卷(Volume)31,期(Number)3,总(Total)125
页(Pages)66－73,2011,9,(Sept,2011)

矿 物 岩 石
J MINERAL PETROL

扬子地台西缘河口群钠长岩锆石 SHRIMP 年龄及岩石地球化学特征

周家云[1,2]， 毛景文[1]， 刘飞燕[2]， 谭洪旗[2]， 沈 冰[2]
朱志敏[2]， 陈家彪[2]， 罗丽萍[2]， 周 雄[2]， 王 越[2]

(1. 中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室,北京 100037;
2. 中国地质科学院矿产综合利用研究所,四川 成都 610041)

【摘 要】 会理拉拉地区是我国著名的铁铜矿区之一,区内前震旦纪河口群是拉拉式铜矿最主要的赋矿岩石。前人利用多种同位素方法对河口群进行过年龄测定,但获得数据差异大,造成河口群在康滇地轴前震旦基底地层划分中存在争议,因而无法约束河口群成岩及变质过程与成矿的关系。通过对河口群钠长岩中的锆石采用高精度 SHRIMP U-Pb 年代学研究,获得年龄为1 680 Ma±13 Ma,因而,将河口群归为早元古代晚期。此外,岩石有一致高的 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 比值成分点落入洋岛玄武岩(OIB)范围,具有较陡的 REE 分布型式和"驼峰"状微量元素原始地幔标准化分配型式,缺乏 Nb,Ta 负异常,与大陆玄武岩十分吻合,以及岩石形成于板内裂谷环境,这些地球化学特征表明河口群钠长岩形成于陆间裂谷,来源于地幔深部。

【关键词】 河口群;SHRIMP U-Pb 定年;钠长岩;拉拉
中图分类号:P588 文献标识码:A
文章编号:1001－6872(2011)03－0066－08

扬子地台基底分为结晶基底与褶皱基底。由于褶皱基底并不是以连续统一的基底出现,而是被后期的断裂分割为一系列独立出露的岩层,前人在不同地区的地质调查中分别建立了不同的地区性地层系统或者地层名称,造成这些褶皱基底的划分、时代归属以及不同类型褶皱基底的分布特点都存在争

收稿日期:2011－02－10; 改回日期:2011－09－29
基金项目:中国地质调查局资源远景调查项目(1212011120603);中国博士后科学基金(20090460402)
作者简介:周家云,男,38 岁,副研究员(博士),矿床学专业,研究方向:矿床地球化学. E-mail:zjy200202020@yahoo.com.cn

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

议,一个重要原因是具体的岩层时代归属还缺少可靠的依据[1]。河口群作为褶皱基底的一部分,前人曾进行过一些研究工作。形成时代上,前人运用了 K-Ar,Pb-Pb,U-Pb 等多种同位素方法对研究河口群开展年龄测定,但获得年龄差距大,变化于 896 Ma～1 712 Ma 之间[1~3]。岩石成因上,前人曾提出板内玄武岩[4]、产于岛弧环境的角斑岩[1]等不同的成因认识。鉴此,针对近年来研究相对较少的河口群石英钠长岩进行锆石 SHRIMP U-Pb 定年,并结合岩石地球化学研究,对其形成时代和构造背景提出一些不同认识,不仅有助于扬子地台西缘褶皱基底地层的对比划分,也为整个会理-东川地区元古代铜矿的深入研究提供新的年代学数据。

1　地质背景和岩石学特征

河口群主要出露于四川会理黎溪-拉拉地区,大地构造位置为康滇地轴中部,会理-东川坳拉槽西端。该区构造复杂,东西向构造为基底构造,主要表现为向南倾斜的单斜构造。地层以河口群为主,其上与黑山组为断层接触或直接被侏罗系不整合覆盖,缺失全部古生界,其下与辉长岩侵入接触。河口群是由石英钠长岩(细碧角斑岩)、片岩、大理岩等组成的一套浅变质岩系[5]。按主要岩性划分,河口群由 3 个火山喷发-沉积旋回组成,每个旋回以正常沉积开始,至火山喷发沉积结束而告终,地层从老至新分别为白云山组、小铜厂组、大团箐组、落凼组、新桥组和天生坝组(图 1)。白云山组、大团箐组和新桥组主要是沉积变质岩系,岩性主要为黑云片岩、二云片岩和石榴黑云片岩等;小铜厂组、落凼组和天生坝组则主要为火山变质岩系,岩性包括角斑岩、角斑质凝灰岩、石英角斑岩、石英钠长岩、钠长岩等。石英钠长岩、钠长岩等钠质火山岩分布广、厚度大、变质程度低,与铜、铁矿化密切相关,拉拉铜矿床就产于

