

滇西茅草坪脉状铜矿床电气石的发育特征、成分及其意义

黄世强^{1,2}, 宋玉财², 程 杨^{1,2}, 薛传东³, 韩朝辉^{1,2,4}, 庄亮亮^{1,2}

(1. 中国地质大学, 北京 100083; 2. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 3. 昆明理工大学, 云南 昆明 650093; 4. 武警黄金六支队, 青海 西宁 810000)

摘要: 位于滇西兰坪盆地西缘的茅草坪矿床是近年来新发现的一个脉状铜矿床, 与该区其他脉状铜矿不同, 它发育大量热液电气石。本文对矿床电气石的发育特征和化学成分进行了研究, 以此探讨电气石生长和成分的控制因素、成矿流体来源及成矿过程中氧逸度的变化。茅草坪矿床铜矿体由石英-碳酸盐-硫化物脉及伴生的热液蚀变晕组成。电气石可分为两类: 较早沉淀的蚀变晕电气石(T1)和较晚沉淀的脉体内电气石(T2)。T1电气石与石英共生, 出现在变碎屑岩(T1-Q)和大理岩(T1-M)中, 矿物强烈定向生长, 长轴平行于围岩的剪切面理, 颗粒相对细小, 此阶段无含铜硫化物生成; T2电气石伴有黄铜矿生成, 矿物长轴多与围岩的剪切面理斜交、呈弱定向生长, 或不定向地生长, 矿物颗粒相对粗大。由此反映在矿床热液矿化过程中, 控制热液矿物生长的构造应力由强剪切到弱剪切及剪切停止的趋势变化。电子探针分析结果表明, 所有电气石均属于碱性族, 主体为镁电气石。T2电气石在背散射图像下存在明暗环带, 与 Ti、Fe、Mg 含量的差异有关, 也反映该期成矿流体的物理化学条件呈波动变化。茅草坪电气石的化学组成主要受流体成分控制, 但 T1-Q 电气石相对富 Al, T1-M 电气石相对富 Ca, 表明围岩对蚀变晕电气石成分有一定影响。矿床以镁电气石为主的特征, 暗示成矿流体不可能直接来自未经历水-岩相互作用的壳源花岗岩岩浆水。T2电气石较 T1电气石具有高的 $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ 值, 表明矿床成矿流体从早期到晚期可能是一个氧逸度升高的过程。结合区域脉状铜矿流体特征、金属组合、围岩和蚀变特征, 推测茅草坪矿床及滇西脉状铜矿床迁移 Cu 的流体可能是 CO_2 缓冲 pH 值的还原性流体, 在矿化部位流体氧逸度升高很可能是含铜硫化物沉淀的重要机制之一。

关键词: 电气石; 成分; 流体; 脉状铜矿床; 茅草坪

中图分类号: P578.953

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2016)01-0124-15

Tourmaline in the Maocaoping vein Cu deposit, western Yunnan: Characteristics, chemical composition, and its significance

HUANG Shi-qiang^{1,2}, SONG Yu-cai², CHENG Yang^{1,2}, XUE Chuan-dong³, HAN Chao-hui^{1,2,4} and ZHUANG Liang-liang^{1,2}

(1. China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 3. Kunming University of Science and Technology, Kunming, 650093, China; 4. No. 6 Armed Police Gold Geological Party, Xining 810000, China)

Abstract: Maocaoping is a newly-discovered vein Cu deposit in western Lanping Basin of western Yunnan. The deposit contains abundant hydrothermal tourmaline, which has not been found in the other vein Cu deposits in this region. The authors investigated the characteristics of the tourmaline and analyzed its chemical composition so as to understand the evolution of the hydrothermal system, the factors controlling tourmaline growth and composition, and the ore-forming fluid sources. Mineralization at Maocaoping consists of Cu-bearing quartz-car-

收稿日期: 2015-04-13; 接受日期: 2015-08-13

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41273050, 41373049, 41320104004); 中国地质调查局地质调查项目(1212011220908)

作者简介: 黄世强(1991-), 男, 硕士研究生, 矿产普查与勘探专业, E-mail: 250178808@qq.com; 通讯作者: 宋玉财(1978-), 男, 副研究员, 矿物学岩石学矿床学专业, E-mail: song-yucan@aliyun.com。

bonate-sulfide veins and associated Cu-barren hydrothermal alteration halos. Two types of tourmaline have been identified: ① tourmaline in the alteration halos (T1), which was formed relatively early; ② tourmaline in the veins (T2), which was formed relatively late. T1 tourmaline is anhedral, fine-grained, and aligned parallel to the mylonitic foliation of host rocks. It can be divided into two subtypes: metaclastic-hosted tourmaline (T1-Q) and marble-hosted tourmaline (T1-M). T2 tourmaline is euhedral, coarse-grained, and sub-parallel to the mylonitic foliation of host rocks or grows along or adjacent to the boundaries as comb tourmaline aggregates. The growth characteristics of T1 and T2 tourmaline suggest that the shear stress during the formation of tourmaline at Maocaoping was evolving from strong shearing through weak shearing to no shearing. Electron microprobe analyses of the tourmaline at Maocaoping show that all the tourmaline belongs to alkali group and dravite-schorl series, with dravite being dominant. T2 tourmaline has oscillatory zoning in back-scattered electron (BSE) images, suggesting their growth in an environment where physical and chemical properties fluctuated. The composition of tourmaline at Maocaoping is mainly controlled by the composition of the fluid phase. However, T1-Q tourmaline is slightly enriched in Al, and T1-M tourmaline is slightly enriched in Ca, suggesting that their compositions were slightly influenced by their host rocks, respectively. Tourmaline in Maocaoping is mainly dravitic and falls in 4, 5, 6 regions of the Al-Fe-Mg diagram, implying that the ore-forming fluid could not be derived from magmatic water of S-type granite with no interaction with the pathway rocks of fluid. The significantly higher $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ ratios in T2 tourmaline than in T1 tourmaline imply that the pre-ore stage had relatively low oxygen fugacity than the ore stage. These features, combined with the characteristics of ore-forming fluid and alteration, metal assemblages, and the lithology of host rocks in the other vein Cu deposits in western Lanping Basin, suggest that a reduced, CO_2 -buffered pH value fluid (reduced sulfur > oxidized sulfur) was responsible for Cu transportation in the vein Cu deposits, and increasing oxygen fugacity of fluid might have played an important role in the Cu precipitation.

Key words: tourmaline; chemical composition; fluid; vein Cu deposit; Maocaoping

Fund support: Natural Science Foundation of China (41273050, 41373049, 41320104004); China Geological Survey (1212011220908)

电气石是一种化学组成宽泛的硼硅酸盐矿物,化学通式为 $\text{XY}_3\text{Z}_6[\text{T}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3\text{V}_3\text{W}$, 其中: $\text{X} = \text{Na}^+, \text{Ca}^{2+}, \text{K}^+, \square$ [空格]; $\text{Y} = \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Al}^{3+}, \text{Li}^+, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}^{4+}$; $\text{Z} = \text{Al}^{3+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{3+}$; $\text{T} = \text{Si}^{4+}, \text{Al}^{3+}, (\text{B}^{3+})$; $\text{V} = \text{OH}^-, \text{O}^{2-}$; $\text{W} = \text{OH}^-, \text{O}^{2-}, \text{F}^-$ (Henry *et al.*, 2011)。电气石结构内主微量元素的扩散速率在 600°C 以下几乎可以忽略不计,电气石一旦形成,可以在极宽的温度压力范围内稳定存在,故其原始化学组成和同位素信息可以完整地保存下来(van Hinsberg *et al.*, 2011; Marschall and Jiang, 2011)。电气石广泛发育于诸多热液矿床中,如斑岩型、火山岩容矿块状硫化物(VMS)、沉积喷流型(sedex)、铁铜氧化物型(IOCg)矿床,等等,借助电气石的元素和同位素分析,能够很好地反演成矿流体性质、演化及来源,在开展成矿学研究中有着重要的应用(Jiang *et al.*, 2002; Krienitz *et al.*, 2008; Pal *et al.*, 2010)。

处于“三江”特提斯滇西地区的兰坪盆地,是我

国重要的铅锌铜金属富集区(侯增谦等, 2006; He *et al.*, 2009; Hou and Cook, 2009; Deng *et al.*, 2014)。除发育我国最大的金顶矿床外(Xue *et al.*, 2007),在盆地西缘发育了一条近南北向展布、长达 100 多公里脉状铜矿带(图 1),其中不乏类似金满的大型铜矿床。通常,这些铜矿以石英-碳酸盐-含铜硫化物脉状充填形式出现,伴有碳酸盐化和绢云母化蚀变,不含电气石(侯增谦等, 2008; 宋玉财等, 2011; Chi and Xue, 2011; 张锦让等, 2012)。茅草坪铜矿是近年来在该铜矿带南段新发现一个脉状铜矿,其矿石资源量近 50 万吨,铜矿石平均品位 ~ 1.7% (质量分数)。与该地区其他脉状铜矿不同,茅草坪矿床发育强烈的电气石化。电气石的出现,为研究滇西脉状铜矿的成矿流体性质及其演化提供了一个新的角度。本文研究,通过野外和岩相学观察厘定茅草坪矿床电气石的发育特点,确定其发育期次和矿物共生组合,在此基础上,对不同期次的电气

石开展电子探针成分分析,以此探讨电气石生长的构造控制、电气石成分的控制因素及其反映的成矿流体来源及成矿过程中氧逸度的演化,以期为区域脉状铜矿成因研究提供新的思考。

