拉拉铜矿含矿岩系地球化学特征及其构造意义①

周家云[1*], 郑荣才[2], 朱志敏[1,2], 陈家彪[1], 沈 冰[1], 李潇雨[1], 罗丽萍[1]
(1. 中国地质科学院矿产综合利用研究所, 成都 610041;
2. 成都理工大学沉积"油气藏地质及开发工程"国家重点实验室, 成都 610059)

摘 要: 四川会理拉拉铜矿床是我国著名大型富铜矿床, 矿床的形成与古元古代河口群海相火山岩密切相关。河口群火山岩除个别样品Nb/Y较低, 其他多数样品有一致高的Nb/Y比值(0.7~3.0), 属碱性玄武系列; 在Nb/Th-Zr/Nb和Zr/Y-Nb/Y图上, HFSE比值成分点主要投在EM1型富集地幔附近, 落入洋岛玄武岩(OIB)范围; 火山岩较陡的REE分布型式和"驼峰"状微量元素原始地幔标准化分配型式, 以及缺乏Nb、Ta负异常, 与大陆玄武岩十分吻合; 岩石形成于板内裂谷环境。这些地球化学特征表明, 河口群火山岩形成于陆间裂谷, 来源于地幔深部, 指示了矿床的火山喷流沉积成矿作用。同时, 岩石大离子元素和轻稀土元素比值不太稳定, 变化较大, Eu负异常与蚀变重晶石、萤石和矿化有关, 还暗示了岩石遭受了后期变质作用, 以及与之有关的矿床变质成矿成因。

关键词: 铜矿床; 含矿岩系; 地球化学; 构造意义; 会理; 四川
中图分类号: P595 文献标识码: A 文章编号: 1001-5663(2009)02-0163-09

0 前言

川滇边境的会理-东川地区, 是我国重要的元古代铜成矿集中区, 铜金属储量约占川滇两省的60%以上, 其铜矿床的形成与古元古代海相火山岩密切相关(赵彻终, 1999)。吴健民等(1998)依据容矿岩石岩性及成矿特征进一步划分出了矿床式和亚式, 其中, 拉拉铜矿是该区规模最大的铜矿床, 具有典型意义。虽然拉拉铜矿的成因观点很多, 主要有火山喷流-沉积型铜矿床(陈根文, 2001), 动力变质热液型(申屠保涌, 2000; 李泽琴2003)、火山沉积-变质层控型(陈好寿, 1992; 孙燕, 2006)等多种成因, 但是多数学者在矿床和矿区古元古代河口群钠质火山岩同源性上认识一致。前人对该套火山岩作过一些岩相学和地球化学研究(刘正南, 1985; 申屠保涌, 1986; 赵彻终, 1999), 但是由于矿区河口群岩石已发生不同程度的变质, 尤其后期岩浆的侵入, 其碱元素如K、Na和低场强元素在蚀变过程中为活泼性元素而有可能发生迁移, 前人在选择元素对这套岩石进行成因和构造背景分析时, 并没有考虑到元素及成分的稳定性。利用微量元素中不活泼的高场强元素和稳定主成分(P_2O_5、TiO_2)对判别岩石类型、岩石系列及构造环境非常灵敏并具有重要意义(李献华, 2001; 杜利林, 2005; 夏林圻, 2007)。因此, 本文在系统分析样品的主量元素、稀土元素、微量元素基础上, 重点运用地球化学性质不活泼高场强元素(HFSE)和稳定主成分(P_2O_5、TiO_2)对岩石成因、构造背景进行讨论, 为更好的认识拉拉铜矿的成因提供更有说服力的地球化学证据。

1 矿床地质背景

拉拉铜矿位于川滇被动大陆边缘裂谷系会理-东川坳拉槽西端。矿床的含矿建造为河口群一套火山-沉积变质岩系, 发育三个火山喷发-沉积旋回, 从老至新分别为大营山组、落凼组和长冲组, 每个旋回以正常沉积开始, 至火山喷发沉积结束而告终。矿体主要产于中部火山喷发-沉积旋回之落凼组上部(Pt_1l^2)钠质火山岩段(图1)。矿体呈层状、似层状、透镜状产出, 叠瓦式排列, 局部膨缩分枝复合明显, 产状与围岩一致, 并同步褶皱或错断(图2)。据川地403队化探资料, 河口群变钠质火山岩地层中Cu、Co、Mo等

① 收稿日期: 2008-05-01 作者简介: 周家云, 男(1973-), 高级工程师, 博士, 矿床学专业, 研究方向: 矿床地球化学
基金项目: 科技部国际科技合作项目(2005DFA20063)

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

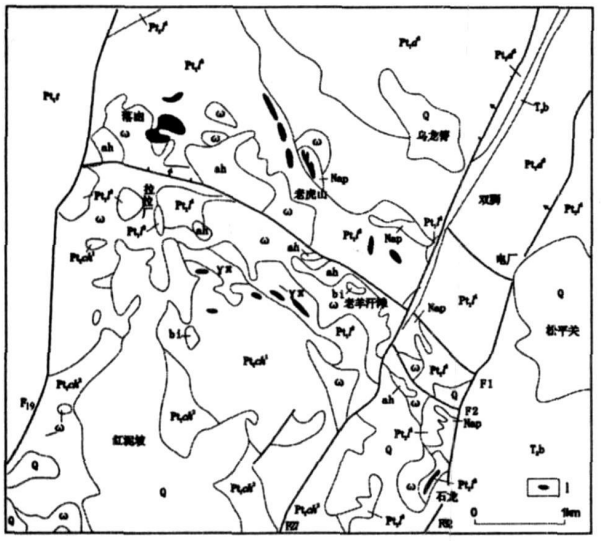


图1　拉拉铜矿床地质略图

Fig. 1 Simplified geological map of the Lala copper deposit

T_2b– 上三叠统白果湾煤组 Pt_1d– 大营山组　Pt_2l– 落卤组　Pt_1ch – 长冲组　Pt_1t– 通安组　w– 辉长岩　NaP– 石英钠长石　ah– 角闪钠长岩　$\gamma\pi$– 花岗斑岩　bi– 侵入角砾岩　1– 铜矿体

