

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2019.271>



# 藏南康马县布主金(锑)矿构造控矿规律及找矿预测

李国猛<sup>1</sup>, 姜维<sup>1</sup>, 石文杰<sup>1,2\*</sup>, 魏俊浩<sup>1,2</sup>, 周新琪<sup>1</sup>, 毛国正<sup>3</sup>, 刘成林<sup>3</sup>

1. 中国地质大学资源学院, 湖北武汉 430074
2. 固体矿产勘查国家级实验教学示范中心, 湖北武汉 430074
3. 西藏工程勘察施工(集团)有限责任公司, 西藏拉萨 850000

**摘要:** 藏南金锑铅锌银多金属成矿带又称北喜马拉雅成矿带, 是特提斯喜马拉雅成矿域的重要组成部分。康马地区虽处于 EW 向和 SN 向断裂交汇的有利成矿位置, 但由于海拔高覆盖厚, 本区构造控矿规律不明、缺乏有效的勘探方法和可借鉴的找矿范例, 这致使找矿工作长期未获突破。近年来, 布主金(锑)矿等一批矿床的发现彻底填补了本区的找矿空白。但由于缺乏对矿区断裂带内部组成及其控矿作用的深入认识, 布主金(锑)矿的普查勘探工作受到严重制约。本文在详实地质调查基础上, 对矿区 NW-近 EW 向和近 SN 向断裂带内部结构进行了系统剖析, 发现两组断裂带均由中部的断层核和外围的破碎带构成。在 NW-近 EW 断裂带, 其断层核控制着强揉皱含黄铁矿方解石石英脉型等矿体, 而破碎带控制着平直陡倾含多金属硫化物石英脉型和富毒砂石英脉型矿体。在近 SN 向断裂带, 断层核由劈理化带和角砾岩带组成, 几乎不含矿。而破碎带中近顺层节理则控制着发育强褐铁矿化和黏土化的高品位矿体。结合区域构造演化, 建立了布主矿区断裂带形成、发展及控矿的三阶段演化模型。并在此指导下, 以地质事实为基础, 结合 1:1 万土壤化探综合异常及围岩蚀变、矿化露头等找矿信息, 圈定找矿靶区 6 处。并综合考虑多种因素对靶区进行优选, 得到 A、B、C 级靶区各 2 个。通过对布主矿区断裂带结构、控矿规律、断裂带演化模型等方面的研究和结合化探综合异常的靶区圈定, 以期对布主矿区及康马地区矿床成因研究和找矿勘探工作提供有益借鉴。

**关键词:** 布主金(锑)矿; 构造控矿规律; 找矿预测; 藏南金锑多金属成矿带; 矿床。

中图分类号: P624

文章编号: 1000-2383(2020)06-2117-18

收稿日期: 2019-05-15

## Regularities of Ore-controlling Structures and Exploration Predictions of Buzhu Au (Sb) Deposit in Kangma County, South Tibet, China

Li Guomeng<sup>1</sup>, Jiang Wei<sup>1</sup>, Shi Wenjie<sup>1,2\*</sup>, Wei Junhao<sup>1,2</sup>, Zhou Xinqi<sup>1</sup>, Mao Guozheng<sup>3</sup>, Liu Chenglin<sup>3</sup>

1. School of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
2. National Demonstration Center for Experimental Mineral Exploration Education, Wuhan 430074, China
3. Tibet Engineering Survey and Construction (Group) Co., Ltd., Lhasa 850000, China

**Abstract:** The Au-Sb-Pb-Zn-Ag Polymetallogenic Metallogenic belt in South Tibet, also known as the North Himalayan Metallogenic belt, is an important part of the Tethyan Himalayan Metallogenic Region. Although Kangma area is in an advantageous metallogenic location where the SN-trending faults cross the EW-trending faults, few breakthroughs have been made in exploration prediction for a long time due to the lack of clear ore-controlling regularities, feasible prospecting methods, and effective prediction examples for reference, which caused by high altitude and thick coverage. In recent years, the discovery of a group of deposits such as Buzhu gold (antimony) deposit has filled the gap of exploration in this area. However, due to the lack of in-depth understanding of the internal architecture and ore-controlling styles of the fault zones, the exploration of Buzhu deposit is

**基金项目:** 国家自然科学基金项目(No.41772071).

**作者简介:** 李国猛(1993-), 男, 博士研究生, 矿产普查与勘探专业. ORCID:0000-0002-7618-3304. E-mail: liguomengcug@126.com

\* **通讯作者:** 石文杰, E-mail:swjhaoo@126.com.

**引用格式:** 李国猛, 姜维, 石文杰, 等, 2020. 藏南康马县布主金(锑)矿构造控矿规律及找矿预测. 地球科学, 45(6):2117-2134.

seriously restricted. Based on detailed geological survey, the internal architectures of NW- (and EW-) and SN- trending fault zones in this deposit have been systematically dissected here. It is identified that both sets of fault zones were composed of the fault core in the central part and the damage zone in the peripheral. In the NW- (and EW-) trending fault zones, the crumpled pyrite-bearing quartz veins were controlled by the fault core and the straight and steep quartz veins bearing multiple sulfide phases and quartz veins bearing abundant arsenopyrite filled in the joints of the damage zone. In the SN-trending fault zones, the fault core consisting of cleavage zone and breccia zone is barren. While, the bedding tension fractures in the damage zone were filled by high grade veins characterized by obvious limonite and clay alteration. Combined with regional tectonic evolution, a three-stage evolution model depicting the formation, development and ore-controlling of the major fault zones in Buzhu deposit is established in this paper. Under the guidance of this model, 6 prospecting targets were delineated according to the geological facts combined with the prospecting information such as synthetic anomalies of 1:10 000 soil geochemical exploration, wall rock alteration and ore outcrops. And each of the 2 targets was finally selected in the 3 levels of A, B and C, comprehensively considering various factors. Through the above studies on the internal architecture, ore-controlling regularities and evolution model of the fault zones, as well as the delineation of the targets combined with synthetic anomalies, the authors hope to provide useful reference for the ore genesis research and prospecting in the Buzhu deposit and Kangma areas.

**Key words:** Buzhu gold (antimony) deposit; ore-controlling regularity of structure; exploration prediction; Au-Sb polymetallic metallogenic belt in South Tibet; deposit.

藏南金锑铅锌银多金属成矿带又称北喜马拉雅成矿带,是特提斯喜马拉雅成矿带的重要组成部分(图 1a)(郑有业等,2012).经过地质工作者不懈努力,带内已经发现了查拉普、邦布、马扎拉、沙拉岗、扎西康、吉松、错那洞等 50 余个金、金锑、铅锌及铍锡钨多金属矿床(图 1b)(孙晓明等,2010;张刚阳等,2011;Zhai *et al.*,2014;李光明等,2017;Wang *et al.*,2019;谢玉玲等,2019).前人在控矿作用、矿床类型、成矿规律等方面已经取得了丰富的成果(李金高等,2002;聂凤军等,2005;戚学祥等,2008;Yang *et al.*,2009;郑有业等,2012;Hou and Zhang,2015;张林奎等,2018).总体而言,北喜马拉雅成矿带内矿床的形成和空间展布主要受近 EW 向拆离构造和近 SN 向走滑构造(及二者次级构造)控制,而且两个方向构造交汇部位是最有利的控矿部位(张刚阳,2011;郑有业等,2014).已发现的矿床多集中在洛扎—措美、邛多江—扎西康以及查拉普—三安曲林等羊卓雍措以东地区.在羊卓雍措以西,北部然巴穹窿附近已发现了乌拉堆、沙拉岗等金(锑)矿床(图 1b).而在南部,同样处于 EW 向断裂与 SN 向断裂交汇部位的康马地区,由于海拔高覆盖厚,控矿构造行迹难以确定以及缺乏有效的勘探方法和可借鉴的找矿范例,找矿工作长期未突破.

近年来,随着布主金(锑)矿、田巴普锑矿及色秀超大型萤石矿的发现(扎西等,2018),彻底填补了康马地区的找矿空白.布主金(锑)矿位于康马穹窿以东,EW 向绒布断裂与 SN 向勒金康桑断裂

交汇处附近(图 1c).矿区共计发现金矿体 9 条,初步估计金资源量超过 5 t.但目前对主控矿构造——NW-近 EW 向断裂带的构成及其对带内不同类型矿化的控制作用尚缺乏深入认识.而断裂带宽度往往超过 60 m,矿体宽度却不超过 13 m,这导致对矿体在断裂带中的精准定位变得困难.近 EW 向富毒砂石英脉型矿体是矿区重要的高品位矿体,其与 NW-近 EW 向断裂的成因联系尚不明确.近 SN 向断裂系统,作为藏南成矿带的另一组重要的控矿构造,在扎西康、沙拉岗、车穷卓布等矿床中控制着矿体的产出(聂凤军等,2005;张刚阳等,2011;郑有业等,2014),但布主矿区近 SN 向断裂的控矿作用还未被深入探讨.这些问题严重制约了布主矿区找矿勘探工作的进一步开展.断裂带内部结构的最新研究表明正断层、逆断层和走滑断层等脆性断裂通常由断层核和破碎带组成(Faulkner *et al.*,2010;Zhang *et al.*,2017).断裂带的演化一般包括破碎带的产生、不连续断层核的发展和断层核破碎产生碎裂岩三个阶段(Billi *et al.*,2003;Agosta *et al.*,2009;Billi,2010;Zhang *et al.*,2017).这为探讨布主矿区断裂带构成及其控矿作用提供了理论基础.笔者在详实的野外地质研究基础上,详细剖析了不同方向断裂构造的内部构成,明确了断裂带演化过程及其与成矿的联系,建立了三阶段构造控矿模式.并以构造控矿规律为指导,结合土壤化探综合异常等找矿信息,尝试圈定找矿靶区 6 处.以期为本地区金(锑)成因研究研究和找矿勘探工作提供有益借鉴.

# 1 区域及矿区地质特征

## 1.1 区域地质背景

**1.1.1 区域构造演化** 北喜马拉雅(特提斯喜马拉雅, THS)成矿带地处印度陆块和雅鲁藏布江缝合带(IYS)之间,向南隔藏南拆离系(STDS)与高喜马拉雅相邻;向北隔雅鲁藏布江缝合带(IYS)与冈底斯成矿带相邻(图 1a)(Yin and Harrison, 2000; 潘桂棠等, 2002). 青藏高原自 65 Ma 启动隆升以来(Mulch and Chamberlain, 2006), 主要经历了主碰撞造山阶段(65~41 Ma)、晚碰撞转换阶段(40~26 Ma)和后碰撞伸展阶段(~25 Ma)(侯增谦等, 2006a, 2006b, 2006c; Hou and Zhang, 2015). 在主碰撞和晚碰撞阶段, 由于强烈的南北向挤压, 北喜马

拉雅发生明显的向北逆冲推覆(Nelson *et al.*, 1996); 在后碰撞伸展阶段, 近 EW 向藏南拆离系(STDS)(21~12 Ma)(Burg *et al.*, 1984; Yang *et al.*, 2009)、近 SN 向的正断层系统(~14 Ma)(Blisniuk *et al.*, 2001)以及淡色花岗岩带(24~17 Ma)(Guillot and LeFort, 1995; Harrison *et al.*, 1998)形成; 北喜马拉雅重要的浅成低温金锑成矿作用即是发生在这一后碰撞伸展的构造背景下(李金高等, 2002; 聂风军等, 2005; 戚学祥等, 2008; Yang *et al.*, 2009; 郑有业等, 2014; Hou and Zhang, 2015; Sun *et al.*, 2018).