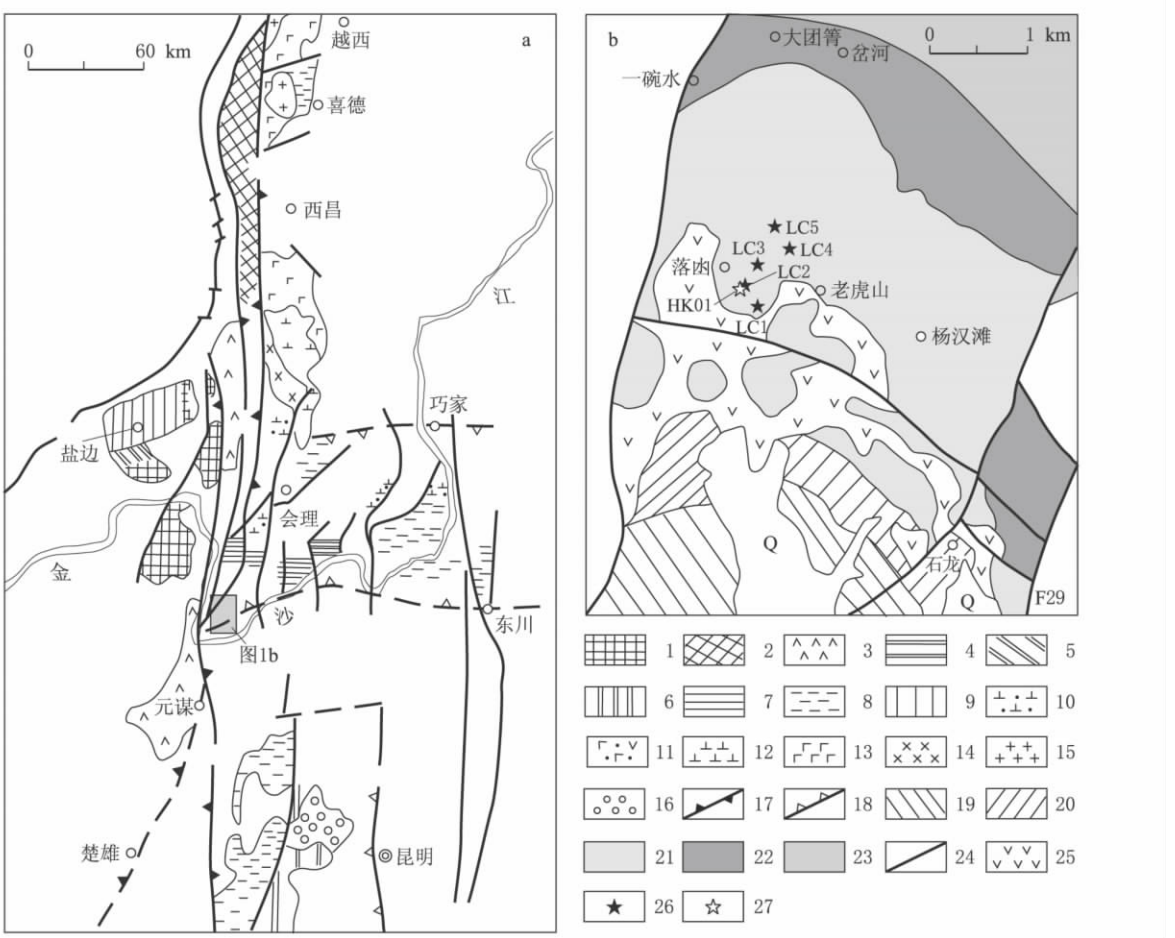


图 1　四川会理拉拉地区地质构造略图

1,2. 渡口型(1)、冕宁型(2)、康定型;3. 元谋型似双层结构陆壳;4～6. 中元古代早期:4. 洋壳、洋岛;5. 未成熟弧;6. 准陆壳;7,8. 中元古代中、晚期:7. 准洋壳;8. 准陆壳;9. 中-新元古代准洋壳;10～15. 新元古代:10. 晋宁期主褶皱幕前的双峰火山-复理石撞击槽;11. 澄江期主褶皱幕后的双峰火山-磨拉石撞击槽;12,13. 晋宁期和澄江期碰撞火山岩;14,15. 晋宁期和澄江期碰撞花岗岩;16. 后碰撞澄江期磨拉石裂陷;17. 碰撞缝合带;18. 裂陷边界断裂;19. 天生坝组;20. 新桥组;21. 落凼组;22. 大团箐组;23. 小铜厂组;24. 断层;25. 辉长岩;26. 采样点;27. 定年测试样品;Q. 第四纪

Fig. 1　Simplified tectonic and geological map in the Lala area, Huili County, Sichuan

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

落凼组石英钠长岩层中。

2 样品及分析方法

用于锆石 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年和岩石地球化学研究的样品均采自河口群落凼组内远离矿(化)体的新鲜岩石,岩层厚度大、分布广,变质程度相对低。采样位置见图 1。SHRIMP 锆石 U-Pb 定年样品在中国地质科学院矿产综合利用研究所经破碎,重力和磁选方法分选,最后在双目镜下挑纯。将锆石与标样(TEM,SL13)一起按宋彪等人(2002)描述的方法制作样品靶。样品靶抛光后,对待测锆石进行透射光、反射光显微镜照相和阴极发光图像分析(均在北京离子探针中心完成),以确定锆石颗粒的内部结构,从而选定最佳的待测锆石与部位。阴极发光观测后,将样品靶再次抛光以去除所镀碳膜,而后镀上厚度为 0.5 nm 的金膜(纯度为 99.999%)。锆石的 U,Th 和 Pb 同位素组成分析在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心的 SHRIMP Ⅱ型仪器上进行,详细分析流程和原理见宋彪(2002)。应用锆石标样 TEM(年龄 417 Ma)进行元素分馏校正,应用 SL13(年龄 572 Ma,U 质量分数 238×10^{-6})标定样品的 U,Th 和 Pb 质量分数。每分析一次标样 TEM,然后分析 3 个待测锆石点。数据处理采用 Ludwing SQUID 1.0 及 ISOPLOT 程序[7]。应用实测 ^{204}Pb 校正锆石中的普通铅。表 1 所列单个数据点的误差均为 1σ,采用年龄为 U-Pb 谐和年龄,其谐和年龄为 95%的置信度。