主要金属元素含量分别高达 137×10^{-6}～236×10^{-6}、3.6×10^{-6}～6.6×10^{-6}及 2.6×10^{-6}～8.5×10^{-6}, 分别高出这些元素地壳平均丰度值的几倍至一个数量级(李承德, 1990)。矿床硫同位素分析显示硫源除了来自海水硫酸盐的还原作用, 更有火山喷发作用从深部带来的地幔硫, 氢、氧同位素分析显示矿床成矿早期(火山喷发– 沉积期) 的成矿流体主要来自岩浆水和海水(陈好寿, 1992)。这些证据说明了拉拉铜矿具有明显的火山热水同生成因特点。

2　岩石学特征

矿区河口群火山变质岩主要为角斑质, 包括角斑岩、角斑质凝灰岩、石英钠长岩、钠长岩等, 矿化主要与石英钠长岩、钠长岩、斑状钠长岩等钠质火山岩密切相关。各种钠长质火山岩的矿物成分基本上一致。钠长石是最主要成分, 其次为石英, 有时见有极少量钾长石。钠长石的含量在40%～80% 范围内变化, 大多数可达70% ～80%, 石英含量一般为5%～10%, 副矿物主要有磁铁矿、磷灰石、榍石等, 此外, 还见少量金云母、碳酸盐等后期蚀变矿物。岩石呈灰白色带肉红色调, 具变余霏细结构、似粗面结构, 以块状构造为主, 局部条纹状构造。

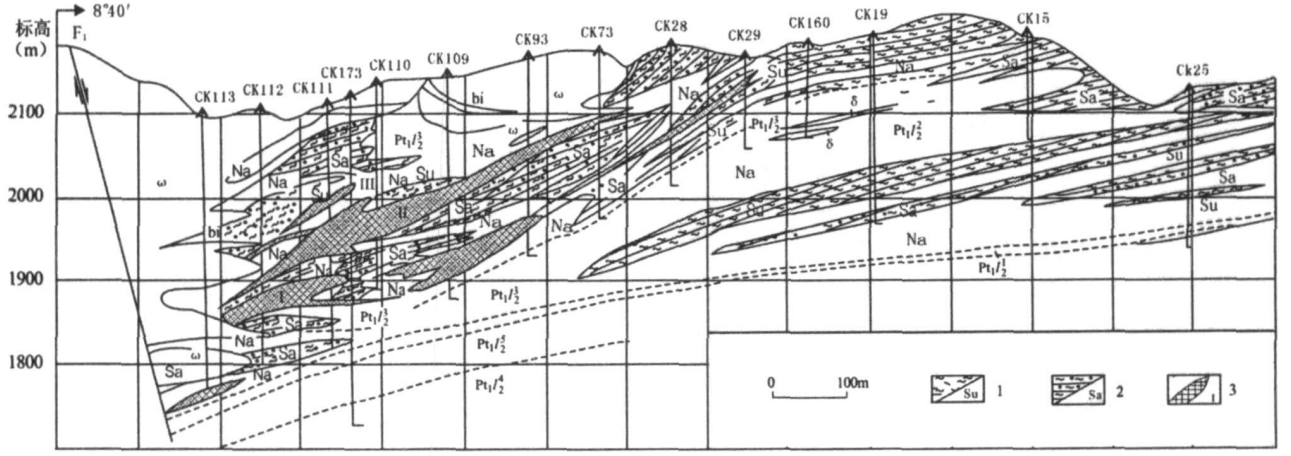


图2　拉拉铜矿落卤矿区Ⅷ号剖面示意图

Fig. 2 Sketch showing the VIII section of Luodang mining area in the Lala copper deposit

$Pt_1l_2^3$– 落卤组上段第3 层(变质钠长岩)　$Pt_1l_2^2$– 落卤组上段第2 层(变钠质火山岩)　$Pt_1l_2^1$– 落卤组上段第1层(石榴黑云母片岩)　$Pt_1l_1^5$– 落卤组下段第5 层(钠质白云石英片岩)　$Pt_1l_1^4$– 落卤组下段第4 层(石榴角闪片岩)　Na– 变质钠长岩、石英钠长岩　bi– 侵入角砾岩　ω– 辉长岩　1– 黑云钠长岩　2– 白云石英片岩　3– 矿体及编号

3　样品及分析

本文在前人的研究基础上采集矿区河口群钠质火山岩作为代表性样品, 系统分析样品的主量元素、稀土元素及微量元素。样品经过室内洗净晾干, 挑选新鲜部位, 用化学纯乙醇清洗过的玛瑙研钵手工研磨到200 目, 然后送样分析。主量元素在中国地质科学院矿产综合利用研究所用X 荧光光谱法(XRF) 测定, 分析精度优于2%～5%。微量元素和稀土元素在中国地质科学院矿产综合利用研究所由等离子质谱仪

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

(ICP- MS)完成,经重复样检测,分析精度优于1%～3%。

4 结果

河口群钠质火山岩主量元素、稀土元素和微量元素分析结果列于表1。岩石的$w(SiO_2)$较为稳定,为47.34%～54.6%,平均51.01%;$w(Na_2O+K_2O)$的较高,变化于3.81%～11.8%之间,平均为8.12%;$w(TiO_2)$为2.25%～3.19%,平均为2.75%;$w(Al_2O_3)$为9.93%～14.12%,平均为12.47%,$w(CaO)$为3.24%～10.27%,平均为5.91%,$w(MgO)$为1.26%～9.7%,平均3.73%。总体上矿区钠长质火山岩属中基性岩类,具有碱性玄武岩富TiO_2(>2%),高碱($w(Na_2O+K_2O)$>5%)的特征,明显不同于岛弧玄武岩(TiO_2<2%、$w(Na_2O+K_2O)$<5%)。