1 区域地质背景和矿床

兰坪盆地位于云南省西部,处于兰坪-思茅地块的北部,是一个中新世沉积盆地。最近研究显示,在早三叠世至中三叠世,西侧的澜沧江洋向兰坪-思茅地块下俯冲,形成了江达-维西弧岩浆岩(Yang *et al.*, 2014),岩性由基性-酸性火山岩和花岗质侵入体构成,它们构成了兰坪中新世盆地的基底,这些岩石目前出露于盆地东、西两侧(图1)。晚三叠世,盆地开始充填一套海相的灰岩和细粒碎屑岩,不整合于江达-维西弧岩浆岩上(陶晓风等,2002;廖宗廷等,2005;图1)。随后,侏罗纪至新近纪,盆地充填了厚层红色碎屑岩建造,伴有一定量的碳酸盐岩和蒸发岩沉积(朱创业等,1997;牟传龙等,1999;Wang *et al.*, 2001;图1)。兰坪盆地发育的侵入岩主要出露在盆地的东、西两侧,由中生代和新生代的花岗岩组成(图1)。中生代花岗岩包括早、中三叠世和白垩纪S型花岗岩(Peng *et al.*, 2008 和其中的参考文献;Zhu *et al.*, 2011;图1)。新生代花岗岩包括西缘始新世至中新世的S型花岗岩(Zhang *et al.*, 2010;唐渊等,2013)和东缘42~20 Ma富碱花岗岩(Wang *et al.*, 2001)。受新生代以来印-亚大陆碰撞的影响,青藏高原东缘在晚始新世至早中新世发育大型走滑构造(侯增谦等,2006;Hou and Cook, 2009),伴随着大规模的走滑剪切变形,盆地西缘形成崇山-碧罗雪山剪切带,东缘形成点苍山-哀牢山剪切带(Wang and Burchfiel, 1997;刘俊来等,2006;Zhang *et al.*, 2011)。

崇山-碧罗雪山剪切带为一条呈狭长弯曲线形的新生代韧性剪切带。其北段沿怒江东岸以近N-S走向展布。在泸水县附近,剪切带中段逐渐转为NNW-SSE走向,后向南过渡为NW-NE走向延伸至澜沧江断裂带及临沧花岗岩体(Zhang *et al.*, 2010, 2011;唐渊等,2013)。崇山-碧罗雪山剪切带整体为左旋走滑挤压,但北段发育右旋走滑,走滑剪切启动于~32 Ma,持续活动至19 Ma,局部持续到~14 Ma(Zhang *et al.*, 2010, 2011)。剪切带西侧以糜棱岩化片麻岩为主,东侧以糜棱岩化片岩为主(Zhang *et al.*, 2010, 2011)。

兰坪盆地是我国重要的沉积岩容矿贱金属矿床富集区(侯增谦等,2008;宋玉财等,2011),发育了脉状Cu矿、沉积岩容矿层状Cu矿(SSC)、Pb-Zn±Cu±Ag±Co脉状矿床和金顶超大型Zn-Pb矿等多种矿床类型(图1)。包括茅草坪在内的脉状铜矿,主要发育在盆地西缘的中侏罗统红色碎屑岩建造中,赋矿围岩多为浅变质的板岩,矿体受近南北向的断裂或密集劈理带控制,由石英-碳酸盐-含铜硫化物脉状组成,成矿流体中均含CO₂(徐晓春等,2005;Chi and Xue, 2011;张锦让等,2012)。

2 矿床基本特征

茅草坪脉状铜矿床位于兰坪盆地西缘脉状铜矿带的南段,是少有的发育在崇山-碧罗雪山剪切带内部的一个脉状铜矿床(位于崇山-碧罗雪山剪切带东侧南段)。矿区内出露的地层为中侏罗统的碎屑岩夹碳酸盐,包括中侏罗统花开佐组下段(J₂h₁)、中侏罗统花开佐组上段(J₂h₂)和上侏罗统坝注路组(J₃b)。由于受到剪切变形和变质作用影响,岩石发生强烈地糜棱岩化,形成片麻岩、片岩、千枚岩和大理岩。矿脉出现在花开佐组上段(J₂h₂)的片岩、千枚岩、变质碎屑岩和大理岩中(图2)。区域剪切形成的剪切面理为NNW走向,陡倾。此外,在矿区西南侧出露花岗岩体(图2),为灰白色二云母花岗岩,形成时代20~28 Ma(唐渊等,2013;成祥,2014),与成矿时代接近(程杨等,2015)。

矿体呈脉状产出,NNW走向、陡倾,断续延伸2 km以上,宽度从几米到十几米变化,从局部已有探矿工程看,垂向延伸可超过100 m。矿体由密集的石英-碳酸盐-电气石-黄铜矿脉组成,直接赋矿围岩为大理岩或变质碎屑岩(变质石英砂岩为主)。单个脉体宽度不均,从几厘米到几十厘米不等,总体与剪切面理平行。脉体伴有强烈地硅化和电气石化,形成蚀变晕。构成矿化的热液矿物组成包括(丰度由大到小):石英、电气石、方解石、白云石、白云母、黄铜矿、磁铁矿、黄铁矿。

3 电气石发育特征

茅草坪铜矿的热液矿物以两种方式呈现:石英-碳酸盐-硫化物脉体和伴生的热液蚀变晕(图3a、3b、3c)。它们均含有电气石,比较之下,蚀变晕中的电

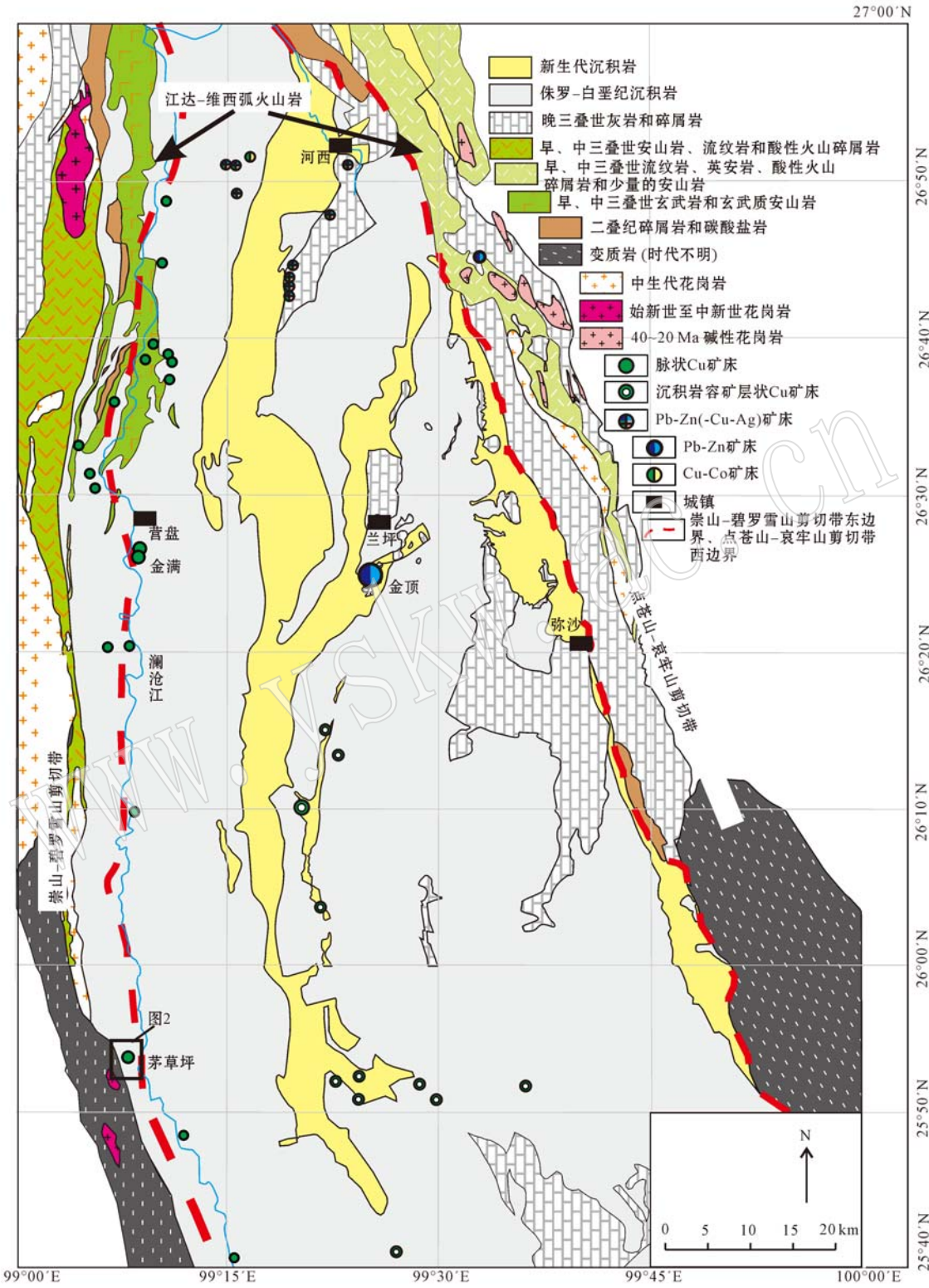


图 1 兰坪盆地地质与主要矿床分布简图(底图据 Zhang *et al.*, 2010; 范金伟等, 2014 修改)

Fig. 1 Simplified geological map and distribution of ore deposits in the Lanping Basin (modified after Zhang *et al.*, 2010; Fan Jinwei *et al.*, 2014)

