

doi: 10.12029/gc20200204

杜玉龙, 方维萱, 鲁佳. 2020. 玻利维亚 TUPIZA 铜矿床碱性火山岩的岩相地球化学特征及找矿预测[J]. 中国地质, 47(2): 315–333.

Du Yulong, Fang Weixuan, Lu Jia. 2020. Lithofacies geochemistry characteristics of alkali volcanic rocks and prospecting prediction in Tupiza copper deposit, Bolivia[J]. Geology in China, 47(2): 315–333(in Chinese with English abstract).

# 玻利维亚 TUPIZA 铜矿床碱性火山岩的岩相地球化学特征及找矿预测

杜玉龙<sup>1,2</sup>, 方维萱<sup>3</sup>, 鲁佳<sup>1</sup>

(1. 昆明理工大学国土资源工程学院, 云南 昆明 650093; 2. 中色地科矿产勘查股份有限公司, 北京 100012;  
3. 有色金属矿产地质调查中心, 北京 100012)

**摘要:**在沉积型铜矿床中, 蚀变火山岩具有特殊的成岩成矿意义。采用构造岩相学填图、火山岩岩相类型划分和电子探针分析等综合方法, 对玻利维亚 Tupiza 铜矿进行研究, 结果表明在玻利维亚 Tupiza 铜矿区内, 发育中深成相、次火山侵入相(次火山颈相)、火山溢流相、火山碎屑流相、沉火山岩相等。岩石组合类型为辉绿岩-辉绿玢岩、辉长岩-辉长玢岩、碱性玄武岩、钾质粗面玄武岩、橄榄玄武粗面安山岩和安粗岩。在区域上, 碱性玄武质岩浆侵位具多期多阶段性, 在 Tupiza 铜矿区内, 采用矿物温度-压力计估算, 镁普通角闪石形成温度 630.97~748.43℃, 压力 55~251 MPa, 推测成岩深度为 2.04~9.27 km, 揭示经历多阶段减压增温(减压熔融)、减压降温的成岩演化过程, 在岩浆减压侵位过程中具有高温高氧化成岩环境。绿泥石形成温度为 112~305℃,  $\lg f(\text{O}_2)$  为 -45.03~-56.68,  $\lg f(\text{S}_2)$  为 -4.46~-18.07, 属中-低温还原成岩成矿环境, 代表铜(银)主成矿期。次火山热液蚀变成岩成矿作用形成了 Tupiza 铜(银)矿床, 蚀变火山岩是铜矿床的成矿物质供给系统, 铜(银)矿体富集于蚀变火山岩相体与构造叠加部位, 在 NNE 与 NW 向构造交汇部位尤为富集。在上白垩统阿诺依菲雅组第三岩性段蚀变火山岩层之下的第二岩性段顶部黄铁矿化砂砾岩中, 验证钻孔揭露了铜(钴)矿化体, 是深部寻找隐伏沉积岩型铜(钴)矿体找矿标志。在蚀变火山岩和外围砂砾岩中具有明显的铜铅锌矿化和异常。本文认为, 在 Tupiza 铜矿床内, 次火山热液成矿系统中心分布在蚀变次火山颈相中, 富集铜(银)矿体; 周边脉状-网脉状断裂-裂隙-蚀变带为铜铅锌成矿系统的过渡相带; 而以赋存在上白垩统 Aroifilla 组第二岩性段中砂砾岩型铜(钴)矿体和 Cu-Pb-Zn 异常, 为铜(钴)铅锌成矿系统的外缘相带。在深部围绕蚀变次火山岩相体具有寻找铜(银)、铜(钴)和铜铅锌矿体的潜力。

**关键词:** Manto 型铜矿; 碱性火山岩; 岩相地球化学; 成岩成矿环境; 玻利维亚 Tupiza; 矿产勘查工程  
中图分类号: P623 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2020)02-0315-19

## Lithofacies geochemistry characteristics of alkali volcanic rocks and prospecting prediction in Tupiza copper deposit, Bolivia

DU Yulong<sup>1,2</sup>, FANG Weixuan<sup>3</sup>, LU Jia<sup>1</sup>

收稿日期: 2018-06-20; 改回日期: 2019-08-24

基金项目: 国土资源部公益性行业科研基金项目(201511016-1)、中战会(北京)矿业科技有限公司项目(2014-032)、云南省矿产资源评价工程实验室(2010)和云南省地质过程与矿产资源创新团队(2012)联合资助。

作者简介: 杜玉龙, 男, 1984 年生, 博士生, 高级工程师, 从事境外矿产普查与勘探; E-mail: sunnyman0511@163.com。

通讯作者: 方维萱, 男, 1961 年生, 研究员, 博士研究生导师, 从事矿产普查与勘探; E-mail: 569026971@qq.com。

(1. Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China; 2. Sinotech Minerals Exploration Co., Ltd., Beijing 100012, China; 3. China Non-ferrous Metals Resource Geological Survey, Beijing 100012, China)

**Abstract:** In sediment-hosted copper deposits, altered volcanic rocks have special significance for diagenesis and mineralization. Based on the methods of tectonic lithofacies mapping, volcanic lithofacies classification, and electron microprobe analysis (EPMA), the authors studied lithofacies types of volcanic rocks, their geochemical characteristics, physical-chemical conditions of magmatic evolution and their relationship with copper (silver) enrichment. The following results show that mesogenetic intrusive facies, sub-volcanic intrusive facies (sub-volcanic neck facies), volcanic overflow facies, pyroclastic facies and sink volcanic rocks are developed in the Tupiza copper deposit. The assemblage of rock types is diabase, gabbro, alkaline basalt, potash-trachybasalt, olivine basalt trachyandesite, and latite. In this area, alkaline basaltic magmatic emplacement has multiple stages and phases. In the Tupiza copper mining area, mineral geothermometer-geobarometer was used to do estimation. When the formation temperature and pressure of hornblende respectively are 630.97–748.43°C and 55–251 MPa, the depth of diagenetic formation is estimated to be 2.04–9.27 km, revealing that the diagenesis evolution process under decreasing pressure-increasing temperature (decompression melting) and decreasing pressure-decreasing temperature had a high-temperature and high-oxidation diagenetic environment during magmatic decompression and emplacement, suggesting a multi-stage emplacement. Chlorite formation temperature is 112–305°C,  $\lg f(\text{O}_2) = -45.03 \sim -56.68$ ,  $\lg f(\text{S}_2) = -4.46 \sim -18.07$ , suggesting a low temperature reduced diagenesis mineralization environment representing the main copper (silver) ore formation period. The Tupiza copper (silver) deposit was formed by the subvolcanic hydrothermal alteration diagenetic mineralization. Altered volcanic rock is a metallogenic material supply system for copper deposits. Copper (silver) orebody is concentrated in altered volcanic lithosphere and structural superposition, particularly concentrated in the intersection of NNE and NW-trending structures. In the pyrite glutenite at the top of the second lithologic section below the third lithologic alteration volcanic rock in the Upper Cretaceous Aroifilla Formation, the verifying drilling revealed a copper (cobalt) mineralized body, which was the sign of deep prospecting for hidden sedimentary rock type copper (cobalt) orebodies. In this paper, it is believed that, in the Tupiza copper deposit, the central phase of the sub-volcanic hydrothermal metallogenic system is distributed in the altered secondary volcanic neck phases, enriching the copper (silver) orebody. Peripheral veinlet vein-fractured-alteration zone is the transitional facies zone of the copper-lead-zinc metallogenic system, while the glutenite-type copper (cobalt) ore and Cu-Pb-Zn anomaly in the second lithologic zone of the Aroifilla Formation is the outer fringe facies zone of the copper (cobalt) lead-zinc metallogenic system. It has the prospecting potential for copper (silver), copper (cobalt) and copper-lead-zinc orebodies in the deep surrounding altered subvolcanic facies.

**Key words:** Manto-type copper deposit; alkaline volcanic rocks; lithofacies geochemistry; diagenetic and metallogenic environment; Tupiza, Bolivia; mineral exploration engineering

**About the first author:** DU Yulong, male, born in 1984, senior engineer, doctor candidate, mainly engages in the study of mineral survey and exploration abroad; E-mail: sunnyman0511@163.com.

**About the corresponding author:** FANG Weixuan, male, born in 1961, senior researcher, supervisor of doctor candidates, mainly engages in the study of mineral survey; E-mail: 569026971@qq.com.

**Fund support:** Supported by Industry Research Fund from Ministry of Land and Resources of the People's Republic of China (No. 201511016-1); China Institute of Strategy & Management (Beijing) Mining Technology Co., Ltd (No. 2014-032); Yunnan Provincial Mineral Resources Evaluation Engineering Laboratory (2010) and Yunnan Provincial Geological Process and Mineral Resources Innovation Team (2012).

## 1 引 言

多民族玻利维亚国(简称“玻利维亚”)处于安第斯成矿带中段,是中—新生代火山-岩浆活动最活跃和成矿作用最强烈的区域(Sillitoe, 1992; Ramiro, 2000; Friedrich Lucassen et al., 2007; 杜玉龙

等, 2017),也是构成现今仍在构造活动的中安第斯构造高原主体部分(许志琴等, 2016)。在玻利维亚的西科迪勒拉、Altiplano高原及东科迪勒拉发育火山-岩浆岩带(图1a),是形成斑岩型铜矿、IOCG型铜金矿、沉积岩型铜矿、Bolivia型多金属矿、造山型铜铅锌银锑等矿床类型和Cu-Ag-Au-Pb-Zn多金

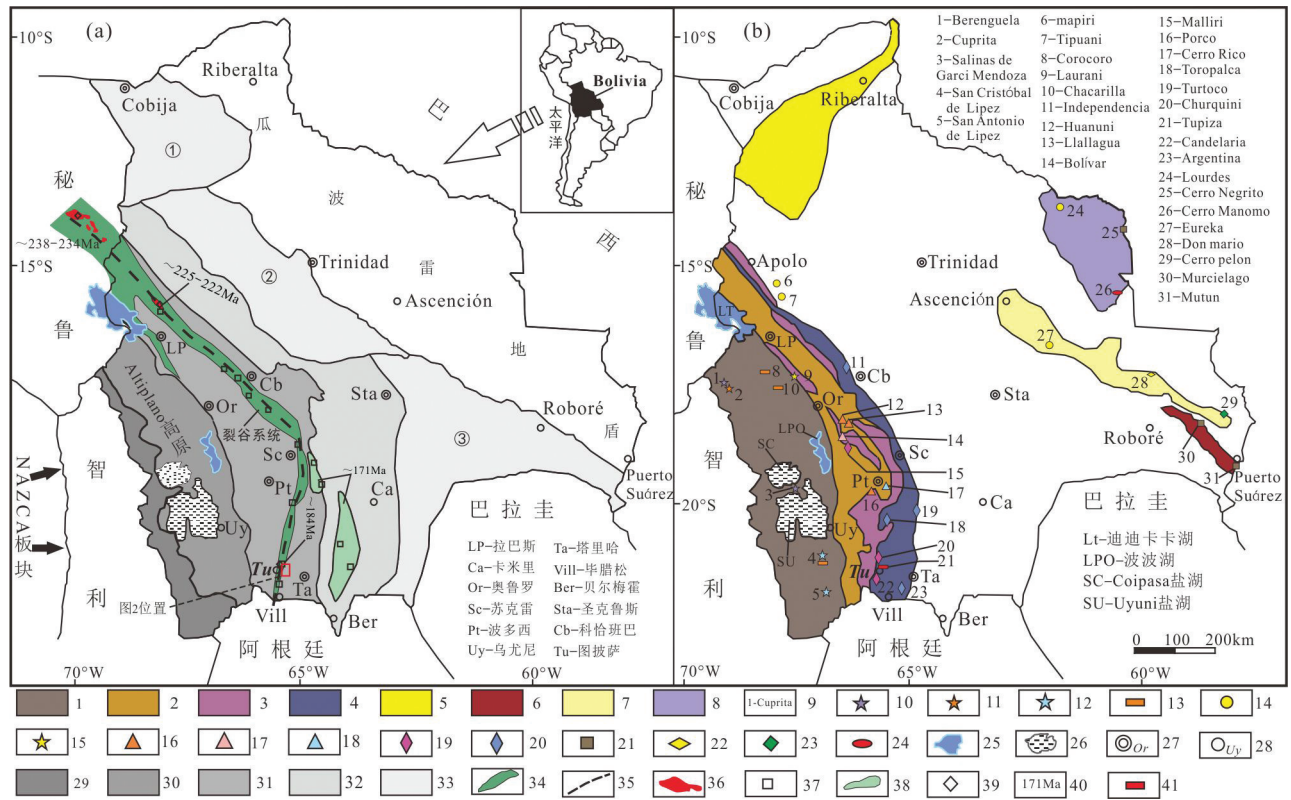


图1 玻利维亚构造单元(a)、重点成矿带与典型矿床(b)

1—西科迪勒拉—Altiplano 高原多金属和钾盐—锂带; 2—Sn 多金属带; 3—东科迪勒拉 Au—Sb 多金属带; 4. 东科迪勒拉 Pb—Zn (AgAuCu) 多金属带; 5—亚马逊盆地 Au 带; 6—穆通—图卡巴卡 Fe—Mn 带; 7—Sunsas 多金属带; 8—巴拉瓜克拉通 Au—Mn 带; 9—矿床(点)名称及编号; 10—热液脉状 Ag—Au—Pb—Zn 矿床; 11—热液脉状 Cu—Ag (AuPbZn) 矿; 12—热液脉状 Ag (PbZn) 矿; 13—红层型 Cu 矿床; 14—Au 矿床; 15—热液脉状 Au—Cu—Ag (AsSb) 矿床; 16—与斑岩有关的“玻利维亚型”Sn (WSnBiCuAg) 矿床; 17—与沉积岩有关的“玻利维亚型”Sn—Ag—Zn—Pb 多金属脉状矿; 18—与火山穹隆和次火山岩有关的“玻利维亚型”Sn—Ag—Pb—Zn 多金属脉状矿; 19—造山型 Au±Sb (CuPbZn) 矿床; 20—古生界页岩中 Zn—Pb (Ag) 矿床; 21—BIF 型 Fe—Mn 矿床; 22—Au—Cu (Ag) (IOCG 型) 矿床; 23—Ni 矿床; 24—U—TR/REE—(NbAu) 矿床; 25—湖泊; 26—盐湖(富集钾盐—锂); 27—省会城市; 28—二级城市; 29—西科迪勒拉; 30—Altiplano 高原; 31—东科迪勒拉; 32—次安第斯; 33—平原; ①—马德雷得蒂奥斯平原; ②—贝尼平原; ③—查克平原; 34—晚二叠世—中侏罗世东科迪勒拉陆内裂谷系统, 也是中生代或更早时代的玄武岩墙、岩床、岩脉侵位主要区域; 35—陆内裂谷系统的轴; 36—与裂谷有关的深成岩(主要为花岗岩岩墙、岩床); 37—裂谷系统与沉积岩有关的矿床; 38—陆内拉斑玄武岩岩床; 39—引用的年龄样品位置; 40—岩浆岩年龄; 41—Manto 型铜矿床

