

滇西腾冲麻栗坝钼-铜-铅-锌矿床锆石 LA-ICP-MS U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义

王广强^{1,2)}, 刘中华³⁾, 高小林⁴⁾, 伍静¹⁾, 黄文婷^{1,2)}, 邹银桥^{1,2)}, 林书平^{1,2)}, 梁华英¹⁾

1) 中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室, 广州, 510640;

2) 北京中国科学院大学, 北京, 100049;

3) 云南驰宏资源勘查开发有限公司, 云南曲靖, 655000;

4) 昆明勘察设计研究院, 昆明, 650051

内容提要:麻栗坝钼铜铅锌矿床位于三江特提斯成矿带的西南端, 赋矿岩体为黑云母二长花岗岩, 属于腾冲花岗岩带古永复式岩体小龙河序列。黑云母二长花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 78.6 ± 1.2 Ma, 属于燕山晚期, 相当于晚白垩世; 矿体中辉钼矿的 Re-Os 等时线年龄为 78.5 ± 3.7 Ma, 略晚于成岩时间, 为本区首次获得的精确成矿年龄。其中, 辉钼矿的 Re-Os 同位素特征表明成矿物质主要来源于地壳。麻栗坝钼铜铅锌矿床成矿年龄、成矿岩体年龄接近, 约为 78 Ma, 与小龙河岩体年龄(79~65 Ma)在误差范围内一致, 表明矿床的热液演化活动时间较短, 矿化和成岩均发生在岩浆活动的早期阶段。它们同为燕山晚期, 是在新特提斯洋渐次东向俯冲过程中地壳加厚重熔引发的岩浆活动与热液作用的产物。

关键词: 麻栗坝; 钼铜铅锌矿床; 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄; Re-Os 等时线年龄

滇西麻栗坝矿区位于三江特提斯成矿带的西南端, 该区发育热液脉型铜铅锌矿、矽卡岩型铅锌矿、钼矿等金属矿化, 热液脉型和矽卡岩型矿富易采, 矿床经济潜力较大, 对国民经济建设具有重要意义。该区进行过的科学研究工作较少, 本次工作着重于矿区成岩、成矿时代的确定。

1 区域地质概况

腾冲地块位于怒江缝合带和密支那缝合带之间, 是拉萨地体的东南延伸部分, 属于青藏高原东南缘大型构造变形域的一部分(图 1)(Dewey et al., 1988; 莫宣学等, 1993; 钟大赉, 1998; 李兴振等, 1999; Yin and Harrison, 2000; 莫宣学和潘桂堂, 2006; Deng et al., 2011; 戚学祥等, 2011)。区域广泛出露的地层为元古宇高黎贡山群变质岩系, 是本区的变质基底, 岩性主要为绿片岩相、角闪岩相变质岩, 由片岩、片麻岩、角闪岩、变粒岩、混合岩、大理岩等组成(杨启军等, 2009; 丛峰等, 2009)。腾冲地区泥盆系仅零星出露, 岩性以粉砂岩、灰岩、大理岩为主; 主要地层为石炭系、二叠系和三叠系, 岩性以碳

酸盐岩为主, 主要为大理岩、白云岩、灰岩、石英砂岩及粉砂岩; 侏罗系—白垩系缺失; 第三系和第四系岩性以砂岩、砂砾岩为主(云南省地质矿产局, 1990)。由于印度板块强烈的俯冲、碰撞等构造运动, 致使腾冲地块内爆发了中、新生代大规模岩浆活动, 岩浆出露面积达 50%, 形成了 3 条平行的腾冲岩浆岩带: 早白垩世东河岩群、晚白垩世古永岩群、古近纪槟榔江岩群(陈吉琛等, 1991; 戚学祥等, 2011)。腾冲地区构造线主要呈南北向展布, 南段受龙陵-瑞丽断裂影响呈北东向, 区内断裂带控制了腾冲花岗岩的展布(陈吉琛等, 1991; 董方浏等, 2005)。