**1.1.2 区域地质特征** 康马地区位于北喜马拉雅成矿带东段(图 1c). 以 EW 向绒布断裂为界, 地层“南老北新”. 中生代地层出露面积最广, 主要岩性为浅变

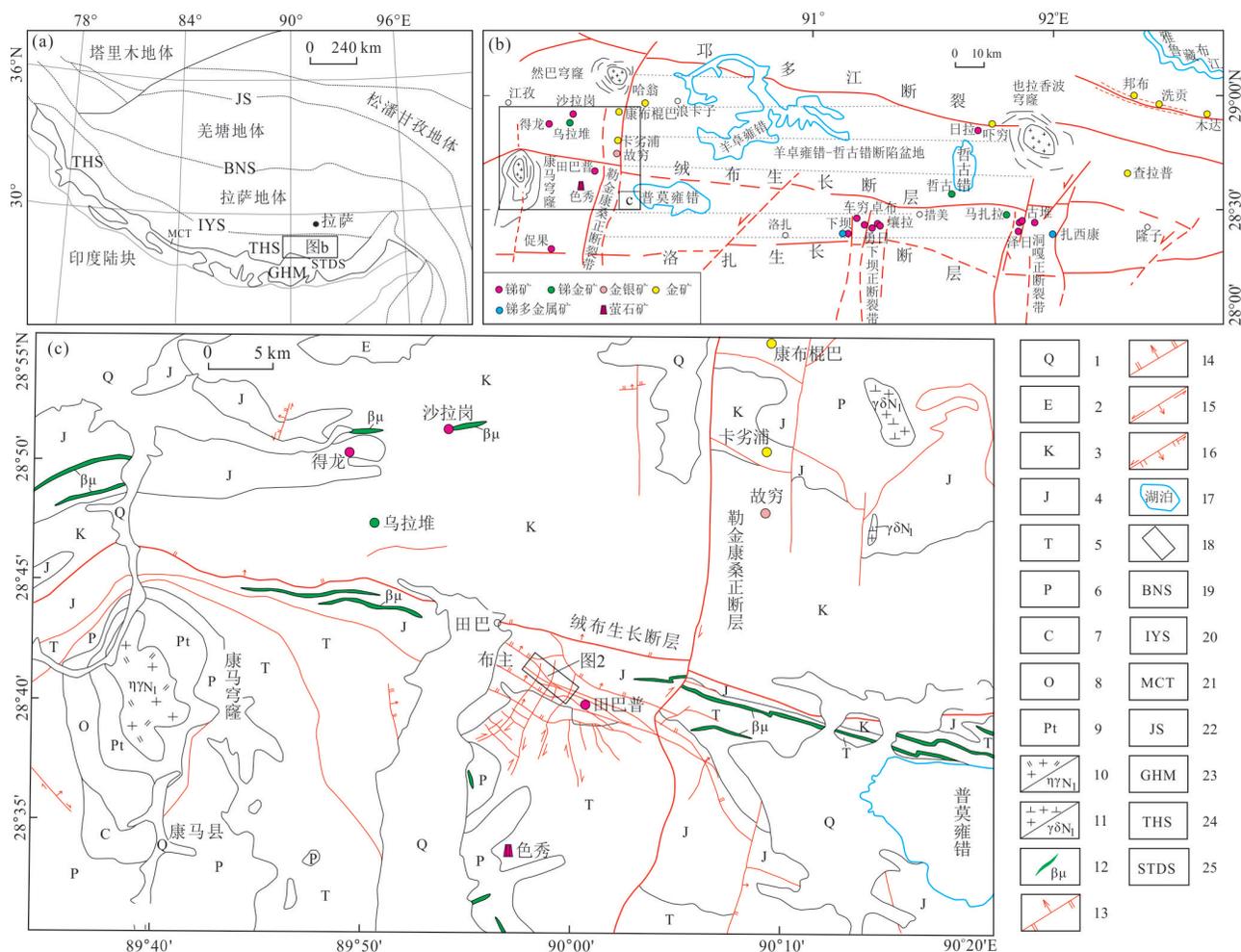


图 1 研究区大地构造位置及区域地质简图

Fig.1 Tectonic map and regional geological map of study area

1. 第四系; 2. 古近系; 3. 白垩系; 4. 侏罗系; 5. 三叠系; 6. 二叠系; 7. 石炭系; 8. 奥陶系; 9. 拉轨岗日岩群; 10. 中新世二云母二长花岗岩; 11. 中新世花岗闪长岩; 12. 辉绿玢岩脉; 13. 正断层; 14. 逆断层; 15. 左行断层; 16. 左行逆断层; 17. 水系; 18. 工作区位置; 19. 班公-怒江缝合带; 20. 印度河-雅鲁藏布江缝合带; 21. 主中央逆冲断裂; 22. 金沙江缝合带; 23. 高喜马拉雅构造带; 24. 特提斯喜马拉雅岩系; 25. 藏南拆离系; a 据张刚阳(2011); b 据郑有业等(2012)修编; c 据 1:25 万江孜幅、洛扎幅地质图修编

质的灰黑色板岩夹变质细砂岩、泥质灰岩、硅质岩夹火山岩等(王亚莹, 2016). 中新元古代—古生代地层分布于康马岩体周围, 主要为强烈变质变形的基底岩系(拉轨岗日岩群). 区域断裂包括以绒布断裂为代表的近 EW 向拆离断层系统(21~12 Ma)(Yang *et al.*, 2009)和以勒金康桑断裂为代表的近 SN 向正断层系统(~14 Ma)(Blisniuk *et al.*, 2001)两组. 此外还发育伸展背景下的康马变质核杂岩构造. 岩浆活动总体较弱, 以新生代二长花岗岩(如康马岩体)、花岗闪长岩为主, 并普遍发育近 EW 向辉绿(玢)岩、闪长(玢)岩等脉岩. 区域矿产以金、金锑、锑矿为主, 主要有沙拉岗、乌拉堆、得龙、布主、田巴普等, 此外还包括最新发现的色秀超大型萤石矿(图 1c).

## 1.2 矿区地质特征

### 1.2.1 地层岩性

布主金(锑)矿床位于康马穹窿以东, 绒布断裂以南, 勒金康桑断裂以西, 近 EW 向藏南拆离系与近 SN 向正断层系统的交汇部位(图 1c).

矿区主要地层为侏罗系日当组, 走向近 NW 向, 整体北倾(图 2). 岩性主要为碎裂化泥(钙)质板岩、含褐铁矿条带板岩、泥(钙)质板岩夹灰岩、泥晶灰岩、长石石英砂岩等. 以 NW 向大金沟为界, NE 部灰岩出露较多, 以灰岩和板岩夹灰岩为主; SW 部板岩出露较多, 以灰黑色板岩、含褐铁矿条带板岩和板岩夹灰岩为主. 其中, 灰黑色板岩和含褐铁矿条带板岩是矿区最重要的赋矿岩性(图 2).

### 1.2.2 构造特征

矿区褶皱构造主要以复式向斜、层间揉皱及 a 型褶皱为主(图 3a). 褶皱走向以 NW-近 EW 向为主, 两翼紧闭, 南北两翼倾角分别为 40°~60°和 20°~40°, 轴面多北倾. 在利用 B-B' 剖面(图 2)上 27 个层理产状所绘制的极点等密图上, 同样反映出南倾翼倾角较陡, 而北倾翼较缓, 褶皱整体倾向北的特征. 极点所确定的近 SN 走向的带, 表明褶皱是由地层强烈的近 SN 向压缩形成的(图 3b). 其中, 大金沟复式向斜, 轴部走向 295°、轴面北倾、两翼紧闭、辉绿岩脉及灰岩夹层等标志层被明显揉皱, 是矿区规模最大的褶皱构造(图 3a). 此外, 层间小型紧闭褶皱普遍发育, 可能导致了地层具有一定的加厚.

断裂可分为 NW-近 EW 向断裂和近 SN 向断裂两组(图 1c, 图 2). 分别为绒布断裂和勒金康桑断裂的次级断裂(图 1c), 其形成时代应与区域 EW 向和

SN 向断裂一致.

NW 向断裂与矿区普遍发育的紧闭褶皱走向近平行. 主要沿褶皱北倾翼层理面或褶皱轴面发育, 明显切穿褶皱构造. 主要包括 F1、F2、F3 断裂等. F2 断裂位于矿区中部, 走向 280°~300°, 倾向 N 或 NE, 倾角 30°~50°(图 3c, 3d), 矿区内走向延长约 3 km. 断裂在东部分支为 Fs-2、Fs-3 两条断裂带. 单条断裂带宽度大于 60 m, 带内角砾主要为破碎的强揉皱变形的灰黑色板岩、灰岩夹层及脉岩透镜体(图 4). F1 断裂位于矿区 SE 部, 整体走向 NW 向, 区内走向近 EW 向, 倾向 NE(图 3e). 主要以断裂破碎带的形式存在, 宽度约 80 m. NW 向断裂带由多条相互平行的次级断裂面、破碎带和断层核组成.

近 SN 向断裂大多切穿 NW 向褶皱和断裂. 以密集发育的劈理化带或平直陡倾的断裂面为特征. 主要包括 F4、F5、F6、F9 等. F6 断裂位于矿区中部, 走向 0°~10°, 近直立(图 3f). 发育陡倾构造劈理化带, 明显切穿地层, 但不发育揉皱构造. F9 断裂位于矿区西部, 走向近 SN 向, 倾向 262°, 倾角 82°(图 3f). 明显切穿地层和辉绿岩脉. 断裂面平直, 发育擦痕. 擦痕倾向为 341°, 倾伏角为 62°, 表明上盘向 NW 斜落, 指示 F9 断层平面上为左行. 两组断裂的内部特征见下文.

### 1.2.3 侵入岩

矿区出露了大量的辉绿岩脉, 走向近 NW 向, 规模大小不等(图 2). 规模大者内部可分异出闪长玢岩. 辉绿岩脉多受近 NW 向褶皱影响发生明显变形而成为褶皱的标志层(图 3a), 部分辉绿岩脉被矿体穿插(Au-V、Au-VIII 等). 辉绿岩锆石 U-Pb 年龄为  $144.5 \pm 1.6$  Ma(李国猛等, 2019, 未发表数据). 表明辉绿岩脉形成于主造山阶段之前, 且成矿明显晚于辉绿岩脉.

### 1.2.4 矿化特征

矿区共发现金矿体 9 条. 按照走向可划分为 NW-近 EW 向矿体和近 SN 向矿体两组. 前者包括 Au-I、Au-II、Au-III、Au-IV 和 Au-VIII 矿体, 后者包括 Au-VI、Au-VII 和 Au-IX 矿体. 按控矿构造特征和矿化蚀变类型又可分为断裂带型(Au-II、Au-III、Au-IV)、强褐铁矿化蚀变带型(Au-VI、Au-VII、Au-IX)和富毒砂石英脉型(Au-I、Au-VIII)3 种类型(表 1).

Au-I、IV: 位于矿区南部, 与 F1 断裂(Fs-4 断裂带)关系密切. Au-I 位于 Fs-4 上盘, 由多条 NW-近 EW 向矿脉组成, 总体北倾, 倾角约 50°. Au 品位 2.52~20.8 g/t, 平均品位 3.33 g/t, 贫富不均匀. 以

富毒砂石英脉为主要矿化特征,含少量黄铁矿、黄铜矿和辉锑矿.主要发育褐铁矿化、硅化、绿帘石化等蚀变.Au-IV 位于Fs-4 断裂带内,走向近EW.矿化以揉皱的含黄铁矿石英方解石脉为主,含少量闪锌矿和方铅矿,发育褐铁矿化.

