

扬子地块西南缘拉拉 IOCG 矿床矿化蚀变 元素地球化学研究

吴燕飞^{1,2}, 李泽琴^{1*}, 黄从俊¹

(1.成都理工大学 地球科学学院, 四川 成都 610059; 2.中国科学院 地球化学研究所, 贵州 贵阳 550081)

摘要:拉拉 IOCG 矿床是我国西南地区著名的大型铁铜矿床, 矿床中与铜(钼)矿化密切相关的钠长石化、碳酸盐化、钾长石化、黑云母化、萤石化等蚀变作用广泛发育。本文在对该矿床中黑云母片岩系列和钠长石变粒岩系列大量赋矿岩石样品进行岩相学研究的基础上, 选取典型蚀变与矿化样品进行主、微量元素分析测试, 通过质量比簇判别法和等浓度公式元素定量迁移计算研究矿床中蚀变元素特征及其与矿化的关系。质量比簇判别法和等浓度图解法确定了两个系列岩石共有的主量元素不活动组分为 SiO_2 , 微量元素不活动组分为 Yb。主量元素定量迁移计算表明黑云母片岩系列铜矿化与钠长石化和碳酸盐化成正相关关系, 钠长石变粒岩系列铜矿化与钾长石化和碳酸盐化成正相关关系, 且变粒岩系列碳酸盐化程度较片岩系列更强。稀土元素和金属元素定量迁移计算发现拉拉 IOCG 矿床中 U、Co、Mo、Ni 等成矿金属元素在蚀变过程中随 Cu 矿化大量带入, 说明热液蚀变是拉拉 Fe-Cu-Au-U-Mo-REE 多金属矿床形成的主要原因。蚀变与矿化关系分析表明二者基本是同步发生, 蚀变的过程也是矿化的过程, 即蚀变的标志也是找矿的标志。拉拉 IOCG 矿床中蚀变元素地球化学特征及其与矿化关系的研究, 对于矿床成矿理论的丰富及矿区进一步找矿勘探工作都具有重要意义。

关键词:拉拉 IOCG 矿床; 围岩蚀变; 不活动组分; 质量迁移计算

中图分类号: P611 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2016)05-0960-015

自 Grant (2005)提出了元素迁移定量计算的公式后, 众多学者对计算方程进行了进一步的演化并对研究对象进行了拓展, 现此方法已广泛应用于热液蚀变和成矿、混合岩化、区域变质作用、地表风化、矽卡岩化、沉积过程、岩石变形、火山喷气、矿物后成合晶形成、反应环带形成等诸多方面。在国内, 一些学者(李双保, 1993, 1994; 解庆林等, 1997; Guo et al., 2009; 胡媛等, 2013; 郭顺等, 2013)也相继采用此法研究元素的定量迁移情况, 并取得了较好的成果。

通过元素质量平衡迁移计算不仅可以定量获得地质体系在发生交代蚀变过程中任意组分迁入迁出的真实情况, 还能对该过程中样品整体质量和体积的变化有一个全面的了解(Gresens, 1967; Grant, 1986; Guo et al., 2009)。所以, 元素质量平衡迁移计算能够为深入研究各种地质体系开放过程提供重要的背景信息和关键性的制约(Grant, 1986, 2005; 邓海琳等, 1999; Ague, 2003), 这对探讨成矿物质来源, 归纳蚀变与矿化的关系, 以及矿区的延伸找矿和相似性找矿有重要意义。

收稿日期: 2014-12-04; 改回日期: 2015-03-19

项目资助: 国家自然科学基金项目(41072065)、教育部博士点基金(20105122110001)、西南地区主要成矿带铜铁多金属找矿模型与勘查方法技术研究(12120113095500)、矿床地球化学国家重点实验室(200808)和四川省教育厅重点项目(07ZA005)联合资助。

第一作者简介: 吴燕飞(1990-), 男, 硕士研究生, 从事环境地球化学研究。Email: YanFeiWu1990@163.com

通信作者: 李泽琴(1957-), 女, 教授, 从事矿床学研究。Email: lzq@cdut.edu.cn

扬子地块西南缘康滇地区被认为是我国典型的铁氧化物-铜-金(IOCG)矿床成矿省(Zhao and Zhou, 2011), 产出众多 IOCG 矿床, 而拉拉 Fe-Cu 矿床是其中规模最大、最典型的 IOCG 矿床(李泽琴等, 2002; Chen and Zhou, 2012; Zhu and Sun, 2013)。矿床蚀变发育且类型多样, 并与铜(钼)矿化关系十分密切(朱志敏等, 2009; Chen et al., 2014b)。尽管前人在拉拉 IOCG 矿床的成因机制(孙燕和李承德, 1990; 陈根文和夏斌, 2001; 周家云等, 2009)、变质岩原岩恢复(肖渊甫和孙燕, 1992; 何德峰等, 2008, 2010)、成矿期次划分(Wang et al., 2003)、成矿流体特征(孙燕等, 2006; Chen and Zhou, 2012)、成矿年龄(陈好寿和冉崇英, 1992; 李泽琴等, 2003; 周家云等, 2009; 黄从俊等, 2012; Chen and Zhou, 2012; Zhu and Sun, 2013)及成矿物质来源(陈好寿和冉崇英, 1992; 申屠保涌, 1998, 2000; 孙燕等, 2006; Chen and Zhou, 2012; Chen et al., 2014b)等方面做了大量的研究探讨工作, 但迄今为止, 关于该矿床中蚀变矿化岩石的元素地球化学特征、蚀变与矿化之间的关系研究却少有涉及, 仅停留在光薄片显微观察层面。为此, 本文以拉拉 IOCG 矿床中矿化蚀变岩石为研究对象, 通过元素地球化学特征和元素质量平衡迁移计算来探讨蚀变与矿化关系, 以期对该矿床的后续研究及矿区外围的找矿工作给出一定指导。

1 区域地质背景

扬子地块位于华夏地块西北侧、中印地块东北缘, 西以青藏高原为界, 东以秦岭-大别造山带为界。元古宙火山-沉积地层在扬子地块西南缘广泛分布, 包括古元古界晚期的河口群、大红山群及东川群(Greentree and Li, 2008; Zhao, 2010; Chen et al., 2013), 中-新元古界会理群、昆阳群及苴林群(陈智梁和陈世瑜, 1987; Greentree et al., 2006; 耿元生等, 2007; Chen et al., 2014a)。古元古界发生高绿片岩-低角闪岩相变质作用(李复汉等, 1988), 而中-新元古界则只发生了低绿片岩相变质作用(陈智梁和陈世瑜, 1987; 李复汉等, 1988)。1.05~1.1 Ga 的辉长岩及花岗岩深成岩体侵入到元古宙地层中, 这些岩体出露虽少, 但却在整个扬子地块均有分布; 这些中元古代的深成岩体与其准同生的昆阳群和苴林群镁铁质-长英质火山岩表现出板内岩浆作用的相关地球化学特征(Greentree et al., 2006; 耿元生等, 2007), 并被认为是形成于大陆裂谷环境的双峰式火山岩(王奖臻等, 2012; Chen et al., 2014a)。新元古代岩浆

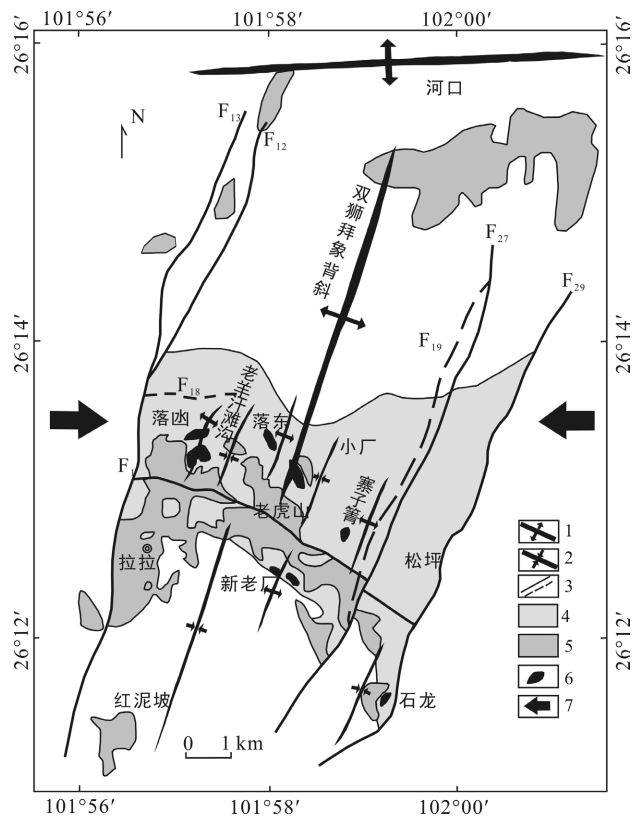
作用包括 740~860 Ma 的与岛弧或地幔柱作用相关的花岗岩、闪长岩及辉长岩侵入作用(Zhou et al., 2002, 2006; Li et al., 2003)。

2 矿床地质

2.1 矿床地质特征

拉拉 IOCG 矿床位于四川省会理县黎溪区境内, 构造上位于扬子地块西缘川滇被动大陆边缘裂谷系中段, 处于扬子地块西缘川滇南北向铁铜多金属成矿带中(刘肇昌等, 1996)。矿床赋存于古元古界河口群落函组, 落函组是一套变质海相火山-沉积岩, 主要分为黑云母片岩系列和钠长石变粒岩系列两类岩石。黑云母片岩系列包括石榴黑云片岩、(磁铁矿)黑云片岩; 钠长石变粒岩系列包括钠长变粒岩、磁铁石英钠长变粒岩。黑云母片岩类矿化明显较钠长石变粒岩类好。

矿床自西向东分为落函、落东和石龙三个矿区(图 1)。其中落函矿区规模最大, 主矿体东西长 1960 m, 南北宽 900 m, 厚 12.27~26.47 m(张文宽等, 2009)。