2 矿床地质简介

麻栗坝钼铜铅锌矿床位于腾冲县城以北约 65 km 处, 发育于腾冲花岗岩带中部的晚白垩世古永岩群, 主要岩性为黑云母二长花岗岩、黑云母花岗岩和浅色花岗岩等。矿区出露岩浆岩为古永岩体的小龙河岩序、云峰山岩序、水晶宫单元和青草岭单元; 出露地层为石炭系上统空树河组石英砂岩、板岩、页岩、大理岩。矿区存在多种不同类型的矿床, 绿泥石

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 41342084)资助的成果。

收稿日期: 2014-06-07; 改回日期: 2014-08-27; 责任编辑: 周健。

作者简介: 王广强, 男, 1985 年生。博士研究生, 矿床学专业。Email: 365949561@qq.com。

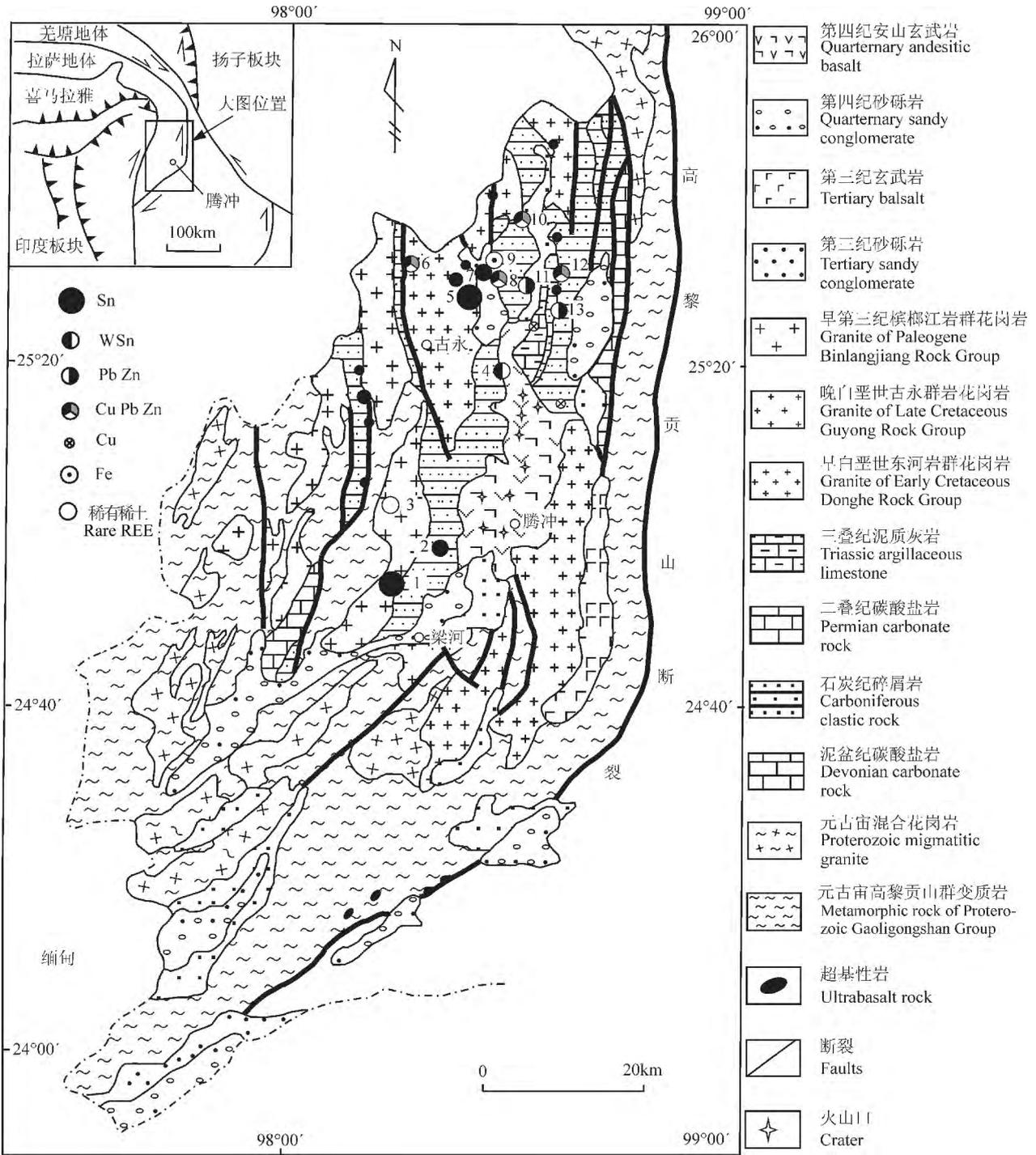


图1 滇西腾冲地区地质矿产简图(据董方洙,2005 修改)

Fig. 1 Schematic geological map of Tengchong area in western Yunnan, showing the distribution of mineral resources

1—来利山锡矿;2—老平山锡矿;3—百花脑稀有稀土矿;4—铁箐山钨锡矿;5—小龙河锡矿;6—麻栗坝钼铜铅锌矿;

7—大松坡锡矿;8—铜厂山铜铅锌矿;9—滇滩铁矿;10—老厂坪子铜铅锌矿;11—红岩头铅锌矿;12—大碛厂铜铅锌矿;

13—石碛坝铅锌矿

1—Lailishan tin deposit; 2—Laopingshan tin deposit; 3—Baihuanao rare elements and rare earth elements deposit; 4—Tiejiaoshan tungsten-tin deposit; 5—Xiaolonghe tin deposit; 6—Maliba Mo-Cu-Pb-Zn deposit; 7—Dasongpo tin deposit; 8—Tongchangshan Cu-Pb-Zn deposit; 9—Diantan iron deposit; 10—Laochangpingzi Cu-Pb-Zn deposit; 11—Hongyantou lead-zinc deposit; 12—Dadongchang Cu-Pb-Zn deposit; 13—Shidongba lead-zinc deposit