Au-II、III:位于矿区中部,受F2断裂控制,分别

位于Fs-2和Fs-3断裂带内.两矿体近平行产出,走向为NW向,整体北倾,倾角约30°.Au品位1.40~17.8 g/t,平均品位3.20 g/t,矿化较连续.矿化主要分布于断裂带内,以顺层产出的强揉皱变形的含黄铁矿石英方解石脉、主断裂面上盘的褐铁矿化炭化蚀变带以及断裂面间平直陡倾、切层产出的富硫化

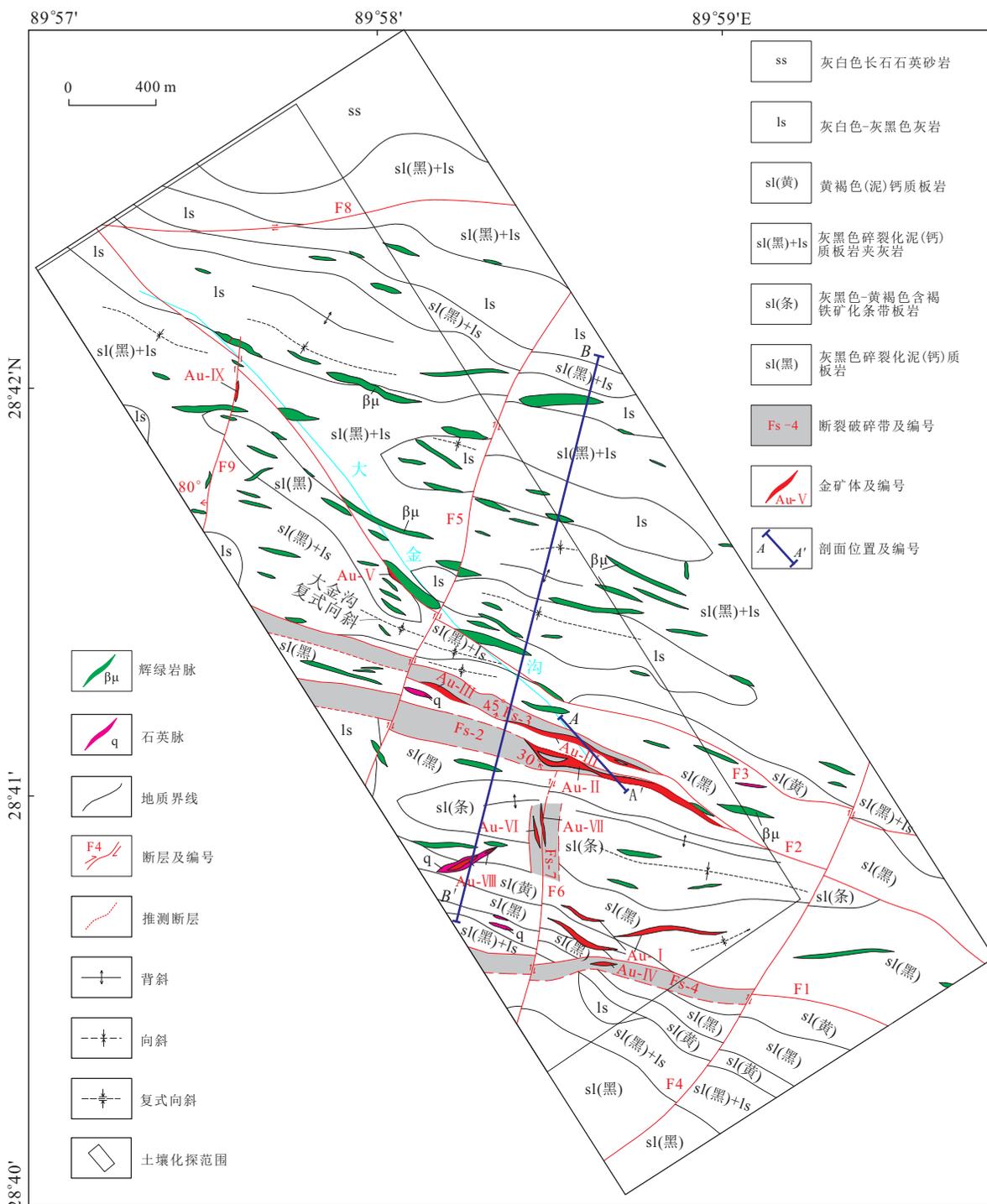


图 2 研究区地质简图

Fig.2 Geological sketch of study area

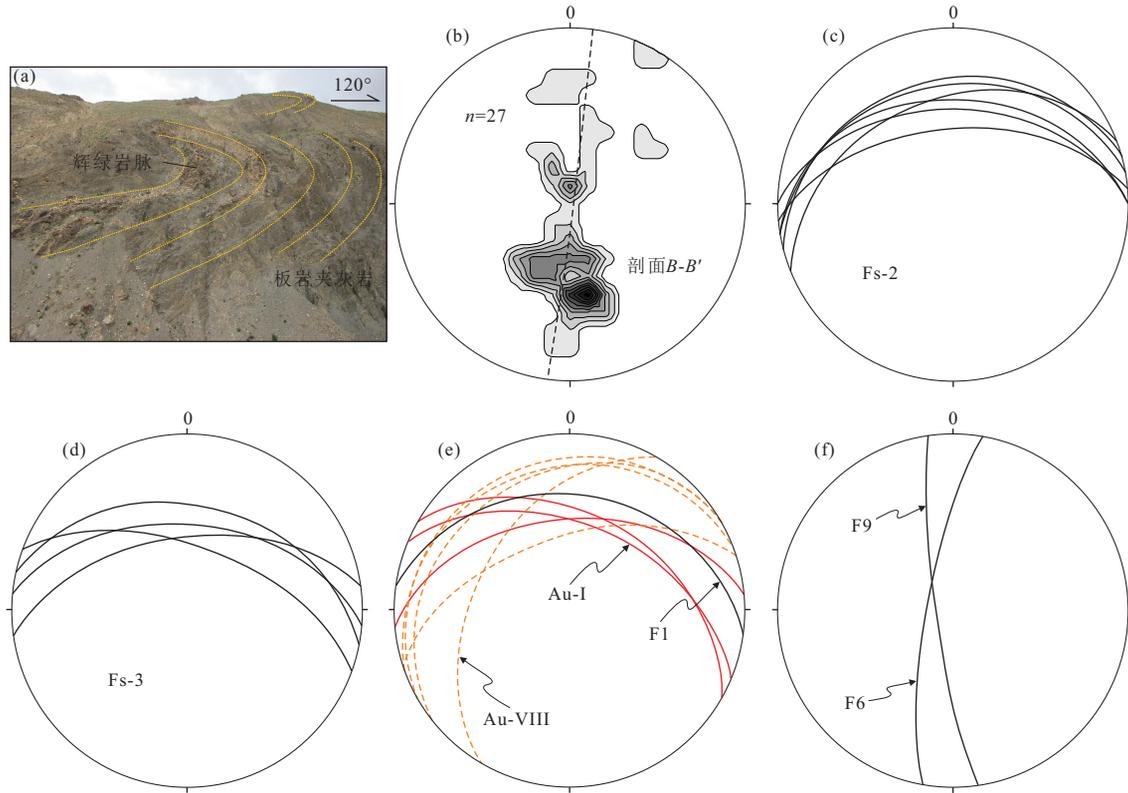


图 3 布主矿区主要构造极射赤平投影图

Fig.3 Lower-hemisphere equal-area stereographic projections of the structures in the Buzhu area

a. 大金沟复式向斜; b. 矿区 B-B' 剖面层理产状极点等密图; c. Fs-2 断裂带内断裂面产状极射赤平投影; d. Fs-3 断裂带内断裂面产状极射赤平投影; e. F1 断裂及 Au-I、Au-VIII 矿体产状极射赤平投影; f. F6、F9 断裂极射赤平投影

表 1 布主金(锑)矿体特征对比

Table 1 Comparison of characteristics of ore bodies in Buzhu gold (antimony) deposit

性质	NW-EW 向断裂带型矿体 (Au-II、Au-III、Au-IV)	NW-EW 向富毒砂石英脉型矿体 (Au-I、Au-VIII)	SN 向褐铁矿化蚀变带型矿体 (Au-VI、Au-VII、Au-IX)
控矿构造	NW-近 EW 向断裂带	近 NW-近 EW 向断裂带 上盘张裂隙	近 SN 向断裂(带)
矿体类型	强揉皱含黄铁矿石英方解石脉 褐铁矿化炭化蚀变带 平直含硫化物石英方解石脉	绿帘石化黏土化富毒砂石英脉	褐铁矿细脉、含毒砂石英脉、含星点状黄铁矿石英脉、褐铁矿化黏土化石英脉
矿物组合	黄铁矿、方铅矿、毒砂、石英、方解石, 少量闪锌矿、黄铜矿、磁黄铁矿	大量毒砂、石英、绿帘石, 少量黄铁矿、黄铜矿、辉锑矿、可能含钠长石	黄铁矿、毒砂、石英、绢云母、黏土矿物(高岭石), 少量方铅矿、方解石、可能含冰长石
矿化规模	矿体赋存于断裂带内, 矿化较连续延伸长, 品位较高	矿体品位高, 宽度大, 石英脉较连续, 但矿化不连续	矿化蚀变强, 矿化集中, 品位高宽度大, 但受后期错断

物石英方解石脉为主. 硫化物主要为黄铁矿、方铅矿, 含毒砂、闪锌矿和黄铜矿等.

Au-V: 位于矿区中部, 受 F3 断裂控制. 矿体由一组走向 NE、平直陡倾、彼此平行的含黄铁矿石英脉组成, 穿插于辉绿岩脉中, 推断受 F3 断裂次级裂隙控制.

Au-VI、VII: 位于 F2 和 F1 之间, 与 F6 断裂关系

密切. 两矿体近平行产出, 走向近 SN 向, 倾向西, 倾角约 25°. Au-VI 控制宽度大于 5 m, Au 品位 1.04~69.2 g/t, 平均 15.3 g/t. Au-VII 控制宽度 13 m. Au 品位 1.42~90.0 g/t, 平均 12.2 g/t. 地表矿化强度高. 矿化整体以强褐铁矿化蚀变带为特征, 包括条带状褐铁矿细脉、含星点状黄铁矿石英脉、含毒砂石英脉、褐铁矿化黏土化石英脉等矿化类型.

Au-VIII:位于矿区西南部,与Fs-4断裂带关系密切.矿化特征与Au-I矿体一致.走向近EW-NE向(由于地形原因,出露部分表现为略显NE),宽度约7 m,长度约150 m,品位变化范围1.66~28.60 g/t,平均品位4.18 g/t.矿化不连续.以富毒砂石英脉为主要矿化特征,发育绿帘石化、黏土化、硅化及褐铁矿化等蚀变.

Au-IX:位于矿区西部,受F9断裂控制.走向近SN,整体陡倾.最高品位12.8 g/t.为发育于断裂面上盘的强褐铁矿化蚀变带,主要为褐铁矿化黏土化石英脉型矿化.

矿石构造主要有蜂窝状构造、块状构造、浸染状构造、脉状构造.主要结构有自形一半自形粒状结构、他形粒状结构、交代残余结构、乳浊状结构等.金属矿物以毒砂、黄铁矿为主,其次为方铅矿、闪锌矿、辉锑矿、黄铜矿及磁黄铁矿等.非金属矿物主要有石英、方解石、绿泥石、绿帘石、绢云母、冰长石、高岭石等.其中,毒砂、黄铁矿和石英为主要的载金矿物,高岭石等黏土矿物中可能存在吸附态金.

## 2 构造控矿规律

断裂构造在北喜马拉雅金锑成矿中发挥重要

作用.不同级次断裂构造控制不同尺度的成矿作用.洛扎等区域性EW向拆离断裂带和洞嘎等近SN向正断层系统控制着矿集区的展布.在二者交汇处矿床密集分布(图1b)(聂凤军等,2005;郑有业等,2014).近EW、NW向和近SN向次级断裂或断裂破碎带控制着单个矿床的产出(图1c)(张刚阳,2011).而断裂和断裂破碎带则控制着单个矿体或矿脉的定位(图2).最新研究结果表明,正断层、逆断层和走滑断层等脆性断裂带通常由断层核和破碎带组成,而断裂带的发展一般包括破碎带的产生、不连续断层核的发展和断层核破碎产生碎裂岩三个阶段.断裂带的构成及其演化对矿石类型、矿化强度及矿物组合等矿化特征具有明显的控制作用(Zhang *et al.*, 2017).布主矿区主要矿体均受NW-近EW向及近SN向断裂(破碎带)控制,对其内部结构及其控矿作用的研究对找矿勘探具有重要意义.