1. 背斜; 2. 向斜; 3. 断层/推测断层; 4. 河口群落函组; 5. 辉长岩; 6. 矿体; 7. 区域变质作用力方向。

图 1 拉拉矿区构造纲要图(据陈好寿和冉崇英, 1992)
Fig.1 Structure outline map of the Lala IOCG deposit

矿体主要位于辉绿-辉长岩体的两侧,沿 F_1 断裂分布,在平面上呈不规则的椭圆形,剖面上呈多层产出。矿体一般呈似层状、透镜状,以重叠-叠瓦式形态产出,膨缩、分支复合、尖灭再现等现象明显。主要金属矿物为黄铜矿、辉钼矿、辉钴矿、磁铁矿、自然金、自然银、氟炭铈矿、磷钼矿等;主要脉石矿物为钠长石、石英、黑云母、方解石等。目前已探明矿床中铜矿石储量在 120 万吨以上,且 Au、U、Mo、Co、REE 等也大量富集(朱志敏等,2009)。

2.2 蚀变类型及特征

拉拉 IOCG 矿床矿石构造类型主要为条带状(条纹状)(图 2a, b)、浸染状(图 2c)、块状(图 2d)、网状(图 2e)及脉状(图 2f)。条带状矿石产于(石榴石)黑云母片岩、条带状钠长岩、磁铁石英钠长岩中,黄铜矿等金属矿物以单体或粒状集合体形式沿岩石片理定向拉长分布(图 2a, b);网状矿石由金属矿物和脉石矿物方解石、石英、黑云母、萤石等沿岩石裂隙充填、交代而成(图 2e);脉状矿石中,黄铜矿和辉钼矿等金属矿物在碳酸盐脉、萤石脉和方解石脉中呈浸染状分布,脉体穿插早期片理化条带状矿石,脉中矿化不均,局部极强,其余部位则矿化弱或无矿化(图 2f)。

镜下显微观察分析发现拉拉 IOCG 矿床围岩蚀

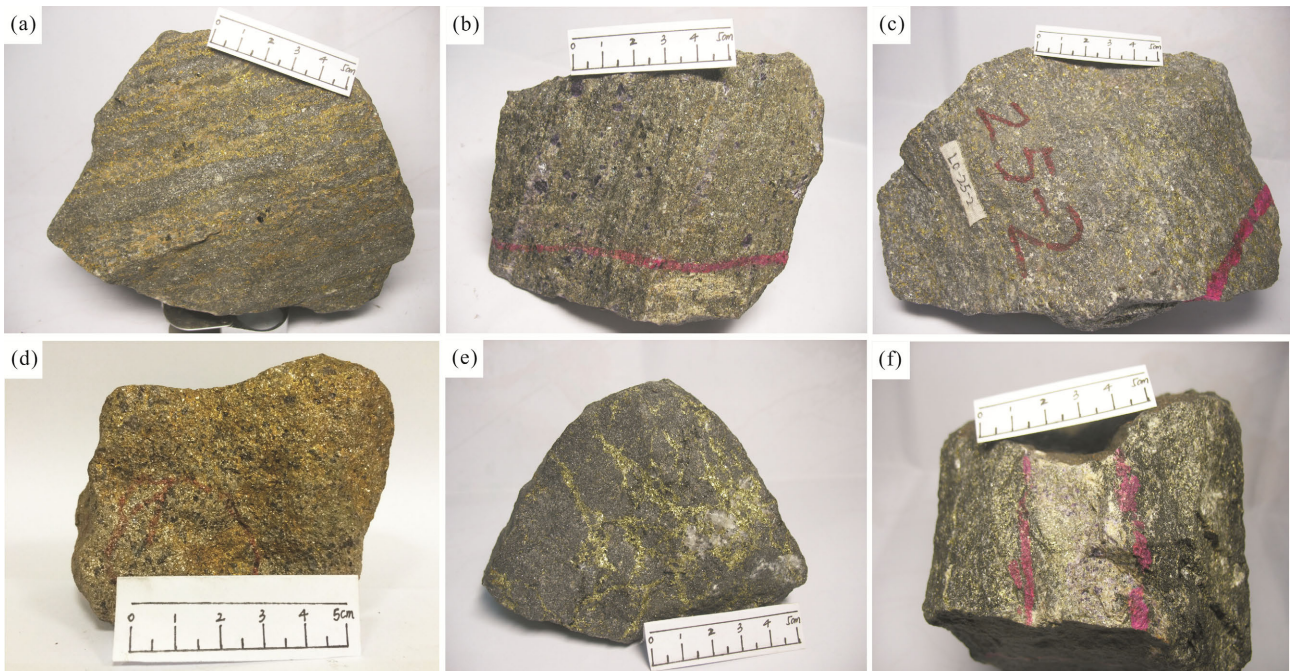
变发育且种类较多,蚀变类型主要有黑云母化、钠长石化、碳酸岩化、钾长石化、绿泥石化、绢云母化、白云母化、磷灰石化、阳起石化以及萤石化(图 3)。据镜下矿物组合和接触关系分析,钠长石化、碳酸盐化、黑云母化、钾长石化与铜矿化关系密切,萤石化与辉钼矿化关系密切,而磷灰石化、绿泥石化、阳起石化、白云母化、绢云母化和硅化与铜(钼)矿化关系不大或无关。各蚀变类型镜下具体特征描述如下:

钠长石化(图 3a):半自形-它形浅灰色不等粒钠长石变晶呈粒状集合体沿岩石片理、矿物间裂隙分布,并向两侧扩展交代;交代不彻底的岩石中还有黑云母的残留体。

黑云母化(图 3b):在矿床中广泛发育,黑云母常呈它形-自形集合体分布于长石、石英裂隙中。蚀变形成的黑云母常呈棕褐色、青灰色,周围常伴有大量的黄铁矿和黄铜矿等金属矿物。

白云母化(图 3c):大多数早期形成的定向分布的黑云母在晚期热液作用下边缘和内部被蚀变为白云母,蚀变过程中黑云母中的 Fe 和 K 被带出。镜下可见黑云母残片和交代假象,蚀变带出的铁质在云母附近形成局部富集的串珠状定向分布的磁铁矿。

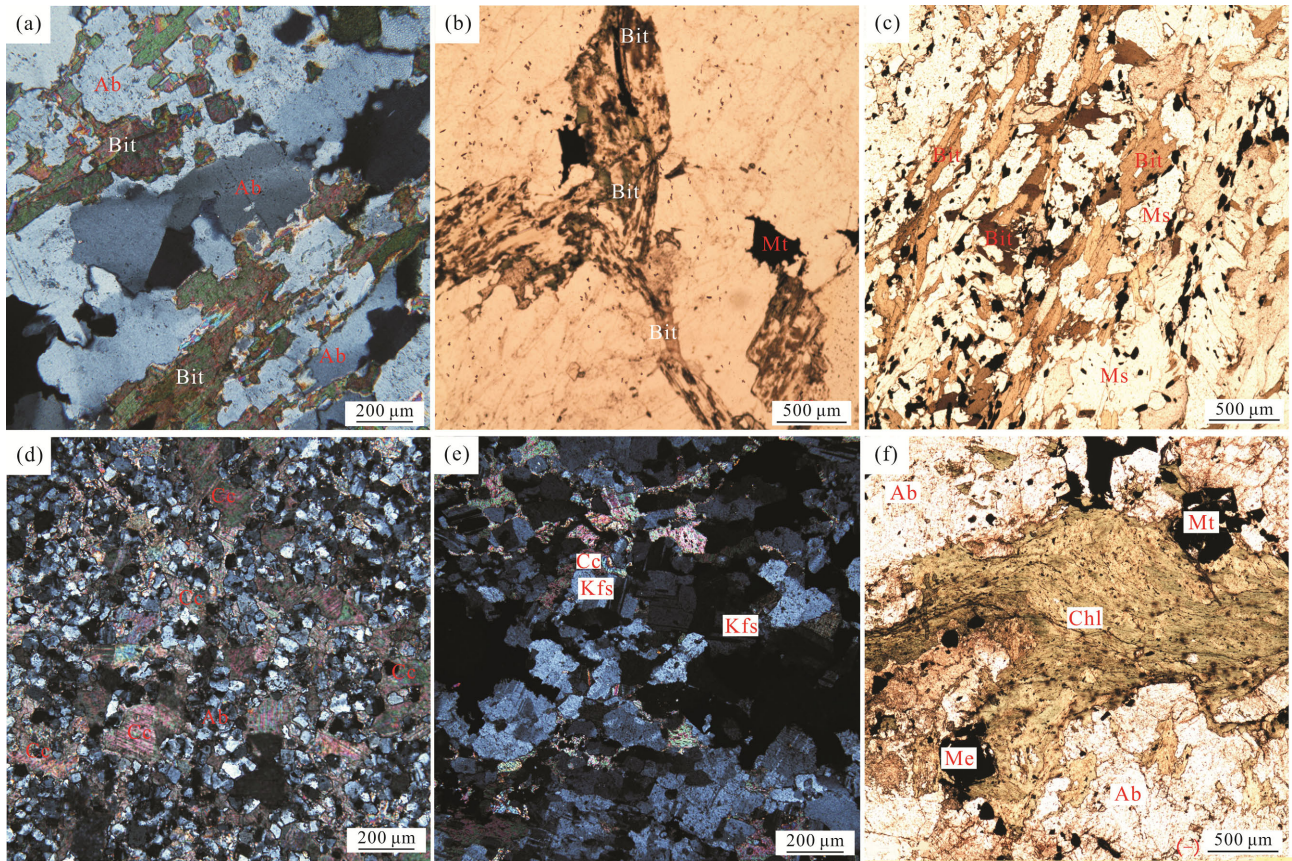
碳酸盐化(图 3d):矿床中碳酸盐化十分发育,



(a) 条带状矿石; (b) 萤石化条带状矿石; (c) 浸染状矿石; (d) 块状矿石; (e) 网状矿石; (f) 脉状矿石。

图 2 拉拉 IOCG 矿床典型矿石照片

Fig.2 Representative photos of ores in the Lala IOCG deposit



(a) 正交镜下钠长石化; (b) 单偏镜下黑云母化; (c) 单偏镜下白云母化; (d) 正交镜下碳酸盐化; (e) 正交镜下钾长石化; (f) 单偏镜下绿泥石化。