脉状铜铅锌矿、矽卡岩型铅锌矿和矽卡岩型钼矿(图 2)。矿体主要产于花岗岩体、石炭系上统空树河组

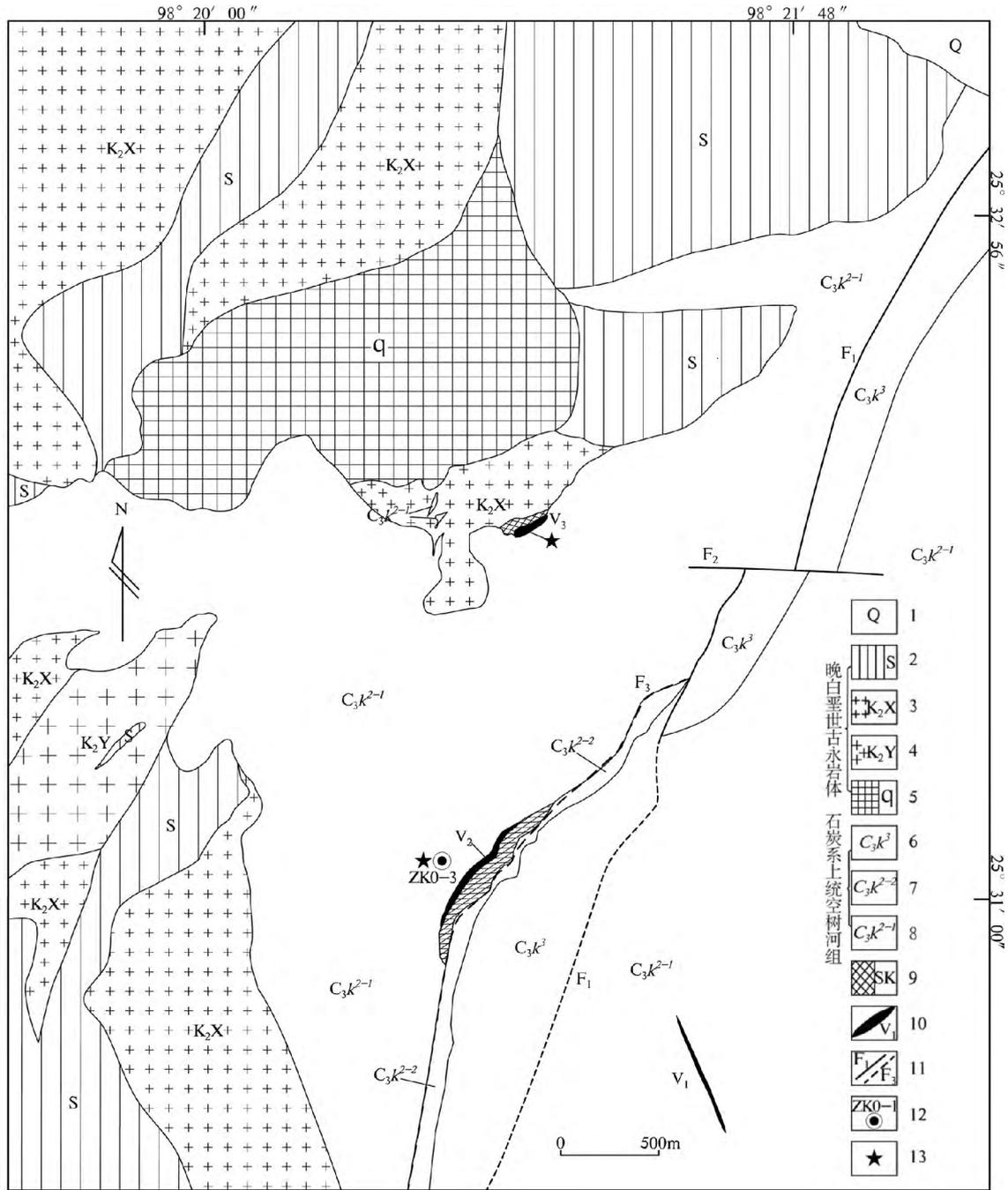


图 2 滇西腾冲地区麻栗坝钼铜铅锌矿地质简图

Fig. 2 Simplified geological map of the Maliba Mo-Cu-Pb-Zn deposit in Tengchong area, western Yunnan

1—第四系;2—水晶富单元钾长花岗岩;3—二长花岗岩、含锡花岗岩;4—钾长花岗岩、黑云花岗岩;5—青草岭单元二长闪长岩;6—泥质粉砂岩夹大理岩;7—大理岩;8—石英砂岩;9—砂卡岩;10—矿体及编号;11—实测/推测断层及编号;12—钻孔及编号;13—取样位置
 1—Quaternary; 2—K-feldspar granite porphyry of Shuijingong unit; 3—monzonitic granite and tin-bearing granite; 4—moyite and biotite granite; 5—monzodiorite of Qingcaoling unit; 6—the upper: shaly silstone with marble; 7—the second of middle; marble; 8—the first of middle; quartz sandstone; 9—skarn; 10—ore body and number; 11—actual measurement or conjecture fault and number; 12—drilling and number; 13—sampling location

的层间破碎带及与岩体的内外接触带中,多呈脉状、透镜状、似层状、团块状集合体顺层产出。绿泥石脉状铜铅锌矿床 V₁ 矿体长约 400 m,厚 0.6~3.4 m,

最大控制斜深 50 m,单个矿体平均品位 Cu:0.5%~1.5%、Pb:2.6%~5%、Zn:3%~4%。主要矿石矿物有黄铜矿、方铅矿、黄铁矿、闪锌矿、镜铁矿等,