岩石地球化学分析样品在中国地质科学院矿产综合利用研究所经过室内洗净晾干,挑选内部新鲜部位,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,详细分析方法见文献[8],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(ICP-MS)完成,详细分析方法见文献[9],经重复样检测,分析精度优于 1%~3%。

表 1 河口群石英钠长岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果

Table 1 Analytical data of SHRIMP U-Pb isotope of zircon grains from albitite in Hekou Group

点号	w(U)/10^{-6}	w(Th)/10^{-6}	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*/10^{-6}$	$^{206}Pb_c$/%	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*\pm1\sigma$	$^{207}Pb^*/^{235}U\pm1\sigma$	$^{206}Pb^*/^{238}U\pm1\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$(Ma,$\pm1\sigma$)	$^{207}Pb/^{206}Pb$(Ma,$\pm1\sigma$)
1.1	114	72	0.65	29.5	0.30	0.101 2±1.4	4.176±1.7	0.299 5±0.93	1,689±14	1,645±26
2.1	156	110	0.73	43.7	0.22	0.1025±1.3	4.595±1.6	0.3253±0.87	1,815±14	1,669±25
3.1	118	80	0.70	30.0	0.22	0.106 2±1.5	4.311±1.8	0.294 3±0.98	1,663±14	1,736±28
4.1	192	145	0.78	51.5	0.22	0.102 3±1.2	4.402±1.4	0.312 1±0.73	1,751±11	1,666±21
5.1	91	53	0.60	23.3	0.20	0.103 9±1.7	4.243±2.0	0.296 2±1.1	1,672±16	1,695±30
6.1	131	93	0.73	33.3	0.23	0.101 5±1.5	4.129±1.7	0.295 0±0.89	1,666±13	1,652±28
7.1	63	35	0.58	16.5	0.73	0.102 7±3.2	4.30±3.6	0.304 0±1.6	1,711±25	1,673±59
8.1	129	89	0.71	34.2	0.15	0.100 9±1.4	4.271±1.7	0.307 1±0.99	1,726±15	1,640±25
9.1	110	75	0.70	33.1	0.13	0.100 8±1.4	4.865±1.7	0.350 0±0.93	1,934±16	1,639±26
10.1	118	77	0.68	30.6	0.36	0.102 7±1.5	4.272±1.8	0.301 7±0.92	1,700±14	1,673±28
11.1	170	141	0.85	43.7	0.18	0.101 6±1.1	4.184±1.5	0.298 5±0.99	1,684±15	1,654±21
12.1	102	67	0.67	26.5	0.18	0.103 2±1.6	4.294±1.9	0.301 7±1.1	1,700±16	1,683±29
13.1	49	23	0.48	12.5	0.49	0.100 0±2.1	4.10±2.7	0.297 8±1.6	1,680±24	1,623±40
14.1	143	110	0.80	36.7	0.06	0.104 7±1.2	4.312±1.6	0.298 7±0.96	1,685±14	1,709±23
15.1	95	56	0.62	25.6	0.39	0.100 8±2.0	4.366±2.3	0.314 0±1.1	1,761±17	1,639±37
16.1	65	34	0.54	17.0	0.46	0.104 2±2.6	4.34±3.2	0.302 5±1.9	1,704±29	1,699±47