Fig. 1 Tectonic unit (a), main ore belt and representative deposits (b) of Bolivia

1—Polymetallic and lithium belt in Western Cordillera—Altiplano plateau; 2—Sn polymetallic belt; 3—Au—Sb polymetallic belt in eastern Cordillera; 4—Pb—Zn (Ag—Au—Cu) polymetallic belt in eastern Cordillera; 5—Au belt in Amazon basin; 6—Mutún—Tucavaca Fe—Mn belt; 7—Sunsas polymetallic belt; 8—Au—Mn belt in Paraguá craton; 9—Deposit name and serial number; 10—Hydrothermal vein Ag—Au—Pb—Zn deposit; 11—Hydrothermal vein Cu—Ag (Au—Pb—Zn) deposit; 12—Hydrothermal vein Ag (Pb—Zn) deposit; 13—Red bed type copper deposit; 14—Au deposit; 15—Hydrothermal vein Au—Cu—Ag (As—Sb) deposit; 16—Porphyry—associated Bolivian—type Sn (W—Sn—Bi—Cu—Ag) deposit; 17—Sedimentary rock—hosted Bolivian—type Sn—Ag—Zn—Pb polymetallic vein deposit; 18—Bolivian—type polymetallic veins deposit associated with volcanic domes and/or subvolcanic stocks; 19—Slate hosted orogenic Au±Sb (Cu—Pb—Zn) deposit; 20—Shale hosted Zn—Pb (Ag) deposit in Palaeozoic; 21—BIF—hosted Fe—Mn deposit; 22—Iron oxide—copper—gold deposit; 23—Ni deposit; 24—U—TR/REE—(Nb—Au) deposit; 25—Lake; 26—Salt lake; 27—Provincial capital; 28—Secondary city; 29—Western Cordillera; 30—Altiplano plateau; 31—Eastern Cordillera; 32—Subandean; 33—Plain, ①—Madre de dios plain, ②—Beni plain, ③—Chaco plain; 34—Main areas with basic dykes and sills emplaced in Mesozoic or older rocks; 35—Axis of intracontinental rift system; 36—Plutonic rock associated with rift (granite dykes and sills); 37—Deposit associated with sedimentary rock in rift system; 38—Continental tholeiite giant sill; 39—Position of modified age samples; 40—Age of magmatic rock; 41—Manto type copper deposit

属成矿带的关键因素, 产有多个世界著名的超大型—大型多金属矿床(图1b)。东科迪勒拉西部边缘和 Altiplano 高原之间 Huarina 构造带(构造地层单元), 对区域地质演化起到关键作用(Friedrich

Lucassen et al., 2007), 控制了玻利维亚著名的 Sn 多金属成矿带。沿 Huarina 构造带展布的东科迪勒裂谷系统, 控制了不同时期岩浆作用和重要金属矿床产出。因此, 该地区构造—岩浆—火山活动与成矿作



用一直是前人研究的热点,但大多研究主要集中在与深成岩有关的斑岩铜矿、IOCG型铜金矿等(Sillitoe, 1992; Tawackoli et al., 1996; Viramonte et al. 1999; Volker et al., 2002; Friedrich Lucassen et al., 2007),对于沉积盆地内与火山岩有关的沉积岩型铜矿的研究尚不多见。而沉积岩型铜矿床(砂砾岩型、Manto型、红层型)是玻利维亚重要的铜矿床类型之一,在玻利维亚 Altiplano 高原沉积岩型铜矿带中产有 Corocoro、Chacarilla、Cuprita 铜矿等矿床(图 1b),赋矿层位主要为白垩系、古近系—新近系,如安第斯规模最大的 Corocoro 红层型铜矿产于中新统砾岩、砂岩、含石膏泥岩中,且发育 Manto 型铜矿体。

Manto 型矿床是赋存于火山—沉积岩中的一类矿床(Sato, 1984; Wilson et al., 2003a, 2003b),多沿层交代,呈层状、似层状、脉状的富含硫化物的矿石,并且普遍受一定地层层位限制,构造控矿作用明显,多产于弧后盆地、岛弧和陆缘弧,主要分布于安第斯造山带西部,尤其是在智利得到广泛研究(Sato, 1984; Wilson et al., 2003a, 2003b; Benavides et al., 2007),如 El Soldado 和 Mantos Blancos。国内称 Manto 型铜矿为玄武岩铜矿或火山岩红层铜矿,在云—贵等地有研究(朱炳泉等, 2002; 王居里等, 2006; 王富东等, 2011)。关于 Manto 型铜矿床成因观点尚不一致(Sato, 1984; Fontboté, 1990; Klohn et al., 1990)。有学者视其为 IOCG 矿床(Williams, 1999)或是 IOCG 矿床的浅部类型。Sillitoe(2010)认为,在斑岩成矿系统中发育有 Manto 型富矿体,属于斑岩成矿系统的远端端元;同时认为 Manto 型矿床与 IOCG 矿床有相似的成矿环境及矿床特征,但 Richard et al.(2003)却认为 Manto 型矿床与 IOCG 矿床之间相似性目前还不明确。国内学者(李泽琴等, 2003; 方维萱, 2009a; 李建旭等, 2011)对此类矿床也进行过研究。因此,如何正确厘定 Manto 型矿床认识尚不一致,还是一个具有挑战性的科学问题。

Tupiza 铜矿床具有 Manto 型铜矿的一些特征,如矿体赋存于上白垩统蚀变火山岩—沉积岩地层、受构造控制明显等,与 Corocoro 砂岩铜矿和新疆萨热克砂砾岩型铜矿也有相似之处,属沉积岩型铜矿床大类,形成于盆—山—原镶嵌构造区(方维萱等, 2018),与多阶段构造—火山作用密切相关。但火山岩岩相类型和蚀变火山岩相与沉积岩型铜矿成矿

关系尚不是十分清楚,严重制约了该地区的找矿预测与勘查。本文将从火山岩岩相学—蚀变火山岩岩石地球化学研究入手,探讨本区火山岩成岩成矿环境及与铜铅锌富集成矿的关系,促进境外战略选区、找矿勘查与预测。

## 2 地质特征及样品描述

### 2.1 地质特征

#### 2.1.1 构造背景

玻利维亚处于中—新生代安第斯弧后环境自晚三叠世开始,Pangea(潘基亚)超大陆发生裂解,导致了南美大陆独立(Ramos et al., 2000)。随着 Nazca 板块向南美板块俯冲,使安第斯带转化成活动大陆边缘。晚二叠世—三叠纪,东科迪勒拉秘鲁发生裂谷事件(Rosas et al., 1995),裂谷沿东科迪勒拉向南延伸(图 1a),在晚三叠世—中侏罗世,进入东科迪勒拉玻利维亚(McBride et al., 1983)。裂谷拉张作用使得 S—N 向沉积盆地发生变形,并接受沉积,同时导致了大规模的火山—岩浆活动,沿裂谷侵位形成 Tupiza 地区碱性玄武岩岩墙((184±4.9)Ma, Tawackoli et al., 1996)。晚侏罗世—晚白垩世,发生强烈挤压作用,岩浆活动主要以侵入作用为主。新生代 Nazca 板块继续俯冲,构造—岩浆作用开始向东有规律迁移,形成玻利维亚自西向东构造单元(图 1a)和成矿分带(图 1b)。这一时期,玻利维亚构造高原也在急剧上升,伴随断裂和强烈火山活动,其间一系列弧后前陆盆地快速接受沉积充填。始新世—早渐新世,构造活动达到顶峰。晚中新世—晚上新世以后,盆地消失,开始具有盆—山—原镶嵌构造结构的现代地貌,构造抬升作用形成了以玻利维亚为主体的中安第斯碰撞型构造高原基底,伴随板块俯冲,产生强烈而广泛的构造—岩浆活动,大规模造山带垂向抬升为形成造山带流体大规模迁移提供了造山带动力学机制,为山前盆地、山间(弧间)盆地和弧后前陆盆地中 Manto 型铜(银)矿形成,提供了良好的区域构造动力学条件。

Tupiza 铜矿床位于玻利维亚东科迪勒拉 Zn—Pb (AgAuCu)多金属成矿带南部, Nazareno 沉积盆地的次级盆地中。区域构造演化先后经历了古生代强烈挤压、晚侏罗世早期(Araucana 构造运动期)拉张、晚白垩世中期(Peruana 构造运动期)陆内伸展、

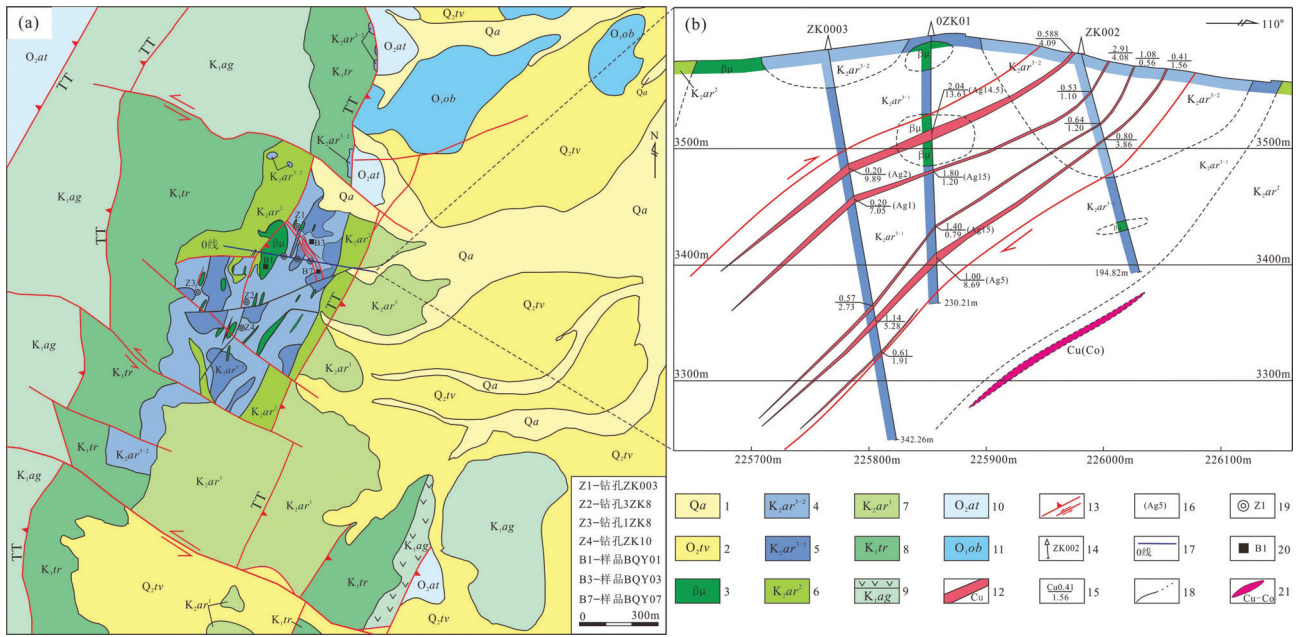


图2 玻利维亚Tupiza铜矿北段地质平面(a)及0号勘探线剖面简图(b)

1—未固结的鹅卵石、砾石、砂、泥、黏土;2—半固结的砾石、砂、黏土及凝灰质夹层;3—辉绿岩—辉长岩,次火山侵入相,中心相为辉长岩—辉长玢岩、过度相为辉绿玢岩、边缘相为辉绿岩;4—阿诺依菲雅组第三岩性段第二岩性层,火山溢流相;5—阿诺依菲雅组第三岩性段第一岩性层,火山碎屑岩相;6—阿诺依菲雅组第二岩性段;7—阿诺依菲雅组第一岩性段;8—塔拉帕雅组;9—昂勾斯度拉组;10—阿瓜依都柔组;11—欧比斯堡组;12—铜(银)矿(化)体;13—逆冲断层和断裂带及斜冲走滑方向;14—剖面钻孔位置及编号;15—铜矿体品位0.41%/矿体厚度1.56 m;16—铜矿体伴生银品位5 g/t;17—勘探线位置及编号;18—推测、实测地层界线;19—平面钻孔位置及编号;20—本次地表采样点位;21—预测深部铜(钴)矿体

Fig.2 Schematic geological map (a) and geological section along No. 0 exploration line (b) of part of north Tupiza Copper deposit, Bolivia

1—Unconsolidated pebbles, gravel, sand, silt and clay; 2—Deposit of semi-consolidated gravel, sand and clay with tuffaceous horizons; 3—Dikes of diabase and gabbro, subvolcanic intrusion facies; 4—The second bed of the third member of Aroifilla Formation, effusive facies; 5—The first bed of the third lithologic member of Aroifilla Formation, pyroclastic facies; 6—The second lithologic member of Aroifilla Formation; 7—The first lithologic member of Aroifilla Formation; 8—Tarapaya Formation; 9—Angostura Formation; 10—Agua y Toro Formation; 11—Obispo Formation; 12—Silver and copper metallization body; 13—Thrust, fault zone and its strike-slip direction; 14—The serial number and position of drill hole at lateral section; 15—Copper grade and thickness; 16—Silver grade associated with copper; 17—The serial number and position of prospecting line; 18—Boundary stratotype; 19—Serial number and position of drill hole at plane; 20—Sampling position of this paper; 21—Predicting copper and cobalt orebody at depth

