980~983.
- Li Changmin. 2009. A review on the minergeny and situ microanalytical dating techniques of zircons [J]. *Geological Survey and Research*, 33(3): 161~175 (in Chinese with English abstract).
- Li Rongshe, Ji Wenhua, Yang Yongcheng, *et al.* 2008. *Kunlun Mountains and Its Adjacent Area Geology* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~400 (in Chinese).
- Luo Zhaohua, Ke Shan, Cao Yongqing, *et al.* 2002. Mantle-derived magma activity in late Indosinian, East Kunlun [J]. *Geological Bulletin*, 21(6): 292~297 (in Chinese with English abstract).
- Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [J]. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, (4): 1~66.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, *et al.* 1999. Postcollisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis [J]. *Journal of Petrology*, 40: 1399~1424.
- Mo Xuanxue, Luo Zhaohua, Deng Jinfu, *et al.* 2007. Granite and crustal growth in East Kunlun orogenic belt [J]. *Geological Journal of China Universities*, 13(3): 403~414 (in Chinese with English abstract).
- Pan Tong. 2011. Metallogenic characteristics and prospecting potential of the Fe polymetallic deposits in Qimantage area, Qinghai Province [J]. *Mineral Resources and Geology*, 22(3): 232~235 (in Chinese with English abstract).
- Perkins E H, Brown T H and Berman R G. 1986. PTX-SYSTEM: Three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams [J]. *Computers and Geoscience*, 12: 749~755.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A J. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J].

Journal of Petrology, 25(4): 956 ~ 983.

Preccerillo R and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calakaline volcanic rocks from the Kastamonuarea, northern Turkey[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 58: 63 ~ 81.

Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides major and minor elements[J]. Lithos, 22: 247 ~ 263.

Rudnick R L and Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective[J]. Reviews of Geophysics, 33: 267 ~ 309.

Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins [C]. Soc. London, Special Publication, 42: 313 ~ 345.

Tian Chengsheng, Feng Chengyou, Li Junhong, et al. 2013. ^{40}Ar - ^{39}Ar Ar geochronology of Tawenchahan Fe-polymetallic deposit in Qimantag Mountain of Qinghai province and its geological implications[J]. Mineral Deposits, 32(1): 169 ~ 176 (in Chinese with English abstract).

Wang Chunyan, Wang Xiaocheng, Bao Shouli, et al. 2010. Qinghai province aimless tower case heartland Qi iron ore-forming regularity and prospecting potential analysis[J]. Science & Technology Information, (21): 448 ~ 449 (in Chinese).

Wang Dezi, Liu Changshi, Shen Weizhou, et al. 1993. The contrast between Tonglu I-type and Xiangshan S-type clastoporphyritic lava [J]. Acta Petrologica Sinica, 9(1): 44 ~ 54 (in Chinese with English abstract).

Wang Dezi, Zhou Xinmin, Xu Xisheng, et al. 1992. On geneses of microgranitoid enclaves[J]. Journal of Guilin Institute of Technology, 12(3): 235 ~ 241 (in Chinese with English abstract).

Wolf M B and London D. 1994. Apatite dissolution into peraluminoushaplogranite melts: An experimental study of solubilities and mechanism [J]. Geochimica & Cosmochimica Acta, 58: 4 127 ~ 4 145.

Wu Fuyuan, Li Xianhua, Yang Jinhui, et al. 2007. Discussion on the petrogenesis of granites[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(6): 1 217 ~ 1 238 (in Chinese with English abstract).

Xiao Long, Rapp R and Xu Jifeng. 2004. The role of deep processes controls on variation of compositions of adakiticrocks[J]. Acta Petrologica Sinica, 20(2): 219 ~ 228 (in Chinese with English abstract).

Zhang Qi. 2014. Geodynamic implications of continental granites[J]. Acta Petrologica & Mineralogica, 33(4): 785 ~ 798 (in Chinese with English abstract).

Zhang Shaoli, Wang Liankui, Zhu Weifang, et al. 1985. Use of REE in apatite to distinguish the petrogenetic-mineralization series of granitic rocks[J]. Geochemica, 14(1): 45 ~ 47 (in Chinese).

附中文参考文献

曹德智,王 军,杨伟毅,等. 2012. 东昆仑它温查汉铁多金属矿床控矿因素、找矿前景及方向分析[J]. 西北地质,45(1):56 ~ 62.

曹德智,袁桂林,郑振华,等. 2014. 它温查汉西铁多金属矿地球物理特征及磁法物探找矿方法优选研究[J]. 青海大学学报,32(4):71 ~ 79.

范长安,严勇邦,王宜庆,等. 2013. 高精度磁测在祁漫塔格它西地区的应用效果[J]. 物探化探计算技术, 35(1): 28 ~ 33.

丰成友,王 松,李国臣,等. 2012. 青海祁漫塔格中晚三叠世花岗岩: 年代学、地球化学及成矿意义[J]. 岩石学报,28(2):665 ~ 678.

丰成友,赵一鸣,李大新,等. 2011. 青海西部祁漫塔格地区矽卡岩型铁铜多金属矿床的矽卡岩类型和矿物特征[J]. 地质学报,85(7):1 108 ~ 1 115.

贾群子,杜玉良,栗亚芝,等. 2016. 青海省金属矿产成矿条件及成矿预测[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1 ~ 283.

李长民. 2009. 锆石成因矿物学与锆石微区定年综述[J]. 地质调查与研究,33(3):161 ~ 174.

李荣社,计文化,杨永成,等. 2008. 昆仑山及邻区地质[M]. 北京:地质出版社,1 ~ 400.

罗照华,柯 珊,曹永清,等. 2002. 东昆仑印支晚期幔源岩浆活动[J]. 地质通报,21(6):292 ~ 297.

莫宣学,罗照华,邓晋福,等. 2007. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长[J]. 高校地质学报,13(3):403 ~ 414.

潘 彤. 2008. 青海祁漫塔格地区铁多金属成矿特征及找矿潜力[J]. 矿产与地质,22(3):232 ~ 235.

青海省地质矿产局. 1997. 青海省岩石地层[M]. 北京:中国地质大学出版社,1 ~ 340.

田承盛,丰成友,李军红,等. 2013. 青海它温查汉铁多金属矿床 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代学研究及意义[J]. 矿床地质,32(1):169 ~ 176.

王春艳,王小成,保守礼,等. 2010. 青海省祁漫塔格中心地带铁矿成矿规律及找矿潜力分析[J]. 科技信息,21:448 ~ 449.

王德滋,刘昌实,沈渭洲,等. 1993. 桐庐 I 型和相山 S 型两类碎斑熔岩对比[J]. 岩石学报,9(1):44 ~ 54.

王德滋,周新民,徐夕生,等. 1992. 微粒花岗岩类包体的成因[J]. 桂林冶金地质学院学报,12(3):235 ~ 241.

吴福元,李献华,杨进辉,等. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报,23(6):1 217 ~ 1 238.

肖 龙, Rapp R, 许继峰. 2004. 深部过程对埃达克质岩石成分的制约[J]. 岩石学报,20(2):219 ~ 228.

张 旗. 2014. 大陆花岗岩的地球动力学意义[J]. 岩石矿物学杂志, 33(4):785 ~ 795.

张绍立,王联魁,朱为方,等. 1985. 用磷灰石中稀土元素判别花岗岩成矿系列[J]. 地球化学,14(1):45 ~ 57.