图 3 拉拉 IOCG 矿床围岩蚀变显微照片

Fig.3 Microphotographs of wall-rock alteration in Lala IOCG deposit

包括方解石化、铁白云石化、菱铁矿化,以方解石化为主。矿床中可见两种不同产状的方解石,一种方解石晶体细小,产于矿物粒间和岩石裂隙,多以集合体形式存在,并见有黄铜矿等金属矿物嵌布其中;另一种方解石晶体粗大,晶形完整,解理发育,常呈脉状或团块状分布。铁白云石主要呈粒状或粒状集合体充填于钠长石、石英颗粒间,或呈不规则细粒脉体充填于碎裂的钠长岩裂隙中。被蚀变矿物有角闪石、黑云母、白云母、长石等,常形成交代假象。

萤石化:矿床中主要有三个不同世代的萤石产出。第一世代为孤立状的萤石颗粒,产出于条带状矿石中,粒径 1~8 mm,与黄铜矿共生(图 2b);第二世代萤石呈脉状或浸染状产出,与辉钼矿和黄铜矿共生,脉体穿插第一世代萤石所在条带状矿石(图 2f);第三世代萤石也呈脉状产出,穿插第二世代萤石所在矿石,有富集脉和贫化脉之分,富集脉中黄铜矿富集程度高,萤石与黄铜矿、方解石等共生,但脉体规模不大,贫化脉则弱矿化或无矿化(黄从俊等,

2015)。

钾长石化(图 3e):蚀变形成的钾长石晶形较好,晶粒中等,粒间有碳酸盐和黄铜矿分布。

绿泥石化(图 3f):形成最晚,由黑云母、石榴石等铁镁质矿物中 Fe 和 Na 被热液带出蚀变而成。

总之,黑云母片岩系列蚀变的矿物主要为黑云母、斜长石、石英等,主要发生钠长石化、碳酸盐化;钠长石变粒岩系列蚀变的矿物主要为钠长石,主要发生钾长石化、碳酸盐化。此外,通过显微观察研究发现矿床中黄铜矿主要是热液成因,其形成与钠长石化、钾长石化和碳酸盐化交代蚀变作用密切相关。其中,黑云母片岩系列铜矿化多与钠长石化和碳酸盐化相关,钠长石变粒岩系列铜矿化多与钾长石化和碳酸盐化相关。

3 样品及分析方法

样品采自四川会理拉拉落凶、石龙、落东等矿区典型露头处的新鲜干净赋矿岩石。在成都理工大

学岩矿实验室采用 OLYMPUS-BX51 偏光显微镜进行光薄片观察, 用 Image Pro Plus 成像系统进行典型光薄片的镜下显微照相。按矿化从弱到强选取黑云母系列赋矿岩石样品 14 件和钠长石变粒岩系列样品 9 件进行主、微量元素分析测试工作。主量元素分析在澳实矿物分析检测(广州)有限公司采用 ME-XRF26 和 ME-XRF15bg 法测定, 相对偏差 $<10\%$, 误差 $<10\%$; 微量元素分析在成都理工大学地学核技术四川省重点实验室采用 ICP-MS 方法测定, 分析数据相对误差小于 10% , 绝大多数优于 5% 。分析结果见表 1。

4 元素迁移计算方法与结果

国内有关矿床和岩石、矿物的研究工作, 在热液交代蚀变岩石的元素迁移定量计算方面涉及较少。大都只描述了蚀变类型、蚀变分带和蚀变交代矿物组合, 或者只是大致对比蚀变岩与原岩的化学全分析数据, 定性描述元素的迁入迁出情况。少有的一些定量研究, 也是在假设岩石蚀变前后体积不变的情况下, 采用巴尔特的标准晶胞法、鲁德尼科的标准几何体积法或 Pblbervast 的等量硅氧四面体法等方法计算的, 但岩石蚀变前后体积一般是会发生变化的, 故这样计算出来的结果多数不准确。在国外矿床围岩热液交代蚀变研究上, 大都不用上述方法, 而是采用 Gresens (1967)提出的成分-体积关系法和 Grant (1986, 2005)的等浓度法, 通过元素迁移定量计算对蚀变岩的物理化学、地球化学、成矿流体的物理化学环境等进行研究。本文拟采用 Grant (2005)的等浓度法定量计算两系列与铜矿化密切相关的岩石样品在蚀变矿化过程中元素的迁移情况, 并总结蚀变和矿化的量比关系。

4.1 不活动组分确定

质量平衡计算方法较多, 但不管何种方法, 在整个元素迁移计算过程中最关键最重要的步骤都是不活动组分的选取和确定。这是因为在整个质量平衡迁移计算过程中, 除不活动组分需独立判断外, 其余所有计算步骤都是由质量平衡计算公式经过严格的数学推导而成(郭顺等, 2013)。所以不活动组分确定的合理与否直接影响到计算结果的可信程度。本文结合拉拉 IOCG 矿床实际地质特征, 分别选取两个系列未蚀变(弱蚀变)岩石作为标准样品, 参照质量比簇判别法(Grant, 2005)和等浓度图解法(Edfelt et al., 2005)确定不活动组分。

4.1.1 质量比簇判别法

从常见不活动组分(Al、Zr、Si、Y、Yb 和 Nb)质量比簇判别图(图 4)可知, 黑云母片岩系列的 SiO_2 (图 4c)、Yb(图 4d~f)和 TiO_2 (图 4a~d)在岩矿石样品中集群较好, 表明大多数保存在系统中的这些组分稳定性较好, 在成矿过程中很少或没有受到外部物源或杂质的影响。Kessel et al. (2005)在对俯冲带微量元素特征进行分析时也选取了 Yb 作为不活动组分, 说明 Yb 元素在地质活动中很稳定、不易迁移。图解中, 标准样品的 TiO_2 、Zr 和 Al_2O_3 的含量值极高, Y 值较低, 而蚀变样品和矿化样品中对应的这些组分含量远低于标准样品, 说明这些组分含量在热液活动过程中发生了显著改变, 为活动组分。因此, TiO_2 虽然集群较好, 但仍是活动组分。从图 4e-h 可以看出, Zr、Y 和 Nb 组分投点分散, 与标准样品含量差别较大, 说明这些组分的含量在蚀变和矿化过程中发生了明显改变, 亦为活动组分。 SiO_2 在钠长石化和碳酸盐化中投点聚群, 在矿化中略有波动, 但均值与标准样品变化不大, 总体上基本保持稳定, 可作为不活动组分, 这也与 Edfelt et al.(2005)的分析结果一致。因此, 通过对黑云母片岩系列常见不活动组分散点图分析(图 4a~h), 选取了 SiO_2 作为主量元素不活动组分; Yb 作为微量元素不活动组分。

同理, 通过对钠长石变粒岩系列常见不活动组分散点图分析(图 5a~h), 根据各组分投点分布情况, 亦选取了 SiO_2 作为其主量元素的不活动组分, Yb 作为微量元素的不活动组分。

4.1.2 等浓度图解法

对各类蚀变样品和矿化样品的主量和微量元素按组分类别求均值后分别与标准样品相应组分元素值作对数等浓度图, 结果见图 6 和图 7。图中的斜线为等浓度线, 位于等浓度线之上的元素为带入组分(元素), 元素迁移计算结果为正值, 表示元素的迁入; 位于斜线下方者, 计算结果为负值, 为迁出组分(元素); 在斜线上或附近的为质量分数不变组分(元素), 即不活动组分。迁入迁出的程度可以根据所投元素点偏离等浓度线的幅度判断。

在等浓度图(图 6)中, 黑云母片岩系列三组样品(钠长石化、碳酸盐化和矿化)的 SiO_2 、Y 和 Yb 在等浓度线上或者与理想等浓度线很接近, 表明他们在所有系统中相对不活动, 是相对不活动组分。其中 Y 在常见不活动组分散点图(图 4)中又被确定为活动组分, 与此处结论相反, 其原因可能是不活动组分散点图中投点为个值, 而等浓度图中投点为各蚀变

表 1 拉拉 IOCG 矿床赋矿围岩主要元素氧化物(%)和微量元素(μg/g)组成
Table 1 Major (%) and trace elements (μg/g) composition of host rocks in the Lala IOCG deposit