古近纪—新近纪挤压等构造作用。南北向沉积盆地在晚侏罗世早期发生断陷沉降,形成S—N走向Mochara—Tupiza(穆洽拉—图披萨)断陷沉降盆地(Nazareno北西的次级盆地)。晚白垩世中期,沿盆地边界断裂带(图2中TT)发生碱性基性岩浆侵位事件,形成了本区宽度100~2000 m玄武岩熔岩流和辉长—辉绿岩岩脉群,揭示Nazareno半地堑式盆地形成具有深部地幔动力学机制参与。在蚀变火山岩相中,形成了明显铜(银)矿化,在火山岩底部与砂砾岩过渡界面上形成层状铜(钴)矿化体。

2.1.2 Tupiza铜矿地质

矿区出露地层主要为奥陶系、白垩系、古近系、新近系及第四系。①奥陶系为陆内裂谷盆地的基

底构造层,以变形与浅变质的泥岩建造为主,呈S—N向狭长带状展布,主要出露O<sub>1</sub>ci组、O<sub>1</sub>ob组、O<sub>2</sub>at组等,岩性有粉砂质泥岩、泥岩、泥板岩等(图2a)。中一下奥陶统是区域上造山型Pb—Zn(AuAgCu)的重要赋矿层位。②白垩系呈角度不整合覆盖在奥陶系之上,从下至上分为3个组。下白垩统K<sub>1</sub>ag组以紫红色石英砂岩和杂色砾岩为主,形成于海—陆沉积环境,局部夹有层状玄武岩。下白垩统K<sub>1</sub>tr组为红褐色碎裂化砂岩与粉砂岩互层,形成于海—陆沉积环境。上白垩统K<sub>2</sub>ar组第一岩性段(K<sub>2</sub>ar<sup>1</sup>)为紫红色粉砂质泥岩,为干旱条件下河流相河漫滩亚相。第二岩性段(K<sub>2</sub>ar<sup>2</sup>)为浅紫红色中—细粒砂岩与斑杂色中—细砾岩互层,为干旱条件下冲积扇



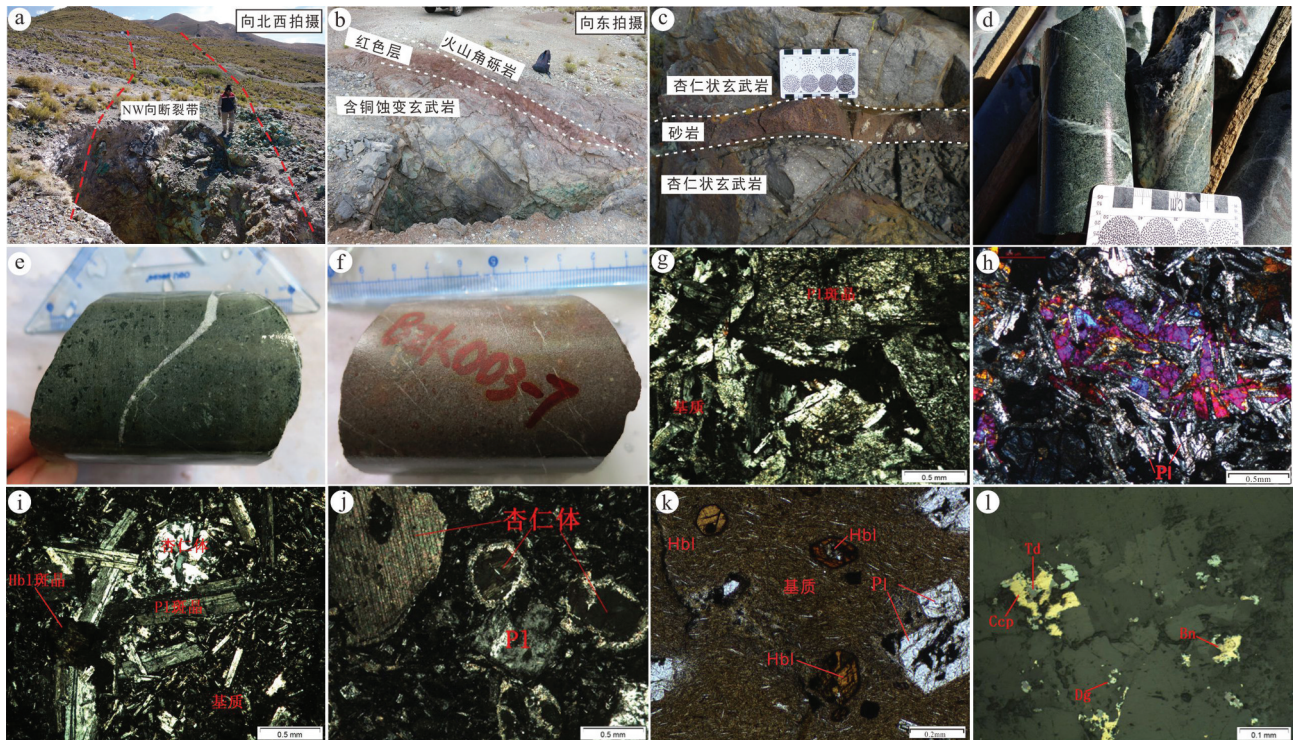


图3 玻利维亚 Tupiza 铜矿蚀变火山岩岩相学特征

a—浅井揭露的断裂带交汇部位富集Cu(Ag)矿体,褪色化—黏土化蚀变粗面玄武岩为含矿岩相体;b—浅井揭露的Cu(Ag)矿体,含矿岩相为蚀变橄榄玄武粗面安山岩;c—气孔杏仁状粗面玄武岩,夹紫红色砂岩;d—蚀变含铜辉绿玢岩;e—灰绿色—灰黑色碱性玄武岩;f—紫灰色橄榄玄武粗安岩;g—绢云母化蚀变辉长玢岩,正交光;h—辉绿岩的辉绿结构,正交光;i—蚀变粗面玄武岩中斜长石和角闪石斑晶,正交光;j—蚀变粗面玄武岩中方解石充填的杏仁体,正交光;k—蚀变粗面玄武岩中角闪石、斜长石斑晶;l—含铜杏仁状蚀变粗面玄武岩,反射光。Pl—斜长石;Hbl—角闪石;Ccp—黄铜矿;Bn—斑铜矿;Dg—蓝辉铜矿;Td—黝铜矿

Fig.3 Petrographic characteristics of alteration volcanic rocks in the Tupiza Copper deposit, Bolivia

a—Copper (silver) orebody enriched at the intersection of fault zones exposed by shallow bored well, faded-argillic alteration trachybasalt is ore-bearing facies; b—Copper (silver) orebody exposed by shallow bored well, alteration olivine basaltic trachyandesite is ore-bearing facies; c—Amygdaloidal basalt horse fuchsia sandstone; d—Alteration algovite beard copper; e—Gray-green—black alkaline basalt; f—Purple gray olivine basaltic trachyandesite; g—Sericitize gabbro porphyrite, crossed nicols; h—Diabaseic texture, crossed nicols; i—Plagioclase and hornblende phenocrysts of alteration trachybasalt, crossed nicols; j—Amygdaloid backfilled calcareous matter in alteration trachybasalt, crossed nicols; k—Didymium and amphibole phenocryst of alteration trachybasalt, crossed nicols; l—Copper mineralization alteration trachybasalt, reflection. Pl—plagioclase; Hbl—Hornblende; Ccp—Chalcopyrite; Bn—Bornite; Dg—Digenite; Td—Tetrahedrite

相扇中亚相。第三岩性段( $K_2ar^3$ )以碱性基性火山岩和蚀变火山岩为主,局部发育紫红色沉凝灰岩。白垩系是Tupiza铜矿的主要含矿地层。③中新统 $N_1tu$ 组不整合覆盖于上白垩统之上,以河流冲积扇相砾岩为主,夹有安山岩层,是本区S—N向沉积盆地充填地体之一。④中新统 $N_1nz$ 、 $N_1chm$ 和 $N_1op$ 等三个组,是该地区沉积盆地的主要充填地体,与下伏 $N_1tu$ 组为不整合接触。 $N_1nz$ 组为棕红色黏土质砂岩、黏土岩,穿插有玫瑰棕色凝灰岩。 $N_1chm$ 组为英安岩、流纹英安岩、灰黄色凝灰岩。 $N_1op$ 组主要为冲积—湖积沉积体系,以砾岩夹杂古生代岩石碎屑和来自于临近区域的火成岩组成,指示河湖环境

和新的沉积旋回。⑤第四系 $Q_2tv$ 组以冲积物、坡积物和崩积物为主,为未固结—半固结的鹅卵石、砾石、砂、泥、黏土。

## 2.2 样品采集与研究方法

在遥感色彩异常解译、地面构造岩相学填图、钻孔—坑道构造岩相学编录和火山岩岩相学类型建立基础上,选择ZK003等钻孔和地表露头进行样品采集(图2a)。挑选相对新鲜或蚀变弱的样品14件,进行岩石化学和电子探针分析(EPMA),常量、微量和稀土元素在中国冶金地质总局一局测试中心完成,其中,FeO采用滴定法,电感耦合等离子体发射光谱法测定氧化钾、氧化钠;稀土和微量元素采

用ICP-MS方法。电子探针分析在中国地质科学院矿产资源研究所探针室完成,测试采用日本JXA-823 V型电子探针分析仪,实验中加速电压为15 kV,束流为 $2.0 \times 10^{-8}$  A,束斑大小为5  $\mu\text{m}$ 。

### 3 火山岩岩相学类型

Tupiza铜矿床内和外围地区,火山岩的岩相学类型主要有火山溢流相、火山隐爆角砾岩相、火山碎屑流相、沉凝灰岩相、蚀变火山岩相等,侵入相有浅成相和中深成相。Tupiza矿床内与Cu(Ag)成矿关系密切的含矿火山岩相主要为蚀变的次火山侵入相、火山溢流相、火山碎屑岩相、沉凝灰岩相和侵入相。以次火山侵入相(次火山颈相)小岩株为中心,各类火山岩相呈半环带状和带状的总体范围分布,揭示了白垩纪火山机构特征(图2a)。平面上,以产于次火山颈相中的次火山侵入相为中心,向外为火山碎屑流相、火山溢流相熔岩被(席)、沉凝灰岩相。在垂向上,上部为火山溢流相熔岩被+火山碎屑流相+次火山侵入相(局部),中部为次火山侵入相,深部为中深成相。在时间上,从早到晚依次为火山碎屑流相→火山溢流相→次火山侵入相→中深成相。这些相体间界线多为过渡,局部具有同位叠加特征(构造岩相分异)。火山岩相均遭受不同程度的蚀变,形成了典型蚀变火山岩相,主要蚀变特征为:①沿辉石和角闪石边部发生绿泥石化,并有磁铁矿析出,磁铁矿氧化形成赤铁矿,赤铁矿呈磁铁矿假象,绿泥石呈片状,与磁铁矿共同交代辉石和角闪石;②斜长石(斑晶)普遍发生了绢云母化、泥化(高岭石化)、碳酸盐化(方解石化)以及钾、钠长石化。③在粗面玄武岩中发育气孔-杏仁状构造,气孔中常充填方解石(图3c)、绿泥石、硅质-碧玉、铜硫化物等。④铜硫化物包括原生铜硫化物(黄铜矿-黝铜矿-斑铜矿)、次生铜硫化物(辉铜矿-蓝辉铜矿-蓝铜矿-孔雀石),它们充填在杏仁体和蚀变火山岩中,揭示铜富集成矿与碱性火山岩有密切关系。

#### 3.1 中深成相

辉长岩为本区中深成相,发育于火山机构中深部。以BQY01样品部位为火山机构中心(图2a),深部发育侵入相辉长岩,辉绿岩、辉绿玢岩等岩脉围绕其呈半环状和总体带状分布。岩石为辉长结构,块状构造,斜长石含量55%,自形一半自形板状,粒

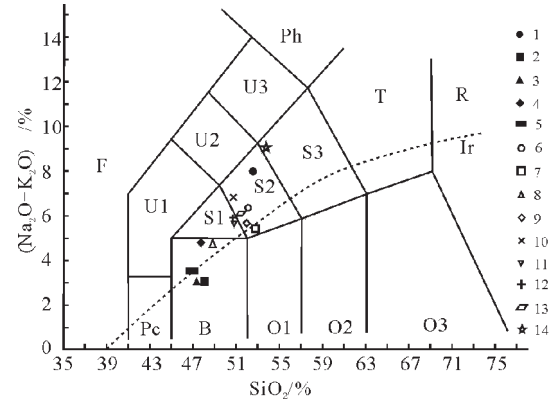


图4 玻利维亚Tupiza铜矿火山岩TAS分类图(据Le Maitre et al., 2005)

1—YZK003-19样品(详见表3);2—Y3ZK8-9;3—YZK10-13;4—BQY01;5—Y1ZK8-20;6—YZK003-7;7—YZK003-14;8—YZK003-16;9—YZK003-17;10—Y1ZK8-3;11—Y1ZK8-6;12—YZK003-5;13—YZK003-3;14—BQY07。实心符号为侵入相,空心符号为火山溢流相。F—似长岩;U1—碱玄岩、碧玄岩;U2—响岩质碱玄岩;U3—碱玄质响岩;Ph—响岩;S1—粗面玄武岩;S2—玄武质粗面安山岩;S3—粗面安山岩;T—粗面岩、粗面英安岩;Pc—苦橄玄武岩;B—玄武岩;O1—玄武质安山岩;O2—安山岩;O3—英安岩;R—流纹岩。Ir—Irvine分界线(Irvine and Baragar, 1971),上为碱性,下为亚碱性

Fig.4 The classification of volcanic rocks in the Tupiza copper deposit using the total alkali versus silica (TAS) diagram (after Le Maitre et al., 2005)

1—YZK003-19 sample (details in Table 2); 2—Y3ZK8-9; 3—YZK10-13; 4—BQY01; 5—Y1ZK8-20; 6—YZK003-7; 7—YZK003-14; 8—YZK003-16; 9—YZK003-17; 10—Y1ZK8-3; 11—Y1ZK8-6; 12—YZK003-5; 13—YZK003-3; 14—BQY07. Solid symbols are subvolcanic intrusion facies, other symbols represent effusive facies. F—Foidite; T—Basanite and Tephrite; U2—Phonotephrite; U3—Tephriphonolite; Ph—Pphonolite; S1—Trachy-basalt; S2—Basaltic trachyandesite; S3—Trachyandesite; T—Trachydacite and trachyte; Pc—Picro-basalt; B—Basalt; O1—Basaltic andesite; O2—Andesite; O3—Dacite; R—Rhyolite. Ir—Irvine line (Irvine and Baragar, 1971), upper part is alkaline, lower part is subalkaline