### 2.1 NW-近EW向断裂带控矿规律

2.1.1 NW-近EW向断裂破碎带内部结构 矿区NW-近EW向断裂带是区域近EW向绒布断裂的次级断裂,控制着矿区主矿体的产出(图1c,图2).该组断裂主要发育于NW向褶皱的北倾翼和紧闭褶皱轴

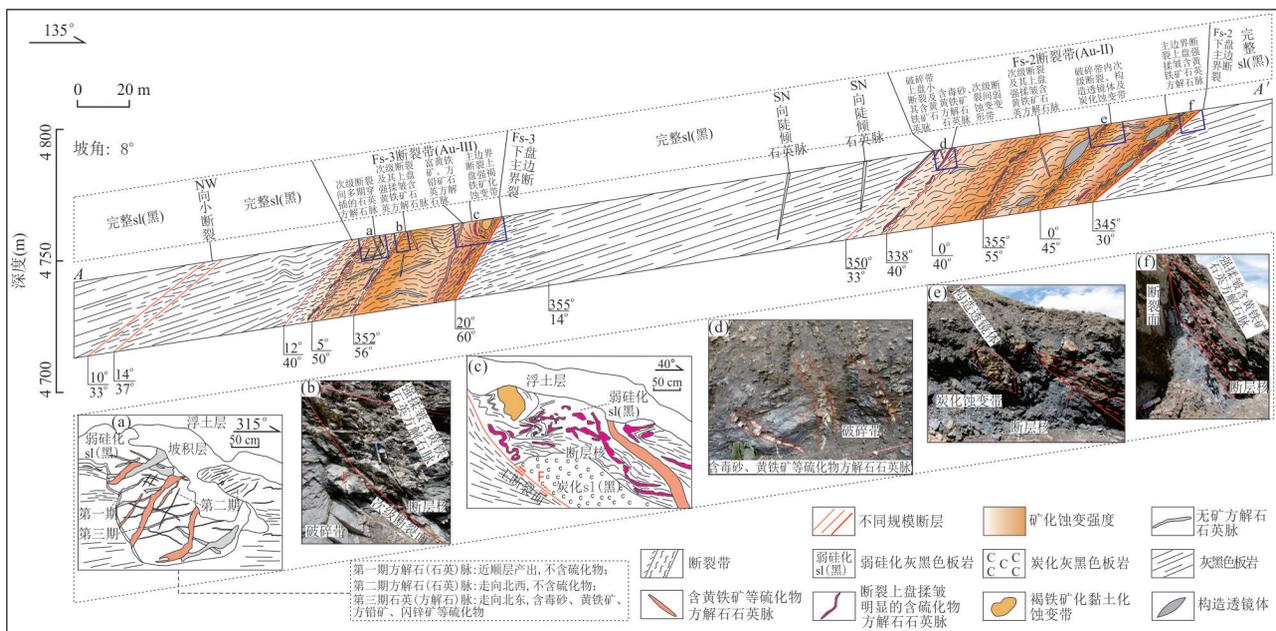


图4 布主金(锑)矿区A-A'构造剖面

Fig.4 A-A' structural profile map in Buzhu Au (Sb) deposit

a. 破碎带中中期穿插的石英方解石脉;b. 次级断裂及其上盘断层核中强揉皱含黄铁矿石英方解石脉;c. Fs-3断裂带主断面及其上盘断层核中矿化蚀变带;d. 破碎带中含毒砂、黄铁矿等硫化物方解石石英脉;e. Fs-2断层核内次级断裂及构造透镜体;f. Fs-2断裂带主断面及其上盘断层核中强揉皱含黄铁矿石英脉型矿化

面部位,明显切穿褶皱.其中,F2断裂分支的Fs-2和Fs-3断裂破碎带揭露情况最好且分别控制着矿区重要的Au-II和Au-III矿体(图2),被选为主要的解剖对象.

Fs-2和Fs-3断裂破碎带宽约60~80 m,整体北倾(图3b、3c,图4).断裂破碎带由多组断层核(分fault core)和破碎带(damage zone)构成(Faulkner *et al.*, 2010).断层核主要由断层面上盘的强揉皱变形带组成.断裂破碎带多发育一条下盘主断裂面和4~5条与其近平行的次级断裂面(图4).主断裂面

较平直并发育擦痕,擦痕指示上盘向下运动.主断裂面下盘围岩劈理具有明显向下滑动迹象(图4c,图5a、5b).主断裂面上盘为由围岩强烈揉皱形成的变形带.变形带宽度约1~3 m,角砾主要为灰黑色泥质板岩和灰岩夹层碎块.带内岩石发育强揉皱的挤压变形,被破碎为不连续的“S”型.挤压面理与主断裂面近平行或锐角相交(图4f).带内局部岩石破碎、炭化发育,并发育由辉绿岩脉破碎、磨圆形成的透镜体(图4e,图5a、5c).次级断裂及其强变形带特征与主断裂面相似,但规模更小,炭化和破碎程度

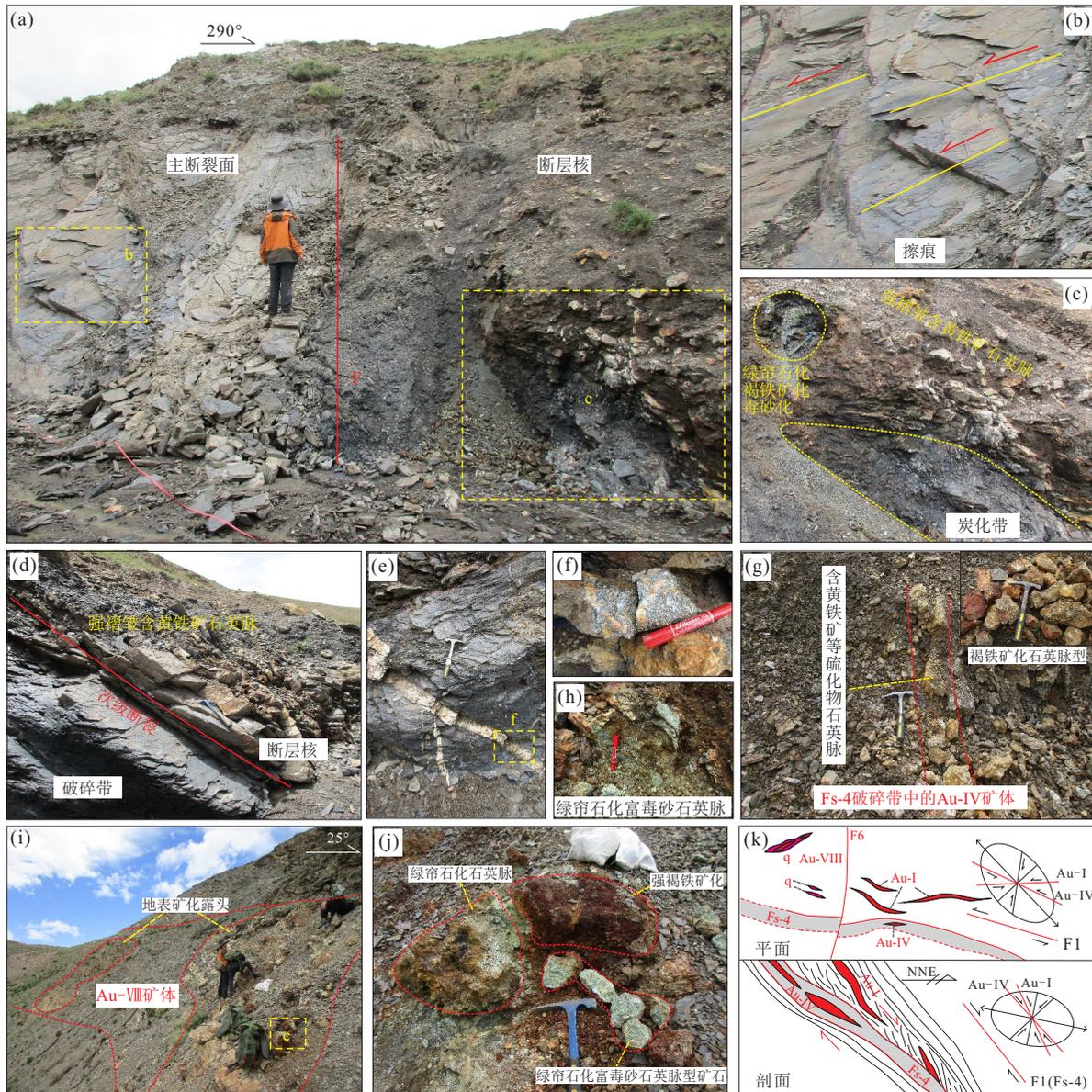


图5 布主金(锑)矿区NW-近EW向断裂带控矿特征

Fig.5 Structural ore-controlling characters of NW-EW-trending fracture zone in Buzhu Au(Sb) deposit

a.Fs-3断裂带主断裂面特征;b.Fs-3主断裂面擦痕;c.主断裂面上盘断层核中矿化特征;d.次级断裂及其上盘断层核矿化特征;e.破碎带中陡倾含黄铁矿等硫化物石英脉;f.含多金属硫化物石英脉矿石特征;g.Fs-4断裂带中Au-IV矿体矿化特征;h.Au-I矿体绿帘石化富毒砷石英英脉型矿化;i.Au-VIII矿体宏观特征;j.Au-VIII绿帘石化富毒砷石英英脉;k.Fs-4断裂带控矿规律平面—剖面示意

较低,透镜体不发育(图4b,图5d).主断裂面及其强变形带构成的断层核宽约5 m,而次级断裂附近断层核宽0.5~2.0 m.

断层核之间是变形较弱的破碎带.破碎带内几乎不发育强挤压变形和炭化(图5d).而岩石被岩石板理和多组节理切割为大的角砾(图4a,4d).角砾的大小与距离断裂面的远近有关,距离越近破碎越强,角砾越小,位移越大.破碎带内节理分为两类,充填脉体的节理和不充填的节理.前者可以区分出三期.前两期节理充填方解石(石英脉)几乎不含硫化物.第三期充填石英(方解石)脉,宽5~15 cm,走向NE、较陡倾,含黄铁矿、毒砂、方铅矿和闪锌矿等硫化物(图4a、4d和图5e、5f).不充填脉体的节理较平直,局部将含矿节理切割.破碎带的宽度自主断裂面向上盘逐渐变大,破碎程度减弱并最终转换为完整围岩.

Fs-4断裂带是矿区另一条重要的NW-近EW向断裂带,但由于覆盖原因,Fs-4断裂带的揭露程度较低.Fs-4断裂破碎带的构成应与Fs-2和Fs-3一致,其规模更大(>80 m).Fs-4断裂破碎带发育宽约15 m的发育炭化和褐铁矿化的强褶皱变形带,推测构成了断层核.断层核上盘同样发育石英脉穿插的破碎带.

**2.1.2 NW-近EW向断裂破碎带控矿作用**通过对Fs-2、Fs-3断裂破碎带的解剖发现,矿化类型与断裂破碎带的组成具有明显的对应关系.在断层核中,矿化主要以沿强变形带充填的明显揉皱的含黄铁矿等硫化物的石英方解石脉体群为主(图5a、5d).含矿石英方解石脉沿挤压面理充填,呈“S”型.脉体宽约2~10 cm,多不连续,局部见宽约10cm,延伸稳定的大脉.硫化物主要为黄铁矿和方铅矿(图4b、4c、4f,图5a、5c).次级断裂附近断层核主要发育强揉皱含黄铁矿石英方解石脉型矿化(图4b,图5d),而在主断裂面附近的断层核中,除发育上述矿化类型外,还发育炭化和强褐铁矿化蚀变,褐铁矿化发育部位可见毒砂矿化(图4c,图5c).在破碎带中,矿化主要以沿第三期节理充填的平直含黄铁矿等多金属硫化物石英脉、石英方解石脉为主.矿脉的宽度在3~15 cm之间,多稀疏分布于破碎带中.矿脉除含有黄铁矿、方铅矿等硫化物外,还含有毒砂和闪锌矿(图4a、4d,图5e、5f).

与Fs-2、Fs-3类似,Fs-4断裂带的断层核控制着Au-IV矿体.该矿体同样是以强揉皱的含黄铁矿

石英方解石脉为主,发育明显炭化和褐铁矿化(图5g).Au-I和Au-VIII矿体处于Fs-4断裂上盘,以往对这类品位高、厚度大、断续产出的富毒砂石英脉型矿体(图5h~5j)与控矿断裂的关系不甚明了.这严重限制了此类矿体的找矿勘探.其具有以下特点:(1)矿体走向与NW-近EW向断裂带大致一致,但存在小的交角(图3e,图5k);(2)矿体为断续出现脉;(3)矿体平直陡倾、不发生明显揉皱(图5i);(4)金属矿物主要赋存于石英脉,硫化物主要为毒砂、黄铁矿、方铅矿等(图5h、5j).通过与Au-II、Au-III等受NW-近EW向断裂带控制的矿体对比发现,这类矿体的产状和矿物组合特征与NW-近EW向断裂带的破碎带中控制的平直陡倾的含多金属硫化物的石英脉型矿体相似.因此,推断此类型矿体同样受NW-近EW向断裂带控制,可能为破碎带上盘张性裂隙充填成矿形成(图5k).但其规模更大、品位更高,可能与Fs-4断裂带宽度更宽有关.相比断裂带内而言,其上盘张性裂隙可能是更有利的容矿空间.

## 2.2 近SN向断裂带控矿规律

**2.2.1 近SN向断裂破碎带内部结构**近SN向断裂是区域上另一组重要的控矿构造(张建芳等,2010;张刚阳等,2011).布主矿区F6、F9等近SN向断裂分别控制着Au-VI、Au-VII和Au-IX等矿体的产出(图2).本组构造具有两种形式:以F6为代表的断裂破碎带和以F9为代表的单条断层.