样品编号	LO-10	LO-18	LO-20	LO-38-2	LO-60	LO-62	LO-88-1	LO-91	Op-7	Op-12-7	Op-79	Op-111	L-23	LO-25	LO-13	LO-35	LO-36	LO-48	LO-83	Ld-9	Op-12	Op-112	La-82
SiO ₂	39.9	47.4	17.7	41.4	68.5	68.3	30.4	39.4	49.8	46.9	26.3	51.3	58.4	20.3	48.5	56.1	22.7	17.4	70.1	21.2	40.9	15.6	32.9
TiO ₂	4.5	0.8	0.4	0.7	0.3	0.3	1.0	2.9	0.8	0.7	0.9	0.8	0.5	0.6	2.5	0.8	0.5	0.3	0.3	0.8	0.7	0.2	0.2
Al ₂ O ₃	16.6	11.8	3.6	6.8	11.0	11.3	6.6	11.7	8.3	10.1	7.9	12.7	7.9	4.1	14.0	10.2	4.1	3.1	9.3	6.1	7.9	2.6	4.1
Fe ₂ O ₃	26.7	19.3	38.7	18.8	6.7	8.8	35.0	28.0	22.0	23.3	44.6	22.2	21.0	52.9	14.6	14.3	46.8	11.2	10.3	46.7	18.2	13.4	11.2
MnO	0.0	0.3	0.8	0.3	0.1	0.1	0.7	0.3	0.3	0.3	0.1	0.1	0.0	0.4	0.2	0.2	0.1	0.4	0.1	0.1	0.3	0.5	0.8
MgO	0.9	1.6	1.5	1.3	0.3	0.7	1.3	1.8	2.5	3.1	3.7	1.2	2.7	1.5	1.1	1.1	1.0	1.1	0.4	1.2	2.9	1.7	1.4
CaO	1.1	4.7	18.0	10.0	2.3	1.9	5.8	4.0	3.9	5.5	2.7	1.6	0.6	5.9	4.8	4.0	9.4	28.9	1.2	9.7	9.1	28.0	20.6
Na ₂ O	0.2	2.3	0.1	*	0.4	2.0	0.3	0.7	0.9	0.9	2.8	1.0	2.0	2.2	7.7	5.1	*	*	5.1	*	3.4	*	0.1
K ₂ O	6.3	3.7	2.0	3.6	7.2	2.9	2.8	6.5	3.4	1.7	2.2	4.1	2.3	0.2	0.4	0.6	0.3	0.2	0.3	0.7	0.2	0.8	1.7
P ₂ O ₅	0.8	0.3	0.3	1.3	0.0	0.0	0.7	0.9	0.6	0.6	1.5	0.3	0.2	0.4	1.0	0.6	1.0	1.2	0.1	0.6	1.3	1.1	0.4
CuO	0.0	0.7	1.8	3.5	0.0	0.0	2.3	0.0	1.4	0.7	4.0	0.9	2.2	2.5	0.0	0.9	2.4	6.3	0.9	2.4	2.2	5.3	3.9
LOI	2.6	6.8	9.0	7.6	2.7	3.2	11.7	2.8	3.0	4.5	0.8	2.5	1.6	3.5	3.4	4.7	1.7	13.3	1.1	2.6	7.6	15.9	13.5
La	67	117	93	1331	90	134	468	436	373	545	795	175	413	28	65	495	598	562	27	778	969	1787	303
Ce	128	169	132	2085	185	297	763	652	605	867	1307	259	734	53	138	775	1031	871	42	1171	1615	2731	563
Pr	17.4	16.8	14.8	195.9	23.9	41.1	80	68.9	66.6	89	125.4	25.8	82.3	6.4	19.3	81.9	103	87.4	4.3	112.9	159.7	237.9	65.6
Nd	77	62	60	636	105	172	235	225	215	266	439	92	268	27	91	261	366	266	16	405	553	764	233
Sm	16.0	9.2	9.2	101.7	19.4	31.8	43.4	34.3	34.0	42.9	69.3	13.1	47.7	7.0	19.6	40.2	64.8	38.4	2.7	60.3	95.3	98.0	48.7
Eu	4.8	8.5	7.5	24.2	3.9	5.4	35.4	12.2	8.0	12.5	27.5	12.9	17.3	5.0	5.1	14.6	22.4	20.1	2.7	44.3	20.1	64.5	16.0
Er	8.3	4.5	10.4	22.8	14.1	10.3	14.2	10.0	9.2	11.0	15.1	3.5	3.3	5.3	8.2	10.1	21.9	13.4	3.2	16.3	22.6	18.2	18.4
Tm	1.3	0.7	1.7	2.9	2.4	1.8	1.9	1.3	1.3	1.5	1.9	0.4	0.2	0.8	1.1	1.4	2.8	2.0	0.6	2.1	3.1	2.4	2.7
Yb	7.2	4.1	9.8	14.1	14.6	11.6	10.2	7.0	6.6	8.3	9.0	2.2	1.5	4.1	6.5	7.7	13.6	11.2	3.5	10.8	16.1	13.4	14.6
Lu	1.2	0.6	1.4	1.7	2.3	1.9	1.3	0.9	0.9	1.2	1.1	0.3	0.2	0.6	1.0	1.1	1.6	1.6	0.6	1.4	2.1	1.9	1.9
Y	80	37	152	216	133	93	127	99	84	98	138	35	28	39	85	92	200	101	21	171	204	141	163
Th	7.4	8.4	0.9	14.9	27.3	33.3	6.3	7.7	9.6	11.0	12.8	10.3	19.3	0.5	7.9	25.2	11.9	4.0	6.2	22.7	12.0	9.1	17.1
Hf	17.1	6.2	2.6	7.9	31.2	34.0	5.6	10.9	6.0	11.3	10.3	5.9	5.1	2.5	19.1	15.9	3.2	2.4	14.2	5.2	9.7	1.4	4.7
Sr	22	42	49	64	38	34	53	56	45	27	100	15	26	63	48	110	79	181	44	76	52	189	102
Ba	357	308	317	347	422	187	174	788	469	212	199	468	257	34	49	117	45	35	34	127	41	107	41
Zr	646	241	102	297	1038	1133	223	452	233	457	432	224	187	102	761	513	116	89	380	213	389	45	132
Cr	6	73	23	15	6	4	22	7	46	40	22	88	48	28	6	13	21	19	11	27	43	22	13
U	1.6	14.3	73.0	174.9	4.1	4.4	42.7	21.3	24.0	19.1	68.1	8.1	1.8	28.0	2.2	13.0	79.5	26.3	6.2	79.9	37.2	47.7	129.2
Co	13.0	67.4	112.2	104.4	4.1	7.7	324.6	103.9	167.9	85.0	231.7	28.4	32.7	174.8	6.0	85.7	860.4	41.6	17.5	112.9	126.5	32.5	135.3
Mo	1.8	64.5	324.0	683.6	14.0	5.9	254.6	107.5	106.5	67.9	995.2	39.4	49.7	302.4	8.3	72.4	438.9	897.9	8.9	275.1	132.1	802.7	551.9
Ni	19.0	39.0	48.0	37.0	3.0	12.0	53.0	29.0	74.0	36.0	209.0	82.0	31.0	103.0	11.0	46.0	153.0	46.0	35.0	120.0	74.0	44.0	38.0
V	250.0	110.0	57.0	58.0	2.0	2.0	69.0	174.0	88.0	51.0	266.0	121.0	49.0	100.0	159.0	49.0	59.0	38.0	51.0	68.0	105.0	59.0	22.0