岩石稀土元素总量变化范围较大,最高为1805×10^{-6},最低为205.1×10^{-6},平均770.79×10^{-6},轻稀土含量高于重稀土,LREE/HREE比值最高为13.22,最低为3.13,属LREE富集型。REE配分模式呈较缓的右倾曲线,属LREE中等富集的分配型式,具有正Eu异常和负Eu异常两种特征(图3a,图3b)。具正Eu异常样品的岩石结构保留较好,远离矿(化)体,与大陆裂谷岩浆岩稀土元素特性相似,而具有负Eu异常的岩石常常与矿(化)体共生,反映出与矿化之间的密切关系。

岩石中多数大离子亲石元素和高场强元素的含量普遍较高,部分大离子亲石元素和高场强元素$w(B)/10^{-6}$具有较宽的变化范围,如$w(Sr)$为27.0×10^{-6}～410.6×10^{-6},$w(Ba)$为13.7×10^{-6}～696.5×10^{-6},$w(Rb)$为1.72×10^{-6}～122.0×10^{-6},也有一些元素的含量相对稳定,如$w(Ta)$为3.34×10^{-6}～5.40×10^{-6},$w(Cs)$为0.24×10^{-6}～0.40×10^{-6},$w(Ga)$为23.02×10^{-6}～38.7×10^{-6}(表2)。此外,高场强元素和重稀土元素比值较稳定,如Zr/Nb、Th/Nb和Zr/Y等,而大离子元素和轻稀土元素比值不太稳定,变化较大,如La/Nb、Ba/Nb等,这可能与轻稀土元素和大离子元素相对于高场强元素和重稀土元素在岩石遭受蚀变过程中容易迁移有关,所以高场强元素和重稀土元素比值受变质作用的影响不大而反映原岩特征。

河口群的微量元素原始地幔标准化分配型式为非常醒目的"驼峰"状(图4),并显示了富集强不相容元素,缺乏Nb、Ta负异常的特征。这种"驼峰"状图解通常是大陆裂谷玄武岩微量元素组合的典型特征,类似于EM Ⅰ型洋岛玄武岩,而这种大陆裂谷玄武岩在成因上可能与古老大陆下岩石圈的再循环有关(卢良兆,2004)。样品还显示了较为明显的Ti负异常,貌似岛弧系统岩浆岩(张本仁,2005),或者是受到了地壳混染的大陆玄武岩(夏林圻,2007)

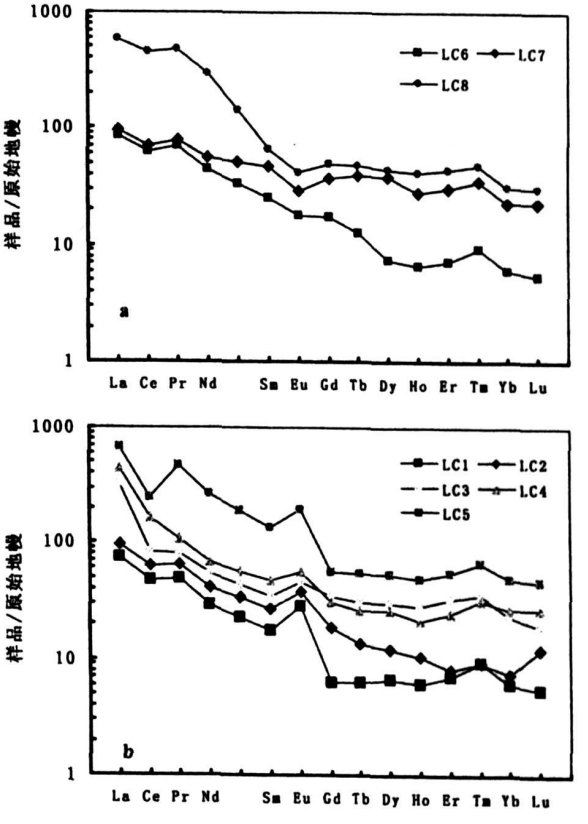


图3 河口群岩稀土配分图解
(原始地幔据Taylor and Metennan, 1985)

Fig.3 REE distribution patterns of Hekou Group rocks

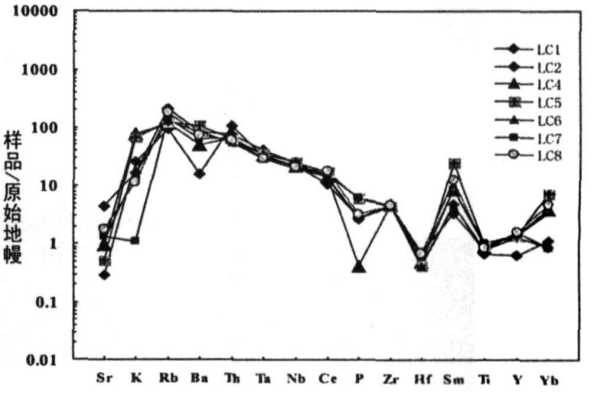


图4 河口群微量元素原始地幔标准化图解
(原始地幔据Wood, 1979)

Fig.4 Primitive mantle-normalized trace elements pattern of the Hekou Group volcanic rocks

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表1 河口群的主量元素含量(%)及稀土、微量元素丰度(10^{-6})

Table 1 Major elements concerntration (%), abundance of REE and trace elements (10^{-6}) contained in Hekou Group rocks