F6断裂带走向10°左右(图2和图3f),宽约25m,为一陡倾的正断层系统.断裂带由强劈理化带和角砾岩带组成的断层核(图6b)以及发育顺层和切层两组节理的破碎带两部分组成(图6e~6f).断层核中部发育密集陡倾的劈理化带,宽约1 m,明显切穿岩层,但不发育强烈的褶皱变形(图6b).劈理化带中角砾为近长条形的泥质板岩,岩石破碎明显.劈理化带两侧是较完整的角砾岩带,劈理化带和角砾岩带存在较明显的界限.角砾岩带中同样发育陡倾劈理,但密度较小.角砾体积更大,并具有一定的位移.角砾岩带外侧是节理发育的破碎带(图6b).破碎带内节理主要分为两组,近顺层节理和切层节理.其中前者发育程度较高,可能为构造作用下层间裂隙沟通形成.后者与密集劈理化带的走向斜交,倾角较陡.

F9断裂为一走向近SN的走滑断层(图2和图3f),以发育切穿地层和辉绿岩脉的断裂面为特征.

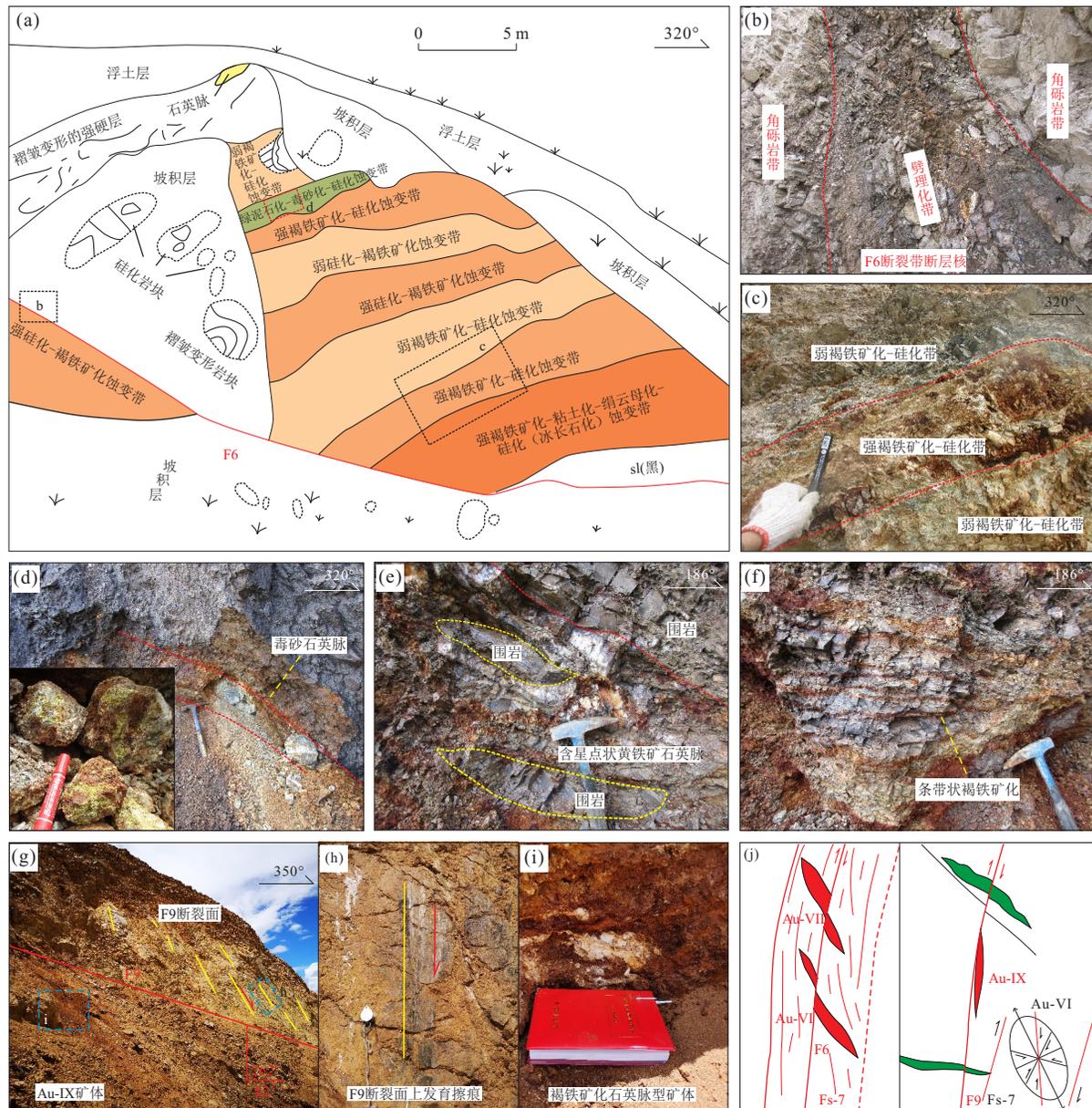


图6 布主金(锑)矿区近SN向断裂控矿特征

Fig.6 Structural ore-controlling characters of SN-trending faults in Buzhu Au (Sb) deposit

a. Au-VII 矿体矿化分带素描图; b. F6 断裂带断层核; c. Au-VII 矿体矿化强弱分带; d. Au-VII 绿帘石化富毒砂石英脉; e. Au-VI 沿近顺层节理充填的含星点状黄铁石英脉; f. Au-VI 沿近顺层节理充填的条带状褐铁矿化; g. F9 断裂及 Au-IX 矿化; h. F9 断裂面擦痕; i. Au-IX 褐铁矿化石英脉型矿化; j. Au-VI、VII 矿体和 Au-IX 矿体构造控矿规律平面示意

断裂面平直陡倾, 表面发育明显擦痕, 指示上盘具有向 NW 斜落的特征(图 6g, 6h). 断裂带上盘发育宽约 2 m 的硅化褐铁矿化破碎蚀变带是矿化的主要形式(图 6i).

**2.2.2 近 SN 向断裂破碎带控矿作用** Au-VI 和 Au-VII 矿体与 F6 断裂破碎带关系密切, 两矿体为近平行的 SN 向矿体. 其中 Au-VII 矿体剥露厚度约 13 m(图 6a). 矿体近顺层产出, 产状  $260^{\circ}\sim 280^{\circ}\angle 30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ . 两矿体矿化特征一致, 以强褐铁矿化蚀

变带为主要特征. 发育条带状褐铁矿细脉、含星点状黄铁石英脉、含毒砂石英脉、褐铁矿化黏土化石英脉等矿化类型(图 6c~6f). 矿化类型与断裂带结构具有一定的对应关系. 矿化主要发育于破碎带中, 而断层核中矿化较弱, 只有角砾岩带中含有少量含星点状黄铁石英脉, 而强劈理化带中几乎不含矿(图 6b). Au-VII 矿体矿化较强, 褐铁矿化黏土化石英脉、含毒砂石英脉等富矿脉赋存于破碎带近顺层节理中, 且具有强弱分带性. Au-VI 矿体较发育

含星点状黄铁石英脉(图6e)和条带状褐铁矿细脉(图6f),在褐铁矿化较强部位发育含毒砂石英脉。矿脉多沿切层节理产出,在顺层节理发育部位充填则形成条带状矿脉(图4h,4i)。两矿体可能为在近SN向拉张作用下流体沿破碎带中张性节理充填形成。F6断裂具有多期活动的特点,Au-VI和Au-VIII矿体较明显地被右行错断(图6j)。

Au-IX矿体受近SN向F9断裂控制,矿化类型以赋存于F9断裂面上盘的硅化强褐铁矿化破碎带为主(图6g,6i)。

### 3 构造控矿模式

#### 3.1 布主矿区构造演化

布主金(锑)矿区广泛发育的NW-近EW向褶皱构造,发生褶皱的地层为侏罗系日当组,且早白垩世辉绿岩脉也被卷入其中,说明褶皱的形成时间晚于144 Ma。该组褶皱两翼紧闭,轴面北倾,与北喜马拉雅地区在主碰撞造山阶段形成的逆冲推覆构造类似(Hou and Zhang, 2015),且赤平投影图解指示的近SN向缩短也与此阶段的应力状态一直(图3b),因此推断布主矿区NW-近EW向褶皱可能形成于主碰撞造山阶段(65~41 Ma)。矿区F1、F2等NW-近EW断裂构造主要发育于褶皱的北倾翼或褶皱轴面,而断裂上盘明显褶皱的强变形带也表明断层经历了挤压作用,这说明NW-近EW向断裂可能在主碰撞造山阶段以逆冲断层的形式就已形成。在晚碰撞转换阶段,布主地区仍处于近SN向挤压体制下,NW-近NE向褶皱和断裂经历了进一步发展。

在后碰撞伸展阶段,近EW向STDS在21~12 Ma形成(Yin and Harrison, 2000)。矿区北侧绒布断裂作为重要的近EW向拆离断层,在此时期发生了明显的向北滑脱。从构造序次上,布主矿区NW-近EW向断裂是绒布断裂的次级断裂,亦在此时期活化,转换为正断层。王晓先等(2015)认为康马穹窿拆离断层可能与西不丹STDS同属一条断层,活动于13 Ma。而布主矿区西端紧邻康马穹窿,矿区NW-近EW断裂的向北滑脱也可能与其拆离断层相似。进一步表明NW-EW向断层活化于~13 Ma。在后碰撞阶段,除了STDS外,北喜马拉雅地区还广泛发育近SN向的正断层系统。该系统的形成大致时期与近EW向断裂相同(~14 Ma)(Blisniuk *et al.*, 2001; 付建刚等, 2018)。布主矿区东侧的勒金

康桑断裂带即是近SN向正断层系统的代表。矿区近SN向断裂作为勒金康桑断裂带的次级断裂,亦应形成于此时期。这与错那洞地区中中新世近SN向伸展(STDS)和近EW向伸展(NHGD)近同时发生相类似(付建刚等, 2018)。布主矿区NW-近EW向断裂为主要断裂构造,在规模上远大于近SN向断裂,表明此时期以近SN向伸展为主。而近SN向断裂局部切穿NW-近EW向,可能与近SN向断裂后期再次活动有关。

北喜马拉雅成矿带典型金锑铅锌矿床的形成多晚于25 Ma(张刚阳等, 2011; 梁维和郑远川, 2019)。Yang *et al.*(2009)根据成矿与穹窿的关系认为,沙拉岗等金锑成矿时代应为中中新世。Wang *et al.*(2019)利用多种同位素体系得到的扎西康多阶段成矿年龄中的第三阶段也基本处于这一时期(19 Ma和9 Ma)。布主矿床在控矿构造、矿化类型和矿物组合等方面均与北喜马拉雅成矿带内典型金锑矿床类似,表明本矿床也可能形成于中中新世(~14 Ma)。这表明成矿基本与NW-近EW向断层活化和近SN向断层形成近同时。这与矿体明显受上述两组构造控制相吻合。

由此可见,布主金矿区主要经历了碰撞造山阶段近SN向挤压环境下,NW-近EW向紧闭褶皱和逆冲断层的形成;后碰撞伸展阶段近SN向伸展背景下,NW-近EW向断裂活化和近SN向断裂形成,并控制了金锑成矿作用。自成矿后至今,上述断裂的再次活动使得矿体受到了错断和改造。

#### 3.2 断裂带的形成、发展演化过程及其控矿作用

正断层、逆断层和走滑断层等断裂带的演化一般经历以下3个阶段:破碎带的产生、不连续断层核的发展和断层核破碎产生碎裂岩(Billi *et al.*, 2003; Agosta *et al.*, 2009; Billi, 2010; Zhang *et al.*, 2017)。结合断裂带的构成及演化过程将布主矿区的金锑成矿作用划分为3个阶段。

(1)成矿前一挤压造山阶段。在近SN向压应力作用下,矿区侏罗系地层和辉绿岩脉发生明显褶皱(图7a)。在挤压应力的作用下(图7b,7c),褶皱的岩层发育了一系列节理,岩石逐步破碎,形成了最初的破碎带(图7d)。作为应力的主要释放部位,在紧闭褶皱的缓倾北翼和轴面部位,岩石除发生破碎外,由于强烈的挤压作用,泥质板岩及其中的灰岩夹层发生明显的褶皱,形成了连续的强变形带。这便是最初的断层核(图7d)。在挤压应力的持续作用