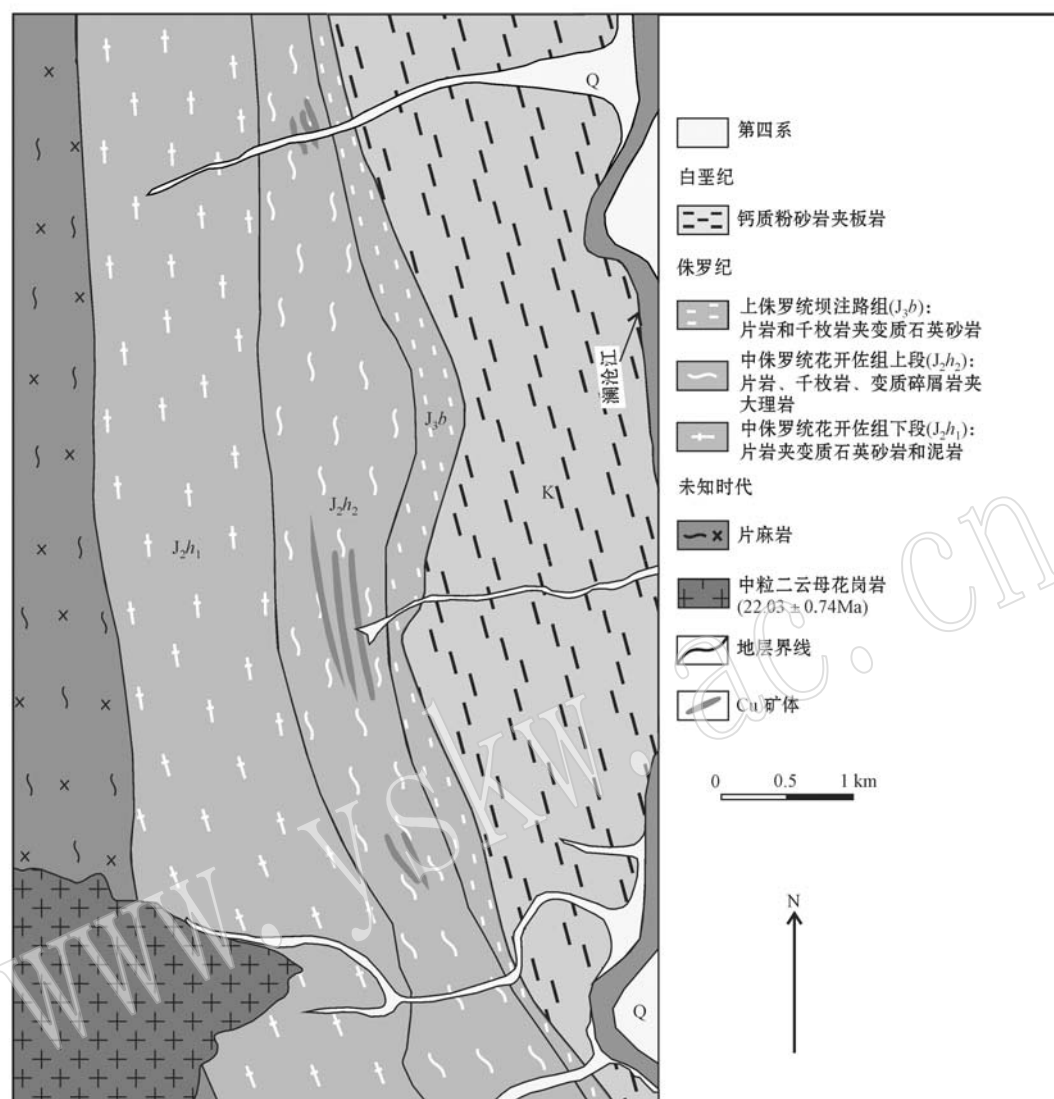


图 2 茅草坪脉状铜矿床地质图(据成祥,2014 修改)

Fig. 2 Geological map of the Maocaoping vein Cu deposit (modified after Cheng Xiang, 2014)

气石丰度高。

(1) 蚀变晕: 蚀变晕空间上与石英-碳酸盐-硫化物脉体密切伴生, 并且随远离脉体, 蚀变强度减弱(暗色矿物电气石减少), 逐渐过渡为无蚀变的围岩(图 3a)。蚀变晕主要由电气石 + 石英 ± 黄铁矿 ± 磁铁矿组成, 无含铜硫化物。受剪切作用的影响, 蚀变晕中的矿物定向生长, 其长轴方向平行于剪切面理(图 3b)。蚀变晕中的电气石(定义为 T1)密集生长, 单个颗粒长度介于 0.2~0.5 mm 之间, 粒度相对于脉体中的电气石要细, 在背散射镜下少见环带(图 3d)。

(2) 石英-碳酸盐-硫化物脉体: 脉体呈透镜状产出, 总体平行于剪切面理, 由石英 + 方解石 + 电气石

+ 白云母 + 黄铜矿 ± 黄铁矿 ± 磁铁矿组成。相对于蚀变晕内矿物, 脉体内的矿物颗粒定向性变弱, 多数情况下, 矿物长轴方向近平行于、斜交于剪切面理(图 3c), 少数脉体中, 矿物对壁生长, 与剪切面理近直交。电气石在脉体中稀疏生长, 相对于蚀变晕中的电气石, 脉体中的电气石(定义为 T2)颗粒较粗, 介于 0.2~0.5 mm 之间, 在背散射镜下可见环带(图 3e)。

石英-碳酸盐-硫化物脉和热液蚀变晕在空间上紧密伴生(图 3a), 且存在着连续过渡的生长特点, 反应它们大致同期形成。但同时, 可见脉体切穿了蚀变晕(图 3a), 说明脉体中矿物沉淀略晚于蚀变晕中的矿物。

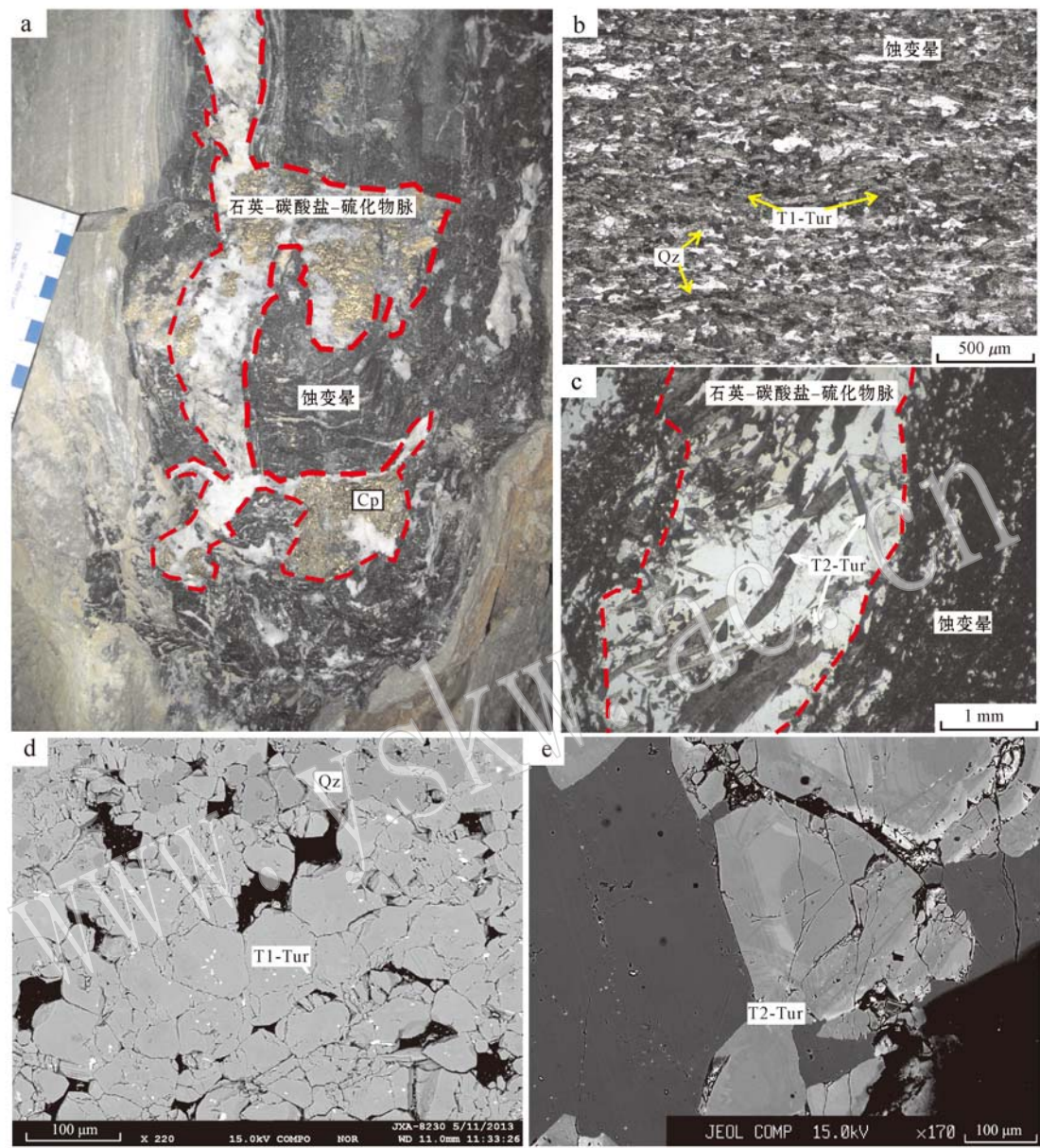


图 3 茅草坪脉状铜矿矿化和电气石发育特征

Fig. 3 Mineralization and tourmaline features of the Maocaoping vein Cu deposit

a—石英-碳酸盐-硫化物脉主体平行于围岩的剪切面近直立产出，伴有强烈的电气石化，形成蚀变晕；b—蚀变晕内电气石和石英，其颗粒粒度较小，强烈定向生长，透射光；c—脉体内电气石，其颗粒较粗，自形程度较好，定向性变弱，透射光；d—蚀变晕中电气石，少见或不见环带，背散射图像；e—脉体内的电气石，可见环带，背散射图像；Cp—黄铜矿；Qz—石英；Tur—电气石

a—alteration halo crosscut by quartz-carbonate-sulfide vein, which displays N-S trending and steeply-dipping; b—tourmaline and quartz in alteration halo, being fine-grained and aligned parallel to mylonitic foliation of the host rocks, transmission light; c—tourmaline in quartz-carbonate-sulfide vein, being coarse-grained, euhedral and weakly-orientated, transmission light; d—tourmaline in alteration halo exhibiting indistinct/no color zoning in back-scattered electron (BSE) images; e—tourmaline in quartz-carbonate-sulfide vein exhibiting color zoning in back-scattered electron (BSE) images; Cp—chalcopyrite; Qz—quartz; Tur—tourmaline