岩号	LC1	LC2	LC3	LC4	LC5	LC6	LC7	LC8
岩性	条带钠长岩	块状钠长岩	块状钠长岩	块状钠长岩	黑云角斑岩	角斑岩	块状钠长岩	磁铁钠长岩
SiO_2	54.60	50.41	47.34	51.30	47.80	49.06	53.65	53.92
TiO_2	2.55	2.74	3.06	3.19	2.71	2.25	2.72	2.76
Al_2O_3	14.12	14.09	9.93	10.68	12.61	10.50	16.40	11.43
Fe_2O_3	4.10	3.02	1.02	3.18	8.55	1.88	2.11	2.32
FeO	3.92	8.96	5.77	4.57	8.18	8.74	2.04	13.16
MnO	1.18	1.19	1.47	1.18	1.30	0.25	1.18	0.29
MgO	4.56	3.76	4.00	3.16	1.26	9.70	1.65	1.73
CaO	4.86	4.31	8.39	7.33	4.72	10.27	4.12	3.24
Na_2O	4.52	5.20	4.58	6.27	4.14	2.61	8.66	4.82
K_2O	2.84	4.90	1.99	5.53	3.85	1.20	2.08	1.86
P_2O_5	0.38	0.34	0.60	0.27	0.73	0.34	0.78	0.39
烧失量	2.57	1.02	10.98	2.84	4.54	3.81	5.14	6.27
总量	100.20	99.94	99.13	99.50	100.39	100.61	100.53	100.19
La	38.6	49.6	165.3	231.4	347.1	44.1	49.6	303.1
Ce	81.9	107.7	143.6	280.8	422.4	109.1	122.1	789.8
Pr	9.9	13.2	16.48	22.0	94.8	14.4	16.1	98.9
Nd	41.6	58.7	76.8	96.0	373.5	64.0	80.0	426.8
Sm	9.1	13.9	18.0	24.3	69.4	13.2	24.3	34.7
Eu	5.3	7.1	8.6	10.6	36.7	3.4	5.5	7.8
Gd	4.6	13.8	25.2	23.0	41.3	12.9	27.5	36.7
Tb	0.8	1.7	3.9	3.3	6.8	1.6	5.0	6.1
Dy	5.1	9.2	22.9	20.0	40.0	5.7	29.2	34.3
Ho	1.1	1.9	5.1	3.8	8.7	1.2	5.1	7.7
Er	3.2	3.7	15.0	11.2	25.1	3.3	14.2	20.6
Tm	0.5	0.5	1.9	1.7	3.6	0.5	1.9	2.6
Yb	3.0	3.7	11.2	13.0	23.8	3.0	11.2	15.6
Lu	0.4	0.9	1.4	2.0	3.4	0.4	1.7	2.3
$\sum$REE	205.1	285.6	515.38	893.1	1805	276.8	395.4	1789.9
L/H	9.97	7.07	4.95	10.45	10.83	8.68	3.13	13.22
Eu/Eu^*	2.38	1.66	1.33	1.45	2.06	0.84	0.95	0.98
Ce/Ce^*	0.77	0.78	0.42	0.90	0.75	0.82	0.86	
Sc	229.9	227.6	282.8	239.8	264.7	266.9	286.1	276.5
Ti	6264	7087	9054	9480	9984	8358	10743	9198
Cr	8.90	7.27	6.21	6.59	6.98	7.90	8.68	8.88
Ga	33.1	32.38	23.02	29.56	33.9	35.7	29.4	38.7
Rb	52.38	122.0	1.72	65.9	71.9	74.8	80.6	101.8
Sr	27.0	410.6	54.56	86.9	47.9	99.6	120.6	159.2
Y	39.13	19.67	39.60	43.8	40.9	48.9	43.4	47.7
Zr	365.7	341.3	331.4	373.1	349.1	355.2	360.3	357.0
Nb	51.18	59.00	6.48	50.99	59.55	46.7	54.3	48.5
Cs	0.30	0.40	0.24	0.31	0.40	0.38	0.28	0.29
Ba	100.3	542.1	13.70	318.9	696.5	539.7	401.9	469.8
Hf	1.57	0.96	0.78	1.09	0.91	0.89	1.28	1.49
Ta	4.22	5.4	3.34	4.56	4.65	3.85	4.01	3.86
Th	13.02	9.38	7.0	8.21	7.69	6.69	8.1	7.5
U	1.57	1.66	2.70	1.55	2.09	1.69	1.93	1.43

测试人: 黄进。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

5 讨论

5.1 岩石的碱度与系列

拉拉铜矿河口群火山岩是以角斑岩为主的细碧角斑岩组合。由于岩石已经发生不同程度的变质作用,涉及到碱元素的TAS 及碱- 磷图解已不能作为原岩判别的依据(张鸿翔, 2001) 。而在Winchester et al. 提出的Zr/TiO_2- Nb/Y 岩石分类图(图5) 和Nb/Y- Zr/P_2O_5 岩浆系列分类图上(图6) ,河口群火山岩仅有个别样品Nb/Y 较低,其他多数样品有一致高的Nb/Y(0.7～3.0) ,落入碱性玄武系列范围,具有大陆裂谷岩浆岩属性特征。

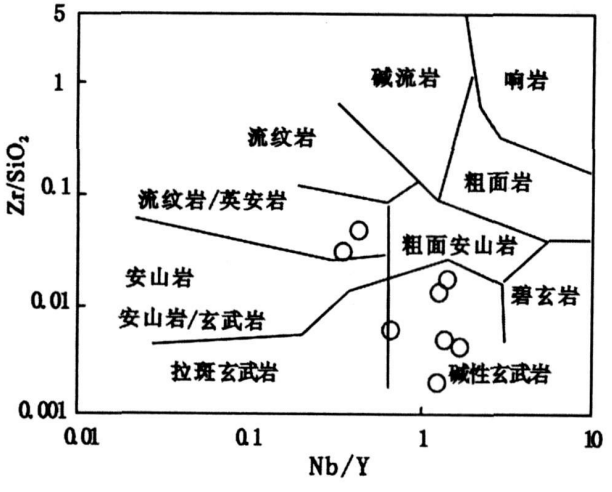


图5 河口群火山岩Zr/TiO_2- Nb/Y 分类图
(据wichester et al. 1977)