注: *表示对应测试方法不能检测出 Na₂O 含量。

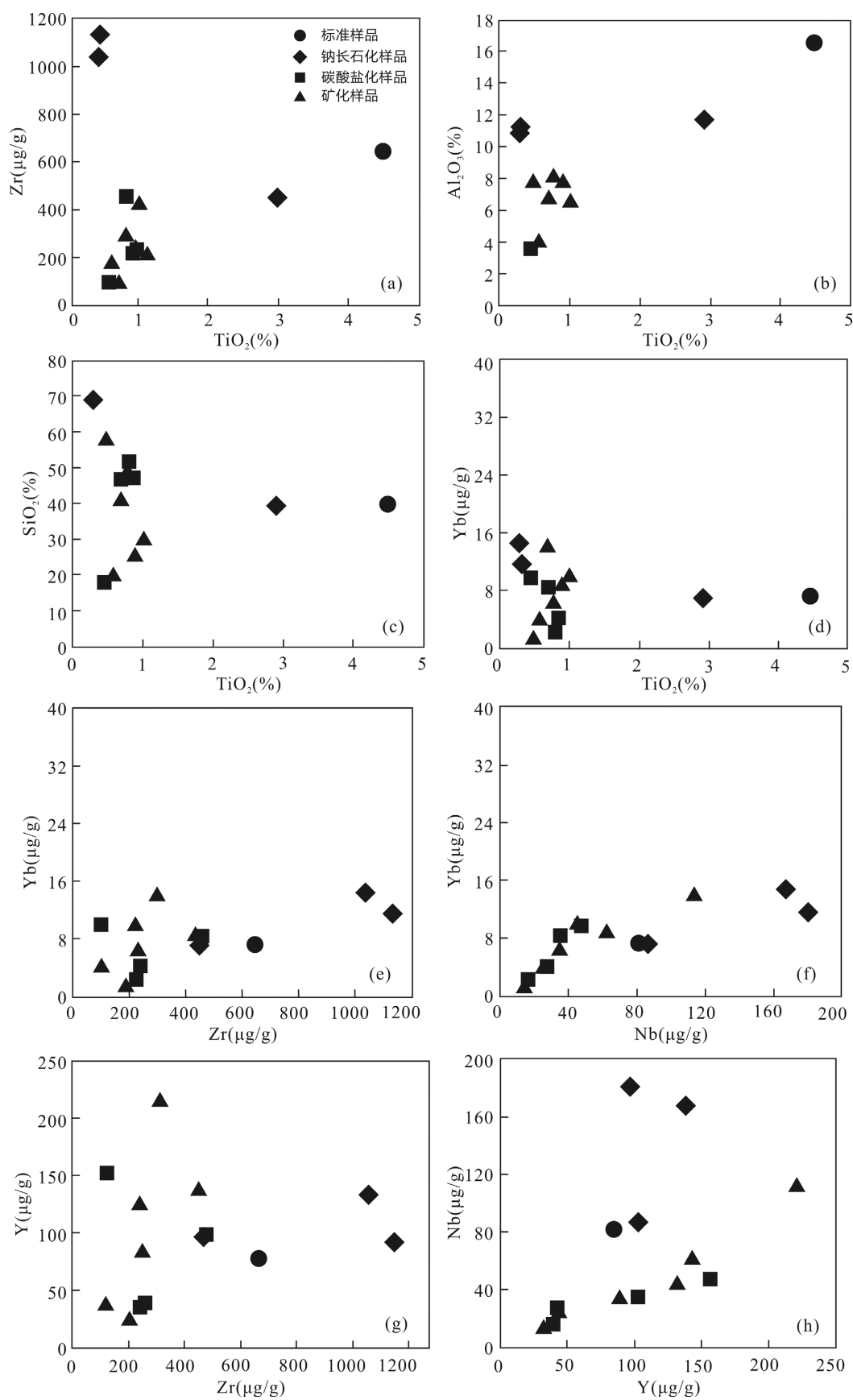


图 4 黑云母片岩系列常见不活动组分散点图

Fig.4 Diagram of immobile elements for Biotite-schist series

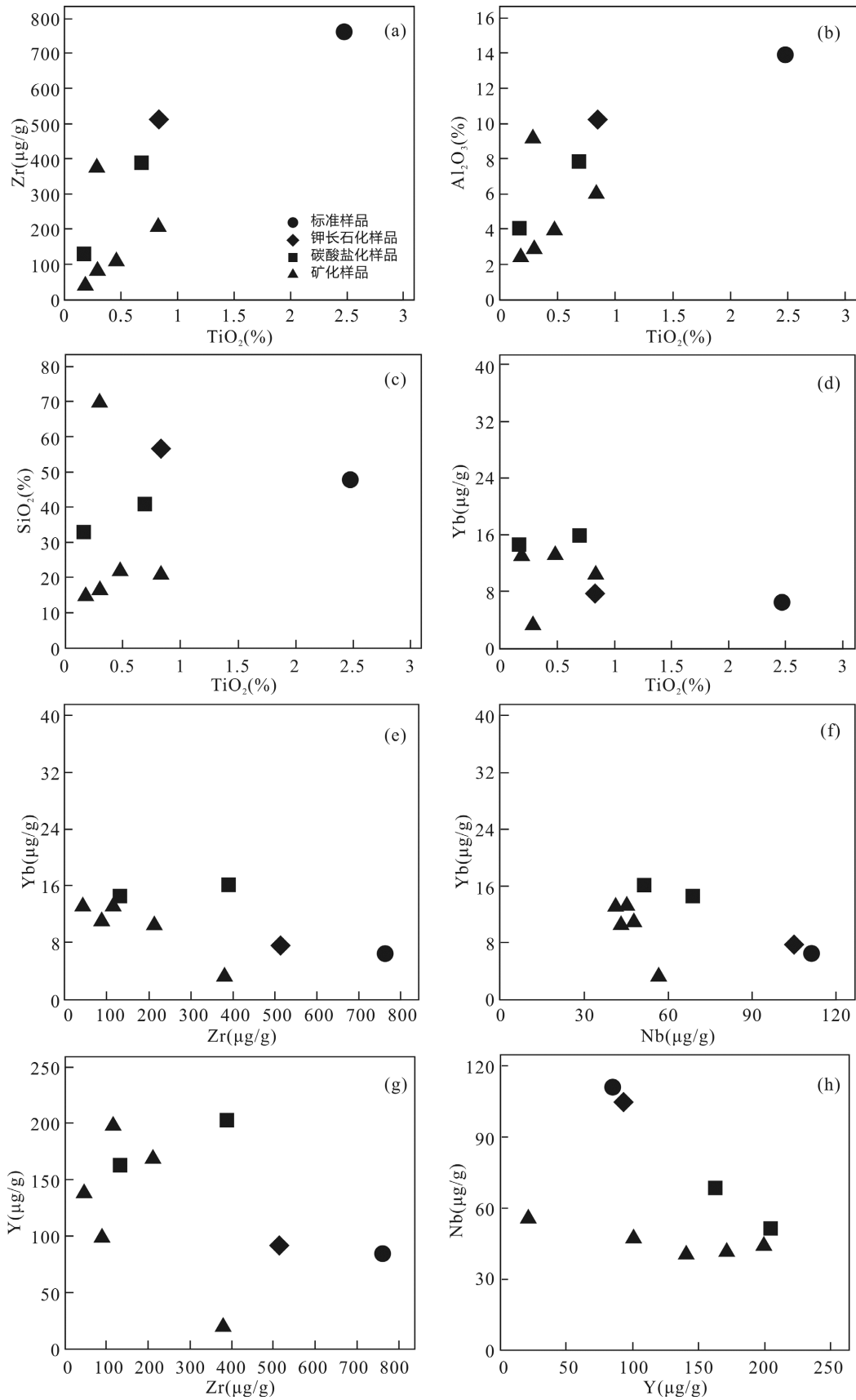


图 5 钠长石变粒岩系列常见不活动组分散点图

Fig.5 Diagram of immobile elements for Albite-granulite series

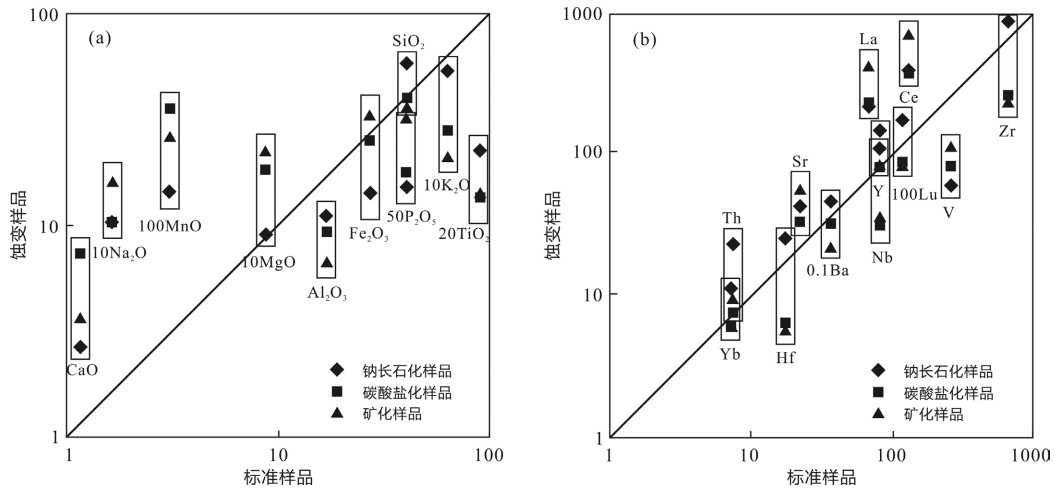


图 6 黑云母片岩系列主要元素(a)和微量元素(b)等浓度分布图
Fig.6 Isocon diagrams for Biotite-schist series samples

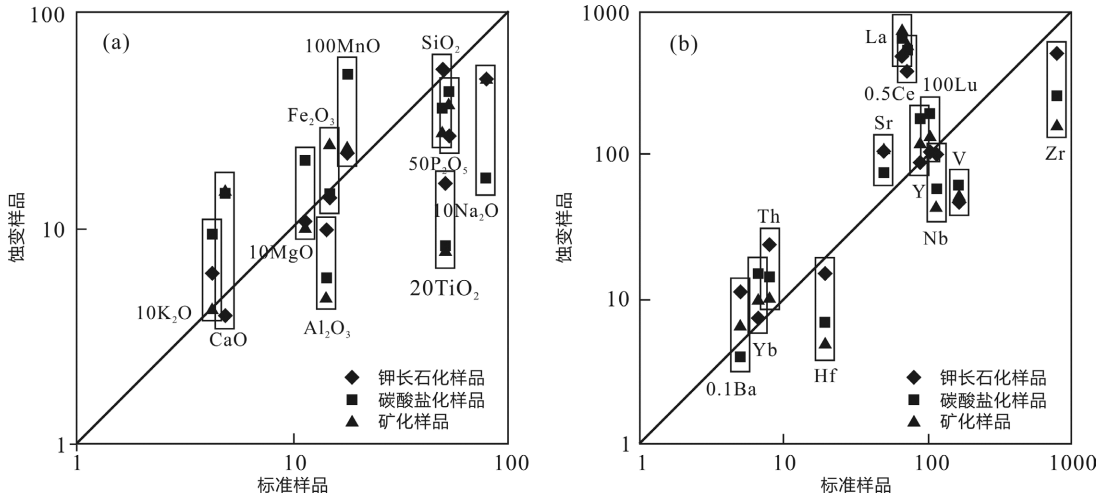


图 7 钠长石变粒岩系列主要元素(a)和微量元素(b)等浓度分布图
Fig.7 Isocon diagrams for Albite-granulite series samples

和矿化样品的均值，均值将个值的变化差异均一化，从而使得两种图解判断出现差异。考虑到个体样品 Y 含量变化的较大差异，因此将 Y 作为活动组分处理。最终黑云母片岩系列确定的不活动组分为 SiO₂ 和 Yb。

根据主量和微量元素在等浓度分布图中与等浓度线的位置关系(图 7)，进一步确定了钠长石变粒岩系列的不活动组分为 SiO₂ 和 Yb。

4.2 元素定量迁移计算结果

根据上述确定的不活动组分，利用公式 (1)(郭顺等, 2013)分别计算两系列岩石中主量元素、稀土元素和金属元素组分的质量带入带出情况。计算结果见表 2 和表 3，表中数值为蚀变样品相对于标准样品的质量迁移率。

$$\Delta M_m^{O-A} / M_m^O = (C_m^A / C_m^O) \times (C_i^O / C_i^A) - 1 \quad (1)$$

式 (1) 中 ΔM_m^{O-A} 为标准样品 O 向蚀变样品 A 转变过程中活动组分 m 的质量变化量； M_m^O 为标准样品 O 活动组分 m 的原始质量； C_m^A 为蚀变样品 A 活动组分 m 的浓度； C_m^O 为标准样品 O 活动组分 m 的初始浓度； C_i^O 为标准样品 O 不活动组分 i 的原始浓度； C_i^A 为蚀变样品 A 不活动组分 i 的浓度。

结合表 2 和图 6a 可知，黑云母片岩系列主量元素带入组分有 MnO、MgO、CaO 和 Na₂O，带出组分有 K₂O、P₂O₅、Al₂O₃ 和 TiO₂；从表 2 和图 7a 可知，钠长石变粒岩系列主量元素带入组分有 Fe₂O₃、MnO、MgO、CaO 和 K₂O，带出组分有 TiO₂、Al₂O₃ 和 Na₂O。Na₂O 与 K₂O 在两系列岩石中带入带出情况呈相反关系，即若 Na₂O 在某系列岩石中带入，那么其 K₂O 基本都是带出。