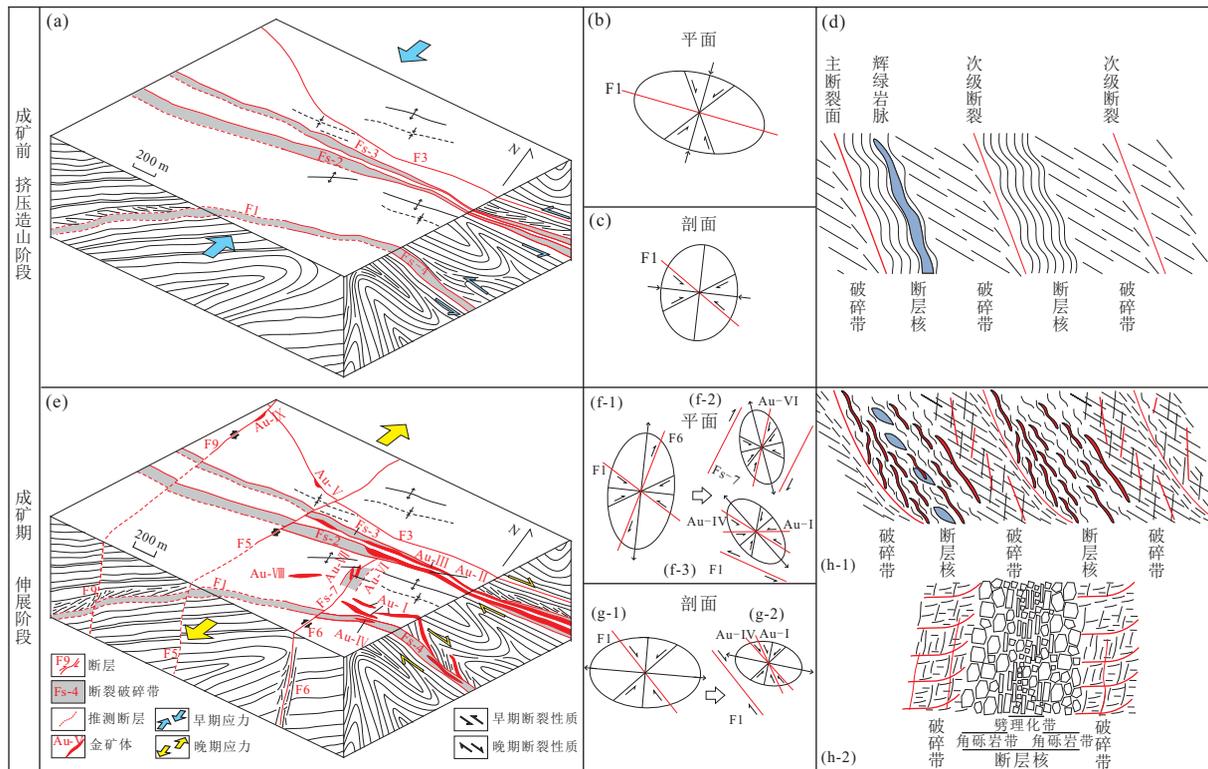


图 7 布主金(锑)矿床构造控矿模式图

Fig. 7 Structural ore-controlling model of Buzhu Au (Sb) deposit

a. 成矿前构造样式; b. 成矿前平面应变椭圆; c. 成矿前剖面应变椭圆; d. 成矿前 NW-近 EW 向断裂带特征; e. 成矿期构造样式; f-1. 成矿期平面应变椭圆; f-2. 成矿期近 SN 向断裂带平面应变椭圆; f-3. 成矿期 NW-近 EW 向断裂带平面应变椭圆; g-1. 成矿期剖面应力椭圆; g-2. 成矿期 NW-近 EW 向断裂带剖面应变椭圆; h-1. 成矿期 NW-近 EW 向断裂带特征 (红色为矿脉); h-2. 成矿期近 SN 向断裂带特征

下,强变形带内的挤压劈理逐渐贯通,并最终滑动形成了断裂面.至此,发育于褶皱缓倾北翼和轴面的 F1、F2 等逆冲推覆断裂形成.在反复的构造运动过程中,断层核逐渐破碎、拓宽.而破碎带中节理被围岩溶蚀形成的富含钙和硅的流体充填,形成了不含硫化物的方解石石英脉.NW-近 EW 向断裂带,尤其是断层核,为成矿提供了有利的通道和空间.

(2)成矿期—伸展阶段(~14 Ma).在近 SN 向拉应力作用下,早期形成的 NW-近 EW 向断裂带活化(图 7e).在平面上为张剪性特征(图 7f-1,图 7f-3);在剖面上滑脱特征明显为正断层(图 7g-1,图 7g-2).在断层核中,原本连续的强揉皱变形带在压扭性应力的作用下发生破碎形成“S”形的角砾,变形带内应力集中区破碎严重形成广泛发育的炭化,早期揉皱的辉绿岩脉破碎形成构造透镜体(图 7h-1).断层核规模进一步加宽.在破碎带中,在张剪切性应力作用下,发育一组切层陡倾的节理.破碎带内角砾更加破碎(图 7h-1).在构造应力驱动(可能包括穹窿热驱动)下成矿热液沿断裂带运移.在断层核内,热

液沿破碎的“S”形角砾间充填沉淀形成强揉皱含黄铁矿方解石石英脉和强褐铁矿化蚀变型矿化(图 4b、4c、4e、4f,图 5a~5d、5g).在破碎带中,第三期偏张性节理中(图 4a、4d,图 5e、5f),沉淀形成平直陡倾的含黄铁矿、毒砂等硫化物方解石石英脉(图 5f).对于规模较大的 Fs-4 断裂带而言,在其远离断层核的上盘破碎带中,在更大的拉张应力作用下发育的与断裂带同样北倾、但倾角更陡的次级张性节理中,含矿热液充填形成了发育褐铁矿化绿帘石化的富毒砂石英脉型矿体(Au-I、Au-VIII)(图 5h、5j).

在此阶段,以 F6、F9 为代表的、平直陡倾的近 SN 向正断层或走滑断层系统形成(图 7e).在近 SN 向断裂带中部,剪切应力集中(图 7f-2),形成了劈理密集发育的、岩石破碎的劈理化带.在劈理化带外围,岩石破碎程度下降,形成了角砾岩带.二者共同构成了断层核(图 7h-2).在断层核两侧,原有的顺层裂隙在构造应力下被沟通,形成了近顺层张性节理;同时剪切应力作用下形成了与劈理近平行的切层节理.节理的广泛发育使得岩石破碎形成破碎带

(图7h-2).成矿热液自深部沿断裂带向上运移,在断层核中,由于劈理紧闭,基本不充填成矿;在破碎带中,近顺层张性节理和陡倾剪节理被充填形成了以强褐铁矿化蚀变为特征的高品位矿体(Au-VI, Au-VII),并发育条带状褐铁矿细脉、含星点状黄铁矿石英脉、含毒砂石英脉、褐铁矿化黏土化石英脉等多种矿化类型(图6a~6f).成矿流体的多阶段脉动性叠加可能导致了矿化的强弱分带性(图6a,6c).在近SN向F9断裂附近,由于断层压剪性特征表现的更为明显,Au-IX矿体以较窄的强褐铁矿蚀变型矿化为主(图6g~6i).

(3)成矿后—改造阶段.断裂带发生再次活化.NW-近EW向断裂带中发育不充填脉体的节理,将矿体改造的更加破碎.破碎带的进一步破碎使得断层核的宽度进一步加宽.在持续SN向拉张作用下,近SN向断裂带的角砾岩带逐步破碎转化为劈理化带,断层核加宽.劈理化带的持续剪切最终将整个矿体切断.破碎带中切层剪节理继续活动,并切断顺层矿脉.

## 4 找矿靶区圈定

康马地区海拔普遍在4 000 m以上,物理风化强烈,岩石破碎,覆盖较厚.这使得对控矿断裂带的追索变得困难.以布主矿区为例,NW-近EW向断裂带,宽60~100 m,延伸超过4 km,而矿区最宽的矿体不超过13 m.在这样高覆盖地区确定控矿构造走向延伸,并在宽阔的断裂带中精准定位既窄又不连续的矿体,犹如“大海捞针”、“江中捕鱼”.这也是制约本地区找矿突破的瓶颈所在.可见,本文对控矿断裂带内部结构及其对不同矿化的控制作用的剖析,使得断裂带中找矿更具有针对性.大比例尺土壤化探是覆盖区找矿的重要方法之一.由于断裂带中蚀变发育,使得化探异常对断裂带具有良好的响应.因此,本次研究以NW-近EW向断裂带和近SN向断裂带控矿规律为指导,结合矿区1:1万土壤化探综合异常,在布主矿区及外围圈定找矿靶区6处.以期为本矿区及康马地区金锑找矿工作提供有益指导.

### 4.1 土壤化探综合异常特征

矿区共圈定综合异常10处.其中甲类6处、乙类3处、丙类1处.总体而言,规模大、强度高、分带明显、套合度高的甲类异常主要分布于东部.西部以强度低、较分散的乙类和丙类异常为主(图8).

东部异常:HS<sub>甲3</sub><sup>6</sup>和HS<sub>甲4</sub><sup>7</sup>异常走向NW、强度高、套合度高,明显与NW向断裂带及其控制的矿化蚀变套合,但HS<sub>甲4</sub><sup>7</sup>异常向北东未封闭.HS<sub>甲5</sub><sup>8</sup>异常规模中等、走向NE、强度高、浓集中心明显.As、Au、Ag、Sb、Hg浓集中心与Au-VI、Au-VII矿体吻合,而As和Au在矿体上盘(西部)依然存在较强异常.HS<sub>甲6</sub><sup>9</sup>异常规模中等、整体走向NW、套合程度高、浓集明显,与富毒砂石英脉型Au-VIII矿体对应一致,但向西南异常未封闭.HS<sub>甲7</sub><sup>10</sup>异常整体走向NW,与Fs-4断裂破碎带及其上盘的富毒砂石英脉型Au-I矿体对应一致,异常规模较大、浓集中心明显与矿体对应但向东未封闭(图8).

西部异常:HS<sub>甲1</sub><sup>3</sup>异常规模中等,异常可能由NW向和近SN向断裂交汇引起,近SN向Au-IX矿体和辉绿岩脉中穿插的褐铁矿化石英脉也是形成异常的重要因素.HS<sub>甲2</sub><sup>4</sup>异常面积最大,内部具多个浓集中心.区内辉绿岩脉出露规模大,可能导致元素背景值较高.异常南部浓集中心与NW向Au-V矿体对应.异常中部可能由辉绿岩脉中穿插的褐铁矿化石英脉及其沿坡散落的碎块引起.异常北部元素分散,与辉绿岩脉吻合,向北东未封闭异常.异常亦可能与东部发育的近SN向断裂有关.HS<sub>Z2</sub><sup>5</sup>浓集中心(尤其是Au元素)明显.局部地区发育褐铁矿化及小型富毒砂等硫化物石英脉.HS<sub>Z1</sub><sup>1</sup>、HS<sub>丙1</sub><sup>2</sup>异常元素分散.该区覆盖较厚,异常与冲沟位置对应.可能为上游金属元素迁移形成(图8).

由此可见,东部异常和主要控矿断裂带吻合较好,异常的长轴走向与断裂带的走向一致,而异常内部的浓集中心则与矿体的位置吻合.而西部异常除了与断裂或小矿体对应之外,还和广布的辉绿岩脉导致背景值升高有关(图8).