Fig. 5 Zr/TiO_2- Nb/Y diagram for classifying Hekou Group volcanic rocks

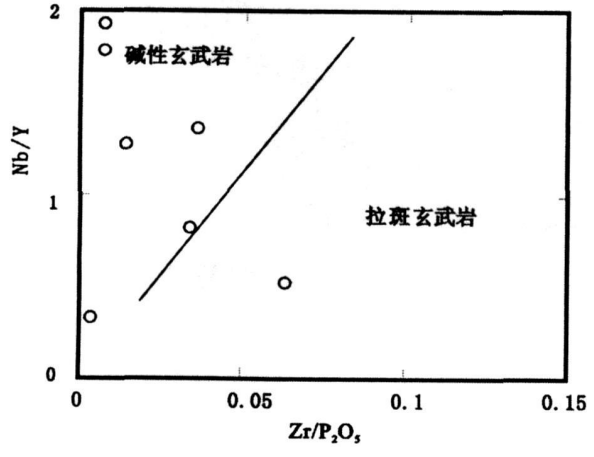


图6 河口群火山岩Nb/Y- Zr/P_2O_5 分类图
(据wichester et al. 1977)

Fig. 6 Nb/Y- Zr/P_2O_5 diagram for classifying Hekou Group volcanic rocks

5.2 岩石成因

运用 Condie(2005) 最近建立的高场强元素(HFSE) 比值(Nb/Th、Zr/Nb、Nb/Y 和Zr/Y) 评价体系来约束河口群的幔源性质,可以发现: 在Nb/Th- Zr/Nb 图上(图7A) ,岩石HFSE 比值成分点主要投在EM2(富集地幔) 附近,其中有5 个点落入源于洋岛玄武岩(OIB) 范围,其余3 个点则在洋岛玄武岩区附近漂移,但都远离洋脊玄武岩、大洋高原玄武岩和与大陆岩石圈相互作用的地幔柱源玄武岩区; 在Zr/Y- Nb/Y 图上(图7B) ,岩石HFSE 比值成分点主要投在EM1(富集地幔) 附近,落入源于洋岛玄武岩(OIB) 范围,也有2 个点漂移在洋岛玄武岩区附近,反映了岩石可能来源于EM1 型或EM2 型富集地幔,但是可能后期变质作用的影响,使微量元素发生了一定的迁移。由此可见,拉拉地区河口群源于大陆岩石圈之下的富集地幔,并可能受到后期变质作用的影响。

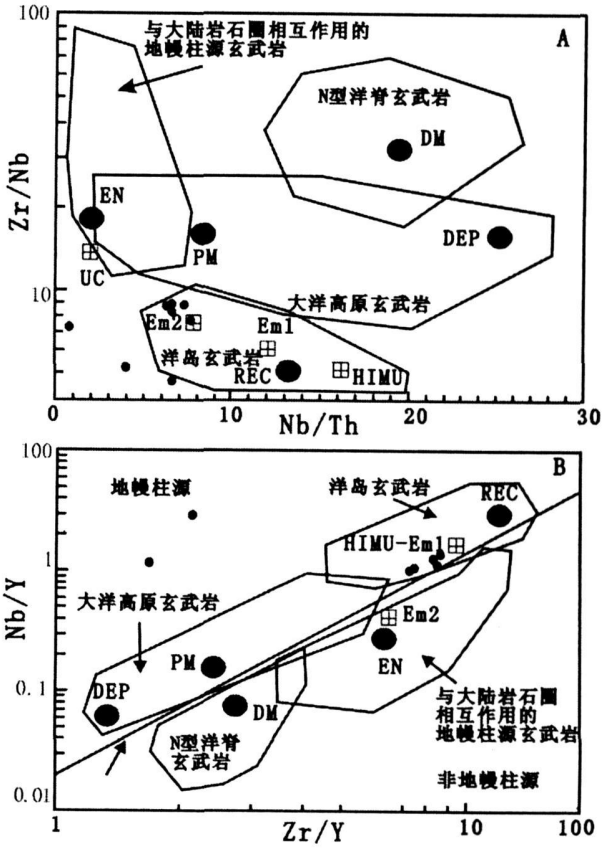


图7 河口群(A) Nb/Th- Zr/Nb 和(B) Zr/Y- Nb/Y 图解中的分布
(图解据Condie, 2005)

Fig. 7 Distribution of Hekou Group rocks according to diagrams of Nb/Th- Zr/Nb (A) and Zr/Y- Nb/Y (B)

UC: 上部陆壳 PM: 原始地幔 DM: 浅部亏损地幔 HIMU: 高U/Pb 源 EMI 和EM2: 集地幔源 DEP: 深部亏损地幔 EN: 富集组份 REC: 再循环组分

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Eu 元素为一变价元素,在岩石蚀变过程易发生氧化或还原而较其他稀土元素容易发生迁移,使岩石呈负Eu 异常。矿区河口群虽然发生了较为强烈的变质作用,但远离矿(化) 体样品仍然保存了正Eu 异常,说明稀土元素在变质过程中,仍然在全岩范围内保持了一个封闭体系,稀土元素在岩石内矿物- 矿物之间发生迁移,但在全岩范围内变化不大,所以全岩稀土元素地球化学特征能提供其原岩特征。而负Eu 异常的岩石与蚀变重晶石、萤石和矿化脉之间稀土元素特征呈此消彼长关系,说明稀土元素在变质作用下,在岩石- 矿脉之间发生迁移,指示了矿床变质成矿作用的存在。