径0.7~4 mm,杂乱分布,发生弱绢云母化。辉石含量40%,均被白云石交代,部分晶粒析出铁质,大部分晶体轮廓不明显,少量保留辉石的柱状晶体假象,柱长0.3~3.5 mm,分布在斜长石格架间。以该侵入体(火山机构)中心为标志,围绕周缘是找矿的有利部位,0号勘探线已控制的NW向Cu(Ag)矿体就分布于其外围(图2)。

#### 3.2 次火山侵入相

次火山岩侵入相辉长岩-辉长玢岩、蚀变辉绿岩-辉绿玢岩和弱蚀变辉绿岩等,从中心向外具有绢云母化→碳酸盐化(方解石化)→绿泥石化+钠长



石化+绢云母化的蚀变分带,这些岩石组合为Tupiza地区次火山颈相(次火山岩侵入相)主要物质组成,它们是识别和圈定本区火山机构中心(次火山颈相)的主要标志,而Cu、Pb、Zn富集成矿与蚀变辉长玢岩-蚀变辉绿岩(次火山颈相)等密切相关。(1)蚀变辉长岩-辉长玢岩(图3d、g):为次火山侵入体中心相,是次火山侵入相(次火山颈相)深部主要物质组成,以绢云母化为主要蚀变。岩石中不规则状显微构造裂隙发育,充填有微晶-隐晶状的硅化石英和粒状方解石,揭示后岩浆侵入期构造变形明显,并为次火山热液提供了裂隙构造通道。(2)蚀变辉绿玢岩:为次火山侵入体过渡相,产于蚀变辉长岩-辉长玢岩体外围,以碳酸盐化为主要蚀变,多发育在辉长岩-辉长玢岩侵入体外围断裂带中,伴有铜矿化。(3)蚀变辉绿岩(图3h):为次火山侵入体边缘相,多发育在断裂带或断裂交汇处,以绿泥石化、钠长石化和绢云母化为主要蚀变,是识别和圈定本区火山喷发中心的关键构造岩相学标志。绿泥石化钠长石化绢云母化蚀变辉绿岩是本区Cu(PbZn)

主要的含矿岩相之一,方铅矿、闪锌矿常与斑铜矿伴生产出。(4)弱蚀变辉绿岩:灰绿色中-细粒结构,是深部辉长玢岩浅部分异的岩石类型,多沿断裂带以岩脉群分布于浅表,宽度0.5~5.0 m,宽者可达数十米。整体上岩石蚀变较弱,揭示本区弱蚀变辉绿岩代表岩浆源区特征。

总之,辉长岩-辉长玢岩与辉绿岩-辉绿玢岩(次火山颈相)中火山热液蚀变强烈,伴有Cu、Pb和Zn矿化,揭示次火山颈相为成岩成矿系统的根部相标志,也是次火山热液成矿物质供给中心之一。

### 3.3 火山溢流相

火山溢流相主要岩石组合类型为碱性玄武岩(图3e)、钾质粗面玄武岩(图3c、i、j、l)、橄榄玄武粗安岩(图3k)、安粗岩(图3f)等,岩石多呈斑状结构、气孔-杏仁状构造,斑晶以斜长石、辉石为主,少量角闪石等暗色矿物,基质以斜长石为主和其他暗色矿物,是与Cu-Ag(PbZn)矿化密切相关的蚀变火山岩相体。它们主要以熔岩流产出,在断裂带或者断裂交汇部位与蚀变辉长岩-辉长玢岩、蚀变辉绿岩-辉绿玢岩等侵

表1 玻利维亚Tupiza铜矿火山岩主量元素组成及其特征参数(%)

样品编号	Y1ZK8 -20	YZK00 3-19	YZK1 0-13	Y3ZK8 -9	BQY01	YZK00 3-16	YZK0 03-5	Y1ZK 8-6	YZK0 03-7	YZK00 3-14	BQY03	YZK00 3-17	Y1ZK 8-3	BQY07
岩相	中深 成相				次火山侵入相				火山溢流相					
岩性	辉长岩	辉长 玢岩	辉绿 玢岩	辉绿岩	铁质辉 绿岩	碱性玄 武岩	钾质粗面 玄武岩	橄榄玄武粗安岩				安粗岩		
SiO <sub>2</sub>	46.85	52.45	47.17	47.93	47.57	48.70	50.71	50.62	52.00	52.64	51.31	51.84	50.63	53.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.96	18.33	15.68	16.23	17.10	17.73	17.63	18.21	16.89	15.74	17.90	17.27	17.20	20.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.87	8.72	8.18	3.31	11.39	7.30	7.40	7.52	7.15	7.90	9.95	7.42	6.07	8.27
FeO	7.16	1.32	2.48	7.63	0.24	3.26	2.29	3.57	1.18	2.62	0.72	2.54	2.69	1.41
CaO	9.74	3.46	9.84	9.71	8.59	10.39	8.66	8.12	10.40	8.80	7.07	6.82	11.92	1.25
MgO	11.07	6.34	11.81	11.16	8.13	5.57	5.86	4.58	4.36	5.24	5.17	6.83	2.73	3.66
K <sub>2</sub> O	0.57	4.15	0.31	0.44	2.60	2.12	2.01	1.58	3.17	2.14	2.18	2.33	1.59	2.79
Na <sub>2</sub> O	2.94	3.90	2.78	2.68	2.27	2.66	3.92	4.10	3.22	3.36	3.95	3.41	5.29	6.32
TiO <sub>2</sub>	1.57	1.46	0.81	1.15	1.82	2.05	1.52	1.31	1.03	1.31	1.88	1.58	1.34	2.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.37	0.10	0.17	0.22	0.50	0.36	0.31	0.26	0.31	0.45	0.34	0.30	0.41
MnO	0.20	0.14	0.20	0.17	0.18	0.16	0.15	0.13	0.18	0.15	0.15	0.16	0.18	0.06
Σ	100.25	100.64	99.36	100.56	100.11	100.45	100.51	100.06	99.85	100.21	100.74	100.54	99.93	100.07
LOI	9.35	5.86	8.02	7.08	3.63	15.81	10.79	9.62	11.04	12.83	7.98	5.88	11.28	3.24
σ	3.20	6.85	2.30	1.97	5.17	4.01	4.56	4.23	4.54	3.14	4.52	3.72	6.20	7.84
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.19	1.06	0.11	0.16	1.15	0.80	0.51	0.39	0.98	0.64	0.55	0.68	0.30	0.44
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	3.51	8.05	3.10	3.11	4.86	4.78	5.93	5.68	6.40	5.50	6.13	5.73	6.88	9.12
Mg <sup>#</sup>	64.96	55.21	68.14	65.22	58.01	50.25	53.86	44.13	50.51	48.98	48.79	56.91	37.38	42.43
SI	43.23	25.95	46.21	44.25	33.01	26.64	27.28	21.45	22.85	24.65	23.53	30.32	14.86	16.30

注:  $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{SiO}_2 - 43)$ ;  $\text{Mg}^\# = 100 \times (\text{MgO} / 40.31) / ((\text{Fe}_2\text{O}_3 / 79.85) + (\text{FeO} / 71.85) + (\text{MgO} / 40.31))$ ;  $\text{SI} = \text{MgO} \times 100 / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) (\%)$ 。样品编号 YZK003—19 表示钻孔 ZK003 中 19 号样品, BQY01 表示地表 01 号样品。



人体叠加,由于次火山热液蚀变作用,常发生强烈的褪色化、硅化和黏土化(图3a、b、c、e、f),往往也是铜沉淀富集区,形成透镜状富矿脉,可作为浅表找矿的蚀变岩相学标志。从碱性玄武岩到安粗岩,表明火山岩发生了明显的相分异,在蚀变橄榄玄武粗安岩和蚀变安粗岩中,具有明显的铜、铅、锌矿化,微量元素分析铜铅锌含量分别高达 $2930 \times 10^{-6}$ 、 $1615 \times 10^{-6}$ 和 $1118 \times 10^{-6}$ ,形成以铜为中心,向外为Pb、Zn矿化体或异常,在其深部对应的辉长玢岩-辉长岩是寻找Pb-Zn(Cu)隐伏矿体的岩相学标志。

### 3.4 火山碎屑流相

火山碎屑流相以粗面玄武质火山角砾岩、粗面安山质火山角砾岩和蚀变火山碎屑岩为主。分布在辉绿玢岩-辉绿岩等次火山岩侵入相外围,呈透镜状、层状或者不规则状,呈现连续相变或突然相变关系(图3b、c)。火山碎屑流相是深部硫化型铜矿的含矿岩相体,黄铜、斑铜矿、辉铜矿等铜硫化物呈胶结物产于其中,形成富铜矿体。

### 3.5 沉火山岩相

沉粗面安山岩质火山角砾、沉粗面玄武岩质火

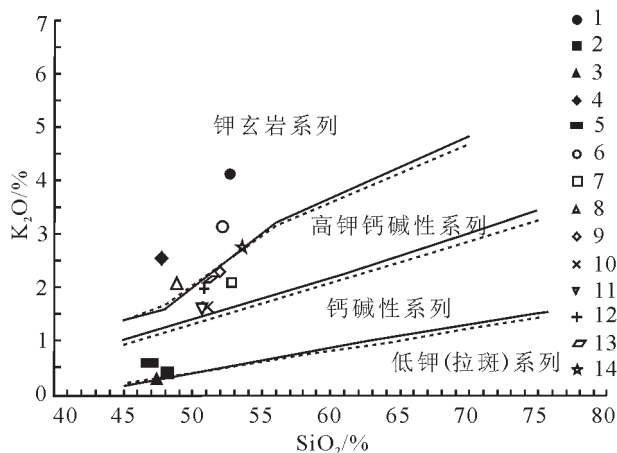


图5 玻利维亚Tupiza铜矿火山岩SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O图解(实线据Peccerillo et al., 1976;虚线据Middlemost, 1985)

1—YZK003-19样品(详见表1); 2—Y3ZK8-9; 3—YZK10-13; 4—BQY01; 5—Y1ZK8-20; 6—YZK003-7; 7—YZK003-14; 8—YZK003-16; 9—YZK003-17; 10—Y1ZK8-3; 11—Y1ZK8-6; 12—YZK003-5; 13—YZK003-3; 14—BQY07

Fig.5 Diagram of SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O for volcanic rocks in Tupiza copper deposit, Bolivia (solid line after Peccerillo et al., 1976; dotted line after Middlemost, 1985)

1—YZK003-19 sample (details in Table 1); 2—Y3ZK8-9; 3—YZK10-13; 4—BQY01; 5—Y1ZK8-20; 6—YZK003-7; 7—YZK003-14; 8—YZK003-16; 9—YZK003-17; 10—Y1ZK8-3; 11—Y1ZK8-6; 12—YZK003-5; 13—YZK003-3; 14—BQY07

山角砾,紫红色沉凝灰岩和含砾凝灰岩等为本区沉火山岩相主要岩石类型,呈稳定层状相体,主要发育在本区火山岩与沉积岩过渡界面,发育碎裂岩化和孔雀石辉铜矿细脉等,为主要成矿相体类型之一。

## 4 主要岩相类型的岩石地球化学

### 4.1 常量元素特征

火山岩烧失量(LOI)在3.24%~15.27%,高烧失量是由次火山热液蚀变作用发生水解钾硅酸盐化引起(见5.2节),为了便于讨论,主量元素的含量均为扣除挥发组分(CO<sub>2</sub>和H<sub>2</sub>O)后的归一化值(表1)。高的烧失量可能会对活动性元素产生一定影响,这也是成岩成矿作用研究中值得注意的。根据本区强蚀变、中蚀变、弱蚀变岩石全岩分析结果和Manclean et al. (1987)提出的元素对相关系数判断法,大致估判认为K、Rb、Cu、Pb、Zn也属于本区活动性元素。

从表中数据可知,除BQY07样品SiO<sub>2</sub>含量53.6%(>53%),其余样品SiO<sub>2</sub>在46.6%~52.45%(<53%),平均50.29%。绝大多数样品Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>>16%,平均含量17.28%。Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量为3.31%~8.72%,平均值为7.46%;FeO含量为0.24%~7.63%,平均值为2.79%。大部分样品MgO<8%,3件次火山侵入相辉绿岩类样品MgO>8%,Mg<sup>#</sup>在42.43%~68.14%,平均53.2%。Na<sub>2</sub>O含量为2.27%~6.32%,平均值为3.63%,K<sub>2</sub>O含量为0.31%~4.15%,平均值为2%;多数样品里特曼指数 $3.3 < \sigma < 9$ ,且(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)>4%,属

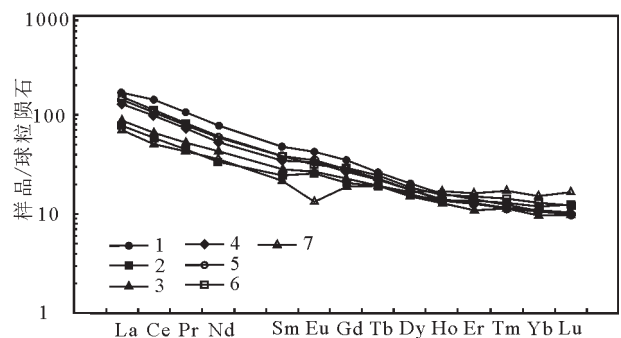


图6 稀土元素球粒陨石标准化分布型式图(据Sun et al., 1989)

1—辉长玢岩;2—辉绿玢岩;3—辉绿岩;4—碱性玄武岩;5—钾质粗面玄武岩;6—橄榄玄武粗面安山岩;7—安粗岩

Fig.6 Chondrite-normalized rare earth element patterns in the Tupiza copper deposit, Bolivia (after Sun et al., 1989)

1—Gabbroporphyrityte; 2—Porphyrite; 3—Diabase; 4—Alkaline basalt; 5—Potassic trachybasalt; 6—Olivine basaltic trachyandesite; 7—Latite

表2 玻利维亚 Tupiza 铜矿火山岩稀土元素 ( $10^{-6}$ ) 及其特征参数  
Table 2 Rare earth elements ( $10^{-6}$ ) and their parameters of volcanic rocks in Tupiza copper deposit, Bolivia