4 样品与实验方法

本文针对蚀变晕中的电气石(T1)和脉体中的电气石(T2)进行了电子探针成分分析。为了检测围岩

对电气石化学成分的影响，将 T1 电气石进一步分为大理岩中的电气石(T1-M)和变质碎屑岩中的电气石(T1-Q)。分析在南京大学生金属成矿机制研究国家重点实验完成，仪器型号为 JEOL JXA-8800。工作条件是：加速电压 15 kV，电流 2×10^{-8} A。主

要标样为:角闪石(Si, Ti, Mg, Ca, Na 和 K), 铁橄榄石(Fe 和 Mn), 堇青石(Al), 黄玉(F)和磷灰石(Cl)。电子探针无法分析 Li、H₂O 和 B 的含量, 并且无法区分 Fe 的价态, 因此无法测出电气石的完整化学成分。电气石结构式是根据假定四面体和八面体位置上的(T + Z + Y)为 15 个阳离子计算的(Henry and Dutrow, 1996), Fe³⁺ 和 Fe²⁺ 的含量是用电价差值法计算出来的(郑巧荣, 1983), 虽然这种方法计算出的 Fe³⁺/Fe²⁺ 绝对值不准确, 但计算出不同样品的比值相对高、低情况是可信的, 可以用于探讨不同样品中电气石记录的流体氧化还原条件的变化(Jiang *et al.*, 2008)。电气石电子探针成分数据列于表 1。

5 实验结果

结果显示, T1-M 电气石中 Ca 含量 0.10~0.23 apfu, Na + K 含量 0.70~0.82 apfu, Fe 含量 1.22~1.80 apfu, Mg 含量 1.69~1.88 apfu, Al 含量 5.63~6.31 apfu; T1-Q 电气石 Ca 含量 0.05~0.15 apfu, Na + K 含量 0.66~0.77 apfu, Fe 含量 1.19~1.51 apfu, Mg 含量 1.48~1.76 apfu, Al 含量 6.06~6.46 apfu; T2 电气石 Ca 含量 0.04~0.16 apfu, Na + K 含量 0.55~0.76 apfu, Fe 含量 1.24~1.86 apfu, Mg 含量 1.59~1.79 apfu, Al 含量 5.56~6.44 apfu(表 1)。

在基于 X 占位的分类图解中(Henry *et al.*, 2011), 所有上述电气石类型均属于碱性族(图 4)。比较而言, T1-M 电气石相对富 Ca、X 位中□少, 而 T1-Q 和 T2 电气石成分相似, 相对 T1-M 贫 Ca、X 位中□多(表 1、图 4)。在 Na/(Na + Ca) - Fe/(Fe + Mg)图解中(图 5), 除 3 个数据点落入黑电气石区域外, 其余数据点落在镁电气石区域, 具有镁电气石向黑电气石过渡的成分, 主体属于镁电气石(图 5)。不同类型电气石的 Fe/(Fe + Mg)和 Na/(Na + Ca)比值无明显差别(图 5)。在 Al - Fe - Mg 三角图解中(图 6), 不同类型的电气石均集中在图的中心区域。比较之下, T1-M 电气石相对贫 Al, 主要投点在 5 和 6 区域中(表 1、图 6); T1-Q 电气石相对富 Al, 主要投点在 4 和 5 区域中(表 1、图 6); T2 电气石 Al 含量介于 T1-Q 和 T2 电气石之间, 主要投点在 5 区域中(表 1、图 6)。

在背散射镜下, T2 电气石可见环带(图 3e)。从电气石的核部向边缘依次打点, 发现相似亮度的电

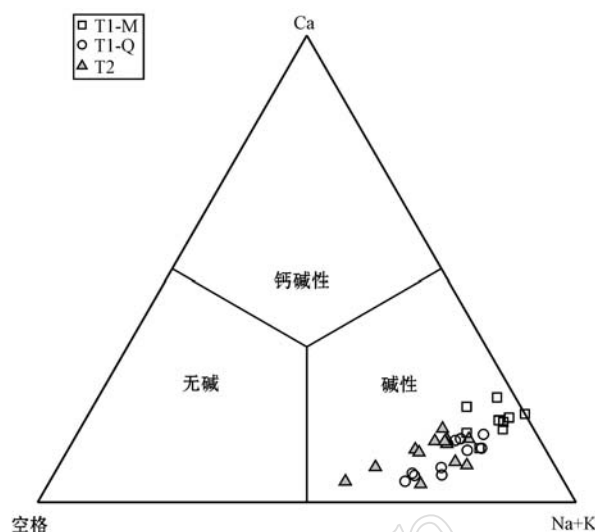


图 4 T1-M、T1-Q 和 T2 电气石基于 X 位置的占位情况的分类图解(底图据 Henry *et al.*, 2011)

Fig. 4 Classification of the principal groups of T1-M, T1-Q and T2 tourmaline based on X-site occupancy(after Henry *et al.*, 2011)

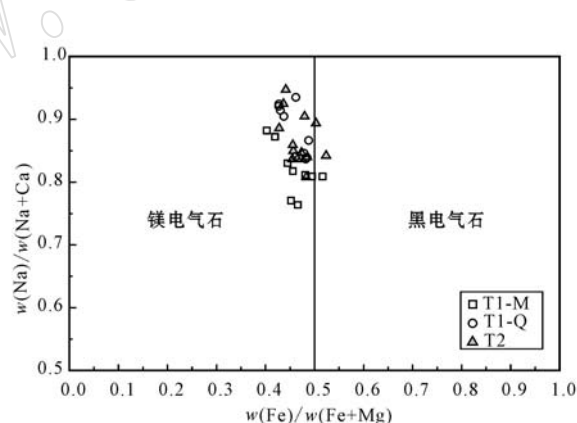


图 5 T1-M、T1-Q 和 T2 电气石 Na/(Na + Ca) - Fe/(Fe + Mg)分类图解

Fig. 5 Nomenclature of T1-M, T1-Q and T2 tourmaline based on the classification diagram of Na/(Na + Ca) versus Fe/(Fe + Mg)

气石具有相似的化学成分, 而亮色环带和暗色环带电气石之间的化学成分稍微具有差异(图 7): 暗色环带相对亮色环带 Ti、Fe 含量低, Mg 含量高(图 7)。

应用电子探针成分计算出的 T1-M、T1-Q 和 T2 电气石的 Fe³⁺/(Fe³⁺ + Fe²⁺)值分别为 0.139~0.340, 0.084~0.355 和 0.190~0.405, 因此, T1-M 和 T1-Q 电气石的 Fe³⁺/(Fe³⁺ + Fe²⁺)值相似, 但它们的比值总体比 T2 电气石的低(图 8)。

表 1 茅草坪脉状铜矿不同类型电气石探针成分分析表
Table 1 Major element concentrations of tourmaline by electron microprobe analyses in the Maoaoaping vein Cu deposit