岩石Zr/Nb 为0.74～7.60,平均为5.20,Th/Nb 为0.13～1.08,平均为0.27,Th/La 为0.02～0.34,平均为0.13,这些比值与EM Ⅱ型洋岛玄武岩比较相近;样品的Th/Yb 为0.33～4.34,平均为1.49,Zr/Y 为0.8～8.58,平均为5.6,这些比值与EM Ⅰ型洋岛玄武岩比较相近;样品的La/Nb 为0.75～25.3,平均为5.67,Rb/Nb 为0.26～2.06,平均为1.37,这些比值与大陆地壳比较相近。但La、Rb 等大离子元素和轻稀土元素在变质过程中容易迁移,使与之相关比值并不能完全代表岩石源区的特征,而更可能与变质作用有关。所以河口群火山岩总体上可能起源于富集型地幔源(EM Ⅰ或EM Ⅱ),但是在后期遭受了变质作用影响,使样品大离子元素和轻稀土元素发生迁移而显示了部分地壳微量元素的特征。

表2 河口群不相容元素比值表

Table 2 Ratios of incompatible elements contained by the Hekou Group rocks

	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Th/Yb	Rb/Nb	Th/Nb	Th/La	Zr/Y
LC1	1.28	0.75	2.0	4.34	1.02	0.25	0.34	1.68
LC2	0.74	0.86	9.2	2.53	2.06	0.15	0.18	2.18
LC3	4.84	25.3	2.1	0.63	0.26	1.08	0.04	0.8
LC4	7.32	4.5	6.3	0.63	1.29	0.16	0.04	8.52
LC5	5.86	5.8	11.70	0.33	1.20	0.13	0.02	8.54
LC6	7.60	0.95	11.6	2.23	1.58	0.14	0.15	7.26
LC7	6.63	0.91	7.40	0.72	1.47	0.15	0.16	8.30
LC8	7.36	6.18	9.69	0.48	2.06	0.15	0.02	7.48
最小	0.74	0.75	2.0	0.33	0.26	0.13	0.02	0.8
最大	7.60	25.3	11.70	4.34	2.06	1.08	0.34	8.54
平均	5.20	5.67	7.50	1.49	1.37	0.27	0.13	5.6
原始地幔	14.8	0.94	9.0		0.91	0.117	0.125	
N- MORB	30	1.07	1.7～8.0	0.25	0.26	0.0025～0071	0.067	2.64
E- MORB			4.9～8.5	0.04		0.06～0.08		3.32
大陆地壳	16.2	2.2	54		4.7	0.44	0.204	
HIMU- OIB	3.2～5.0	0.66～0.77	4.9～6.9		0.35～0.38	0.078～0.101	0.107～0.133	
EM1- OIB	4.2～11.5	0.86～1.19	11.4～17.8	1.85	0.88～1.17	0.105～0.122	0.107～0.128	9.66
EM2- OIB	4.5～7.3	0.89～1.09	7.3～13.3		0.59～0.85	0.111～0.157	0.122～0.163	

注: HIMU, EM1, EM2 和DMM 的数据根据文献[23～27]

由于高场强元素对于判别岩石来源具有更广泛的意义,而且岩石如果来源于岛弧系统,则常常出现于“TNT”(Ta、Nb、Ti) 负异常,同时,由于河口群是扬子古陆西部的结晶基底,缺少地壳物质混染的条件。所以,河口群火山岩源区性质应该是大陆裂谷玄武岩,出现Ti 负异常可能与岩石遭受到了不同程度变质作用,蚀变流体带入了Ti 元素的相邻大离子元素,致使Ti 元素出现负异常。

5.3 构造环境

利用不相容元素的性质以及LILE / HFSE 和

©1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

LREE / HFSE 的比值可有效识别岩浆岩产生的构造环境。在Ta/Th- Zr/Nb、Th/Yb- Th/Nb、Ta/Th - Th/Yb 和 Nb/Th- Nb 构造环境判别图解中(图8), 河口群火山岩样品几乎都落入板内玄武岩(WPB)区内, 说明岩石形成于板内裂谷构造环境。从图9也可以看出, 河口群火山岩样品点也都落在板内玄武岩区。

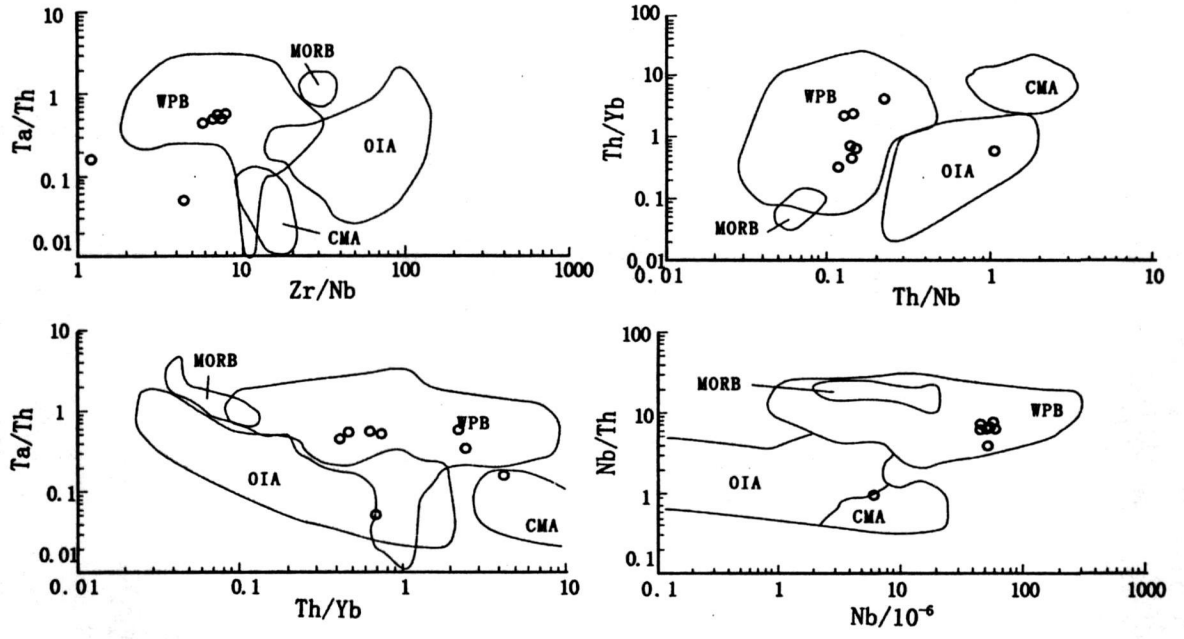


图8 拉拉矿区河口群火山岩的构造判别图

(底图转引自张鸿翔, 2001[29])