注:Pb_c 和 Pb^* 分别表示普通铅和放射性成因铅,应用实测 ^{204}Pb 值进行普通铅校正

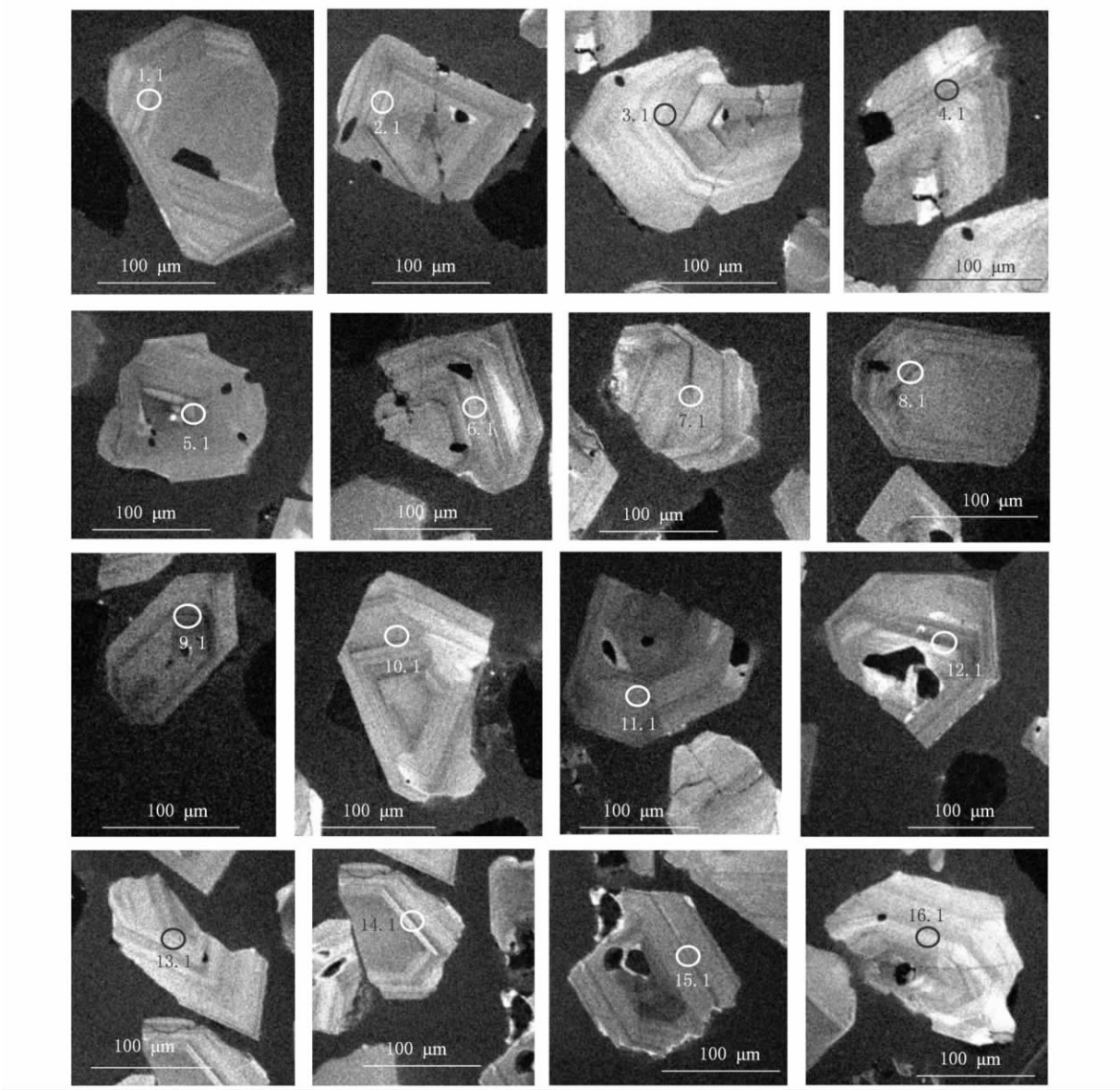
3 锆石特征及 U-Pb 年龄

对样品石英钠长岩的 16 个锆石颗粒进行 16 个分析点的 UΣPb 同位素年龄分析,分析结果列于表 1。所分析的锆石都为透明半自形到自形晶体,少数为碎裂晶,长 80 μm~180 μm,长宽比约 2∶1~1∶1,锆石阴极发光电子图像都具有明显的岩浆环带特征(照片 1),表明它们属于岩浆成因[10]。所有分析点的 U 质量分数变化于 $49\times10^{-6}\sim192\times10^{-6}$,Th 质量分数变化于 $23\times10^{-6}\sim145\times10^{-6}$,U,Th 之间具有正相关关系,Th/U 比值在 0.48~0.85 之间(所有分析点 Th/U 比值>0.4),也反映了岩浆成因锆石的特点[11]。从表 1 可以看出,除 2 号,3 号和 9 号三个分析点明显偏离外,其他 13 个分析点 U-Pb 同位素组成在谐和线上成群分布(图 2),没有明显的铅丢失,其谐和年龄为1 680 Ma±13 Ma,样品的拟合概率大于 0.15,MSWD<2.5,因此,此年龄是可信的[12],记录了该石英钠长岩的结晶年龄。

4 岩石地球化学特征

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 2。钠长岩的 $w(SiO_2)$ 为

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



照片 1　河口群石英钠长岩中锆石阴极发光照片

Photo 1　Zircon CL images from albitite in the Hekou Group, Lala area

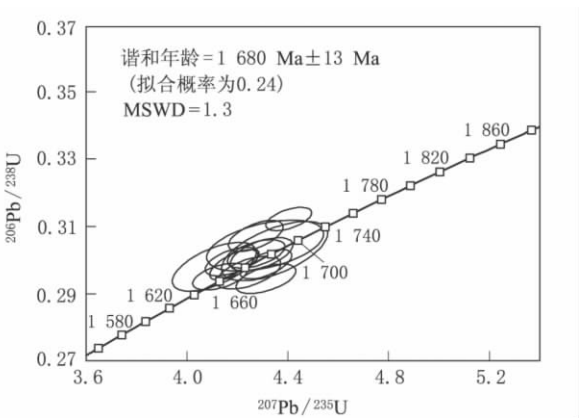


图 2　河口群石英钠长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谐和曲线

Fig. 2　SHRIMP U-Pb Concordia diagram of zircon from albitite in Hekou Group at Lala area, Huili County, Sichuan