样品编号	MCP13-1	MCP13-2	MCP13-3	MCP13-4	MCP13-5	MCP13-6	MCP13-7	MCP13-8	MCP13-9	MCP28a-1	MCP28a-2	MCP28a-3	MCP28a-4	MCP28a-5	MCP28a-6	MCP28a-7
类型	T1-M	T1-M	T1-M	T1-M	T1-M	T1-M	T1-M	T1-M	T1-M	T1-Q	T1-Q	T1-Q	T1-Q	T1-Q	T1-Q	T1-Q
wB/%																
SiO ₂	35.22	35.03	35.49	34.91	35.31	34.85	35.92	35.93	35.70	35.72	35.79	35.32	36.43	35.16	36.22	35.92
TiO ₂	0.42	0.83	0.66	0.81	0.90	0.80	0.15	0.51	0.33	0.16	0.53	0.71	0.19	0.51	0.16	0.20
Al ₂ O ₃	31.63	29.00	30.32	29.27	30.65	29.67	32.30	31.24	33.25	33.20	32.20	32.21	33.98	31.46	32.82	33.93
FeO	10.26	13.06	11.90	11.56	10.88	12.00	9.45	11.04	9.06	9.33	10.82	10.85	8.91	11.04	9.87	8.98
MgO	7.18	6.86	7.20	7.44	7.39	6.86	7.88	7.40	7.04	7.02	6.61	6.47	6.62	6.65	7.42	6.48
MnO	0.04	0.04	0.06	0.02	0.01	0.05	0.07	0.05	0.01	0.03	0.05	0.02	0.01	0.08	0.08	0.02
CaO	0.90	1.03	1.01	1.27	1.18	1.09	0.58	1.00	0.62	0.33	0.78	0.79	0.36	0.83	0.34	0.43
Na ₂ O	2.43	2.41	2.41	2.27	2.18	2.54	2.41	2.48	2.35	2.15	2.35	2.26	2.14	2.35	2.32	2.27
K ₂ O	0.08	0.07	0.06	0.07	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.01	0.04	0.04	0.01	0.05	0.03	0.03
Cl	0.00	0.01	0.00	—	—	0.01	0.00	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
total	88.18	88.34	89.11	87.60	88.52	87.90	88.81	89.68	88.38	87.95	89.17	88.65	88.65	88.14	89.27	88.26
Si(a. p. f. u.)	5.73	5.77	5.76	5.77	5.74	5.76	5.74	5.77	5.75	5.75	5.77	5.72	5.82	5.74	5.76	5.78
Ti	0.05	0.10	0.08	0.10	0.11	0.10	0.02	0.06	0.04	0.02	0.06	0.09	0.02	0.06	0.02	0.02
Al	6.07	5.63	5.80	5.70	5.87	5.78	6.09	5.91	6.31	6.29	6.12	6.15	6.39	6.06	6.15	6.43
Fe ^t (tot)	1.40	1.80	1.61	1.60	1.48	1.66	1.26	1.48	1.22	1.25	1.46	1.47	1.19	1.51	1.31	1.21
Mg	1.74	1.69	1.74	1.83	1.79	1.69	1.88	1.77	1.69	1.68	1.59	1.56	1.57	1.62	1.76	1.55
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Ca	0.16	0.18	0.18	0.23	0.20	0.19	0.10	0.17	0.11	0.06	0.13	0.14	0.06	0.15	0.06	0.07
Na	0.77	0.77	0.76	0.73	0.69	0.81	0.75	0.77	0.73	0.67	0.73	0.71	0.66	0.75	0.72	0.71
K	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
X-site 空位	0.06	0.03	0.06	0.03	0.10	0.00	0.14	0.05	0.15	0.27	0.12	0.15	0.27	0.10	0.22	0.21
Fe ³⁺ / (Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	0.19	0.26	0.25	0.23	0.21	0.17	0.34	0.21	0.14	0.31	0.15	0.16	0.12	0.19	0.36	0.08

续表 1
Continued Table 1

样品编号 类型	MCP28a-8	MCP28a-9	MCP28a-10	XT04-1	XT04-2	XT04-3	XT04-4	XT04-5	XT04-6	Mcp29-1	Mcp29-2	Mcp29-3	Mcp29-4	Mcp29-5	Mcp29-6	Mcp29-7
wtB/%	T1-Q	T1-Q	T1-Q	T2	T2	T2	T2	T2	T2	T2	T2	T2	T2	T2	T2	T2
SiO ₂	35.99	35.82	35.46	35.87	35.58	34.91	35.16	35.07	35.78	34.38	35.65	36.22	35.68	34.56	35.26	35.71
TiO ₂	0.59	0.12	0.56	0.08	0.34	1.39	0.77	0.42	0.12	0.34	0.15	0.06	0.18	0.33	0.38	0.36
Al ₂ O ₃	32.98	34.04	32.12	33.63	32.53	28.76	32.04	32.63	34.29	31.21	30.87	31.24	31.05	31.29	30.92	31.19
FeO	10.20	9.44	10.73	9.86	10.87	13.55	12.04	10.48	9.33	10.89	10.53	9.87	10.26	11.06	11.36	11.04
MgO	6.68	6.17	6.32	6.99	6.61	6.92	6.67	6.99	6.75	7.03	7.09	7.40	6.88	6.90	6.81	6.56
MnO	0.04	0.06	0.11	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.06	—	0.05	0.06	0.08	0.00	0.03	0.08
CaO	0.78	0.26	0.67	0.23	0.46	0.77	0.50	0.66	0.26	0.76	0.75	0.43	0.60	0.71	0.90	0.74
Na ₂ O	2.26	2.09	2.38	2.24	2.42	2.28	2.33	2.05	1.77	2.15	2.11	1.86	2.03	2.16	2.08	2.16
K ₂ O	0.04	0.04	0.07	0.01	0.02	0.05	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05	0.07	0.04
Cl	—	—	—	0.00	—	0.00	0.00	0.00	—	—	—	0.01	0.01	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
total	89.55	88.04	88.42	88.93	88.83	88.64	89.54	88.31	88.37	86.79	87.21	87.18	86.81	87.05	87.80	87.86
Si(a.p.f.u.)	5.75	5.77	5.77	5.71	5.73	5.72	5.64	5.66	5.70	5.67	5.84	5.88	5.86	5.68	5.77	5.83
Ti	0.07	0.01	0.07	0.01	0.04	0.17	0.09	0.05	0.01	0.04	0.02	0.01	0.02	0.04	0.05	0.04
Al	6.21	6.46	6.16	6.31	6.18	5.56	6.06	6.20	6.43	6.06	5.96	5.97	6.01	6.06	5.96	6.01
Fe _{tot}	1.36	1.27	1.46	1.31	1.46	1.86	1.61	1.41	1.24	1.50	1.44	1.34	1.41	1.52	1.55	1.51
Mg	1.59	1.48	1.53	1.66	1.59	1.69	1.60	1.68	1.60	1.73	1.73	1.79	1.68	1.69	1.66	1.60
Mn	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Ca	0.13	0.05	0.12	0.04	0.08	0.14	0.09	0.11	0.04	0.13	0.13	0.08	0.11	0.12	0.16	0.13
Na	0.70	0.65	0.75	0.69	0.75	0.72	0.72	0.64	0.55	0.69	0.67	0.58	0.65	0.69	0.66	0.68
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
X-site 空位	0.16	0.29	0.12	0.27	0.16	0.13	0.18	0.24	0.41	0.17	0.20	0.33	0.24	0.18	0.17	0.18
Fe ³⁺ / (Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	0.12	0.18	0.12	0.37	0.25	0.35	0.36	0.37	0.40	0.37	0.27	0.38	0.25	0.36	0.27	0.19

注：电气石结构式是根据假定四面体和八面体位置上的(T+Z+Y)为 15 个阳离子计算的, Fe³⁺ 和 Fe²⁺ 的含量根据电价差值法计算。

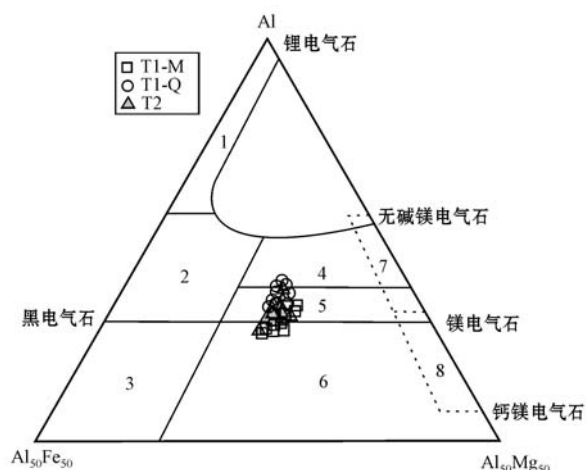


图 6 T1-M、T1-Q 和 T2 电气石 Al-Mg-Fe 图解(底图据 Henry and Guidotti, 1985)

Fig. 6 Al-Fe-Mg ternary diagram of T1-M, T1-Q and T2 tourmaline (after Henry and Guidotti, 1985)

电气石可能的形成环境：1—富 Li 的花岗岩和伟晶岩、细晶岩；2—贫 Li 的花岗岩和伟晶岩、细晶岩；3—富 Fe^{3+} 的石英-电气石岩（热液蚀变花岗岩）；4—含 Al 饱和矿物的变质泥质岩和变质砂屑岩；5—不含 Al 饱和矿物的变质泥质岩和变质砂屑岩；6—富 Fe^{3+} 石英-电气石岩、钙硅酸盐和变质沉积岩；7—贫 Ca 的变质超镁铁质岩和富 Cr、V 的变质泥质岩；8—变质碳酸盐岩和变质辉石岩

The potential formation environment of tourmaline: 1—Li-rich granitoid pegmatites and aplites; 2—Li-poor granitoids, pegmatites and aplites; 3— Fe^{3+} -rich quartz-tourmaline rocks (altered granitoids); 4—metapelites and metapsammities with Al-saturating phase; 5—metapelites and metapsammities lacking Al-saturating phase; 6— Fe^{3+} -rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicate rocks, and metapelites; 7—low-Ca metaultramafic rocks and Cr/V-rich metasediments; 8—metacarbonates and meta-pyroxenites