Fig. 8 Diagrams showing how to identify the structure of Hekou Group volcanic rocks occurred in the Lala mining area

WPB- 板内玄武岩 CMA- 大陆边缘弧 MORB- 洋中脊玄武岩 OA- 大洋弧

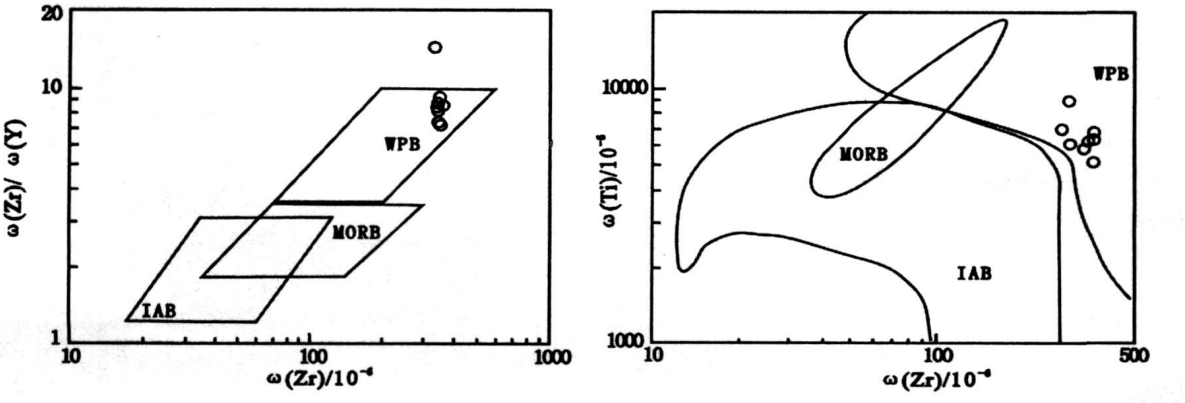


图9 河口群形成的构造环境判别图解: A: Zr/ Y- Zr; B: Ti- Zr 图解

(图解据 Pearce, 1982)

Fig. 9 Diagrams showing how to identify the tectonic environment where the Hekou Group rocks formed

WPB- 板内玄武岩 IAB- 岛弧玄武岩 MORB- 洋中脊玄武岩

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

6 结论

古元古代晚期(2.0～1.85Ma),整个扬子克拉通范围内发生了强烈的构造热事件,并可能存在一定规模的幔源岩浆底侵作用(凌文黎,2000)。拉拉地区河口群火山岩形成年龄大约为2000～1700Ma(李复汉,1988;陈好寿,1992);岩石为碱性玄武岩成分,富钠、轻稀土和强不相容元素,具有较高的Ba、Rb、U、Th等元素含量,较陡的REE分布型式和"驼峰"状微量元素原始地幔标准化分配型式,以及缺乏Nb、Ta负异常,与大陆玄武岩十分吻合;HFSE比值成分点几乎全落在EM1型富集地幔和EM2型富集地幔之间,落入洋岛玄武岩(OIB)范围;岩石形成于板内裂谷环境。这些主量元素、微量元素、稀土元素地球化学特征以及岩石年龄研究表明,河口群火山岩属于海底喷发的碱性和碱-拉斑系列,形成于陆间裂谷或坳拉槽环境,说明了河口群火山岩在喷流沉积成岩过程中,从富集地幔深源携带了大量成矿物质喷发到地表,赋存于火山岩之中,造成成矿物质初步富集,显示了矿床的火山同生成因。同时,岩石大离子元素和轻稀土元素比值不太稳定,变化较大,Eu负异常与蚀变重晶石、萤石和矿化有关,同时也指示了岩石遭受了变质作用,并可能促进了成矿物质的进一步富集,所以,总体上拉拉铜矿矿床成因应该是一种深源——多期复合叠加成矿模式。

参考文献:

[1] 赵彻终,刘肇昌,李凡友. 会理-东川元古代海相火山岩带的特征与形成环境[J]. 矿物岩石,1999,19(2):17-24.

[2] 吴健民. 扬子地块西缘铜矿床地质[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1998:1-80.

[3] 陈根文,夏斌. 川拉拉铜矿床成因研究[J]. 矿物岩石地球化学通报,2001,20(1):42-44.

[4] 申屠保涌. 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[M]. 沉积与特提斯地质,2000,20(3):77-91.

[5] 李泽琴,王奖臻,刘家军,等. 拉拉铁氧化物-铜-金-钼-稀土矿床Re-Os同位素年龄及其地质意义[J]. 地质找矿论丛,2003,18(1):39-42.

[6] 陈好寿,冉崇英. 康滇地轴铜矿床同位素地球化学[M]. 北京:地质出版社,1992,20-74.

[7] 孙燕,舒晓兰,肖渊甫. 四川省拉拉铜矿床同位素地球化学特征及成矿意义[J]. 地球化学,2006,35(5):553-559.

[8] 刘正南. 四川会理拉拉地区细碧-角斑岩系的某些特征及其成矿作用[J]. 矿物岩石,1985,5(4):35-46.