样品号	Y1ZK8 -20	YZK00 3-19	YZK1 0-13	Y3ZK 8-9	BQY01	YZK00 3-16	YZK0 03-5	Y1ZK 8-6	YZK0 03-7	YZK00 3-14	BQY0 3	YZK00 3-17	Y1ZK 8-3	BQY07
岩相	中深成相				次火山侵入相				火山溢流相					
岩性	辉长岩		辉长玢岩	辉绿玢岩	辉绿岩	铁质辉绿岩	碱性玄武岩	钾质粗面玄武岩		橄榄玄武粗安岩				安粗岩
La	20.70	40.30	18.60	29.90	13.70	40.80	38.50	28.40	39.20	37.60	29.40	37.50	34.70	17.20
Ce	40.60	87.70	36.10	59.00	25.50	79.30	76.70	52.60	72.70	70.80	53.20	80.50	66.70	32.10
Pr	4.90	10.30	4.20	7.00	3.40	9.00	8.70	6.10	7.80	7.90	6.50	9.50	8.00	4.30
Nd	17.50	36.50	16.00	25.50	16.80	32.30	31.90	22.80	27.10	28.10	27.00	33.70	28.60	17.20
Sm	3.90	7.40	3.80	5.30	3.80	6.70	6.60	5.10	5.20	5.90	4.90	6.80	6.20	3.50
Eu	1.50	2.50	1.50	1.90	1.40	2.30	2.20	1.90	1.60	1.90	1.40	2.20	2.00	0.80
Gd	4.50	7.20	4.30	5.50	4.50	6.50	6.40	5.20	5.80	5.90	5.10	7.10	6.20	4.00
Tb	0.70	1.00	0.70	0.70	0.80	1.00	0.90	0.80	0.80	0.80	1.00	1.00	0.90	0.80
Dy	4.20	5.10	4.00	4.00	4.00	4.80	4.80	4.10	4.60	4.50	4.70	5.20	5.10	4.40
Ho	0.80	0.90	0.80	0.70	0.90	0.90	0.80	0.70	0.90	0.80	1.10	0.90	0.90	1.00
Er	2.10	2.30	2.30	1.60	2.20	2.30	2.10	2.10	2.60	2.00	3.10	2.50	2.40	2.80
Tm	0.30	0.30	0.30	0.20	0.40	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.50	0.30	0.30	0.50
Yb	1.90	1.80	2.00	1.40	2.20	1.80	1.60	2.00	2.10	1.70	3.20	2.00	2.10	2.70
Lu	0.30	0.20	0.30	0.20	0.30	0.20	0.20	0.30	0.30	0.20	0.40	0.30	0.30	0.40
Y	16.00	18.40	16.90	14.50	21.30	17.70	16.90	16.40	18.30	15.40	27.60	19.70	19.70	24.10
ΣREE	119.90	221.90	111.80	157.40	101.20	205.90	198.60	148.80	189.30	183.80	169.10	209.20	184.10	115.80
LREE	89.10	184.70	80.20	128.60	64.60	170.40	164.60	116.90	153.60	152.20	122.40	170.20	146.20	75.10
HREE	30.80	37.20	31.60	28.80	36.60	35.50	34.00	31.90	35.70	31.60	46.70	39.00	37.90	40.70
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	7.76	15.85	6.79	15.81	4.57	16.21	16.92	10.39	13.39	15.78	6.61	13.19	11.68	4.64
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	3.40	3.53	3.20	3.65	2.35	3.92	3.74	3.62	4.87	4.09	3.86	3.53	3.60	3.21
Ce <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	5.91	13.37	5.10	12.07	3.29	12.19	13.05	7.45	9.60	11.50	4.63	10.96	8.68	3.35
δEu	1.10	1.03	1.16	1.09	1.03	1.08	1.03	1.11	0.90	1.01	0.83	0.97	0.99	0.66
δCe	0.99	1.06	1.00	1.00	0.91	1.02	1.03	0.98	1.02	1.01	0.95	1.05	0.98	0.92

注:  $\delta\text{Eu} = (\text{Eu}/\text{N}) / \{ (1/2)[(\text{Sm}/\text{N}) + (\text{Gd}/\text{N})] \}$ ;  $\Sigma\text{REE}$  包括 Y。

于碱性火山岩系列。 $\text{TiO}_2$  在 0.81%~2.29%, 大部分在 1%~2%, 平均 1.51%, 属低钛系列 (<2%)。岩石具有高 Al、低 Ti、贫 P 的特点, 次火山侵入相辉长岩类略具高镁特征, 与 Friedrich et al. (2007) 给出的 Tupiza 地区碱性火山岩样品结果 ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量平均 17.4%、 $\text{TiO}_2$  含量平均 1.8%、 $\text{P}_2\text{O}_5$  含量平均 0.4%) 基本一致。

在 TAS 图解中 (图 4), 样品分别落在了玄武岩区、粗面玄武岩区、玄武质粗面安山岩区和粗面安山岩区, 火山岩属玄武岩-粗面安山岩系列, 而落入后三个区的样品均符合  $(\text{Na}_2\text{O}-2) < \text{K}_2\text{O}$ , 进一步确定岩石类型主要为碱性玄武岩、钾质粗面玄武岩、橄榄玄武粗安岩和安粗岩。 $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  图解中 (图 5), 4 件样品落在了钾玄岩系列范围, 7 件样品落在了高钾钙碱性系列范围, 3 件样品落在钙碱性系列范围。可见 K 分异不明显, 这可能是由以绢云母化为代表的水解钾硅酸盐化造成活动性 K 元素变化,

从而影响 K 元素的代入和代出, 导致投图 (图 5) 中 K 分异跨度大, 但基本可以确定岩浆以高钾钙碱性系列为主。次火山侵入岩相主要为钙碱性和钾玄岩系列, 而火山岩溢流相主要以高钾钙碱性系列为主, 即形成了高钾钙碱性火山溢流相, 向钙碱性+钾玄岩系列的次火山侵入相演化趋势, 这与安第斯造山带岩浆弧自西向东从陆缘向陆内演化方向相吻合。

#### 4.2 稀土元素特征

稀土元素分析结果见表 2。 $\Sigma\text{REE}$  为  $(101\sim 222) \times 10^{-6}$ , 平均  $165 \times 10^{-6}$ 。LREE/HREE=1.77~4.87,  $(\text{La}/\text{Yb})_N=4.57\sim 16.92$ , 说明 REE 分异程度好, 指示岩浆演化过程中的部分熔融残留体或岩浆早期结晶矿物特征, 与 Friedrich et al. (2007) 给出的 Tupiza 东北地区层状火山岩稀土元素特征基本一致。 $(\text{La}/\text{Sm})_N=2.35\sim 4.87$ ,  $(\text{Ce}/\text{Yb})_N=3.29\sim 13.37$ , 球粒陨石标准化配分曲线 (图 6) 显示为 LREE 富集、HREE 相对

亏损的特征, Eu 负异常不明显 ( $\delta\text{Eu}=0.66\sim 1.16$ , 平均 1.00), 地表橄榄玄武粗安岩 (BQY03) 和安粗岩 (BQY07) 表现为弱的 Eu 负异常; Ce 异常不明显 ( $\delta\text{Ce}=0.91\sim 1.06$ , 平均 0.99)。

### 4.3 微量元素特征

微量元素分析结果见表 3。Ni 主要赋存在橄榄石中, Cr 主要赋存在单斜辉石中。Green (1971) 统计原始碱性玄武岩平均含 Ni 为  $290\times 10^{-6}$ , 含 Cr 为  $380\times 10^{-6}$ , Frey 和 Roden (1987) 报道夏威夷原生霞石岩相应含量分别为  $300\times 10^{-6}\sim 350\times 10^{-6}$  和  $420\times 10^{-6}$ , Wilson (1989) 给出原始岩浆  $\text{Ni}=(400\sim 500)\times 10^{-6}$ ,  $\text{Cr}>1000\times 10^{-6}$ 。Tupiza 火山岩 Ni 含量  $(38\sim 184)\times 10^{-6}$ , 平均  $84.3\times 10^{-6}$ ; Cr 含量  $(115\sim 419)\times 10^{-6}$ , 平均  $215\times 10^{-6}$ ; Ni、Cr 含量均低于 Green (1971) 统计原始碱性玄武岩和 Wilson (1989) 给出的原始岩浆, 暗示曾发生了橄榄石和单斜辉石分离结晶作用。Co 含量  $(28.1\sim 73.6)\times 10^{-6}$ , 平均  $39.7\times 10^{-6}$ ; 高场强元素 P 具有较明显的负异常 (图 7), Nb/Ta=9.8~15.5, 明显低于原始地幔的含量 (Nb/Ta=17.5±2.0) (Anders et al., 1989)。大离子亲石元素 Ba、Sr 出现相对明显的负异常, 这与麻菁等 (2015) 提出的碱性杂岩岩石地球化学表现为高  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、低  $\text{TiO}_2$ 、高场强元素 P 亏损、Eu 异常不明显的特征相类似, 表明碱性火山岩多属深部地幔 (低度) 部分熔融的产物。深部地幔物质的加入可能带来了大量 Cu、Pb、Zn 元素, 也是本区

次火山侵入岩体是深部寻找 Pb、Zn 矿体的岩相学标志原因。

### 4.4 矿物地球化学与温度-压力条件恢复

#### 4.4.1 角闪石矿物地球化学

研究区碱性火山岩中角闪石呈浅绿、黄绿、暗绿、淡褐色 (图 3i、m), 呈半自形—他形柱状、粒状, 柱长一般 0.3~0.9 mm, 粒径 0.1~0.3 mm, 单偏光下可见微弱的多色性, 多已蚀变, 但轮廓清晰可见, 多发生次闪石化, 边部发生绿泥石化, 常伴随有磁铁矿、钛铁矿析出。电子探针分析 (表 4),  $\text{SiO}_2$  含量 48.19%~51.88%、MgO 含量 10.39%~13.88%、CaO 含量 16.51%~20.54%、 $\text{FeO}^*$  含量 8.76%~12.94%、 $\text{K}_2\text{O}=0.01\%\sim 0.08\%$ 、 $\text{Na}_2\text{O}=0.23\%\sim 0.73\%$ 、 $\text{TiO}_2$  含量 0.16%~2.1%、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量 4.28%~7.08%。具有富钙、镁、铁和贫钾、钠特点。根据角闪石化学分子式计算 (林文蔚等, 1994), 角闪石阳离子特征为:  $\text{Ca}_B=1.93\sim 2.00$ ,  $(\text{Na}+\text{K})_A=0.007\sim 0.205$ ,  $\text{Na}_B=0.001\sim 0.07$ 。按国际矿物学协会角闪石专业委员会提出的命名原则 (王立本, 2001), 当  $(\text{Ca}+\text{Na})_B\geq 1.00$ ,  $\text{Na}_B<0.50$  时, 属于钙角闪石组的成员, 投影 Si-Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) 图解 (Leake et al., 1997), 碱性火山岩中角闪石种属为镁普通角闪石 (图 8)。

#### 4.4.2 角闪石地质温度-压力计

Blundy and Holland (1990) 提出了由角闪石-斜长石矿物对组成的地质温度计。Hammarstrom et al. (1986) 首先提出角闪石全铝含量 ( $\text{Al}^{\text{IV}}$ ) 和角闪石

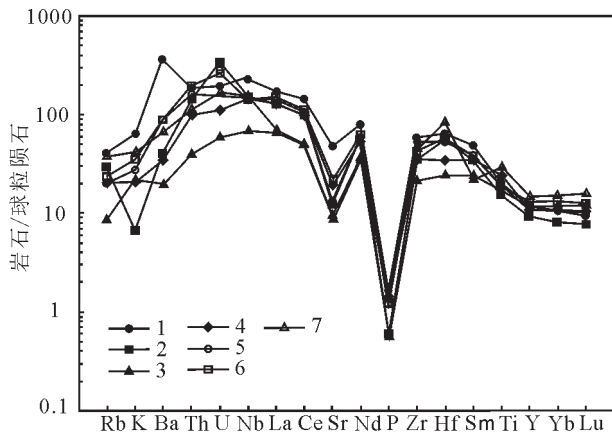


图 7 微量元素球粒陨石标准化蛛网图 (据 Sun et al., 1989)  
1—辉长玢岩; 2—辉绿玢岩; 3—辉绿岩; 4—碱性玄武岩; 5—钾质粗面玄武岩; 6—橄榄玄武粗面安山岩; 7—安粗岩

Fig. 7 Primitive mantle-normalized multi-element spider diagram in the Tupiza Copper deposit (after Sun et al., 1989)  
1—Gabbro porphyrite; 2—Porphyrite; 3—Diabase; 4—Alkaline basalt; 5—Potassic trachybasalt; 6—Olivine basaltic trachyandesite; 7—Latite

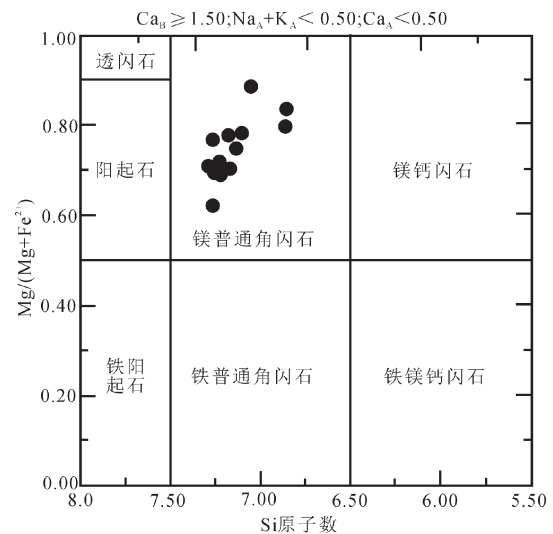


图 8 玻利维亚 Tupiza 铜矿火山岩中角闪石成分分类图解  
Fig. 8 Amphibole composition classification in the Tupiza Copper deposit, Bolivia



表3 玻利维亚Tupiza铜矿火山岩微量元素组成(10<sup>-6</sup>)  
Table 3 Trace elements(10<sup>-6</sup>) of volcanic rocks in Tupiza copper deposit, Bolivia