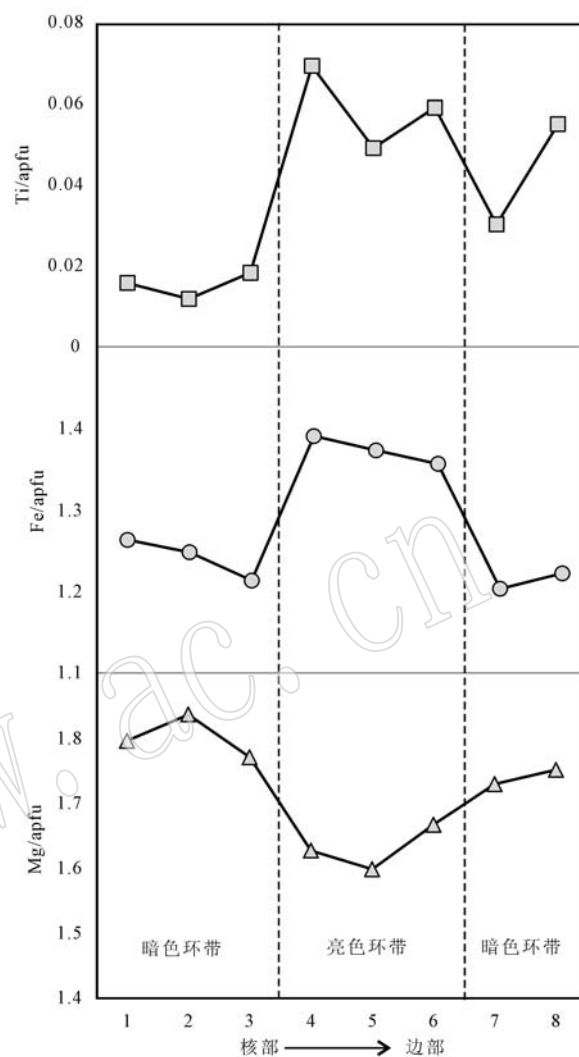


图 7 T2 电气石环带 Ti、Fe、Mg 含量变化

Fig. 7 Content of Ti, Fe and Mg in T2 tourmaline chemical zoning bands

6 讨论

6.1 电气石生长的构造控制

前文已述，茅草坪矿床发育的蚀变晕内和脉内电气石表现出不同的生长特点，前者(T1 电气石)定向生长，矿物长轴平行于围岩的剪切面理，后者(T2 电气石)定向性弱，矿物长轴多与围岩的剪切面理斜交，甚至直交。由于 T1 电气石形成略早于 T2 电气石，表明热液矿化早期矿床处于区域剪切应力作用下，这时热液中沉淀出的 T1 电气石在该作用力下定向生长，并平行于剪切力的方向，此时岩石的开放空间有限，限制了矿物的生长，形成的电气石晶体也就小；在 T2 电气石形成时的热液矿化晚期(主成矿期)，

矿床可能处于弱剪切到剪切停止的应力状态，这时从热液中沉淀出的电气石受到弱的应力或不受应力影响，形成了弱定向到不定向的电气石，此时岩石的开放空间大，矿物能够充分生长，形成的电气石晶体较大。总之，电气石的生长特征反映出，在茅草坪矿床的热液矿化过程中，控制脉体生长的构造应力由强剪切到弱剪切及剪切停止的趋势变化。已有研究显示，矿床石英-碳酸盐-硫化物脉体中白云母的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $20.34 \pm 1.19 \text{ Ma}$ ，代表成矿年龄(程杨等, 2015)，显示茅草坪矿床形成于崇山-碧罗雪山剪切带演化的末期，这与本文观察到的电气石生长特点所反映的应力演化特征一致，表明茅草坪是受剪切变形末期相关构造控制的一个脉状 Cu 矿床。

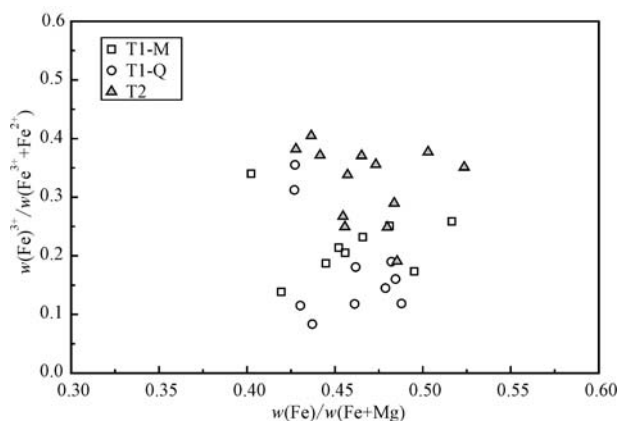


图8 T1-M、T1-Q和T2电气石 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ - $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 图解

Fig. 8 Plot of $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ versus $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ of T1-M, T1-Q and T2 tourmaline

6.2 电气石环带成分

茅草坪矿床 T2 电气石在背散射图像下存在明暗环带,电子探针成分分析显示,不同环带的 Ti、Fe、Mg 含量具有明显的差异(图 7),而其他元素含量的差异不明显。其中,暗色环带具有低 Ti、低 Fe 和高 Mg 的特征,而亮色环带则相反(图 7),反映这 3 种元素含量的差异是导致电气石形成明暗环带的主要因素,这和前人的研究一致(London and Manning, 1995; Ribeiro *et al.*, 2014)。导致这种振荡环带形成的原因与 T2 电气石形成环境的物理化学条件波动变化有关,例如温度、压力和流体成分的波动变化(London and Manning, 1995; Ribeiro *et al.*, 2014)。T1 电气石不发育振荡环带,表明其形成时,流体的物理化学条件稳定。

6.3 电气石成分影响因素及对流体来源的指示

在热液系统中,电气石的化学成分除受流体成分控制外,还可能受到围岩成分影响(Henry and Guidotti, 1985; Slack and Coad, 1989; Kasemann *et al.*, 2000; Jiang *et al.*, 2008; Pal *et al.*, 2010; Yang and Jiang, 2012)。通常,在低的水/岩系统中,如澳大利亚 Broken Hill 矿区稠密交代围岩的层控电气石,其组分受围岩成分影响大(Slack and Trumbull, 2011)。而在高流体通量系统中,如角砾岩筒、脉体及海底热液矿床的补给带,电气石化学成分受围岩影响小(Slack and Coad, 1989; Slack and Trumbull, 2011)。在茅草坪矿床,电气石既有以浸染状出现在围岩中的 T1 电气石,也有赋存在脉中的 T2

电气石。前者可能在低水/岩条件下形成,而后者可能在高水/岩条件下形成。

对比不同电气石的成分发现,茅草坪矿床的 T1-Q 电气石较 T2 和 T1-M 电气石富 Al,而 T1-M 较 T2 和 T1-Q 电气石富 Ca(图 4、图 6、表 1),而 Fe 和 Mg 元素在 3 类电气石中无明显差别。这表明茅草坪矿床无论是产于围岩中还是出现在脉体内的电气石,其 Fe 和 Mg 成分受围岩影响小,主要受流体成分控制;而 Ca 和 Al 的含量一定程度受围岩的影响;出现在变质碎屑岩内的电气石相对富 Al,出现在大理岩内的电气石相对富 Ca,产于脉体内的电气石的 Ca 和 Al 可能主要受流体控制。

前人研究表明,茅草坪矿床西南侧存在壳源花岗岩(图 2),其成岩时代与成矿的时代一致(唐渊等, 2013; 成祥, 2014; 程杨等, 2015),那么成矿流体是否可能直接来自此类花岗岩呢?通常,世界范围内,和壳源花岗岩有关的电气石为黑电气石,投点在 Al-Fe-Mg 三角图中的 2 区域(蒋少涌等, 2000; Jiang *et al.*, 2002)。然而,茅草坪的电气石大多为镁电气石,投点在 Al-Fe-Mg 三角图中的 4、5 和 6 区域中(图 6)。前文已述,茅草坪所有电气石 Fe 和 Mg 含量及 T2 电气石的各种元素含量主要受流体本身控制,与围岩无关,因此可以探讨成矿流体来源。茅草坪电气石主体为镁电气石的原因可能有 2 种解释:①形成电气石的热液流体可能不是岩浆水,从 Al、Fe、Mg 成分看(图 6),流体很可能是泥砂质沉积岩经过变质作用脱水而形成的变质水,这时形成的电气石也通常为镁电气石(Jiang *et al.*, 2002)。②流体来自深部,可以是壳源花岗岩岩浆流体或其他流体,当流体向上运移流经矿体下伏的三叠纪弧火山岩时(区域上下伏于中侏罗世花开组下部),发生水-岩相互作用,在世界范围,通常与弧火山岩有关的电气石为镁电气石(Krienitz *et al.*, 2008; Pal *et al.*, 2010),因此水-岩相互作用后的电气石成分可能主要继承自这些火山岩,导致矿床形成镁电气石。目前研究,还无法限定哪种解释更为合理,但无论何种解释,电气石都不可能直接从未经水-岩相互作用的、壳源花岗岩岩浆水中直接结晶出。

6.4 电气石 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 特征及对沉淀机制的指示

在茅草坪矿床,晚期形成的 T2 电气石相对早期形成的 T1 电气石,具有较高的 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 值(图 8)。前人研究表明,电气石的 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$

+ Fe^{2+}) 值和氧逸度之间具有很好的正相关性 (Fuchs *et al.*, 1998)。因此, $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 值的升高, 暗示茅草坪矿床从早期到晚期可能是一个氧逸度升高的过程。岩相学的特征表明, 在 T1 电气石形成时并无黄铜矿沉淀, 黄铜矿形成在 T2 电气石形成时的较晚阶段 (成矿阶段), 这暗示流体的氧化对茅草坪矿床硫化物的沉淀可能起到重要作用。