47.34%～54.6%，$w(Na_2O+K_2O)$为 6.57%～11.8%，$w(TiO_2)$为 2.25%～3.19%，$w(Al_2O_3)$为 9.93%～14.12%，$w(CaO)$为 4.31%～8.39%，$w(MgO)$为 1.26%～4.56%。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 的质量分数(>2%)，高碱[$w(Na_2O+K_2O)>5\%$]的主量元素特征，明显不同于岛弧玄武岩[$w(TiO_2<2\%$，$w(Na_2O+K_2O)<5\%$]。

岩石稀土元素总量较高，一般在 205.1×10^{-6}～893.1×10^{-6}之间，而样品 LC5 稀土重量偏高，为 $1\,805\times10^{-6}$，可能受到地壳的混染作用。轻稀土元素含量高于重稀土元素，LREE/HREE 比值中等、稳定，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(图 3)。

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

表 2 河口群的主量元素含量. $w(B)/\%$及稀土、微量元素丰度. $w(B)/10^{-6}$

Table 2 Analyses of major (in percentage), rare earth elements (in $[\times 10^{-6}]$) and trace elements in the Hekou Group

岩号	LC1	LC2	LC3	LC4	LC5
岩性	条带钠长岩	块状钠长岩	块状钠长岩	块状钠长岩	块状钠长岩
SiO_2	54.6	50.41	47.34	51.3	47.8
TiO_2	2.55	2.74	3.06	3.19	2.71
Al_2O_3	14.12	14.09	9.93	10.68	12.61
Fe_2O_3	4.1	3.02	1.02	3.18	8.55
FeO	3.92	8.96	5.77	4.57	8.18
MnO	1.18	1.19	1.47	1.18	1.3
MgO	4.56	3.76	4	3.16	1.26
CaO	4.86	4.31	8.39	7.33	4.72
Na_2O	4.52	5.2	4.58	6.27	4.14
K_2O	2.84	4.9	1.99	5.53	3.85
P_2O_5	0.38	0.34	0.6	0.27	0.73
烧失量	2.57	1.02	10.98	2.84	4.54
总量	100.2	99.94	99.13	99.5	100.39
La	38.6	49.6	165.3	231.4	347.1
Ce	81.9	107.7	143.6	280.8	422.4
Pr	9.9	13.2	16.48	22	94.8
Nd	41.6	58.7	76.8	96	373.5
Sm	9.1	13.9	18	24.3	69.4
Eu	5.3	7.1	8.6	10.6	36.7
Gd	4.6	13.8	25.2	23	41.3
Tb	0.8	1.7	3.9	3.3	6.8
Dy	5.1	9.2	22.9	20	40
Ho	1.1	1.9	5.1	3.8	8.7
Er	3.2	3.7	15	11.2	25.1
Tm	0.5	0.5	1.9	1.7	3.6
Yb	3	3.7	11.2	13	23.8
Lu	0.4	0.9	1.4	2	3.4
ΣREE	205.1	285.6	515.38	893.1	1 805
L/H	9.97	7.07	4.95	10.45	10.83
Eu/Eu*	2.38	1.66	1.33	1.45	2.06
Ce/Ce	0.77	0.78	0.42	0.9	0.75
Sc	229.9	227.6	282.8	239.8	264.7
Ti	6 264	7 087	9 054	9 480	9 984
Cr	8.9	7.27	6.21	6.59	6.98
Ga	33.1	32.38	23.02	29.56	33.9
Rb	52.38	122	1.72	65.9	71.9
Sr	27	410.6	54.56	86.9	47.9
Y	39.13	19.67	39.6	43.8	40.9
Zr	365.7	341.3	331.4	373.1	349.1
Nb	51.18	59	64.8	50.99	59.55
Cs	0.3	0.4	0.24	0.31	0.4
Ba	100.3	542.1	13.7	318.9	696.5
Hf	1.57	0.96	0.78	1.09	0.91
Ta	4.22	5.4	3.34	4.56	4.65
Th	13.02	9.38	7	8.21	7.69
U	1.57	1.66	2.7	1.55	2.09

注:主量元素、稀土元素、微量元素在中国地质科学院矿产综合利用研究所分析测试中心完成,测试人:黄进

岩石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[13]。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。总体上,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。

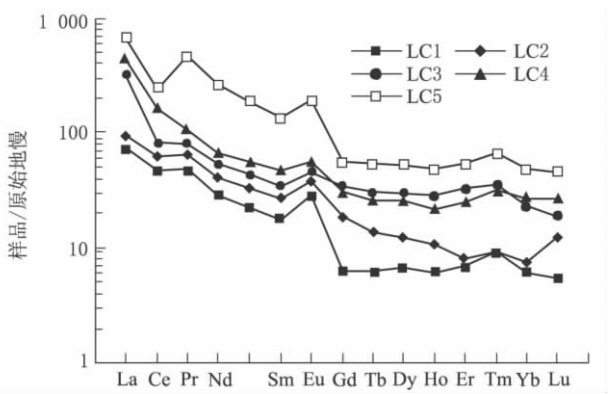


图 3 河口群岩稀土配分图解(原始地幔据 Taylor and Metennan,1985)

Fig. 3 REE distribution patterns of Hekou Group (PM after Taylor and Metennan,1985)