脉石矿物主要有绿泥石、透闪石、石英、方解石和闪长玢岩等。围岩蚀变有绿泥石化、镜铁矿化、碳酸盐化、绢云母化和绿帘石化等(刘莎等,2012)。矽卡岩型铅锌矿床 V_2 矿体长约 600 m, 厚约 8~20 m, 主要矿石矿物有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、磁黄铁矿和胶黄铁矿等, 脉石矿物主要有阳起石、透辉石、硅灰石、石榴子石、透闪石、方解石和石英等。围岩蚀变有矽卡岩化、硅化、褐铁矿化、碳酸盐化、绿帘石化和绿泥石化等。矽卡岩型钼矿 V_3 矿体地表出露长约 100 m, 厚约 8~20 m, 地下隐伏矿体在控制中, 规模不清。主要产于似层状矽卡岩内, 部分钼矿体呈脉状分布在小龙河岩体和大理岩层间构造破碎带中, 辉钼矿(图 3c,d)呈现团块状集合体、细脉或辉钼矿-石英、方解石-细脉产出。主要矿石矿物有辉钼矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等, 脉石矿物主要有石榴子石、阳起石、硅灰石、石英、透辉石、方解石、角

岩和绿泥石等。围岩蚀变有矽卡岩化、云英岩化、硅化、角岩化、碳酸盐化、绿帘石化和绢云母化等。

研究样品取自麻栗坝矿区 ZK0-3 孔(位置 $N25^{\circ}31'6.5''$, $E98^{\circ}21'5.0''$)168 m 深处, 岩性为黑云母二长花岗岩。黑云母二长花岗岩(图 3a,b)呈灰白色、似斑状或半自行—他形中细粒花岗结构, 块状构造, 主要矿物组成为斜长石(35%~40%)、钾长石(30%~35%)、石英(25%~30%)、黑云母(5%~8%)和少量白云母、磷灰石、榍石、褐帘石、锆石等, 花岗岩斑晶主要矿物为石英、钾长石, 粒径 5~20 mm, 斜长石聚片双晶发育, 见绢云母化、绿泥石化。