表 2 定量计算的黑云母片岩系列和钠长石变粒岩系列主量元素迁移结果

Table 2 Quantitative mass-balance calculation results of the major element of the Biotite-schist series and Albite granulite series samples

类别	编号	TiO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CuO
黑云母片岩系列	LO-18	-84.18	-40.42	0.00	-39.32	713.71	58.45	243.35	1104.79	-50.84	-84.85	6044.94
	LO-20	-77.81	-51.11	0.00	226.32	5986.40	308.41	3459.3	-29.56	-28.23	-73.36	39800.00
	LO-38-2	-85.12	-60.46	0.00	-32.37	895.89	48.53	742.03	*	-44.02	-2.98	34017.40
	LO-60	-96.35	-61.58	0.00	-85.42	74.74	-82.18	18.03	56.54	-33.36	57.37	-41.75
	LO-62	-96.08	-60.41	0.00	-80.76	36.31	-50.52	-4.69	619.28	-72.99	-97.79	-41.58
	LO-88-1	-70.64	-47.58	0.00	72.02	2787.50	103.82	567.76	146.09	-41.20	21.28	30218.80
	LO-91	-34.07	-28.62	0.00	6.16	845.18	109.69	250.89	362.04	5.64	10.24	102.54
	Op-7	-86.20	-60.18	0.00	-34.15	594.38	136.59	174.80	360.69	-55.90	-38.13	11036.80
	Op-12-7	-86.68	-48.24	0.00	-25.81	779.10	208.27	313.43	394.50	-77.40	-35.39	5770.15
	Op-79	-69.79	-27.62	0.00	153.06	152.85	563.96	260.65	2583.39	-47.08	178.46	61191.30
	Op-111	-86.25	-40.50	0.00	-35.47	55.56	13.46	9.16	376.39	-49.60	-75.39	6588.89
	L-23	-92.66	-67.40	0.00	-46.28	-31.68	116.22	-66.44	771.10	-75.40	-84.43	14657.50
	LO-25	-74.50	-52.05	0.00	289.35	2324.10	237.61	918.97	2639.44	-94.97	-5.46	48251.70
	钠长石变粒岩系列	LO-35	-70.98	-37.08	0.00	-15.50	13.51	-15.56	-26.93	-42.20	31.60	-53.88
LO-36		-59.39	-37.65	0.00	585.34	21.96	95.41	321.96	*	37.21	107.22	51338.10
LO-48		-66.08	-38.37	0.00	114.59	538.29	163.12	1590.12	*	52.92	211.78	174432
LO-83		-91.89	-54.29	0.00	-51.16	-72.35	-77.27	-82.34	-53.65	-57.21	-96.64	5913.05
Ld-9		-23.2	-0.10	0.00	632.26	82.83	135.65	363.78	*	291.78	42.00	54749.10
Op-12		-66.91	-33.15	0.00	47.92	96.30	201.15	125.01	-46.84	-35.13	54.11	25605.80
Op-112		-76.03	-43.03	0.00	186.46	861.43	373.59	1727.04	*	456.38	232.75	163789.00
La-82		-89.86	-57.29	0.00	12.96	547.96	80.64	535.32	-98.66	492.56	-38.52	57480.40

注: 两系列均以 SiO₂ 为最不活动组分, 正值代表迁入, 负值代表迁出, 数值均为百分比值(%)。

表 3 定量计算两系列岩石部分稀土元素及金属元素迁移结果

Table 3 Quantitative mass-balance calculation results of the REE and metal elements of the two series samples

类别	编号	La	Ce	Pr	Tm	Yb	Lu	U	Co	Mo	Ni
黑云母片岩系列	LO-18	207.40	132.63	69.84	0.99	0.00	-11.77	1506	815	6116	267
	LO-20	1.86	-24.37	-37.89	-0.78	0.00	-13.18	3297	546	12233	88
	LO-38-2	911.43	731.42	473.26	16.48	0.00	-23.27	5566	310	18978	3
	LO-60	-33.37	-28.66	-32.19	-5.95	0.00	-0.04	29	-85	277	-91
	LO-62	25.16	44.97	47.28	-12.72	0.00	5.20	76	-63	101	-61
	LO-88-1	395.88	323.88	226.02	7.60	0.00	-20.49	1828	1676	9798	103
	LO-91	574.92	428.66	310.45	8.06	0.00	-15.45	1301	730	6005	65
	Op-7	507.29	416.64	317.11	7.97	0.00	-13.57	1563	1311	6259	338
	Op-12-7	602.20	485.97	341.48	4.04	0.00	-8.32	948	466	3112	66
	Op-79	852.27	720.73	478.39	18.08	0.00	-20.63	3378	1333	43655	807
	Op-111	747.02	556.96	379.76	10.80	0.00	-8.05	1561	609	6878	1336
	L-23	2922.89	2720.25	2221.39	-6.28	0.00	-2.73	476	1139	13266	731
	LO-25	-27.58	-27.66	-36.18	9.18	0.00	-11.86	3008	2252	28822	872
	钠长石变粒岩系列	LO-35	541.95	371.73	256.78	3.26	0.00	-6.93	409	1112	638
LO-36		342.21	257.98	155.72	20.53	0.00	-21.64	1670	6840	2451	600
LO-48		402.27	264.78	161.91	3.44	0.00	-6.53	606	305	6200	155
LO-83		-22.07	-43.40	-59.13	-5.31	0.00	3.79	434	443	99	514
Ld-9		624.52	411.35	252.59	13.72	0.00	-12.87	2137	1046	1912	591
Op-12		503.16	371.58	233.60	8.77	0.00	-15.72	596	758	546	184
Op-112		1235.70	857.69	496.76	0.59	0.00	-9.42	972	165	4613	103
La-82		108.93	82.07	51.77	7.87	0.00	-16.96	2578	916	2888	62

注: 黑云母片岩系列和钠长石变粒岩系列均以 Yb 为最不活动组分进行定量计算; 正值代表带入, 负值代表带出, 数值均为百分比值(%)。

从黑云母片岩系列和钠长石变粒岩系列的稀土元素迁移变化量(表 3)可以看出,两个系列岩石样品的轻稀土元素 La、Ce、Pr 基本上全为大于 100% 的正值,表示大量带入,使得轻稀土富集;重稀土元素 Tm 有少量带入,质量迁移率大都小于 10%。Lu 基本上表现为带出,带出量主要在-10%~-20%之间,总体变化率不大。

通过表 3 金属元素迁移量还发现 U、Co、Mo、Ni 这些金属组分基本全为正值,大多数带入量数值远大于 1,表示蚀变和矿化样品相对于标准样品大量带入,其中 Mo 带入量最大可达 43655%,平均值为 8326%,远高于其他金属元素,这也与 Mo 是拉拉矿床中主要金属成矿物质之一的地质事实吻合。此外,黑云母片岩系列金属组分带入量远高于钠长石变粒岩系列,这也与黑云母片岩系列蚀变物质为富金属矿物相吻合。从镜下蚀变残留和区域物质来源分析可以看出,黑云母片岩系列蚀变物质多为黑云母等富金属离子矿物,而钠长石变粒岩系列蚀变物质多为钠长石等贫金属离子矿物。金属元素在蚀变过程中的定量迁移计算表明热液蚀变尤其是与黑云母片岩系列相关的蚀变是造成拉拉 IOCG 矿床 Fe-Cu-Au-U-Mo-Co-REE 多金属矿化形成的主要原因。

5 元素迁移分析

5.1 黑云母片岩系列元素迁移分析

三组样品(钠长石化样品、碳酸盐化样品和矿化样品)中主量元素带入组分完全相同,均为 Na_2O 、 CaO 、 MgO 和 MnO ,只是带入含量大小不同。具体变化情况为:在钠长石化为主时,钠质、钙质组分带入多,镁质组分保持不变,铁质和钾质组分减少;在以碳酸盐化为主时,钠质组分带入保持不变,而钙质、镁质、锰质组分急剧增加;矿化时,钠质、钙质、镁质组分含量均大量带入,变化较大,远高于钠长石化时带入量(图 6a 和表 2)。 K_2O 、 Al_2O_3 和 TiO_2 三者从钠长石化、碳酸盐化到矿化,带出量逐渐增大,在矿化时达到最大值,这与钾长石、黑云母等铝硅酸盐矿物的蚀变相关,蚀变越强,它们的带出量就越大,铜矿化强度也越强,说明蚀变与矿化关系密切,这也从元素迁移的角度印证了镜下研究结果。此外,矿化时 Na_2O 和 MgO 组分的带入量更是达到最大值,远高于其他蚀变时的带入量,说明铜矿化与钠长石化和碳酸盐化关系十分密切,且铜矿化强弱与它们带入的含量成正相关关系。至于微量