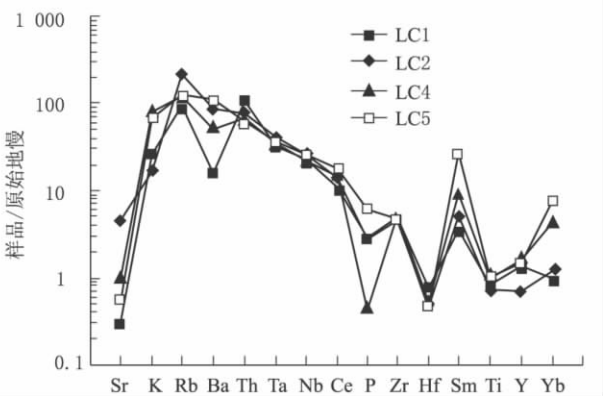


图 4 河口群微量元素原始地幔标准化图解(原始地幔据 Wood,1979)

Fig. 4 Primitive mantle normalized trace elements patterns for volcanic rocks in the Hekou Group (PM after Wood,1979)

5 讨 论

5.1 河口群形成时代

从区域地层对比来看,河口群的岩性、火山活动与矿产都可以和大红山群对比[3],而与会理群、昆阳群岩性、变质程度有显著差别,但是难于查明其与会理群、昆阳群之间的直接接触关系[2]。所以,一些研究者将河口群并入会理群(永仁幅 1∶20×10^4 区域地质调查),也有人将其单独划分[2]。开展康滇地区前震旦系研究时[2],在河口群细碧角斑岩中,用锆石 U-Pb 法测得模式年龄为1 712 Ma。因而,认为该年龄值代表了河口群的形成年龄,将河口群的时代笼统地定为早元古宙晚期。但由于测试条件的限制和缺少当时锆石的研究资料,这个年龄的地质意义变得模糊。耿元生(2008)从河口群变质石英砂岩中分选出锆石进行 SHRIMP U-Pb 同位素年龄测定,虽然大多数分析点沿着谐和线分布,但锆石的 U-Pb 同位素沿着谐和线均匀分布在一个较大的年龄范

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

围,这种特点表明样品中的锆石来源于不同形成时代的母岩,所以,测试者利用其中最年轻的一组碎屑锆石的加权平均 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄(1 817 Ma±10 Ma)来限定河口群形成的下限,将河口群归入中元古代,也有待商榷。

对采集于河口群新鲜的石英钠长岩样品进行锆石 SHRIMP U-Pb 定年,分析点 U-Pb 同位素组成沿谐和线上成群分布(图 3),没有明显的铅丢失,1 680 Ma±13 Ma 这一谐和年龄有较高的可信度,也就是说,河口群形成于1 680 Ma±13 Ma,应归入早元古代晚期。

5.2　岩石成因

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。

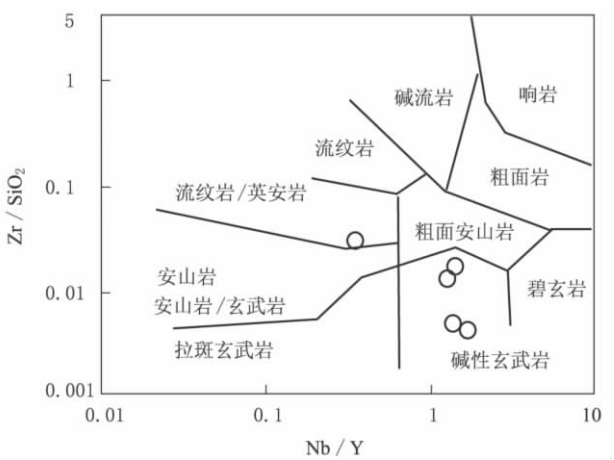


图 5　河口群火山岩 Zr/TiO_2-Nb/Y 分类图(底图据 Wichester *et al*,1977)

Fig. 5　Zr/TiO_2 vs Nb/Y diagram for classification of volcanic rocks in the Hekou Group (after Wichester *et al*,1977)

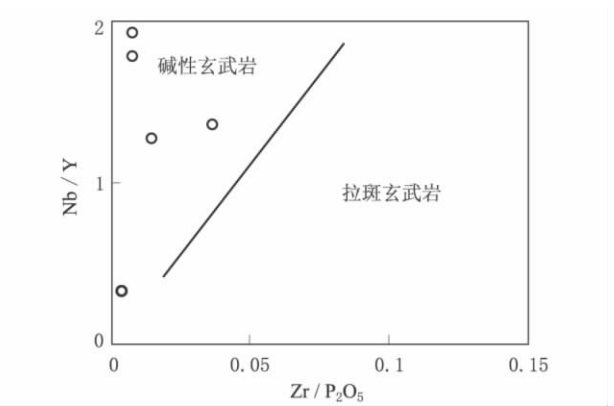


图 6　河口群火山岩 Nb/Y-Zr/P_2O_5 分类图(底图据 Wichester *et al*,1977)

Fig. 6　Nb/Y vs Zr/P_2O_5 diagram for classification of volcanic rocks in the Hekou Group (after Wichester *et al*,1977)

高场强元素对于判别岩石来源具有更广泛的意义。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 EMⅡ(富集地幔)附近,其中有 4 个点落入源于洋岛玄武岩(OIB)范围,1 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 比值成分点都投在 EMⅠ(富集地幔)附近,落入源于洋岛玄武岩(OIB)范围。