3 样品及分析方法

3.1 岩体样品及分析方法

锆石选自新鲜岩石样品, 选取重约 0.5 kg 的岩石, 将其破碎过筛, 经磁选及重液的分离, 再经手选。

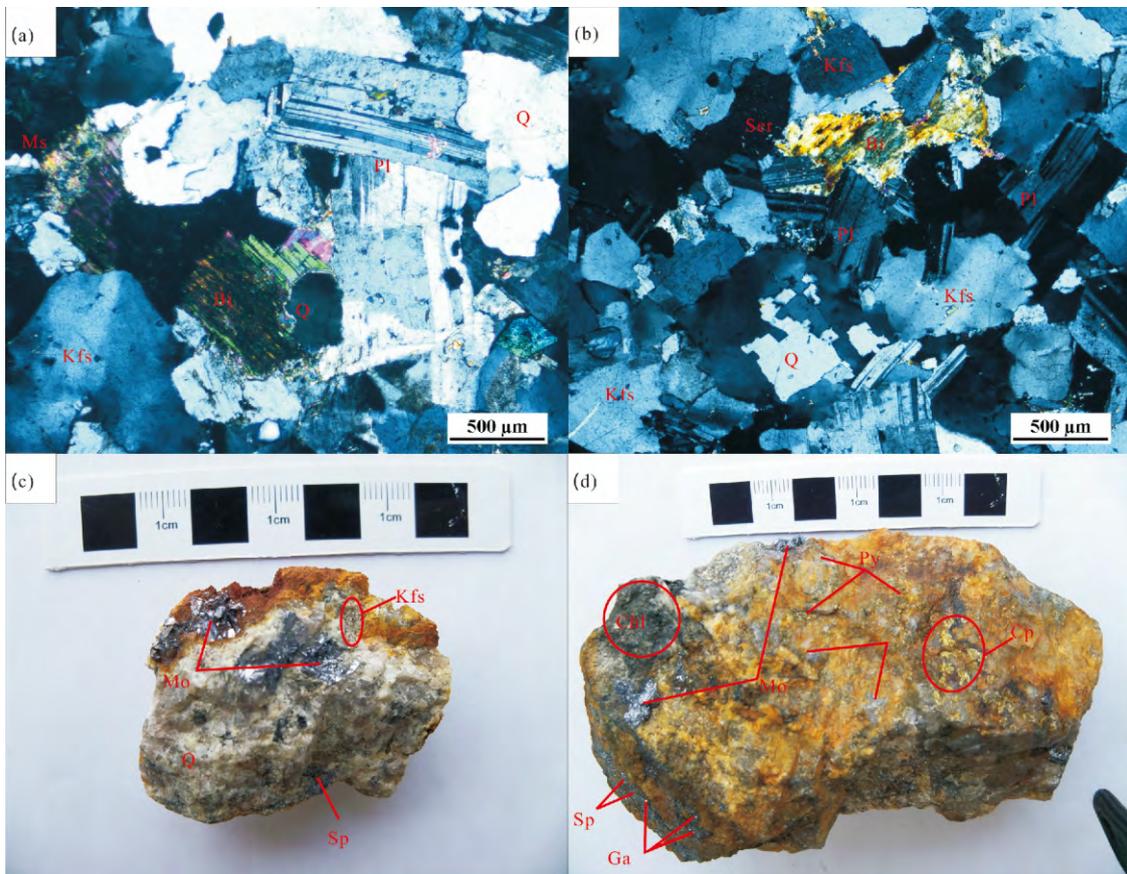


图 3 麻栗坝黑云母二长花岗岩显微特征

Fig. 3 Photos showing the micropetrography of the Maliba biotite monzonitic granite

Q—石英; Ksp—钾长石; Pl—斜长石; Bi—黑云母; Ms—白云母; Ser—绢云母; Chl—绿泥石;

Mo—辉钼矿; Sp—闪锌矿; Ga—方铅矿; Cp—黄铜矿; Py—黄铁矿

Q—Quartz; Ksp—K-feldspar; Pl—plagioclase; Bi—biotite; Ms—muscovite; Ser—sericite;

Chl—chlorite; Mo—molybdenite; Sp—sphalerite; Ga—galena; Cp—chalcopyrite; Py—pyrite

将精选的锆石装入环氧树脂中,然后抛光。用光学显微镜及扫描电子显微镜阴极发光(CL)观察,选出晶形较好、没有裂纹及包裹体不发育的锆石晶体进行测定。锆石的 U-Pb 年龄分析在中国科学院广州地球化学研究所 LA-ICP-MS 实验室完成,具体分析流程及参数见涂湘林等(2011)。