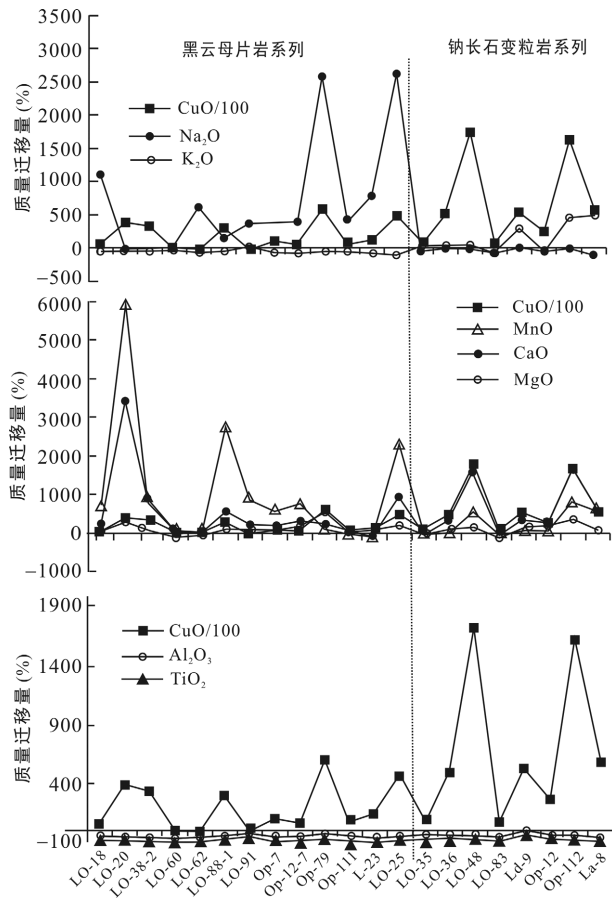
元素(表 3 和图 6b),由于 Zr 除锆石外主要分散在辉石、角闪石、黑云母及石榴石中,当这些矿物发生黑云母化、碳酸盐化等蚀变时,Zr 易从中释放出来,以络合物的形式存在于碱性溶液里,而在晚期交代碳酸盐等矿物中富集(刘英俊等,1984),这就很好地解释了 Zr 在碳酸盐化和矿化中的大量带出情况。轻稀土元素 La 和 Ce 在蚀变和矿化过程中均是稳定带入,且带入量极大,致使岩石样品中轻稀土大量富集;重稀土元素 Yb 和 Lu 大都位于等浓度线附近,只在钠长石化时有少量带入,变化不大。轻稀土的大量带入及重稀土的变化不大共同导致了矿石中轻重稀土显著分馏的现象。

5.2 钠长石变粒岩系列元素迁移分析

在钠长石变粒岩系列主量元素等浓度图中(图 7a), TiO_2 和 Al_2O_3 的带出量从钾长石化到碳酸盐化再到矿化样品逐渐增加,在矿化样品中带出量达到最大值。 TiO_2 和 Al_2O_3 的带出与钠长石、石英等矿物的蚀变有关。镜下研究和测试发现,岩石样品蚀变越强,它们的带出量就越大,对应样品的铜矿化也越强,这同样说明了蚀变与矿化关系密切。 Fe_2O_3 在矿化样品中带入较多,在碳酸盐化和钾化样品基本趋于等浓度线附近,组分含量基本保持不变。 MgO 在钾化和矿化样品中基本不变,而在碳酸盐化样品中大量带入。 CaO 在钾化样品中少量带出,而在矿化样品和碳酸盐化样品中大量带入。 Na_2O 在蚀变和矿化样品中均为带出,其中在钾化和矿化样品中带出量基本一致,而在碳酸盐化样品中带出量达到最大。综上可知,钠长变粒岩中与铜矿化相关的蚀变主要是碳酸盐化和钾长石化。Zr 的迁移机理与黑云母片岩系列有相似之处,碳酸盐化等蚀变的发育,使得 Zr 易从中释放出来,以络合物的形式存在于碱性溶液里,从而导致 Zr 组分在碳酸盐化和矿化时大量迁出。从微量元素等浓度图(图 7b)可知,轻稀土元素 La、Ce 在蚀变和矿化过程中均是大量带入,且由于二者性质相似,带入量差别不大;重稀土元素 Yb、Lu 在钾长石化和矿化时,位于等浓度线上及附近,基本不迁移,只在碳酸盐化时有少量带入,但带入量远远低于轻稀土元素。轻重稀土元素的迁移量的差异使得岩石中出现显著的轻重稀土分馏。

5.3 蚀变与矿化关系分析

从图 8a 可以看出,黑云母片岩系列中带入组分 Na_2O 与 CuO 大致具有正相关性,呈现出 Na_2O 含量带入越高, CuO 带入量也越大的现象,尤其表现



(a) Na₂O、K₂O 与 CuO 带入带出关系图; (b) CaO、MgO、MnO 与 CuO 带入带出关系图; (c)TiO₂、Al₂O₃ 与 CuO 带入带出关系图。

图 8 主量元素与 CuO 带入带出关系图

Fig.8 The correlation diagram between the main migration components and CuO

在 LO-91 到 LO-25 之间的几个样品上, 说明黑云母片岩系列钠长石化与铜矿化正相关。钠长石变粒岩系列中, Na₂O 全部带出, 曲线波动平缓, 与 CuO 无明显相关关系; K₂O 基本全部带入, 变化趋势与 CuO 基本一致, 表现为钾长石化越强铜矿化也越强, 说明变粒岩系列铜矿化与钾长石化正相关。通过图 8b 可知, 两系列岩石样品中 MnO、MgO 和 CaO 组分带入带出曲线与 CuO 含量变化曲线波动一致, 具有明显正相关关系, 说明碳酸盐化在两系列岩石中均与铜矿化关系密切。此外, 黑云母片岩系列碳酸盐化与铜矿化相关性较变粒岩系列弱, 即变粒岩系列中铜矿化与碳酸盐化相关性更强。从图 8c 可以看出,

TiO₂ 和 Al₂O₃ 在两系列岩石中均是带出, 二者波动一致, 带出量均小于 100%, 变化不大, 与铜矿化无直接相关关系。

对比两系列岩石样品的整体情况我们可以看出: 本区围岩的蚀变过程几乎与成矿作用过程是同步进行的, 即蚀变的过程也是矿化的过程, 因而蚀变的强弱直接关系到矿化的强弱。手标本中, 矿化强的岩石样品, 铜矿化多呈条带状、浸染状、脉状分布(图 2), 品位高, 矿物蚀变完全, 只见少量交代残留和交代假象结构; 矿化弱的样品中黄铜矿分布不均, 常呈粒状或星点状少量分布, 蚀变矿物较少且多且蚀变不彻底, 常见退化边、交代残留和交代溶蚀结构。因而, 蚀变的标志也是找矿的标志。

孙燕和李承德(1990)对方解石中流体包裹体成分进行了测定(表 4), 测得包裹体液相阳离子以 Ca²⁺、Na⁺为主, 并含一定数量的 K⁺、Mg²⁺。随着成矿过程的进行, 从矿化早期阶段到主要成矿阶段, 方解石中的热液包裹体液相成分发生了明显改变, 溶液中 K⁺、Na⁺、Ca²⁺、HCO₃⁻等主要离子的浓度明显降低, 说明热液中这些组分在矿化作用过程中发生了活化迁移, 与成矿有关。F/Cl 比值增高(0.058~0.35), 反映在成矿主阶段会出现大量的含氟矿物。这些情况与矿石中发生的大量的蚀变, 如钠长石化、钾长石化、碳酸盐化、萤石化等热液活动明显一致, 这就从包裹体数据方面给分析结果做了有利支撑。

6 结 论

(1) 拉拉 IOCG 矿床中与铜(钼)矿化密切相关的蚀变类型主要有: 钠长石化、钾长石化、碳酸盐化、萤石化, 且蚀变与矿化基本是同步发生, 蚀变的过程也是矿化的过程, 即蚀变的标志也是找矿的标志。

(2) 矿化蚀变过程中, 黑云母片岩系列和钠长石变粒岩系列的不活动组分为 SiO₂ 和 Yb。两系列岩石中 Na₂O 与 K₂O 含量呈此消彼长关系, 即若 Na₂O 在岩石中带入, 那么在对应系列中 K₂O 基本都是带出。

(3) 主量元素定量迁移计算表明, 黑云母片岩系列铜矿化与钠长石化和碳酸盐化成正相关关系, 钠长石变粒岩系列与钾长石化和碳酸盐化成正相关关系。

表 4 方解石中的流体包裹体成分数据(μg/g)(引自孙燕和李承德, 1990)

Table 4 The data of fluid inclusions compositions in calcite (μg/g)

样号	矿化阶段	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻
C ₁₋₂	早阶段	1.72	20.21	150.67	1.33	2.64	45.29	376.09
C ₂₋₁	主阶段	0.94	0.70	68.61	1.36	1.97	5.62	198.94

(4) 微量元素及金属元素迁移计算分析发现, 拉拉 IOCG 矿床中两系列岩石 U、Mo、Co、Ni、LREE 等金属元素在蚀变矿化过程中随 Cu 矿化大量带入, 带量大都远大于 1, 且黑云母片岩系列带量远高于钠长石变粒岩系列, 说明热液蚀变尤其是与黑云母片岩系列相关的蚀变是造成矿床中 Fe-Cu-Au-U-Mo-REE 多金属形成的主要原因。

致谢: 本文在野外工作期间得到了凉山矿业陈良工程师的大力帮助, 中国科学院广州地球化学研究所陈华勇研究员和另外一位匿名审稿专家对本文提出了建设性的修改意见和建议, 笔者在此表示衷心的感谢!