[9] 申屠保涌,刘正南. 川西南拉拉铜矿含矿岩系特征及矿床成因探讨[J]. 矿物岩石,1986,6(2):111-120.

[10] 李献华,周汉文,李正祥,等. 扬子块体西缘新元古代双峰式火山岩的锆石U-Pb年龄和岩石化学特征[J]. 地球化学,2001,30(4):315-322.

[11] 杜利林,耿元生,杨崇辉,等. 扬子地台西缘盐边群玄武质岩石地球化学特征及SHRMP锆石U-Pb年龄. 地质学报,2005,79(6):805-813.

[12] 夏林圻,夏祖春,徐学义,等. 碧口群火山岩岩石成因研究[J]. 地学前缘,2007,14(3):84-101.

[13] 李承德,冯祖杰,宋嘉. 会理拉拉铜矿矿床中金的赋存状态分布规律及成矿机制研究[R]. 成都地质学院矿床教研室,1990.7,1-95.

[14] 袁海华,张树发,张平. 康滇地轴基底时代的初步轮廓[J]. //张云湘,刘秉光主编. 中国攀西裂谷文集[M]. 北京:地质出版社,1987,51-60.

[15] 刘肇昌,李凡友,钟康惠,等. 扬子地台西缘构造演化与成矿[M]. 成都:电子科技大学出版社,1996,48-100.

[16] 李复汉. 康滇地区的前震旦系[M]. 重庆:重庆出版社,1988,31-73.

[17] Lee C Y, Tsai J H, Ho H H, et al. Quantative analysis in rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer, (I) major elements[J]. Ann Meet Geol Soc China, 1997, Abstract Vol: 418-420.

[18] 刘亚轩,张勤,黄珍玉,等. ICP-MS法测定地球化学样品中As、Cr、Ge、V等18种微量痕量元素的研究[J]. 化学世界,2006(1):16-20.

[19] 攀西地质大队. 四川省会理县拉拉铜矿床详细勘探地质报告[R]. 成都:四川省地质矿产局,1984:12-128.

[20] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chem Geol, 1977, 20: 325-343.

[21] Rollinson H. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation[M]. Singapore: Longman Singapore publishers Ltd. 1993: 1-352.

[22] Condie K C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes[J]. Lithos, 2005, 70: 491-504.

[23] Saunders A D, Norry M J, Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints[J]. Journal of petrology, 1998, 29(special Lithosphere issue): 425-445.

[24] Fittion J G, James D, Kempton P D, et al. The role of the lithospheric mantle in the generation of cate cenozoic basic magmas in the western United States[J]. Journal of petrology, 1998, 29(special Lithosphere issue): 331-349.

[25] Weaver B L. The origin of ocean island end-member composition: trace element and isotopic constrants[J]. Earth planet. Sci. Lett., 1991, 104(2-4): 381-397.

[26] 杨学明,杨晓勇,M. J. Le Bas. 碳酸岩的地质地球化学特征及

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

其大地构造意义[J]. 地球科学进展, 1998, 13(5): 458-466.
[27] 沈渭洲, 高剑峰, 徐士进, 等. 四川石棉蛇绿岩的地球化学特征及其构造意义[J]. 地质论评, 2003, 49(1): 17-27.
[28] 卢良兆, 林强, 刘招君. 成因岩石学[M]. 长春: 吉林大学出版社, 2004: 97-106.
[29] 张本仁, 傅家谟. 地球化学进展[M]. 北京: 化学工业出版社, 2005: 200-240.
[30] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 碧口群火山岩岩石成因研究[J]. 地学前缘, 2007, 14(3): 84-101.
[31] 张鸿翔, 刘丛强, 徐志方, 等. 扬子板块西缘早元古代俯冲体系的地球化学证据——有关变基性岩的微量元素地球化学研究[J]. 矿物学报, 2001, 21(2): 231-238.
[32] 凌文黎, 高山, 张本仁, 等. 扬子陆核古元古代晚期构造热事件与扬子克拉通演化[J]. 科学通报, 2000, 45(21): 2343-2347.

Geochemical and tectonic setting of the ore-bearing rock series occurred in the Lala copper deposit

ZHOU Jia-yun[1*], ZHENG Rong-cai[2], ZHU Zhi-min[1,2],
CHEN Jia-biao[1], SHEN Bing[1], LI Xiao-yu[1], LUO Li-ping[1]
(1. *Institute of Multipurpose Utilization of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Chengdu* 610041, *China*; 2. *State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu* 610059, *China*)

Abstract: As a famous large-scale copper rich deposit in China, the Lala copper deposit in Huili of Sichuan Province is formed as a result of close influence brought by marine volcanic rocks of Palaeoproterozoic Hekou Group, which are characterized by high Nb/Y ratios (0.7～3.0) with minor rocks having relative low Nb/Y ratio, and can be concluded as alkali basalt rocks; on the diagrams of Nb/Th- Zr/Nb and Zr/Y- Nb/Y, HFSE values often fall in the neighborhood of EMI-enriched mantle within the range of OIB; the steep REE pattern of volcanic rocks, hump-like primitive mantle-normalized distribution pattern of trace elements with the lackage of Nb, Ta negative anomalies are all consistent with continental basalt; the rocks are formed in the environment of interior rift basin. The abovementioned geochemical characteristics have demonstrated that the Hekou Group volcanic rocks are formed in continental rift with the sources coming from deep mantle, which indicates that the deposit is formed by volcanic SEDEX mineralization. Meanwhile, according to the instable ratios of macroion elements and LREE in the rocks that change dramatically, as well as the truth that Eu negative anomalies are related to altered barite, fluorite and mineralization, we can get the fact that the rocks are affected by late metamorphism and the deposit is formed due to metamorphism.

Key Words: Lala copper deposit, ore-bearing rock series, geochemistry, tectonic setting, Huili, Sichuan

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net