为了减少继承铅、铅丢失等对年龄的影响,在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 图中,谐和度低于 90% 的年龄数据将被排除。LA-ICP-MS 法速度快,测得的数据点较多,可用累积概率统计图对数据进行处理。在累积概率图上,主群组年龄多沿直线分布,其年龄代表岩体锆石结晶年龄,位于直线上方的被认为是继承铅,位于直线下方的多被认为是铅丢失(Harris et al., 2004; Liang et al., 2006, 2007)。为了获得更精确的年龄,在计算岩体年龄时,只计算主群组锆石年龄,年龄计算及谐和图的绘制用 Isoplot (Ludwig, 1999) 软件完成。

3.2 辉钼矿样品及分析方法

本次用于 Re-Os 同位素分析的 5 件辉钼矿样品均采自近地表的矽卡岩中,辉钼矿呈不均匀浸染状分布于其中。矿石呈自形一半自形粒状结构、片状结构,浸染状、块状构造,金属矿物主要为辉钼矿,含有少量黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿,非金属矿物主要为透辉石、透闪石、硅灰石、绿帘石等。辉钼矿呈铅灰色,团块状、片状、鳞片状集合体,在集合体中呈团块状、针状、放射状、星点状和薄片状排列分布(图 3c、d)。样品首先用陶瓷刀从矿石中将团块状、片状、星点状辉钼矿集合体挑出,粉碎至 60~80 目,在双目镜下剔除杂物,纯度达 99% 以上,然后用玛瑙钵研磨至 200 目,供 Re-Os 同位素分析测试使用。