参考文献(References):

- 陈根文, 夏斌. 2001. 四川拉拉铜矿床成因研究. 矿物岩石地球化学通报, 20(1): 42-44.
- 陈好寿, 冉崇英. 1992. 康滇地轴铜矿床同位素地球化学. 北京: 地质出版社: 29-84.
- 陈智梁, 陈世瑜. 1987. 扬子地台西缘地质构造演化. 重庆: 重庆出版社: 172.
- 邓海琳, 涂光炽, 李朝阳, 刘丛强. 1999. 地球化学开放系统的质量平衡: 1. 理论. 矿物学报, 19(2): 121-131.
- 耿元生, 杨崇辉, 杜利林, 王新社, 任留东, 周喜文. 2007. 天宝山组形成世代和形成演化——锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和地球化学证据. 地质论评, 53(4): 556-563.
- 郭顺, 叶凯, 陈意, 刘景波, 张灵敏. 2013. 开放地质体系中物质迁移质量平衡计算方法介绍. 岩石学报, 29(5): 1486-1498.
- 何德峰, 钟宏, 朱维光. 2008. 拉拉铜矿区变质原岩的确定. 矿物岩石地球化学通报, 27(S1): 370-371.
- 何德峰, 钟宏, 朱维光, 肖芳. 2010. 四川拉拉铜矿床赋矿层位变质沉积岩地球化学特征. 地学前缘, 17(4): 218-226.
- 胡媛, 彭秀红, 杨海, 郭成, 张江苏. 2013. 甘肃大水金矿床围岩蚀变期次、分带与找矿标志研究. 矿物学报, 33(S2): 907-908.
- 黄从俊, 李泽琴, 王奖臻, 王贻. 2012. 拉拉铁氧化物-铜-金-铀矿床成矿时代分析. 河南师范大学学报(自然科学版), 40(6): 80-83.
- 黄从俊, 王奖臻, 李泽琴. 2015. 扬子西南缘拉拉 IOCG 矿床萤石稀土元素地球化学特征. 矿物学报, 35(1): 95-102.
- 李复汉, 覃嘉铭, 申玉连, 玉福星, 周国富, 潘杏南, 李兴振. 1988. 康滇地区的前震旦系. 重庆: 重庆出版社: 396.
- 李双保. 1993. 热液交代蚀变作用元素迁移定量研究方法在矿床、岩石研究中的应用(一). 国外前寒武纪地质, (2): 68-71.
- 李双保. 1994. 热液交代蚀变作用元素迁移定量研究方法在矿床、岩石研究中的应用(二). 国外前寒武纪地质, (1): 33-44.
- 李泽琴, 胡瑞忠, 王奖臻, 刘家军, 李朝阳, 刘玉平, 叶霖. 2002. 中国首例铁氧化物-铜-金-铀-稀土型矿床的厘定及其成矿演化. 矿物岩石地球化学通报, 21(4): 258-260.
- 李泽琴, 王奖臻, 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. 地质找矿论丛, 18(1): 39-42.
- 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 王鹤年, 储同庆, 张景荣. 1984. 元素地球化学. 北京: 地质出版社, 1-548.
- 刘肇昌, 李凡友, 钟康惠. 1996. 扬子地台西缘构造演化与成矿. 成都: 电子科技大学出版社, 40-90.
- 申屠保涌. 1998. 四川会理拉拉厂铜矿床动力变质-热液成矿模式. 矿床地质, (S1): 519-522.
- 申屠保涌. 2000. 钠长岩类地质地球化学特征及变质变形与铜矿的形成——以四川会理拉拉铜矿床为例. 沉积与特提斯, 20(3): 77-91.
- 孙燕, 李承德. 1990. 四川拉拉铜矿床成矿机制研究. 成都地质学院学报, 17(4): 1-9.
- 孙燕, 舒晓兰, 肖渊甫. 2006. 四川省拉拉铜矿床同位素地球化学特征及成矿意义. 地球化学, 35(5): 553-559.
- 王奖臻, 李泽琴, 黄从俊. 2012. 康滇地轴元古代重大地质事件与拉拉 IOCG 矿床成矿响应. 地球科学进展, 27(10): 1074-1079.
- 肖渊甫, 孙燕. 1992. 拉拉铜矿床含矿岩系岩石学特征及其变质原岩. 成都地质学院院报, 19(2): 41-48.
- 解庆林, 马东升, 刘英俊. 1997. 蚀变岩中物质迁移的定量计算——以锡矿山锑矿床为例. 地质论评, 43(1): 106-112.
- 张文宽, 文世涛, 杨本锦. 2009. 四川拉拉式铜矿床成矿远景及找矿预测. 四川地质学报, 29(4): 415-417.
- 周家云, 朱志敏, 陈家彪, 沈冰, 李潇雨, 罗丽萍. 2009. 四川会理拉拉铜矿对会理-东川坳拉槽新元古代构造岩浆事件的成矿响应. 沉积与特提斯地质, 29(3): 84-89.
- 朱志敏, 曾令熙, 周家云, 罗丽萍, 陈家彪, 沈冰. 2009. 四川拉拉铁氧化物铜金矿床(IOCG)形成的矿相学证据. 高校地质学报, 15(4): 485-495.

- Ague J J. 2003. Fluid infiltration and transport of major, minor, and trace elements during regional metamorphism of carbonate rocks, Wepawaug Schist, Connecticut, USA. *American Journal of Science*, 303(25): 753–816.
- Chen W T and Zhou M F. 2012. Paragenesis, stable isotopes, and molybdenite Re-Os isotope age of the Lala iron-copper deposit, Southwest China. *Economic Geology*, 107: 459–480.
- Chen W T, Sun W H, Wang W, Zhao J H and Zhou M F. 2014a. “Grenvillian” intra-plate mafic magmatism in the southwestern Yangtze Block, SW China. *Precambrian Research*, 242: 138–153.
- Chen W T, Zhou M F and Gao J F. 2014b. Constraints of Sr isotopic compositions of apatite and carbonates on origin of Fe and Cu mineralizing fluids in the Lala Fe-Cu-(Mo, LREE) deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*, 61: 96–106.
- Chen W T, Zhou M F and Zhao X F. 2013. Late Paleoproterozoic sedimentary and mafic rocks in the Hekou area, SW China: Implication for the reconstruction of the Yangtze Block in Columbia. *Precambrian Research*, 231: 61–77.
- Edfelt A, Armstrong R N, Smith M and Martinsson O. 2005. Alteration paragenesis and mineral chemistry of the Tjarrojakka apatite-iron and Cu(-Au) occurrences, Kiruna area, Northern Sweden. *Mineralium Deposita*, 40: 409–434.
- Grant J A. 1986. The isocon diagram—A simple solution to Gresens’ equation for Metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81(8): 1976–1982.
- Grant J A. 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30(17-18): 997–1004.
- Greentree M R and Li Z X. 2008. The oldest known rocks in southwestern China: SHRIMP U-Pb magmatic crystallization age and detrital provenance analysis of the Paleoproterozoic Dahongshan Group. *Journal of Asian Earth Science*, 33: 289–302.
- Greentree M R, Li Z X, Li X H and Wu H C. 2006. Late Mesoproterozoic to earliest Neoproterozoic basin record of the Sibao orogenesis in western South China and relationship to the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 151: 79–100.
- Gresens R L. 1967. Composition-Volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2: 47–55.
- Guo S, Ye K, Chen Y and Liu J B. 2009. A normalization solution to mass transfer illustration of multiple progressively altered samples using the isocon diagram. *Economic Geology*, 104(6): 881–886.
- Kessel R, Schmidt M W, Ulmer P and Pettke T. 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature*, 437(7059): 724–727.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D, Wang J, Zhang S and Zhou H. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research*, 122: 85–109.
- Wang J Z, Li Z Q, Liu J J and Li C Y. 2003. Origin of Fe-oxide-Cu-Au-Mo deposits and response to convergent event of Rodinia, Southwest China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(18S): A520.
- Zhao X F. 2010. Paleoproterozoic crustal evolution and Fe-Cu metallogeny of the western Yangtze Block, SW China. Hong Kong: The University of Hong Kong Ph.D thesis.
- Zhao X F and Zhou M F. 2011. Fe-Cu deposits in the Kangdian region, SW China: A proterozoic IOCG (iron-oxide-copper-gold) metallogenic province. *Mineralium Deposita*, 46: 731–747.
- Zhou M F, Ma Y, Yan D P, Xia X, Zhao J H and Sun M. 2006. The Yanbian Terrane (Southern Sichuan Province, SW China): A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block. *Precambrian Research*, 144: 19–38.
- Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, Li Y Q and Ding J. 2002. SHRIMP zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-related magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 51–67.
- Zhu Z M and Sun Y L. 2013. Direct Re-Os dating of chalcopyrite from the Lala IOCG deposit in the Kangdian Copper Belt, China. *Economic Geology*, 108: 871–882.

Geochemistry of Mineralization and Alteration Elements in the Lala IOCG Deposit, Southwest Margin of Yangtze Block

WU Yanfei^{1,2}, LI Zeqin^{1*} and HUANG Congjun¹

(1. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, Guizhou, China)

Abstract: The Lala Iron-Oxide-Copper-Gold (IOCG) deposit is the largest copper deposit in southwest margin of Yangtze Block. Alteration is well developed in this deposit, which has a close relationship with the mineralization of chalcopyrite and molybdenite. The wall-rock alterations are mainly including albitization, carbonatization, K-feldspar alteration, biotitization and fluoritization, etc. 23 typical host rock samples were picked out to discuss their alteration elements geochemistry, and relationship between alteration and mineralization based on the petrography and elements analysis. These samples are all come from biotite schist series and albite granulite series. The major elements analysis by means of ME-XRF26 and ME-XRF15bg, and the trace elements analysis by using the method of ICP-MS. The study of cluster discriminant method of mass ratio suggests that the most inactive major element component of the two series rocks is SiO_2 . Besides, the most inactive trace element component of biotite-schist series and the albite-granulite series is Yb. On the other hand, quantitative elements migration was calculated by using the concentration formula according to the principle of mass conservation. Major elements quantitative migration calculation suggests that the copper mineralization of biotite-schist series has a positive relationship with albitization and carbonatization, while albite-granulite series have a positive relationship with the K-feldspar alteration and carbonatization. Carbonatization is much stronger in biotite-schist series than that in the albite-granulite series. Na_2O and K_2O have an opposite relationship in two series of rocks, for example, K_2O is usually brought out while Na_2O is brought in. Quantitative calculation of the REE and metal elements migration suggests that a mass of REE, U, Cr, W, Co, Mo, Ni are brought in accompany with the alteration and copper mineralization of the rocks. The migration content of these elements are usually far more than 1, the maximum migration content of Mo is up to 43655.4%, which suggests that the hydrothermal alteration is the main reason for the Cu-Au-U-Mo-REE polymetallic mineralization. Alteration and mineralization are generally synchronous in this deposit, that is to say the process of alteration is also the process of mineralization, and alteration is one of the indicators for this deposit. Understanding the geochemistry of alteration elements and its relationship with mineralization in the Lala IOCG deposit have important significances in both enriching metallogenic theory and directing exploration.

Keywords: Lala IOCG deposit; wall rock alteration; immobile components; mass transfer calculation