### 4.2 布主矿区找矿靶区圈定

布主矿区找矿勘探主要分为两个层次:矿区内高覆盖区及矿区边部控矿断裂带的确定和已控制断裂带内部富矿体的定位.如前所述,综合异常的形态在一定程度上反映了断裂带延伸趋势,且边部异常多未封闭(图8).因此,依托化探异常(包括外围剖面异常),结合炭化、褐铁矿化及矿化滚石等找矿信息,能够较好的确定含矿断裂带.NW-近EW向断裂带断层核控制着强揉皱含黄铁矿石英脉型矿化.强揉皱变形的断层核的识别以及炭化和褐铁矿化的广泛发育对该类型矿化的定位至关重要.而破碎带控制着含黄铁矿等硫化物方解石石英脉和绿

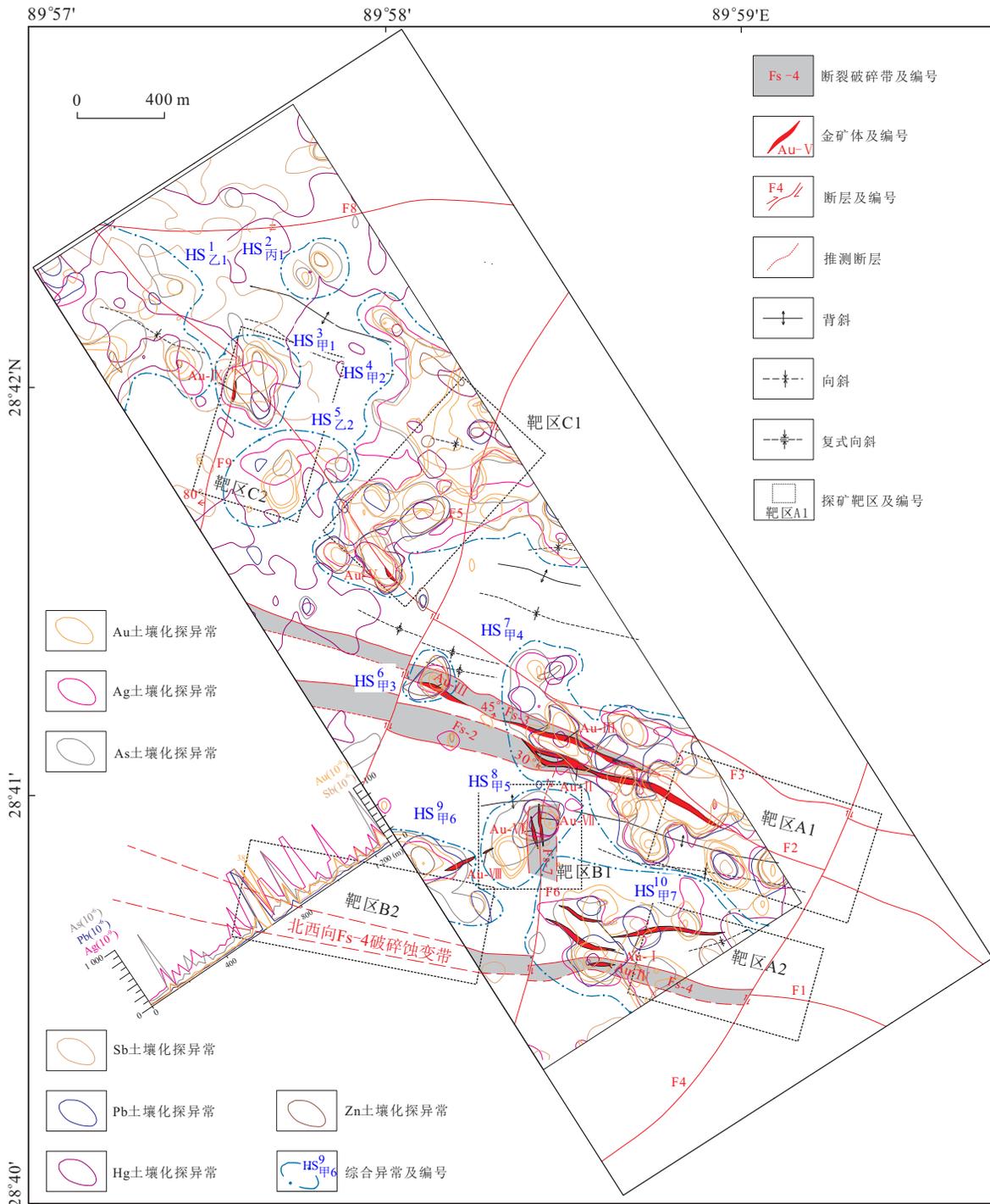


图8 综合异常及找矿靶区分布图

Fig.8 Distribution map of synthetic anomalies and prospecting targets

Au元素保留内、中、外带三级异常;其他元素只保留外带异常

帘石化富毒砂石英脉型矿化.硅化、绿帘石化和褐铁矿化是此类型矿化的重要标志.近SN向断裂带的破碎带则控制着近顺层产出的褐铁矿化蚀变带型矿体,因此强烈的褐铁矿化、黏土化等蚀变是找寻此类矿体的指示信息.而且,综合异常的浓集中心往往对应了断裂带中矿体的产出.如,NW-近EW

向断层核附近矿体对应的异常,各种元素均浓集;而破碎带控制的富毒砂石英脉型矿体则主要以Au、Sb、Pb的浓集中心为主(图8).因此,以构造事实为依据,结合综合异常及围岩蚀变等找矿信息,笔者在布主矿区及外围圈定找矿靶区6处.

探矿靶区1:断裂带F2、F3内部及东延靶区.依据如下,(1)NW向断裂带F2、F3向东依然有延伸趋势(图8);(2)带内局部发现强揉皱石英脉型矿化(图8);(3)HS<sub>甲4</sub><sup>7</sup>异常向东未圈闭,且异常规模较大具有多个浓集中心.具有寻找断层核控制的矿体的潜力.

探矿靶区2:断裂带Fs-4内部及东延靶区.依据如下,(1)Fs-4东段发现发育炭化的强变形带,表明断层核向东有延伸;(2)带内发强褶皱变形褐铁矿化石英脉碎块和褐铁矿化含毒砂石英脉滚石,表明断层核附近可能含矿;(3)HS<sub>甲7</sub><sup>10</sup>异常向东未封闭,暗示断裂带在矿区外围依然有延伸(图8).

探矿靶区3:近SN向控矿断裂带靶区.依据如下,(1)Au-VI、Au-VII矿体矿化蚀变强度高、品位高、规模大,深部可能具有一定延伸(图8);(2)矿体上盘(西部)HS<sub>甲3</sub><sup>8</sup>异常存在良好Au、As浓集中心(图8),可能为Au-VI、Au-VII矿体引起.

探矿靶区4:断裂带Fs-4西延靶区.依据如下,(1)Fs-4断裂带在西部存在明显强褶皱变形带,局部炭化发育.且带内褐铁矿化坡积物Au已达到工业品位;(2)外围化探剖面显示Fs-4西段延伸部位峰值异常明显(图8);(3)HS<sub>甲6</sub><sup>9</sup>向西未封闭(图8).

探矿靶区5:位于矿区中部,Au-V矿体以北.依据如下,(1)HS<sub>甲2</sub><sup>4</sup>异常规模大、强度高,但含矿性未知(图8);(2)异常东部发育近SN向断裂但含矿性未知(图8).

探矿靶区6:近SN向F9控矿断裂靶区.依据如下,(1)位于NW向断裂和近SN向断裂交汇处,且近SN向断裂含矿(图8);(2)部分地段发现小型含毒砂石英脉型矿化;(3)HS<sub>甲1</sub><sup>3</sup>、HS<sub>乙2</sub><sup>5</sup>异常具有中等规模(图8).

综合考虑见矿可能性、预测矿体规模、探采便利程度及环境影响等因素(夏庆霖等,2009),对靶区进行排序,得到A、B、C级靶区各2个.

A1靶区:即靶区1.依据如下,(1)该靶区位于已知主矿体Au-II、Au-III矿体东延,且已发现强揉皱石英脉,这与NW-近EW向断裂带断层核控制的矿化类型一致,就矿找矿见矿的概率较大;(2)异常规模较大,且具有多个浓集中心,表明矿体规模可观;(3)紧邻矿区公路交通便利.

A2靶区:即靶区2.依据如下,(1)炭化变形带和揉皱变形褐铁矿化石英脉发育,表明断层核可能控矿.含毒砂石英脉滚石表明破碎带中可能含高品位

矿体.靶区见矿可能性较大.(2)除对应断裂带的多元素浓集的异常中心外,上盘Au、Sb、Pb异常也具有浓集中心,表明富毒砂石英脉型矿体可能产出;(3)紧邻矿区公路,交通便利.

B1靶区:即靶区3.依据如下,(1)近SN向断裂带中矿体受近顺层节理控制,产状较缓,且上盘Au、Sb异常明显,在深部可能具有一定延伸;(2)紧邻水系,不利于环保.

B2靶区:即靶区4.依据如下,(1)带内强揉皱变形带和褐铁矿化蚀变与断层核附近矿化特征一致,表明具有一定的找寻断层核控制的矿体的可能;(2)仅有化探剖面确定,其他地质工作程度低,且交通不便利.

C1、C2靶区分别对应5、6靶区.依据如下,(1)具有面积较大的化探异常,仅出露小型矿(化)体,断裂带特征不明显.

总体而言,具有中等以上规模、具有多个浓集中心的土壤化探综合异常的长轴走向基本反映了断裂带的走向,异常的浓集中心与断裂带中矿体对应一致,异常的规模和浓集程度可能反应了矿体规模.NW-近EW向断裂带的断层核和破碎带分别控制着主要的矿体类型.近SN向断裂带控制的矿体,蚀变强、厚度大、品位高,是另一个重要的找矿方向,但易被断裂后期活动错断.褐铁矿化坡积物、强揉皱石英脉碎块等蚀变和变形信息对断裂带和矿体的确定具有重要启示作用.这种以断裂带控矿规律为指导、土壤化探和地质找矿信息相结合的找矿思路,可以为布主矿区及康马地区今后找矿工作提供借鉴.

## 5 结论

(1)系统梳理了矿区不同方向、不同控矿构造、不同矿化类型金矿体的特征.

(2)解剖了NE-近EW向和近SN向断裂带内部结构.确定了前者由强揉皱变形带和节理发育的破碎带构成;后者由劈理化带和两侧角砾岩带组成的断层核和外围破碎带构成.并明确了不同矿化类型与断裂带内部结构的对应关系.

(3)结合区域构造背景,梳理了布主矿区构造演化.并根据构造应力分析,系统阐释了断裂带形成、发展及对成矿的控制作用.建立了挤压造山阶段断裂形成、后碰撞伸展阶段热液运移成矿、成矿后断裂活化改造的三阶段构造控矿模式.

(4)在构造控矿规律指导下,结合土壤化探综合异常、围岩蚀变及矿化露头找矿信息,圈定探矿靶区 6 处.并根据见矿可能性、预测矿体经济价值(规模)、探采便利程度及环境影响等因素对靶区进行了排序,得到 A、B、C 级靶区各 2 个.确定了断裂带走向及其内部结构对不同类型矿化找矿工作具有重要指导意义.以断裂带控矿规律为指导、土壤化探和地质找矿信息相结合的找矿思路,可以为本矿区及康马地区今后找矿工作提供一定的借鉴.

致谢:野外地质工作得到了西勘集团地勘院的大力支持,李光明研究员、郭建慈高级工程师及胡敬仁高级工程师等有关专家亲临实地提供了有益指导.李欢博士后在成文过程中提供了合理建议.两位审稿专家的修改意见使文章深度得到较大提升,笔者在此表示真诚的感谢.