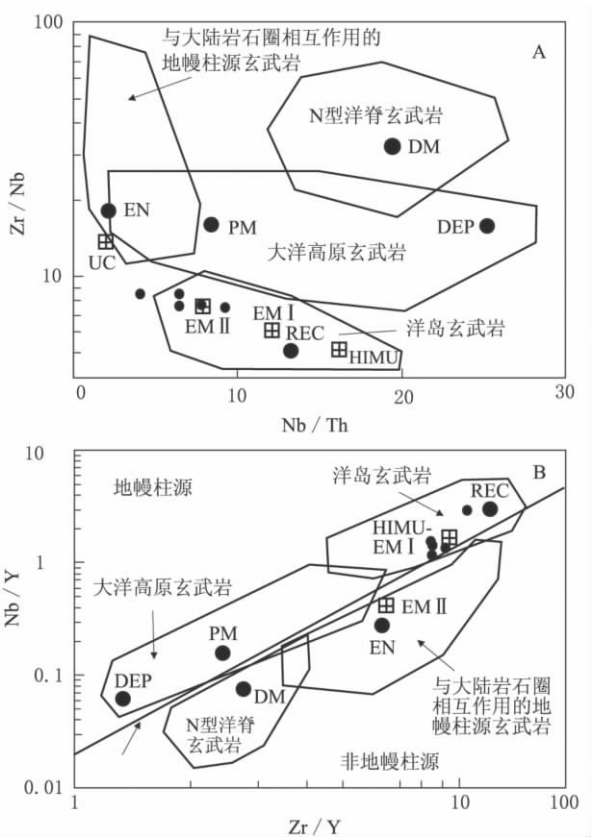


图 7　河口群 Nb/Th-Zr/Nb(A)和 Zr/Y-Nb/Y(B)图解中的分布(图解据 Condie,2005)

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

Fig. 7　Distribution of volcanic rocks of Hekou Group on (A) Nb/Th-Zr/Nb, and (B) Zr/Y-Nb/Y diagrams (after Condie,2005)

岩石 Zr/Nb 为 5.11～7.32,平均为 6.24,Th/Nb 为 0.11～0.25,平均为 0.16,Th/La 为 0.02～0.34,平均为 0.12,这些比值与 EMⅡ型洋岛玄武岩比较相近(Zr/Nb 为 4.5～7.3;Th/Nb 为 0.111～0.157;Th/La 为 0.122～0.163);样品的 Th/Yb 为 0.33～4.34,平均为 1.57,Zr/Y 为 8.4～17.3,平均为 10.4,这些比值与 EMⅠ型洋岛玄武岩比较相近

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

(Th/Yb 为 1.85，Zr/Y 为 9.66)。总体上看，河口群火山岩总体上可能起源于富集型地幔源(EMⅠ或 EMⅡ)。

利用不相容元素的性质以及 Zr/Y 的比值可有效识别岩浆岩产生的构造环境。在 Zr/Y-Zr 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。

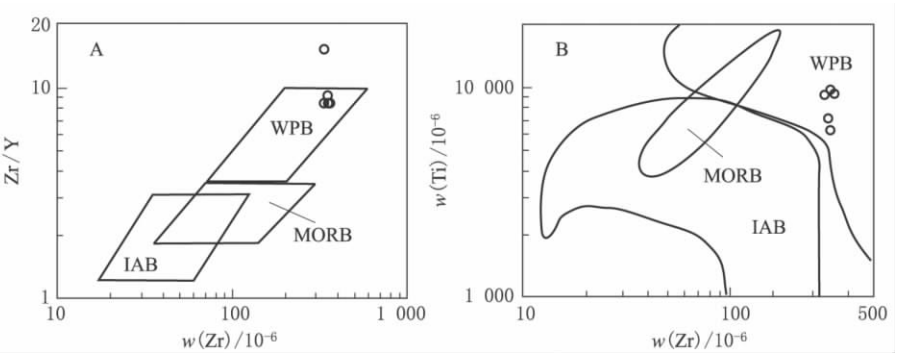


图 8 河口群形成的构造环境判别图解(底图据 Pearce，1982)
WPB. 板内玄武岩；IAB. 岛弧玄武岩；MORB. 洋中脊玄武岩

Fig. 8 Discrimination diagram of tectonic setting for volcanic rocks in the Hekou group (from Pearce, 1982)

5.3 与成矿的关系

陈好寿(1992)根据矿石 Pb 同位素获得矿石硫化物的 Pb-Pb 等时线年龄 833 Ma[3]和石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄 995 Ma[3]，孙燕(2006)利用陈好寿(1992)的铅同位素数据却获得 887 Ma[20]的等时线年龄，Greentree(2007)获得脉石矿物白云母和黑云母 Ar-Ar 年龄 848 Ma～860 Ma[21]，显示矿床形成于新元古代。李泽琴等(2003)对拉拉铜矿中辉钼矿采用 Re-Os 法进行同位素年龄测定，4 个样品的 Re-Os 表面年龄分别为 928 Ma，983 Ma，1 001 Ma 和1 005 Ma[22]，大体属于中元古代的末期，显然与前人报道的 Pb-Pb 等时线年龄和 Ar-Ar 年龄相差甚远。为此，对矿石中的辉钼矿进行了 Re-Os 等时线年代学测试工作，重新厘定矿床成矿年龄为 1 262 Ma±19 Ma。本研究所得拉拉铜矿的赋矿层——河口群年龄为1 680 Ma±13 Ma，与矿床的形成年龄相差甚远，说明铜矿化远比河口群原岩形成晚，矿床不属于部分学者提出的火山喷气-沉积矿床。根据成矿物质研究，拉拉铜矿的成矿物质主要来自河口群，成矿流体为变质热液[22]，进一步证实了拉拉矿床应属于变质热液成因。