样品号	Y1ZK8 -20	YZK00 3-19	YZK1 0-13	Y3ZK8 -9	BQY01	YZK00 3-16	YZK0 03-5	Y1ZK 8-6	YZK0 03-7	YZK00 3-14	BQY0 3	YZK00 3-17	Y1ZK 8-3	BQY07
岩相	中深成相				次火山侵入相				火山溢流相					
岩性	辉长岩		辉长玢岩	辉绿玢岩	辉绿岩	铁质辉绿岩	碱性玄武岩	钾质粗面玄武岩		橄榄玄武粗安岩				安粗岩
Li	60	112	150	81	176	168	83	36	74	123	126	73	89	75
Rb	40.8	93.8	15.4	68.1	25.6	56.2	51.8	41.1	80.8	55.5	39.7	59.6	35.0	89.2
K	4729	34411	2608	3626	21566	17617	16684	13123	26334	17785	18089	19301	13169	23191
Ba	73.3	877.0	40.0	94.5	58.5	93.8	290.6	127.0	190.3	100.4	47.0	566.7	158.5	166.4
Th	1.9	5.2	1.6	4.1	0.8	4.0	5.7	3.5	9.8	6.5	0.8	5.8	5.0	3.3
U	0.6	1.6	0.6	2.7	0.4	1.2	1.8	2.7	3.4	2.6	0.7	2.0	1.6	1.4
Nb	23.6	54.7	22.5	36.5	12.5	47.6	44.8	27.0	39.2	43.6	10.4	42.9	37.0	39.0
Ta	1.7	4.3	1.8	3.2	0.9	4.3	4.0	2.3	4.0	3.8	0.7	3.9	2.9	2.9
Sr	93	341	50	89	81	189	132	60	120	120	47	401	120	71
P	1372	1624	440	721	961	2174	1563	1356	1137	1369	1968	1485	1289	1797
Zr	107	223	105	133	68	167	226	182	176	192	72	195	176	176
Hf	2.6	6.7	3.1	5.8	2.3	4.7	7.2	4.0	4.9	5.9	8.6	6.2	4.8	9.1
Ti	9411	8752	4840	6864	10899	12310	9105	7869	6153	7825	11288	9451	8013	13705
Cr	280	115	419	183	326	142	101	186	137	202	319	130	252	216
Co	44.7	30.9	73.6	40.2	45.6	36.3	36.2	54.8	29.7	31.1	42.4	30.9	44.2	43.6
Ni	131.0	37.7	184.0	83.7	141.0	56.4	51.2	63.3	50.0	75.2	78.2	38.4	98.6	91.4
Cu	12.8	15.2	114.0	62.7	11.1	37.7	21.2	107.0	22.0	14.7	2930.0	39.4	29.9	1615.0
Zn	63.5	312.0	92.3	952.0	105.0	267.0	179.0	56.0	108.0	256.0	1118.0	400.0	188.0	79.9
Pb	10.4	30.8	8.4	560.0	38.4	76.6	12.2	9.6	8.2	54.9	286.0	29.6	23.7	10.5

注: K=K<sub>2</sub>O×10000×0.83013; Ti=TiO<sub>2</sub>×10000×0.5995; P=P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>×10000×0.43646。

结晶压力(P)之间的关系公式,随后学者们(Johnson et al., 1989; Schmidt, 1992; Holland et al., 1994; Anderson et al., 1995)对角闪石全铝压力计进行了多次的修正。由于角闪石-斜长石温压计较其他矿物温压计具有数据易得、结果可靠等优点,而得到广大科研工作者的青睐和广泛应用(Anderson et al., 2008; 孟子岳等, 2016)。角闪石-斜长石温压计被广泛地应用于岩浆岩研究中,对于探讨岩浆作用过程的物理机制,以及了解剥蚀深度、约束造山带的构造热演化史等方面有着重要意义。

本文采用Holland et al. (1994)基于浅闪石-透闪石的反应平衡建立的温度计(°C), Anderson et al. (1995)修正的角闪石-斜长石全铝(Al<sup>IV</sup>)压力计(表4下方公式),进行Tupiza地区火山岩中镁普通角闪石结晶温度、压力和成岩深度估算(表4),镁普通角闪石结晶温度为630.97~748.43°C,压力55~251 MPa,推测成岩深度为2.04~9.27 km。

#### 4.4.3 绿泥石形成温度、氧逸度和硫逸度

绿泥石广泛发育于本区蚀变火山岩中,多分布于辉石、角闪石边部或充填于裂隙中,呈浅绿色-绿色的弱多色性,呈片状、网脉状和不规则状。多由无色、浅褐色的柱状辉石和半自形粒状角闪石蚀变而来,绿泥石与磁铁矿均交代辉石、角闪石。电子探针分析(表5)结果以28个氧原子作为标准计算了绿泥石的结构式,并采用判别标准(Foster, 1960)对分析造成绿泥石成分误差进行排除。绿泥石分析结果进行Si-Fe原子数投图(图9, Deer et al., 1962),本区次火山侵入相中绿泥石为密绿泥石、铁斜绿泥石和叶绿泥石。

利用绿泥石成分计算其形成时的氧逸度、硫逸度、温度和压力等参数,可探讨绿泥石形成机制与成矿的关系,并已在金(铜)、锡矿床中取了良好的应用效果(Walsh, 1986; Leake et al., 1997)。本文采用Rausell(1991)的公式估算绿泥石的形成温度,采用Walsh(1986)的公式计算绿泥石的氧逸度、硫逸度(表5)。蚀变火山岩中绿泥石形成温度为

表4 玻利维亚Tupiza铜矿火山岩中角闪石电子探针分析数据(%)  
Table 4 The EPMA data (%) of amphibole of volcanic rocks in the Tupiza Copper deposit, Bolivia

样品号	3ZK89-1	3ZK89-2	3ZK89-3	3ZK89-4	3ZK89-5	3ZK89-6	BQY011	BQY012	BQY013	BQY014	ZK1013-1	ZK00317-1	ZK820-1
岩性	辉绿岩						次火山侵入相			辉绿玢岩		中深成相	
SiO <sub>2</sub>	51.88	50.61	50.25	50.51	50.56	50.74	50.23	48.19	49.53	49.49	49.86	50.65	48.23
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.85	0.61	0.95	2.10	1.41	1.94	1.86	1.25	1.05	1.09	0.71	1.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.95	4.50	4.28	4.85	4.75	4.89	4.91	6.77	5.79	6.82	6.04	4.85	7.08
FeO*	10.43	11.46	12.94	10.83	11.50	10.84	10.30	10.11	9.59	9.52	8.76	10.82	11.25
MgO	12.52	12.48	10.39	12.51	13.49	13.26	13.50	13.02	12.90	13.38	13.78	12.79	11.88
MnO	0.09	0.13	0.16	0.21	0.26	0.22	0.36	0.26	0.13	0.13	0.13	0.05	0.00
CaO	20.54	18.43	20.73	19.18	16.51	17.94	17.73	17.85	18.59	16.52	18.52	18.88	18.29
Na <sub>2</sub> O	0.23	0.43	0.42	0.28	0.48	0.59	0.73	0.69	0.32	0.32	0.32	0.59	0.24
K <sub>2</sub> O	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.04
F	0.01	0.07	0.00	0.25	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.07	0.00	0.05	0.03
Cl	0.05	0.06	0.07	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Sum	100.88	99.07	99.85	99.85	99.65	99.89	99.72	98.75	98.17	97.30	98.56	99.43	99.02
X <sub>Ab</sub>	0.76	0.80	0.82	0.72	0.78	0.78	0.78	0.71	0.61	0.62	0.60	0.70	0.62
X <sub>An</sub>	0.24	0.20	0.18	0.28	0.21	0.22	0.21	0.06	0.04	0.09	0.04	0.30	0.01
Si	7.27	7.28	7.28	7.19	7.21	7.22	7.18	6.87	7.11	7.14	7.05	7.25	6.87
Al <sup>IV</sup>	0.73	0.72	0.72	0.81	0.79	0.78	0.82	1.13	0.89	0.86	0.95	0.75	1.13
Al <sup>VI</sup>	0.82	0.76	0.73	0.81	0.80	0.82	0.83	1.14	0.98	1.16	1.01	0.82	1.19
Al <sup>VI</sup>	0.09	0.04	0.01	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01	0.09	0.30	0.06	0.07	0.06
Ti	0.02	0.09	0.07	0.10	0.22	0.15	0.21	0.20	0.14	0.11	0.12	0.08	0.21
Fe <sup>3+</sup>	0.45	0.30	0.23	0.54	0.16	0.19	0.02	0.67	0.40	0.21	0.68	0.21	0.71
Mg	2.62	2.67	2.24	2.65	2.87	2.81	2.88	2.76	2.76	2.88	2.91	2.73	2.52
Mn	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01
Fe <sup>2+</sup>	0.77	1.08	1.34	0.75	1.21	1.10	1.21	0.53	0.76	0.94	0.36	1.08	0.63
Ca	1.04	0.80	1.10	0.93	0.50	0.69	0.63	0.79	0.84	0.54	0.86	0.83	0.86
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	1.93	2.00	2.00	1.94	2.00	1.93
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.06	0.00	0.07
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.12	0.12	0.07	0.13	0.16	0.20	0.12	0.09	0.09	0.03	0.16	0.00
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Sum A	0.06	0.13	0.12	0.07	0.13	0.16	0.20	0.12	0.09	0.09	0.03	0.18	0.01
O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH	1.98	1.95	1.98	1.87	2.00	2.00	2.00	2.00	1.97	1.97	1.97	1.97	1.99
F	0.01	0.03	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01
Cl	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup> )	0.37	0.22	0.15	0.42	0.12	0.15	0.02	0.56	0.34	0.18	0.65	0.16	0.53
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Mg)	0.32	0.34	0.41	0.33	0.32	0.31	0.30	0.30	0.29	0.29	0.26	0.32	0.35
Mg/(Mg+Fe <sup>3+</sup> )	0.68	0.66	0.59	0.67	0.68	0.69	0.70	0.70	0.71	0.71	0.74	0.68	0.65
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0.77	0.71	0.63	0.78	0.70	0.72	0.70	0.84	0.78	0.89	0.89	0.72	0.80
Si/(Si+Ti+Al)	0.90	0.89	0.90	0.89	0.88	0.88	0.87	0.84	0.86	0.85	0.86	0.89	0.83
Al/Si	0.11	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.12	0.17	0.14	0.16	0.14	0.11	0.17
Mg/(Fe <sup>3+</sup> +Al <sup>VI</sup> )	1.99	1.89	1.42	2.06	2.08	2.12	2.32	2.28	2.22	1.98	2.65	2.00	1.80
T/C	636.39	631.36	630.97	664.20	648.54	646.58	654.61	724.50	701.03	677.04	717.95	653.33	748.43
P(MPa)	99	71	55	91	88	99	100	190	146	251	140	97	177
成岩深度/km	3.65	2.63	2.04	3.35	3.25	3.65	3.71	7.03	5.39	9.27	5.18	3.59	6.55

注:Anderson et al.(1995)基于角闪石一斜长石建立 $P(\text{kbar})=4.76Al^{VI}-3.01 - \frac{T(^{\circ}C)-675}{85} \times [0.530Al^{VI} + 0.05294 \times (T(^{\circ}C) - 675)]$ ;  $P(\text{kbar})=pgD$ , D是 $g=9.8 \text{ m/s}^2$ ,  $\rho=2760 \text{ kg/m}^3$ , 根据压力估算的侵位(或成岩)深度。Holland et al.(1994)计算的角闪石配位参数(按23氧原子计算),  $FeO^*$  为全铁。

表5 玻利维亚Tupiza铜矿火山岩中绿泥石电子探针分析数据(%)

Table 5 The EPMA data (%) of chlorites of volcanic rocks in Tupiza Copper deposit, Bolivia

岩 相	次火山侵入相(次火山颈相)				
岩 性	辉长玢岩	辉绿玢岩		辉绿岩	铁质辉绿岩
测点编号	BZK003-19-3	BZK10-13-1-3	BZK10-13-2-1	3ZK8-9-2-2	BQY01-3
SiO <sub>2</sub>	32.89	27.10	31.30	33.93	33.05
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.13	0.01	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.92	14.73	17.37	14.13	16.91
FeO	4.21	19.61	7.15	14.82	4.52
MnO	0.24	0.35	0.60	0.14	0.20
MgO	29.76	23.47	26.55	21.04	27.43
CaO	0.12	0.11	0.10	0.14	0.24
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.01	0.00	0.03	0.01
K <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00
Si <sup>4+</sup>	3.09	3.01	2.83	3.42	2.88
Ti <sup>4+</sup>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al <sup>3+</sup>	1.96	1.77	2.34	1.57	2.21
Fe <sup>3+</sup>	0.16	0.19	0.14	0.16	0.13
Fe <sup>2+</sup>	2.16	1.98	2.49	1.72	2.38
Mn <sup>2+</sup>	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02
Mg <sup>2+</sup>	2.45	2.82	2.09	2.78	2.31
Ca <sup>2+</sup>	0.03	0.06	0.02	0.03	0.01
Na <sup>+</sup>	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00
K <sup>+</sup>	0.00	0.28	0.01	0.07	0.00
Al <sup>IV</sup>	0.91	0.99	1.17	0.58	1.12
Al <sup>VI</sup>	1.05	0.78	1.17	0.98	1.09
Fe/(Fe+Mg)	0.47	0.41	0.54	0.38	0.51
Mg/(Fe+Mg)	0.53	0.59	0.46	0.62	0.49
Al/(Al+Fe+Mg)	0.30	0.27	0.34	0.26	0.32
d <sub>001</sub>	14.19	14.18	14.15	14.24	14.16
Td <sub>001</sub>	188.83	194.27	225.17	141.89	216.60
lgf(O <sub>2</sub> )	-49.62	-48.32	-45.03	-56.69	-46.13
lgf(S <sub>2</sub> )	-10.61	-9.34	-4.47	-18.07	-5.99
M	0.53	0.59	0.45	0.62	0.49
Fe+Al <sup>VI</sup>	3.20	2.75	3.66	2.70	3.47
T/°C	198.53	305.12	218.72	111.20	173.37

注:Fe<sup>2+</sup>和Fe<sup>3+</sup>值采用林文蔚和彭丽君(1994)等的计算方法获得,基于14个氧原子按标准氧法计算其阳离子数及相关参数;绿泥石面网间距及温度计算公式(Rausell,1991): $d_{001}=14.339-0.1155Al^{IV}-0.0201Fe^{2+}$ ;  $T=(14.339-d_{001})\times 1000$ 。