通常, 热液矿床金属多以硫化物形式存在, 如果存在氧逸度变化对金属沉淀的控制, 通常是流体的还原导致金属硫化物沉淀。然而, 对于茅草坪脉状铜矿床, 本文大胆提出黄铜矿沉淀可能是由于流体氧化所致, 除基于上述的电气石的 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 值变化特征外, 还有以下 3 点观察: ① 除金属组合外, 滇西脉状铜矿床的特征与脉状的造山型金矿的特征一致, 并且它们的成矿流体均富 CO_2 (徐晓春等, 2005; Chi and Xue, 2011; 张锦让等, 2012)。在造山型金矿床中, Au 在流体中以 HS^- 形式迁移, 为还原的流体 (还原硫的含量高于氧化硫的含量) 迁移金属, 此时通过 CO_2 的缓冲作用, 可以维持流体的 pH 值使 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 络合物迁移 Au 的能力最大 (Phillips and Evans, 2004)。实验研究表明, Cu 可以以 $\text{Cu}(\text{HS})_2^-$ 络合物形式迁移 (Etschmann *et al.*, 2010), 与 Au 相似, 因此, 茅草坪矿床的 Cu 很可能是以含 HS^- 为主的还原性流体迁移的, 流体中富含 CO_2 起到最大化迁移 Cu 的作用。② 包括茅草坪矿床之内的脉状铜矿床均缺乏 Pb、Zn。在滇西脉状铜矿床约 200~350℃ 的成矿温度范围内 (徐晓春等, 2005; Chi and Xue, 2011; 张锦让等, 2012), 如果迁移金属的流体是氧化的, 难以只迁移 Cu 而不迁移 Pb 和 Zn (Seward and Barnes, 1997; Cooke *et al.*, 2000)、矿床或多或少都会出现一定量的方铅矿或/和闪锌矿。相反, 由于 Pb 和 Zn 是以与 Cl^- 的络合物形式迁移, 如果流体是还原的, 会导致 Pb 和 Zn 很旱地沉淀, 故一个还原的流体在 200~350℃ 范围难以迁移 Pb、Zn, 但这种流体可以迁移 Cu。因此, 从金属组合看, 还原流体迁移金属更为合理。③ 从整个滇西脉状铜矿看, 其赋矿围岩主体赋存于中侏罗统花开佐组红色碎屑岩建造内, 也就是说赋矿围岩总体是一套氧化的地层。在矿体周围的围岩往往褪色蚀变, 即发生碳酸盐化和绢云母化, 这时围岩中 Fe^{3+} 含量降低。茅草坪矿区地层主体为中侏罗统花开佐组, 而矿体周围的围岩为灰白色、浅绿色, 这反映围岩发生了绢云母化、硅化、碳酸盐化等褪色蚀变。因

此, 茅草坪矿床初始成矿流体可能是 CO_2 缓冲 pH 值的、还原的流体迁移 Cu, 其中几乎不含 Pb 和 Zn, 在铜硫化物沉淀时, 可能发生以下的化学反应: $\text{Cu}(\text{HS})_2^- + \text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{CuFeS}_2 + 2\text{H}^+$, 也就是正一价态的 Cu 被围岩中正三价态的铁所氧化, 使黄铜矿沉淀下来, 而反应释放出来的 H^+ , 可以与围岩中斜长石组分形成白云母 (及高岭石)。因此, 这里提出流体的氧化可能对茅草坪脉状铜矿床的金属沉淀起到重要作用。然而, 这并不排除在茅草坪及滇西其他脉状铜矿床中, 其他因素在金属硫化物沉淀过程中扮演的作用, 因为一个还原的流体可以通过如流体沸腾等途径使金属和 HS^- 的络合物失稳而导致硫化物沉淀 (Goldfarb *et al.*, 2005), 这里不再做深入探讨。

7 结论

(1) 茅草坪电气石可分为两类: 较早沉淀的蚀变晕电气石和较晚沉淀的脉体内电气石。两类电气石的发育特征反映: 在热液矿化过程中, 矿床所受构造应力由强剪切到弱剪切及剪切停止的趋势变化。

(2) 茅草坪矿床中所有电气石均属于碱性族, 主体为镁电气石。脉体内电气石在背散射图像下可见明暗环带, 明暗环带和 Ti、Fe、Mg 含量的差异有关, 成分差异系电气石形成时流体的物理化学条件波动变化所致。茅草坪电气石的化学组成主要受流体成分控制, 但赋存于变质碎屑岩中的蚀变晕电气石相对富 Al, 赋存于大理岩中的蚀变晕电气石相对富 Ca, 表明围岩对蚀变晕电气石成分有一定影响。茅草坪电气石主体为镁电气石, 反映成矿流体不可能直接来自未经历水-岩相互作用的、壳源花岗岩岩浆水。成矿流体可能来自泥砂质沉积岩经过变质作用脱水而形成的变质水, 也可能是经历与下伏火山岩相互作用过的流体。

(3) 晚期与黄铜矿共生的脉体内电气石较早期不伴生黄铜矿的蚀变晕电气石, 具有高的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 值, 表明矿床成矿流体从早期到晚期可能是一个氧逸度升高的过程。结合滇西脉状 Cu 矿床成矿流体富 CO_2 、金属贫 Pb 和 Zn、围岩总体为红色碎屑岩建造并发生褪色蚀变 (绢云母化等) 等特点, 推测茅草坪矿床及滇西脉状铜矿床迁移 Cu 的流体可能是 CO_2 缓冲 pH 值的还原性流体 (以 HS_2^- 络合物形式迁移 Cu), 在矿化部位, 流体氧逸度升高很可能是含铜硫化物沉淀的重要机制之一。

致谢 本文在写作过程当中得到了杨水源博士的指导与建议,在此表示衷心的感谢!

References

- Cheng Xiang. 2014. Geological and geochemical characteristics and genesis of Maocaoping vein Cu-Pb-Zn (-Ag) deposit, northwest Yunnan[D]. Kunming University of Science and Technology, 1~75(in Chinese with English abstract).
- Cheng Yang, Song Yucai, Xue Chuandong, *et al.* 2015. A synthetic study of vein structure and mineralogenetic epoch of Maocaoping vein-type Cu deposit, Western Yunnan[J]. *Acta Geologica Sinica*, 89(3): 583~598(in Chinese with English abstract).
- Chi G and Xue C. 2011. Abundance of CO₂-rich fluid inclusions in a sedimentary basin-hosted Cu deposit at Jinman, Yunnan, China: implications for mineralization environment and classification of the deposit[J]. *Mineralium Deposita*, 46(4): 365~380.
- Cooke D R, Bull S W, Large R R, *et al.* 2000. The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted Pb-Zn (Sedex) deposits[J]. *Economic Geology*, 95(1): 1~18.
- Deng J, Wang Q, Li G, *et al.* 2014. Tethys tectonic evolution and its bearing on the distribution of important mineral deposits in the Sanjiang region, SW China[J]. *Gondwana Research*, 26(2): 419~437.
- Etschmann B E, Liu W, Testemale D, *et al.* 2010. An in situ XAS study of copper (I) transport as hydrosulfide complexes in hydrothermal solutions (25~592°C, 180~600bar): Speciation and solubility in vapor and liquid phases[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(16): 4 723~4 739.
- Fan Jinwei, Yang Tiannan, Liang Mingjuan, *et al.* 2014. LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and geochemistry of volcanic rocks on the western margin of Lanping Basin in western Yunnan and their tectonic implications[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 33(3): 471~490(in Chinese with English abstract).
- Fuchs Y, Lagache M and Linares J. 1998. Fe-tourmaline synthesis under different T and f_{O_2} conditions[J]. *American Mineralogist*, 83: 525~534.
- Goldfarb R J, Baker T, Dube B, *et al.* 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes[J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 40.
- He L, Song Y, Chen K, *et al.* 2009. Thrust-controlled, sediment-hosted, Himalayan Zn-Pb-Cu-Ag deposits in the Lanping foreland fold belt, eastern margin of Tibetan Plateau[J]. *Ore Geology Reviews*, 36(1): 106~132.
- Henry D J and Dutrow B L. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33(1): 503~557.
- Henry D J and Guidotti C V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral—An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine[J]. *American mineralogist*, 70(1~2): 1~15.
- Henry D J, Novák M, Hawthorne F C, *et al.* 2011. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals[J]. *American Mineralogist*, 96(5~6): 895~913.
- Hou Z and Cook N J. 2009. Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: A review and introduction to the special issue[J]. *Ore Geology Reviews*, 36(1): 2~24.
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Yang Zhiming, *et al.* 2006. Metallogenesis in the collisional orogen of the Qinghai-Tibet plateau: tectonic setting, tempo-spatial distribution and ore deposit types[J]. *Geology in China*, 33(2): 340~351(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Song Yucai, Li Zheng, *et al.* 2008. Thrust-controlled, sediments-hosted Pb-Zn-Ag-Cu deposits in eastern and northern margins of Tibetan orogenic belt: Geological features and tectonic model[J]. *Mineral Deposits*, 27(2): 123~144(in Chinese with English abstract).
- Jiang S Y, Palmer M R and Yeats C J. 2002. Chemical and boron isotopic compositions of tourmaline from the Archean Big Bell and Mount Gibson gold deposits, Murchison Province, Yilgarn Craton, Western Australia[J]. *Chemical Geology*, 188(3): 229~247.
- Jiang S Y, Radvanec M, Nakamura E, *et al.* 2008. Chemical and boron isotopic variations of tourmaline in the Hnilec granite-related hydrothermal system, Slovakia: Constraints on magmatic and metamorphic fluid evolution[J]. *Lithos*, 106(1): 1~11.
- Jiang Shaoyong, Yu Jimin, Ni Pei, *et al.* 2000. Tourmaline—a sensitive tracer for petrogenesis and minerogenesis[J]. *Geological Review*, 46(6): 594~604(in Chinese with English abstract).
- Kasemann S, Erzinger J and Franz G. 2000. Boron recycling in the continental crust of the central Andes from the Palaeozoic to Mesozoic, NW Argentina[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(3): 328~343.
- Krienitz M S, Trumbull R B, Hellmann A, *et al.* 2008. Hydrothermal gold mineralization at the Hira Buddini gold mine, India: constraints on fluid evolution and fluid sources from boron isotopic compositions