6 结 论

古元古代晚期(2.0 Ma～1.85 Ma)，整个扬子克拉通范围内发生了强烈的构造热事件，存在一定规模的幔源岩浆底辟作用，表现为扬子地区一次重要的成壳事件，并可能构成了扬子地区最早期初生地壳和基底岩系，因此，该构造事件导致了扬子陆块统一基底的形成(凌文黎，2000)。

通过四川会理拉拉地区河口群锆石 SHRIMP U-Pb 年代学和岩石地球化学研究，可以得出以下结论，河口群石英钠长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为1 680 Ma±11 Ma，把河口群准确限定于早元古代晚期；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 EMⅠ型富集地幔和 EMⅡ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，指示了河口群拉长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，从而进一步说明河口群是扬子古元古代成壳事件中重要的基底岩系之一。

同时，河口群生成年龄与其内部赋存的拉拉铜矿床的形成年龄相差甚远，也说明铜矿化远比河口群原岩形成晚，矿床不属于火山喷气-沉积矿床。

参考文献

[1] 耿元生，杨崇辉，王新社，等. 扬子地台西缘变质基底演化[M]. 北京：地质出版社，2008，1-202.
[2] 李复汉. 康滇地区的前震旦系[M]. 重庆：重庆出版社，1988，31-73.
[3] 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.
[4] 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.
[5] 辜学达，刘啸虎. 四川省岩石地层[M]. 武汉：中国地质大学出版社，1997，1-417.
[6] 宋 彪，张玉海，万渝生，等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论[J]. 地质论评，2002，48(增刊)：26-30.
[7] Ludwing K R. **Squidl.** 02：**A user manual**[M]. Berkeley Geochronogical cener，Special Publication，2001，219.
[8] 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.
[9] 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.
[10] 吴元保，郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J]. 科学通报，2004，49(16)：1 589-1 604.

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

[11] Hoskin P W O, Black L P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon[J]. **Journal of Metamorphic Geology**, 2000, 18: 423-439.
[12] Li Z X, Li X H, Kinny P D, *et al*. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in Yangtze Craton, South China and correlation with other continents: Evidence for a mantle super plume that broke up Rodinia, Precambrian Res, 2003, 122: 85-109.
[13] **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.
[14] 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.
[15] 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.
[16] 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.
[17] **杨学明, 杨晓勇**, M J Le Bas. **碳酸岩的地质地球化学特征及其大地构造意义**[J]. **地球科学进展**, 1998, 13(5): 458-466.
[18] **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.
[19] **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.
[20] **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.
[21] Greentree M R. Tectonstratigraphic analysis fo the Proterozoic Kangdian iron oxide-copper province, south west China[D]. PH. D. Thesis, University of western Australia, 2007.
[22] **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.

SHRIMP U-PB ZIRCON CHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF ALBITITE FROM THE HEKOU GROUP IN THE WESTERN YANGTZE BLOCK

ZHOU Jia-yun[1,2], MAO Jing-wen[1], LIU Fei-yan[2], TANG Hong-qi[2]
SHEN Bing[2], ZHU Zhi-min[2], CHEN Jia-biao[2], LUO Li-ping[2]
ZHOU Xiong[2], WANG Yue[2]

1. *MLR Key laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Insitute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*;
2. *Institute of Multipurpose Utilization of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Chengdu* 610041, *China*

Abstract: Hekou Group of Precambrian occurred in the Lala area is the major ore-bearing stratum. Isotopic age dating by previous worker revealed different results and lead to different viewpoints on the age of Hekou Group and the relationship among the diagenesis, metamorphism and mineralization. In this paper, SHRIMP U-Pb method is employed by using zircon from albitite of Hekou Group to obtain its age. The result revealed that the age of volcanic rocks of the Hekou Group is 1 680 Ma±13 Ma, an age of late Proterozoic. Meanwhile, the testing samples present high Nb/Y ratio (0.7～3.0), implying that the volcanic rocks of Hekou Group belong to alkali complex. Diagram of Nb/Th-Zr/Nb and Zr/Y-Nb/Y shows that the volcanic rock samples belong to oceanic island basalt (OIB) originated from a mantle plume source. Steep REE distribution pattern inclining slightly toward the right," hump" shape of primitive mantle-normalized patterns of trace elements, and lacking Nb, Ta negative anomaly, is characteristic of continental rift basalt. Meanwhile, tectonic setting discrimination shows that the volcanic rocks formed in intra－continent pull-apart environment. These geochemical characteristics show that the Hekou group volcanic rocks was formed in the continent rift valley and derived from the deep mantle.

Key words: Hekou Group; SHRIMP U-Pb zircon dating; albitite; Lala

ISSN 1001－6872(2011)03－0066－08; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Zhou Jiayun, male, 38 years old, an associate research fellow of petrology. Now he is engaged in the research of petrology and geochemistry.

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