本次的 Re-Os 同位素分析测试工作在中国科学院广州地化所 Re-Os 同位素实验室完成,采用 Carius 管封闭溶样技术,用浓 HNO_3 代替逆王水分解样品,样品分解及 Re、Os 分离过程见李晶等(2010)。采用美国热电公司生产的 X7 型 ICP-MS 测定同位素比值,详细测试、采用的相关参数及计算过程参照 Re-Os 同位素测试的实验流程及相关标准见文献(Shirey and Walker, 1995; Markey et al., 1998; 杜安道等, 2001; Du et al., 2004; 李晶等, 2010)。样品测试过程中的 Re、Os 同位素质量分馏,分别采用 Ir、Os 的天然丰度进行在线监测和校正,结果显示该仪器的同位素质量分馏系数 F 与同位素质量差之间线性相关系数达到了 0.9996 (R_2),表明同位素质量歧视在每个样品测试过程中

都得到了同步校正(李晶等, 2010; Sun et al., 2010)。针对测试过程中可能存在的失偶效应,我们用于测试的 5 件辉钼矿粒度均远远小于 2 mm,有效避免了失偶效应(Stein et al., 1997, 2003; 杜安道等, 2007)。测试过程中,用辉钼矿国家标准 GBW04436(JDC)、GBW04435(HLP)进行验证,其分析结果与推荐值完全一致,表明所测得的 Re-Os 数据准确可靠。

4 分析结果

麻栗坝钼铜铅锌矿床岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄和辉钼矿 Re-Os 同位素测年结果分别见表 1、表 2。

4.1 岩体年龄

麻栗坝钼铜铅锌矿床岩体锆石韵律环带发育(图 4),自形程度较高,除个别为浑圆状外,多为长柱状或短柱状,晶形较好。锆石颗粒长轴方向大小为 100~300 μm ,长宽比在 1~3 之间。测定锆石的 Th/U 比值较大,在 0.21~0.73 之间(表 1),均显示典型的岩浆锆石特征(吴元保等, 2004)。因此,分析锆石为岩浆结晶作用过程中形成的,其主群锆石 U-Pb 年龄代表岩浆侵位年龄。锆石 CL 图(图 4)显示,麻栗坝钼铜铅锌矿床赋矿岩体锆石比较复杂,可分为两类,一类具有老核及新生长边,另一类为无老核的新生锆石。具老核和新生长边的锆石具较复杂的生长历史,其老核部分及老核和新生长边接触带多含有新生锆石结晶前的放射性成因铅。激光剥蚀点位于锆石老核或锆石老核和新生长边接触带时,由于含有岩浆结晶前的放射性成因铅,测得的年龄一般较大,不代表岩体锆石结晶年龄,在岩体年龄计算时排除。

本文对样品 W3 共做了 20 颗锆石的 U-Pb 同位素组成分析,其中 3 个分析点谐和度 < 90%,在计算年龄时被排除,其他 17 个分析点都位于锆石新生长边或无老核的新生锆石上,其年龄在 73.6~82.5 Ma 之间,用 Isoplot 计算加权平均年龄为 78.4 ± 1.2 Ma, MSWD=6.0。其 MSWD 值较大,显示其含有继承铅或铅丢失。为了获得更精确的年龄值,我们用累积概率统计图分析锆石年龄分布特征。在年龄累积概率统计图上,14 个数据点沿直线分布,为主群锆石,而位于直线上方的 1 个数据和直线下方的 2 个数据分别看作继承铅和铅丢失(图 5 内插图),均不参与计算。用 Isoplot 软件计算 14 个点主群锆石加权平均年龄结果为 78.6 ± 1.2 Ma, MSWD=1.9 (图 5)。