- of tourmaline[J]. *Mineralium Deposita*, 43(4): 421~434.
- Liao Zongting and Chen Yuekun. 2005. Nature and evolution of Lanping-Simaog basin prototype[J]. *Journal of Tongji University(Natural Science)*, 33(11): 1 527~1 531(in Chinese with English abstract).
- Liu Junlai, Song Zhijie, Cao Shuyun, *et al.* 2006. The dynamic setting and processes of tectonic and magmatic evolution of the oblique collision zone between Indian and Eurasian plate: Exemplified by the tectonic evolution of the Three River region, eastern Tibet[J]. *Acta Petrologica*, 22(4): 775~786 (in Chinese with English abstract).
- London D and Manning D A C. 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England[J]. *Economic Geology*, 90(3): 495~519.
- Marschall H R and Jiang S Y. 2011. Tourmaline isotopes: no element left behind[J]. *Elements*, 7(5): 313~319.
- Mou Chuanlong, Wang Jian, Yu Qian, *et al.* 1999. The evolution of the sedimentary basin in Lanping area during Mesozoic-Cenozoic [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 19(3): 30~36(in Chinese with English abstract).
- Pal D C, Trumbull R B and Wiedenbeck M. 2010. Chemical and boron isotope compositions of tourmaline from the Jaguguda U-(Cu-Fe) deposit, Singhbhum shear zone, India: Implications for the sources and evolution of mineralizing fluids[J]. *Chemical Geology*, 277(3): 245~260.
- Peng T, Wang Y, Zhao G, *et al.* 2008. Arc-like volcanic rocks from the southern Lancangjiang zone, SW China: geochronological and geochemical constraints on their petrogenesis and tectonic implications[J]. *Lithos*, 102(1): 358~373.
- Phillips G N and Evans K A. 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits[J]. *Nature*, 429(6 994): 860~863.
- Ribeiro da Costa I, Mourao C, Recio C, *et al.* 2014. Tourmaline occurrences within the Penamacor-Monsanto granitic pluton and host-rocks (Central Portugal): genetic implications of crystal-chemical and isotopic features[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(4): 1~23.
- Seward T M and Barnes H L. 1997. Metal transport by hydrothermal ore fluids[J]. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3: 435~486.
- Slack J F and Coad P R. 1989. Multiple hydrothermal and metamorphic events in the Kidd Creek volcanogenic massive sulphide deposit, Timmins, Ontario: evidence from tourmalines and chlorites[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(4): 694~715.
- Slack J F and Trumbull R B. 2011. Tourmaline as a recorder of ore-forming processes[J]. *Elements*, 7(5): 321~326.
- Song Yucai, Hou Zengqian, Yang Tiannan, *et al.* 2011. Sediment-hosted Himalayan base metal deposits in Sanjiang region: characteristics and genetic types[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 30(3): 355~380(in Chinese with English abstract).
- Tang Yuan, Yin Fuguang, Wang Liquan, *et al.* 2013. Structural characterization of and geochronological constraints on sinistral strike-slip shearing along the southern segment of Chongshan shear zone, western Yunnan[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(4): 1 311~1 324(in Chinese with English abstract).
- Tao Xiaofeng, Zhu Lidong, Liu Dengzhong, *et al.* 2002. The formation and evolution of the Lanping basin in western Yunnan[J]. *Journal of Chengdu University of Technology*, 29(5): 521~525 (in Chinese with English abstract).
- van Hinsberg V J, Henry D J and Dutrow B L. 2011. Tourmaline as a petrologic forensic mineral: a unique recorder of its geologic past [J]. *Elements*, 7(5): 327~332.
- Wang E and Burchfiel B C. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis[J]. *International Geology Review*, 39(3): 191~219.
- Wang J H, Yin A, Harrison T M, *et al.* 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(1): 123~133.
- Xu Xiaochun, Xie Qiaolin, Lu Sanming, *et al.* 2005. Fluid inclusion characteristics of copper deposits on the western border of the Lanping basin, Yunnan Province[J]. *Acta Mineralog Sinica*, 25: 170~176 (in Chinese with English abstract).
- Xue C, Zeng R, Liu S, *et al.* 2007. Geologic, fluid inclusion and isotopic characteristics of the Jinding Zn-Pb deposit, western Yunnan, South China: a review[J]. *Ore Geology Reviews*, 31(1): 337~359.
- Yang S Y and Jiang S Y. 2012. Chemical and boron isotopic composition of tourmaline in the Xiangshan volcanic-intrusive complex, Southeast China: Evidence for boron mobilization and infiltration during magmatic-hydrothermal processes[J]. *Chemical Geology*, 312: 177~189.
- Yang T N, Ding Y, Zhang H R, *et al.* 2014. Two-phase subduction and subsequent collision defines the Paleotethyan tectonics of the southeastern Tibetan Plateau: Evidence from zircon U-Pb dating, geochemistry, and structural geology of the Sanjiang orogenic belt,

- southwest China[J]. Geological Society of America Bulletin, 126 (11~12): 1 654~1 682.
- Zhang B, Zhang J and Zhong D. 2010. Structure, kinematics and ages of transpression during strain-partitioning in the Chongshan shear zone, western Yunnan, China[J]. Journal of Structural Geology, 32(4): 445~463.
- Zhang B, Zhang J J, Zhong D L, *et al.* 2011. Structural feature and its significance of the northernmost segment of the Tertiary Biluoxue-shan-Chongshan shear zone, east of the Eastern Himalayan Syntaxis [J]. Science China Earth Sciences, 54(7): 959~974.
- Zhang Jinrang, Wen Hanjie, Qin Chaojian, *et al.* 2012. Fluid inclusion and stable isotopes study of Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit in Lanping Basin, Yunnan Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 28: 1 373~1 386(in Chinese with English abstract).
- Zheng Qiaorong. 1983. Calculation of the Fe^{3+} and Fe^{2+} contents in silicate and Ti-Fe oxide minerals from EPMA data[J]. Acta Mineralogica Sinica, 1: 55~62(in Chinese with English abstract).
- Zhu Chuangye, Xia Wenjie, Yi Haisheng, *et al.* 1997. The tectonic nature and evolution of Mesozoic Lanping-Simaobasin[J]. Journal of Chengdu University of Technology, 24(4): 23~30(in Chinese with English abstract).
- Zhu J J, Hu R Z, Bi X W, *et al.* 2011. Zircon U-Pb ages, Hf-O isotopes and whole-rock Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of granitoids in the Jinshajiang suture zone, SW China: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the Paleo-Tethys Ocean[J]. Lithos, 126(3): 248~264.
- 成 祥. 2014. 滇西北云龙茅草坪脉状 Cu-Pb-Zn(-Ag)矿床地质-地球化学特征及成因[D]. 昆明理工大学, 1~75.
- 程 杨, 宋玉财, 薛传东, 等. 2015. 滇西茅草坪脉状铜矿床脉体构造与成矿时代研究[J]. 地质学报, 89(3): 583~598.
- 范金伟, 杨天南, 梁明娟, 等. 2014. 滇西兰坪盆地西缘火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学, 地球化学特征及其大地构造意义[J]. 岩石矿物学杂志, 33(3): 471~490.
- 侯增谦, 莫宣学, 杨志明, 等. 2006. 青藏高原碰撞造山带成矿作用: 构造背景, 时空分布和主要类型[J]. 中国地质, 33(2): 340~351.
- 侯增谦, 宋玉财, 李 政, 等. 2008. 青藏高原碰撞造山带 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床新类型: 成矿基本特征与构造控矿模型[J]. 矿床地质, 27(2): 123~144.
- 蒋少涌, 于际民, 倪 培, 等. 2000. 电气石-成岩成矿作用的灵敏示踪剂[J]. 地质论评, 46(6): 594~604.
- 廖宗廷, 陈跃昆. 2005. 兰坪-思茅盆地原型的性质及演化[J]. 同济大学学报: 自然科学版, 33(11): 1 527~1 531.
- 刘俊来, 宋志杰, 曹淑云, 等. 2006. 印度-欧亚侧向碰撞带构造-岩浆演化的动力学背景与过程-以藏东三江地区构造演化为例[J]. 岩石学报, 22(4): 775~786.
- 牟传龙, 王 剑, 余 谦, 等. 1999. 兰坪中新生代沉积盆地演化[J]. 矿物岩石, 19(3): 30~36.
- 宋玉财, 侯增谦, 杨天南, 等. 2011. “三江”喜马拉雅期沉积岩容矿贱金属矿床基本特征与成因类型[J]. 岩石矿物学杂志, 30(3): 355~380.
- 唐 渊, 尹福光, 王立全, 等. 2013. 滇西崇山剪切带南段左行走滑作用的构造特征及时代约束[J]. 岩石学报, 29(4): 1 311~1 324.
- 陶晓风, 朱利东, 刘登忠, 等. 2002. 滇西兰坪盆地的形成及演化[J]. 成都理工学院学报, 29(5): 521~525.
- 徐晓春, 谢巧勤, 陆三明, 等. 2005. 滇西兰坪盆地西缘铜矿床矿物流体包裹体研究[J]. 矿物学报, 25(2): 170~176.
- 张锦让, 温汉捷, 秦朝建, 等. 2012. 兰坪盆地连城 Cu-Mo 多金属矿床流体包裹体和稳定同位素地球化学研究[J]. 岩石学报, 28(5): 1 373~1 386.
- 郑巧荣. 1983. 由电子探针分析值计算 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} [J]. 矿物学报, 1: 55~62.
- 朱创业, 夏文杰, 伊海生, 等. 1997. 兰坪-思茅中生代盆地性质及构造演化[J]. 成都理工学院学报, 24(4): 23~30.