111.20~305.12℃,平均201.39℃,属中—低温热液蚀变范围。绿泥石氧逸度lgf(O<sub>2</sub>)在-56.69~-45.03,平均-49.16;硫逸度lgf(S<sub>2</sub>)在-4.47~-18.07,平均-9.70,属于低氧逸度、高硫逸度形成环境(强还原环境)。绿泥石的Al/(Al+Fe+Mg)值为0.26~0.34,平均值0.30(<0.35),与绿泥石主要由镁铁质矿物镁普通角闪石、辉石蚀变形成相一致。因此,绿泥石形成的地球化学岩相为中—低温地球化学还原相,

对铜富集成矿极为有利。

## 5 成矿地质环境恢复

### 5.1 成岩成矿氧化-还原环境

本区碱性火山岩中磁铁矿发生赤铁矿化,赤铁矿呈磁铁矿交代假象,揭示碱性玄武质岩浆经历高氧化演化作用。角闪石地质温度-压力计估算的成岩温度为630.97~748.43℃,属于高温环境。而这种高温



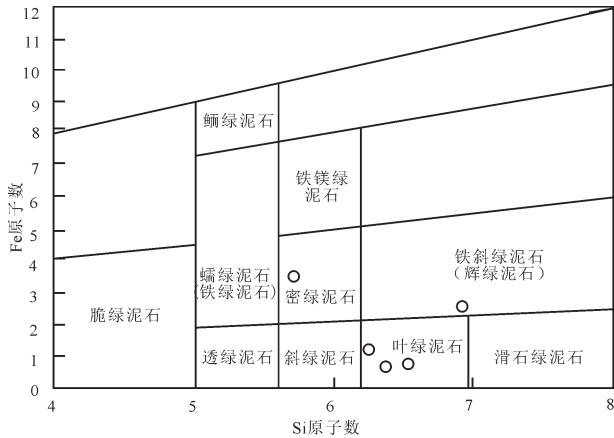


图9 绿泥石分类图解(Deer et al., 1962)

Fig.9 Classification chart of chlorite (after Deer et al., 1962)

高氧化阶段有利于Cu等金属元素活化进入岩浆熔体,推测它们为成矿元素稳定供给系统。绿泥石化蚀变相形成于中—低温相(111.20~305.12℃),绿泥石化与铜硫化物紧密共生,揭示了铜富集成矿温度的下限。低氧逸度、高硫逸度的绿泥石化蚀变相为铜原生富集成矿期主要蚀变作用类型。铜矿体富集定位在断裂—裂隙构造与蚀变火山岩相体叠加部位,断裂—裂隙带成为热流体运移通道和存储空间,蚀变火山岩相体提供了物质基础,形成褪色化—硅化—黏土化(绿泥石化、泥化、高岭石化)含铜(银)构造蚀变带。因此,碱性火山岩是本区Cu元素富集的持续稳定物质供给中心,绿泥石化蚀变相形成于强还原环境,为铜硫化物主成矿期,地表形成的褪色化—硅化—黏土化构造蚀变带,与新疆萨热克铜矿大规模褪色化蚀变类似(方维萱等,2017),它们是铜(银)矿体的构造岩相学找矿标志。

### 5.2 成岩成矿温度—压力变化趋势

角闪石地质温度—压力计研究结果表明,本区火山岩成岩作用期经历了高温(630~748℃)、高氧化(赤铁矿化)和多阶段减压熔融的成岩演化过程(图10,表4):(1)角闪石结晶温度在677.04~748.43℃、压力251~177 MPa时,推测成岩深度约6.55~9.27 km。(2)角闪石形成温度在784.43~636.39℃、压力177~99 MPa时,推测成岩深度3.65~6.55 km。(3)角闪石形成温度在636.39~664.20℃、压力99~91 MPa时,推测成岩深度3.35~3.65 km。(4)角闪石形成温度在664.20~630.97℃、压力91~55 MPa时,推测成岩深度2.04~3.35 km。总体上看,从

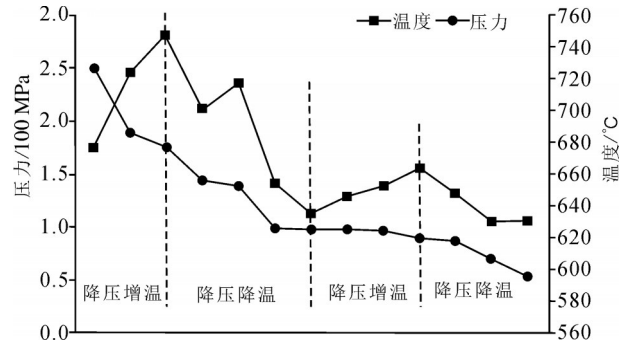


图10 碱性火山岩中镁普通角闪石温度—压力(P-T)关系  
Fig.10 Relationship between pressure and temperature of hornblende from alkali volcanic rocks

深部到浅部经历降压增温(减压熔融)→降压降温→降压增温→降压降温演化熔融机制(图10),这与本区岩浆从深部沿断裂带侵位突然失压,造成增温相适应,形成本区辉长岩—辉绿岩沿断裂带或断裂交汇部位产出,是火山机构中心的主要物质组成,也是成矿系统中心。揭示从中深成相辉长岩→浅—中深浅成相辉绿玢岩→次火山侵入相辉绿岩→火山溢流相具有减压熔融过程,形成了构造岩相的分异,表现为具有异相同位叠加特点。从表4可看出,在BQY01样品中,4个测点估算的成岩深度从3.71~9.27 km,记录了深部—浅部的较全面温压信息,揭示此处为火山机构,以火山机构为中心向北(ZK003)、向南(1ZK8、3ZK8)岩浆侵位深度有增高趋势。

在减压熔融作用下,不断驱动热流体产生对流循环,携带含铜物质运移。热液活动随着温度降低减弱,在以绿泥石化阶段中低温(111.20~305.12℃)、低氧逸度( $\lg f(\text{O}_2) = -56.69 \sim -45.03$ )、高硫逸度( $\lg f(\text{S}_2) = -4.47 \sim -18.07$ )环境下,流体中 $\text{S}^{2-}$ 将岩体中Cu物质还原富集成矿,成为铜主成矿期。

本区热流体蚀变作用与铜(银钴)成矿密切相关,成岩成矿作用具有早期、中期、晚期和次生富集期等4期演化过程。(1)早期深成蚀变作用为角闪石化和钾—钠硅酸盐化蚀变相。(2)中期为黏土化蚀变,以绿泥石化蚀变相为代表,黏土化蚀变相为绿泥石化、绢云母化、泥化和高岭石化,它们是本区铜(银)主富集成矿期的主要蚀变类型。蚀变火山岩中绿泥石形成温度为111.20~305.12℃,平均201.39℃,属中—低温热液蚀变范围,该阶段强还原

热流体有利于碱性基性火山岩中铜元素释放,富集成形成中—深部硫化型铜矿石,代表铜主成矿期温度。烧失量(表1)中H<sub>2</sub>O明显的增高正是与此有关,在浅部表现为明显的褪色化—硅化—黏土化蚀变相带,是铜矿体赋存的构造蚀变岩相带,也是铜(银)矿体找矿的构造岩相学蚀变岩相标志。(3)晚期则主要发生以方解石化为主的碳酸盐化蚀变,烧失量中CO<sub>2</sub>含量明显增高,以方解石脉体充填于裂隙或形成杏仁体。(4)表生成矿期发生了铜次生富集,在地表以孔雀石和氯铜矿,孔雀石等主要充填于气孔中。在浅部(0~60 m),次生富集铜矿物以辉铜矿—斑铜矿为主,沿裂隙带呈细脉状和网脉状产出。

### 5.3 铜富集成矿的构造岩相学特征与规律

铜(铅锌)富集成矿相体结构和分带关系。Tupiza铜矿床火山岩岩相类型发育齐全,这些火山岩相组合和分布规律揭示本区为白垩纪火山喷发机构。而铜富集成矿与蚀变火山岩相有密切关系,揭示铜(铅锌)富集成矿物质供给中心为次火山颈相及相关的次火山热液蚀变作用,以含矿蚀变辉绿岩和蚀变辉长岩为成矿系统中心相标志。总体上,①在铜(铅锌)成矿系统的中心相主要受次火山颈相和次火山热液蚀变作用复合控制,以蚀变辉绿岩—蚀变辉绿玢岩、蚀变辉长岩—蚀变辉长玢岩等蚀变次火山侵入相(次火山颈相)为构造岩相学标志。一般沿断裂或断裂带交汇部位分布,火山碎屑流相分布于次火山颈相周边,火山溢流相则以熔岩被形式分布于外围(图2b)。②断裂—裂隙—蚀变带控制了铜矿体定位,在断裂—裂隙—蚀变带内,发育蚀变火山碎屑流相、蚀变火山溢流相和蚀变次火山侵入相。在早期NNE向和晚期NW向断裂交汇部位Cu(Ag)矿体明显富集,会形成厚大的似层状矿体,如在0ZK01钻孔中形成铜品位2.04%,厚度13.63m的矿体(图2b)。NNE向构造与NE、EW向构造交汇处则形成规模较小的矿化细脉。含铜铅锌的断裂—裂隙—蚀变带为本区铜铅锌成矿系统的过渡相带。③上白垩统Aroifilla组砂砾岩中Pb—Zn异常带,揭示具有寻找隐伏砂砾岩型铅锌矿体潜力。钻孔揭露砂砾岩型Cu(Co)矿体和矿化体,揭示深部具有寻找砂砾岩型铜钴矿体潜力,上白垩统Aroifilla组第一岩性段泥质粉砂岩和泥岩则构成了

成矿流体圈闭层,对于铜铅锌大规模富集成矿较为有利。这些深部砂砾岩型铅锌矿体和铜(钴)矿体,为沉积岩型铜铅锌矿,是本区铜铅锌成矿系统外缘带主要物质组成,也是本区主攻类型和主攻方向。④本文认为,在Tupiza铜矿床内,次火山热液成矿系统中心相分布在蚀变次火山颈相中,而脉状—网脉状含铜铅锌的断裂—裂隙—蚀变带为铜铅锌成矿系统的过渡相带,而以赋存在上白垩统Aroifilla组第二岩性段中砂砾岩型铜铅锌矿体和Cu—Pb—Zn异常,为铜铅锌成矿系统的外缘相带。

原生铜硫化物富集成矿期与热液角砾岩含矿相体的构造岩相学特征。岩浆热液角砾岩(体)是本区原生铜硫化物富集的主要构造岩相体,呈筒状,围绕火山机构中次火山侵入体周缘分布,从次火山侵入体中心向外→热液角砾岩相→碎裂岩化相→断裂—裂隙,构成本区铜矿化富集系统。原生铜硫化物富集成矿期主要形成黄铜矿—黝铜矿—斑铜矿等。目前工程揭露的最大见矿深度约280 m,铜矿体多呈大透镜状或似层状,同体伴生银。铜硫化物主要呈脉状—网脉状、稠密浸染状,以胶结物的形式产出。

铜次生富集成矿期。次生富集成矿作用形成了氯铜矿—孔雀石—蓝铜矿—辉铜矿—蓝辉铜矿—铜蓝等矿物组合。氯铜矿—孔雀石等也是本区浅表氧化型铜矿体的主要矿物组合,一般产出于地表至—60 m范围,主要集中在地表以下—30 m范围,主要充填于粗面玄武岩、粗面安山岩气孔中或分布于微裂隙、胶结物中。再向深部辉铜矿、蓝辉铜矿等次生富集作用明显,辉铜矿一般交代黄铜矿、斑铜矿产出,蓝辉铜矿则常与黝铜矿伴生产出,形成铜硫化物脉体或网脉。

深部钻孔揭露具有砂砾岩型铜矿化和铜(钴)矿化体,是今后寻找深部隐伏铜(钴)矿体的主要成矿相体。含铜钴黄铁矿化砂砾岩体发育于上白垩统Aroifilla组第二岩性段砂砾岩顶部,主要以发育大量黄铁矿化为特征,具有弱的褪色化,黄铁矿呈细粒状以胶结物形式产出。砾石成分主要是紫红色砂岩质砾,岩石具有碎斑状构造,揭示热流体蚀变作用强烈。在该岩相体中发育Cu(Co)矿化,铜品位一般0.2%~0.4%,钴品位0.01%~0.02%,铜钴含量呈正相关关系。稳定厚大的砂砾岩是深部寻找隐伏铜钴矿

体的主要岩相体。

## 6 结 论

(1) Tupiza 地区火山岩-侵入岩发育有中深成侵入相、次火山侵入相(次火山颈相)、火山隐爆角砾岩相、火山溢流相、火山碎屑流相、沉火山岩相、蚀变火山岩相等。与本区 Cu(Ag)PbZn 成矿关系密切的含矿火山岩相主要为蚀变的次火山侵入相、火山溢流相、火山碎屑岩相、沉凝灰岩相等,岩石组合类型为辉绿岩-辉绿玢岩、辉长岩-辉长玢岩、碱性玄武岩、橄榄玄武粗面安山岩、钾质粗面玄武岩、安粗岩。玄武质岩浆属于深部地幔(低度)部分熔融产物,具有高钾钙碱性-钾玄岩系列、高钾钙碱性-钙碱性系列演化趋势。岩浆侵位减压熔融机制形成构造岩相水平和垂直方向分异,以断裂系统控制的火山机构为中心,发育次火山侵入相(次火山颈相)→中深部发育中深成相;水平方向从内到外为,次火山侵入相(中心相辉长岩-过度相辉绿玢岩-外缘相辉绿岩)→热液角砾岩相→碎裂岩化相→断裂+裂隙,形成铜(银)富集的构造岩相分带。

(2)在蚀变的火山岩-侵入岩中,镁普通角闪石结晶温度为 630.97~748.43℃,压力 55~251 MPa,推测成岩深度为 2.04~9.27 km。玄武质岩浆经历了降压增温(减压熔融)→降压降温→降压增温→降压降温的多阶段成岩演化作用,减压熔融机制驱动热流体不断对流循环,推测岩体是本区成矿元素稳定的供给中心。在中期绿泥石化蚀变阶段,中低温(111.20~305.12℃)、低氧逸度(-56.69~-45.03)、高硫逸度(-4.47~-18.07)强还原环境下,流体中 S<sup>2-</sup>将岩体中 Cu 物质还原富集成矿,代表铜主成矿期。晚期,发生以方解石化为主的低温碳酸盐化蚀变,方解石充填于裂隙或形成杏仁体。铜次生富集期,形成浅部充填于气孔中的孔雀石和氯铜矿矿石和辉铜矿-斑铜矿沿裂隙带呈细脉状和网脉状的次生富集成矿。