## References

- Agosta, F., Alessandrini, M., Tondi, E., et al., 2009. Oblique Normal Faulting along the Northern Edge of the Majella Anticline, Central Italy: Inferences on Hydrocarbon Migration and Accumulation. *Journal of Structural Geology*, 31(7): 674–690. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.03.012>
- Billi, A., 2010. Microtectonics of Low-P Low-T Carbonate Fault Rocks. *Journal of Structural Geology*, 32(9): 1392–1402. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.05.007>
- Billi, A., Salvini, F., Storti, F., 2003. The Damage Zone-Fault Core Transition in Carbonate Rocks: Implications for Fault Growth, Structure and Permeability. *Journal of Structural Geology*, 25(11):1779–1794. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(03\)00037-3](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(03)00037-3)
- Blisniuk, P.M., Hacker, B.R., Glodny, J., et al., 2001. Normal Faulting in Central Tibet since at Least 13.5 Myr Ago. *Nature*, 412(6847): 628–632. <https://doi.org/10.1038/35088045>
- Burg, J.P., Brunel, M., Gapais, D., et al., 1984. Deformation of Leucogranites of the Crystalline Main Central Sheet in Southern Tibet (China). *Journal of Structural Geology*, 6(5): 535–542. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90063-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90063-4)
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., et al., 2010. A Review of Recent Developments Concerning the Structure, Mechanics and Fluid Flow Properties of Fault Zones. *Journal of Structural Geology*, 32(11): 1557–1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Fu, J.G., Li, G.M., Wang, G.H., et al., 2018. Timing of E-W Extension Deformation in North Himalaya: Evidences from Ar-Ar Age in the Cuonadong Dome, South Tibet. *Earth Science*, 43(8): 2638–2650(in Chinese with English abstract).
- Guillot, S., LeFort, P., 1995. Geochemical Constraints on the Bimodal Origin of High Himalayan Leucogranites. *Lithos*, 35(3–4): 221–234. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)00052-4](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)00052-4)
- Harrison, T.M., Grove, M., Lovera, O.M., et al., 1998. A Model for the Origin of Himalayan Anatexis and Inverted Metamorphism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B11): 27017–27032. <https://doi.org/10.1029/98jb02468>
- Hou, Z.Q., Pan, G.T., Wang, A.J., et al., 2006a. Metallogene-sis in Tibetan Collisional Orogenic Belt: II. Mineraliza-tion in Late Collisional Transformation Setting. *Mineral Deposits*, 25(5): 521–543(in Chinese with English ab-stract).
- Hou, Z.Q., Qu, X.M., Yang, Z.S., et al., 2006b. Metallogene-sis in Tibetan Collisional Orogenic Belt: III. Mineraliza-tion in Post-Collisional Extension Setting. *Mineral De-posits*, 25(6):629–651(in Chinese with English abstract).
- Hou, Z.Q., Yang, Z.S., Xu, W.Y., et al., 2006c. Metallogene-sis in Tibetan Collisional Orogenic Belt: I. Mineraliza-tion in Main Collisional Orogenic Setting. *Mineral Depos-its*, 25(4):337–358(in Chinese with English abstract).
- Hou, Z.Q., Zhang, H.R., 2015. Geodynamics and Metallogeny of the Eastern Tethyan Metallogenic Domain. *Ore Geolo-gy Reviews*, 70:346–384. <https://doi.org/10.1016/j.ore-georev.2014.10.026>
- Li, G.M., Zhang, L.K., Jiao, Y.J., et al., 2017. First Discovery and Implications of Cuonadong Superlarge Be-W-Sn Polymetallic Deposit in Himalayan Metallogenic Belt, Southern Tibet. *Mineral Deposits*, 36(4): 1003–1008(in Chinese with English abstract).
- Li, J.G., Wang, Q.H., Chen, J.K., et al., 2002. Study of Metal-logenic and Prospecting Models for the Shalagang Anti-mony Deposit, Gyangze, Tibet. *Journal of Chengdu Uni-versity of Technology*, 29(5): 533–538(in Chinese with English abstract).
- Liang, W., Zheng, Y.C., 2019. Hydrothermal Sericite Ar-Ar Dating of Jisong Pb-Zn Deposit, Southern Tibet. *Geolo-gy in China*, 46(1):126–139(in Chinese with English ab-stract).
- Mulch, A., Chamberlain, C.P., 2006. The Rise and Growth of Tibet. *Nature*, 439(7077):670–671.
- Nelson, K.D., Zhao, W., Brown, L.D., et al., 1996. Partially Molten Middle Crust beneath Southern Tibet: Synthesis

- of Project INDEPTH Results. *Science*, 274(5293):1684—1688. <https://doi.org/10.1126/science.274.5293.1684>.
- Nie, F. J., Hu, P., Jiang, S. H., et al., 2005. Type and Temporal-Spatial Distribution of Gold and Antimony Deposits (Prospects) in Southern Tibet, China. *Acta Geologica Sinica*, 79(3):373—385(in Chinese with English abstract).
- Pan, G. T., Li, X. Z., Wang, L. Q., et al., 2002. Preliminary Division of Tectonic Units of the Qinghai-Tibet Plateau and Its Adjacent Regions. *Geological Bulletin of China*, 21(11):701—707(in Chinese with English abstract).
- Qi, X. X., Li, T. F., Meng, X. J., et al., 2008. Cenozoic Tectonic Evolution of the Tethyan Himalayan Foreland Fault-Fold Belt in Southern Tibet, and Its Constraint on Antimony-Gold Polymetallic Minerogenesis. *Acta Petrologica Sinica*, 24(7):1638—1648(in Chinese with English abstract).
- Sun, X., Zheng, Y. Y., Pirajno, F., et al., 2018. Geology, S-Pb Isotopes, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology of the Zhaxikang Sb-Pb-Zn-Ag Deposit in Southern Tibet: Implications for Multiple Mineralization Events at Zhaxikang. *Mineralium Deposita*, 53(3):435—458. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0752-6>
- Sun, X. M., Wei, X. H., Zhai, W., et al., 2010. Ore-Forming Fluid Geochemistry and Metallogenic Mechanism of Bangbu Large-Scale Orogenic Gold Deposit in Southern Tibet, China. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6):1672—1684 (in Chinese with English abstract).
- Wang, D., Zheng, Y. Y., Mathur, R., et al., 2019. Multiple Mineralization Events in the Zhaxikang Sb-Pb-Zn-Ag Deposit and Their Relationship with the Geodynamic Evolution in the North Himalayan Metallogenic Belt, South Tibet. *Ore Geology Reviews*, 105: 201—215. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.12.024>.
- Wang, X. X., Zhang, J. J., Yan, S. Y., et al., 2015. Structural Characteristics and Active Time of the Kangmar Detachment, Southern Tibet. *Geotectonica et Metallogenia*, 39(2):250—259(in Chinese with English abstract).
- Wang, Y. Y., Gao, L. E., Zeng, L. S., et al., 2016. Multiple Phases of Cretaceous Mafic Magmatism in the Gyangze-Kangma Area, Tethyan Himalaya, Southern Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 32(12): 3572—3596(in Chinese with English abstract).
- Xia, Q. L., Cheng, Q. M., Zuo, R. G., et al., 2009. GIS Technique of Optimum Target Areas in Mineral Resource Prospecting. *Earth Science*, 34(2): 287—293(in Chinese with English abstract).
- Xie, Y. L., Yang, K. J., Li, Y. X., et al., 2019. Mazhala Gold-Antimony Deposit in Southern Tibet: The Characteristics of Ore-Forming Fluids and the Origin of Gold and Antimony. *Earth Science*, 44(6):1998—2016(in Chinese with English abstract).
- Yang, Z. S., Hou, Z. Q., Meng, X. J., et al., 2009. Post-Collisional Sb and Au Mineralization Related to the South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen. *Ore Geology Reviews*, 36(1—3):194—212.
- Yin, A., Harrison, T. M., 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1):211—280. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.211>
- Zha, X., Basang, C. R., Dunzhu, C. R., et al., 2018. A Brief Analysis of the Geological Characteristics and Metallogenic Regularity of the Sexiu Deposit in Tibet. *World Nonferrous Metals*, (19):253—254(in Chinese with English abstract).
- Zhai, W., Sun, X. M., Yi, J. Z., et al., 2014. Geology, Geochemistry, and Genesis of Orogenic Gold-Antimony Mineralization in the Himalayan Orogen, South Tibet, China. *Ore Geology Reviews*, 58: 68—90. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.11.001>
- Zhang, G. Y., Zheng, Y. Y., Zhang, J. F., et al., 2011. Ore-Control Structural and Geochronologic Constraint in Shalagang Antimony Deposit in Southern Tibet, China. *Acta Petrologica Sinica*, 27(7): 2143—2149(in Chinese with English abstract).
- Zhang, H. R., Yang, T. N., Hou, Z. Q., et al., 2017. Structural Controls on Carbonate-Hosted Pb-Zn Mineralization in the Dongmzozhazhua Deposit, Central Tibet. *Ore Geology Reviews*, 90: 863—876. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.008>
- Zhang, J. F., Zheng, Y. Y., Zhang, G. Y., et al., 2010. Genesis of Zhaxikang Pb-Zn-Sb-Ag Deposit in Northern Himalaya: Constraints from Multi-Isotope Geochemistry. *Earth Science*, 35(6):1000—1010(in Chinese with English abstract).
- Zhang, L. K., Zhang, Z., Li, G. M., et al., 2018. Rock Assemblage, Structural Characteristics and Genesis Mechanism of the Cuonadong Dome, Tethys Himalaya. *Earth Science*, 43(8):2664—2683(in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. Y., Sun, X., Tian, L. M., et al., 2014. Mineralization, Deposit Type and Metallogenic Age of the Gold Antimony Polymetallic Belt in the Eastern Part of North Himalayan. *Geotectonica et Metallogenia*, 38(1): 108—118(in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. Y., Zhang, L. X., Sun, X., 2012. Mineralization and Deposit Types of the North Himalayan Au-Sb Polymetallic Metallogenic Belt and Controlling Factors. *Mineral*

*Deposits*, 31(Suppl.1):1081—1082(in Chinese).

#### 附中文参考文献

- 付建刚,李光明,王根厚,等,2018.北喜马拉雅E-W向伸展变形时限:来自藏南错那洞穹隆 Ar-Ar年代学证据.地球科学,43(8):2638—2650.
- 侯增谦,潘桂棠,王安建,等,2006a.青藏高原碰撞造山带:II.晚碰撞转换成矿作用.矿床地质,25(5):521—543.
- 侯增谦,曲晓明,杨竹森,等,2006b.青藏高原碰撞造山带:III.后碰撞伸展成矿作用.矿床地质,25(6):629—651.
- 侯增谦,杨竹森,徐文艺,等,2006c.青藏高原碰撞造山带:I.主碰撞造山成矿作用.矿床地质,25(4):337—358.
- 李光明,张林奎,焦彦杰,等,2017.西藏喜马拉雅成矿带错那洞超大型铍锡钨多金属矿床的发现及意义.矿床地质,36(4):1003—1008.
- 李金高,王全海,陈健坤,等,2002.西藏江孜县沙拉岗铍矿床成矿与找矿模式的初步研究.成都理工学院学报,29(5):533—538.
- 梁维,郑远川,2019.藏南吉松铅锌矿成矿时代的厘定:热液绢云母 Ar-Ar 年龄.中国地质,46(1):126—139.
- 聂凤军,胡朋,江思宏,等,2005.藏南地区金和铍矿床(点)类型及其时空分布特征.地质学报,79(3):373—385.
- 潘桂棠,李兴振,王立全,等,2002.青藏高原及邻区大地构造单元初步划分.地质通报,21(11):701—707.
- 戚学祥,李天福,孟祥金,等,2008.藏南特提斯喜马拉雅前陆断褶带新生代构造演化与铍金多金属成矿作用.岩石学报,24(7):1638—1648.
- 孙晓明,韦慧晓,翟伟,等,2010.藏南邦布大型造山型金矿成矿流体地球化学和成矿机制.岩石学报,26(6):1672—1684.
- 王晓先,张进江,闫淑玉,等,2015.藏南康马拆离断层的构造特征及其活动时代.大地构造与成矿学,39(2):250—259.
- 王亚莹,高利娥,曾令森,等,2016.藏南特提斯喜马拉雅带内江孜—康马地区白垩纪多期基性岩浆作用.岩石学报,32(12):3572—3596.
- 夏庆霖,成秋明,左仁广,等,2009.基于 GIS 矿产勘查靶区优选技术.地球科学,34(2):287—293.
- 谢玉玲,杨科君,李应栩,等,2019.藏南马扎拉金—铍矿床:成矿流体性质和成矿物质来源.地球科学,44(6):1998—2016.
- 扎西,巴桑次仁,顿珠次仁,等,2018.浅析西藏布主色秀地区矿床地质特征及成矿规律.世界有色金属,(19):253—254.
- 张刚阳,郑有业,张建芳,等,2011.西藏沙拉岗铍矿控矿构造及成矿时代约束.岩石学报,27(7):2143—2149.
- 张建芳,郑有业,张刚阳,等,2010.北喜马拉雅扎西康铅锌铍银矿床成因的多元同位素制约.地球科学,35(6):1000—1010.
- 张林奎,张志,李光明,等,2018.特提斯喜马拉雅错那洞穹隆的岩石组合、构造特征与成因.地球科学,43(8):2664—2683.
- 郑有业,孙祥,田立明,等,2014.北喜马拉雅东段金铍多金属成矿作用、矿床类型与成矿时代.大地构造与成矿学,38(1):108—118.
- 郑有业,张立雪,孙祥,2012.北喜马拉雅金铍多金属成矿带成矿作用、矿床类型与控矿因素.矿床地质,31(增刊1):1081—1082.