(3)在 Tupiza 铜矿床内,以火山机构中次火山颈相为中心,控制形成次火山热液成矿系统中心,蚀变辉绿岩-辉绿玢岩、蚀变辉长岩-辉长玢岩为主要物质组成,热液角砾岩相+碎裂岩化相是主要的含矿构造岩相,形成铜(银)富矿体,褪色化-硅化-黏土化蚀

变相带是铜(银)赋存的构造蚀变岩相带,也是铜(银)矿体找矿的构造岩相学蚀变岩相标志。向外围形成脉状-网脉状含铜铅锌的断裂-裂隙-蚀变带,为铜铅锌成矿系统的过渡相带。最外围(或深部),为上白垩统 Aroifilla 组第二岩性段中砂砾岩型铜铅锌矿体和 Cu-Pb-Zn 异常,为铜铅锌成矿系统的外缘相带。预测在本区围绕蚀变次火山岩相体深部是寻找铜铅锌和铜钴矿体的有利地段。

**致谢:**本文研究工作得到了中战会(北京)矿业科技有限公司的大力支持与帮助,匿名审稿专家为本文提出了宝贵的意见与建议,在此一并表示衷心的感谢!

## References

- Anders E, Grevesse N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar[J]. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 53:197-214.
- Anderson J L, Barth A P, Wooden J L, Mazdab F. 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69:121-142.
- Anderson J L, Smith D R. 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al- in- hornblende barometry[J]. *American Mineralogist*, 80: 549-559.
- Anderson J L. 1996. Status of Thermobarometry in Granitic Batholiths[J]. *Geological Society of America Special Papers*, 315: 125-138.
- Benavides J, Kyser T K, Clark A H, Oates C J, Zamora R, Tarnovschi R, Castillo B. 2007. The Mantoverde iron oxide-copper-gold district, III region, Chile: The role of regionally derived, non-magmatic fluids in chalcopyrite mineralization[J]. *Economic Geology*, 102(3):415-440.
- Blundy J D, Holland T J B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104:208-224.
- Deer W A, Howie R A, Iussman J. 1962. *Rock-forming Minerals: Sheet Silicates*[M]. London: Longman, 1-270.
- Du Yulong, Fang Weixuan. 2017. Discussion on metallogenic belt and strategic selection direction in the Bolivian section of Andes[C]// *Proceedings of the 8th National Conference on Mineralization Theory and Prospecting Methods*. *Acta Mineralogica Sinica*, 37(S): 876-877.
- Fang Weixuan. 2017a. Mesozoic-Cenozoic basin-mountain-original mosaic structure area and the continental dynamic metallogenic system in Taxi[C]// *Proceedings of the China Earth Science Joint Academic Annual Conference*, 104.
- Fang Weixuan, Jia Runxing, Wang Lei. 2017b. Types of basin fluids, mechanism of discolored alterations and metal mneralizations of



- Glutenite-type Cu-Pb-Zn-U deposits in intercontinental red-bed basin of the western Tarim basin[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 39(5): 585-619 (in Chinese with English abstract).
- Fang Weixuan, Liu Yulong, Zhang Shoulin, Guo Maohua. 2017. Three types of continental geodynamics and metallogenic models for IOCG (Iron-Oxygen Copper Gold Deposit) from the global view[J]. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*, 39(3):404-413 (in Chinese with English abstract).
- Fang Weixuan, Wang Lei, Jia Runxing. 2018. Mosaic Tectonics of Mesozoic to Cenozoic Basin-mountain-plateau in the Western Tarim Basin, China: Glutenite-type Cu-Pb-Zn-celesite-U-coal Metallogenic System[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 40(6):663-705.
- Fontboté L. 1990. Stratabound Ore Deposits in the Andes: A review and a Classification According to their Geotectonic Setting[M]// Fontboté L, Amstutz G C, Cardozo M(ed.). *Stratabound ore Deposits in the Andes*. Berlin: Special Publication No.8 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits:79-110.
- Foster M D. 1960. Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas[R]. New York: US Government Printing Office, 354B:1-49.
- Frey F A, Roden M F. 1987. The mantle source for the Hawaiian islands: Constraints from the lavas and ultramafic inclusions[C]// Menzies M A, Hawkes Worth C J (ed.). *Mantle Metasomatism*. Academic Press, 423-464.
- Friedrich Lucassen, Gerhard Franz, Rolf L, Romer, Frank Schultz, Peter Dulski, Klaus Wemmeret. 2007. Pre-Cenozoic intra-plate magmatism along the Central Andes (17-34°S): Composition of the mantle at an active margin[J]. *Science Direct*, 99 :312-338.
- Green D H. 1971. Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: Application to oceanic volcanism[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 268: 707-725.
- Holland T J B, Blundy J D. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 433-447.
- Johnson M C, Rutherford M J. 1989. Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks[J]. *Geology*, 17:837-841.
- Klohn E, Holmgren C, Ruge H. 1990. El Soldado, a Stratabound Copper Deposit Associated with Alkaline Volcanism in the Central Chilean Coastal Range[C]//Fontboté L, Amstutz G C, Cardozo M (eds.). *Stratabound ore Deposits in the Andes*. Berlin: Special Publication No.8 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits: 435-448.
- Le Maitre R W. 2005. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms (2nd Edition)*[C]. England: Cambridge University Press, 1-256.
- Leake B E, Woolley A R, Aros C E S. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names[J]. *Canadian Mineralogist*, 35(1):219-246.
- Li Janxu, Zheng Houyi, Gao Haiou. 2011. Geological characteristics and ore marks for prospecting of Los Quilos copper deposit in Chile[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 26(1):85-89, 118 (in Chinese with English abstract).
- Li Zeqin, Wang Jiangzhen, Liu Jiajun, Li Chaoyang, Du Andao, Liu Ping, Ye Lin. 2003. Re-Os dating of molybdenite from Lala Fe-Oxide-Cu-Au-Mo-REE deposit, southwest China: Implications for ore genesis[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 8(1):39-42 (in Chinese with English abstract).
- Lin Wenwei, Pang Lijun. 1994. The estimation of Fe<sup>3+</sup> and Fe<sup>2+</sup> contents in amphibole and biotite from EMPA data[J]. *Journal of Changchun University of Earth Sciences*, 24(2): 155-162 (in Chinese with English abstract).
- Ma Jing, Zeng Pusheng, Gou Ruitao, Wang Jujie, Dai Yanjuan. 2015. Genesis and metallogenesis of alkaline complexes in China mainland[J]. *Geology and Exploration*, 51(3): 466-477 (in Chinese with English abstract).
- McBride S L, Robertson R C R, Clark A M, Farrar E. 1983. Magmatic and metallogenic episodes in the northern tin belt, Cordillera oriental, Bolivia[J]. *Geologische Rundschau*, 72:685-713.
- Meng Ziyue, Zhu Feilin, Zhang Kailiang. 2016. The key to research the magmatic rocks: Hornblende-plagioclase geothermobarometer[J]. *Guangdong Trace Elements Science*, 23(1):38-41 (in Chinese with English abstract).
- Middlemost E A K. 1985. *Magmas and Magmatic Rocks*[M]. London: Longman Press, 1-266.
- Peccerillo R, Taylor S R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58:63-81.
- Ramiro S S. 2000. *Compendio de Geología de Bolivia*[J]. *Revista Tecnica de Yacimientos Petroliferos Fiscales Bolivia*, 18(1/2):1-127.
- Rauschelcolom J A, Wiewiora A, Matesanz E. 1991. Relationship between composition and d001 for chlorite[J]. *Am. Mineral.*, 76(7): 1373-1379.
- Richard H, Sillitoe. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view[J]. *Mineralium Deposita*, 38:787-812.
- Sato T. 1984. Manto type copper deposits in Chile: A review[J]. *Bull. Geol. Surv. Jpn.*, 35(11): 565-582.
- Schmidt M W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110:304-310.
- Sillitoe R H. 1992. Gold and copper metallogeny of the central Andes:

- Past, present and future exploration objectives[J]. *Economic Geology*, 87:2205–2216.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes[C]//Saunders A D, Norry M J, (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geological Society Special Publications, 42:313–345.
- Tawackoli S, Jacobshagen V, Wemmer K, Andriessen P M. 1996. The Eastern Cordillera of southern Bolivia: A key region to the Andean back–Arc uplift and deformation history[C]. Saint–Malo, France: Extended Abstracts, III International Symposium on Andean Geodynamics, 505–508.
- Viramonte J G, Kay S M, Becchio R, Escaloya M, Novitski I. 1999. Cretaceous rift related magmatism in central– western South America[J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 12:109–121.
- Walshe J L. 1986. A six–component chlorite:Solid solution model and the condition of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems[J]. *Economic Geology*, 81:681–705.
- Wang F D, Zhu X Q, Wang Z G. 2011. Madouzi– Type (nodular) sedimentary copper deposit associated with the Emeishan basalt[J]. *Sci. China Earth Sci.*, 54: 1880–1891.
- Wang Juli, Guo Jian, Liu Zhonkui, Zhang Yunfeng, Zhang Rong, Wang Weitao, Feng Juanping, Jing Jifeng, Li Ling jun. 2006. Sedimentary copper deposit in Emeishan basalts northeastern Yunnan province[J]. *Mineral Deposits*, (6):663–671. (in Chinese with English abstract).
- Wang Liben. 2001. Amphibole nomenclature– IMA– CNMMN[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(1):84–100 (in Chinese with English abstract).
- Williams P J. 1999. Fe–oxide–Cu–Au Deposits of the Olympic Dam/ Ernest Henry–type[M]. *New Developments in the Understanding of Some Major ore Types and Environments, with Implications for Exploration*. In: Proc Prospectors and Developers Association of Canada Short Course, Toronto, 2–43.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*[M]. London: Unwin Hyman Press, 1–466.
- Wilson N, Zentilli M, Reynolds P H, Boric R. 2003a. Age of mineralization by basinal fluids at the El Soldado manto–type copper deposit, Chile:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of K–feldspar[J]. *Chem. Geol.*, 197 (1/4): 161–176.
- Wilson, N S F, Zentilli M, Spiro B. 2003b. A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanic– hosted El Soldado Manto–Type copper deposit, Chile: The essential role of bacteria and petroleum[J]. *Econ. Geol.*, 98 (1): 163–174.
- Xu Zhiqin, Zhao Zhonbao, Peng Miao, Ma Xuxuan, Li Huaqi, Zhao Junmeng. 2016. Review of “orogenic plateau”[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 32(12) : 3557–3571 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Bingquan, Chang Xiangyang, Hu Yaoguo, Zhang Zhengwei. 2002. Discovery of Yanhe copper deposit in the Yunnan–Guizhou border area and a new train of thought for copper prospecting in the large igneous province of Emeishan flood basalts[J]. *Advances in Earth Science*, 17(6) : 912–917 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 杜玉龙, 方维萱. 2017. 安第斯玻利维亚段金属成矿带及战略选区方向探讨[C]//第八届全国成矿理论与找矿方法学术讨论会会议论文集. *矿物学报*, 37(增刊):876–877.
- 方维萱, 贾润幸, 王磊. 2017. 塔西陆内红层盆地中盆地流体类型、砂砾岩型铜铅锌–铀矿床的大规模褪色化围岩蚀变与金属成矿[J]. *地球科学与环境学报*, 39(5):585–619.
- 方维萱, 柳玉龙, 张守林, 郭茂华. 2009. 全球铁氧化物铜金型(IOCG)矿床的3类大陆动力学背景与成矿模式[J]. *西北大学学报(自然科学版)*, 39(3):404–413.
- 方维萱, 王磊, 贾润幸. 2018. 塔西地区中–新生代盆–山–原镶嵌构造区:砂砾岩型铜铅锌–天青石–铀–煤成矿系统[J]. *地球科学与环境学报*, 40(6):663–705.
- 李建旭, 郑厚义, 高海鸥. 2011. 智利劳斯奎洛斯(Los Quilos)铜矿床地质特征及找矿标志[J]. *地质找矿论丛*, 26(1):85–89, 118.
- 李泽琴, 王浆臻, 刘家军, 李朝阳, 杜安道, 刘玉平, 叶琳. 2003. 拉拉铁氧化物–铜–金–钼–稀土矿床Re–Os同位素年龄及其地质意义[J]. *地质找矿论丛*, 18(1):39–42.
- 林文蔚, 彭丽君. 1994. 由电子探针分析数据估算角闪石、黑云母中的 $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ [J]. *长春地质学院学报*, 24(2): 155–162.
- 麻菁, 曾善胜, 苟瑞涛, 王聚杰, 代艳娟. 2015. 中国碱性杂岩的成因及其成矿作用[J]. *地质与勘探*, 51(3):466–477.
- 孟子岳, 朱飞霖, 张凯亮. 2016. 研究岩浆岩的金钥匙: 角闪石–斜长石矿物温压计[J]. *广东微量元素科学*, 23(1):38–41.
- 王富东, 朱笑青, 王中刚. 2011. 与峨眉山玄武岩有关的沉积型铜矿——“马豆子式”铜矿的成因研究[J]. *中国科学: 地球科学*, 41(12): 1851–1861.
- 王居里, 郭健, 刘忠奎, 张云峰, 张蓉, 王伟涛, 冯士信, 冯娟萍, 井继峰, 李领军. 2006. 滇东北峨眉山玄武岩区的沉积型铜矿床[J]. *矿床地质*, (6):663–671.
- 王立本. 2001. 角闪石命名法——国际矿物学协会新矿物及矿物命名委员会角闪石专业委员会的报告[R]. *岩石矿物学杂志*, 20(1): 84–100.
- 许志琴, 赵中宝, 彭森, 马绪宣, 李化启, 赵俊猛. 2016. 论“造山的高原”[J]. *岩石学报*, 32(12):3557–3571.
- 朱炳泉, 常向阳, 胡耀国, 张正伟. 2002. 滇–黔边界鲁甸沿河铜矿床的发现与峨眉山大火成岩省找矿新思路[J]. *地球科学进展*, 17(6): 912–917.