表 1 麻栗坝二长花岗岩锆石 LA-ICP-MS 分析结果

Table 1 Zircon LA-ICP-MS data of the Maliba biotite adamellite

序号	U ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ $\pm 1s. e.$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $\pm 1s. e.$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ $\pm 1s. e.$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄 (Ma)	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄 (Ma)	谐和度	备注
W3-01	2839	0.5	0.08353±288	0.01211±13	0.00400±15	77.6±0.8	81.5±2.7	80.7±3.0	95%	
W3-02	2501	0.5	0.08430±343	0.01169±16	0.00377±13	74.9±1.0	82.2±3.2	76.1±2.6	90%	
W3-03	3854	0.24	0.07322±300	0.01149±15	0.00370±14	73.6±1.0	71.8±2.8	74.6±2.8	97%	
W3-04	6341	0.26	0.07706 297	0.01268 17	0.00388 14	81.2 1.1	75.4 2.8	78.3 2.8	92%	
W3-05	7083	0.34	0.08107 303	0.01176 13	0.00379 12	75.4 0.8	79.2 2.8	76.4 2.5	95%	
W3-06	3964	0.65	0.08172 279	0.01224 13	0.00394 12	78.4 0.8	79.8 2.6	79.5 2.3	98%	
W3-07	9998	0.4	0.07886 293	0.01074 15	0.00320 13	68.9 1.0	77.1 2.8	64.6 2.6	88%	剔除
W3-08	5215	0.25	0.08845±384	0.01219±18	0.00420±16	78.1±1.1	86.1±3.6	84.7±3.1	90%	
W3-09	1226	0.57	0.08239±351	0.01156±16	0.00357±12	74.1±1.0	80.4±3.3	72.1±2.4	91%	
W3-10	4699	0.33	0.07887±212	0.01227±10	0.00379±9	78.6±0.7	77.1±2.0	76.4±1.9	98%	
W3-11	4722	0.28	0.10882±362	0.01130±11	0.00636±22	72.4±0.7	104.9±3.3	128.1.9±4.3	63%	剔除
W3-12	4250	0.31	0.07841±162	0.01229±8	0.00390±9	78.7±0.5	76.7±1.5	78.7±1.8	97%	
W3-13	2726	0.66	0.07148±203	0.01201±12	0.00335±8	77.0±0.8	70.1±1.9	67.6±1.6	90%	未算
W3-14	8785	0.26	0.07290±116	0.01227±7	0.00349±8	78.6±0.5	71.4±1.1	70.4±1.7	90%	未算
W3-15	6266	0.4	0.09074±227	0.01286±15	0.00417±12	82.4±1.0	88.2±2.1	84.1±2.5	93%	
W3-16	850	0.73	0.06321±276	0.01197±15	0.00327±10	76.7±0.9	62.2±2.6	66.0±1.9	79%	剔除
W3-17	5400	0.29	0.08107±244	0.01288±15	0.00449±13	82.5±1.0	79.2±2.3	90.6±2.5	95%	未算
W3-18	4987	0.21	0.07918±257	0.01263±12	0.00398±12	80.9±0.7	77.4±2.4	80.2±2.3	95%	
W3-19	4215	0.28	0.08426±322	0.01249±15	0.00403±15	80.0±1.0	82.1±3.0	81.3±3.0	97%	
W3-20	4364	0.4	0.08392±384	0.01286±20	0.00408±15	82.4±1.3	81.8±3.6	82.3±3.0	99%	

表 2 麻栗坝矿床辉钼矿 Re-Os 年龄分析结果

Table 2 Re-Os data of molybdenite from the Maliba deposit

Sample	Re±2σ(ng/g)	^{187}Re ±2σ(ng/g)	^{187}Os ±2σ(ng/g)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ ±2σ	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ±2σ
LCB1-1	349.235±1.271	219.508±0.799	0.1815±0.0031	4589.553±1087.727	3.902±0.900
LCB1-2	356.771±1.400	224.245±0.880	0.2070±0.0035	6507.003 302.885	6.115 0.213
LCB2-1	362.695 0.841	227.968 0.528	0.2436 0.0001	10617.169 267.901	11.451 0.314
LCB6-1	320.689 2.681	201.565 1.685	0.2296 0.0022	13712.813 4703.291	15.728 5.341
LCB6-2	320.317 2.495	201.332 1.568	0.2392 0.0013	16811.644 1050.462	20.083 1.298

注：年龄计算公式： $t = 1/\ln(1 + ^{187}\text{Os}/^{187}\text{Re})$ ，其中 $\lambda(^{187}\text{Re}) = 1.666 \times 10^{-11}/a$ (Smoliar et al., 1996); Re 和 Os 的含量误差包括稀释剂标定误差、质谱测量误差及质量分馏校正误差等；数据由中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学国家重点实验室孙亚莉、孙胜玲测得。

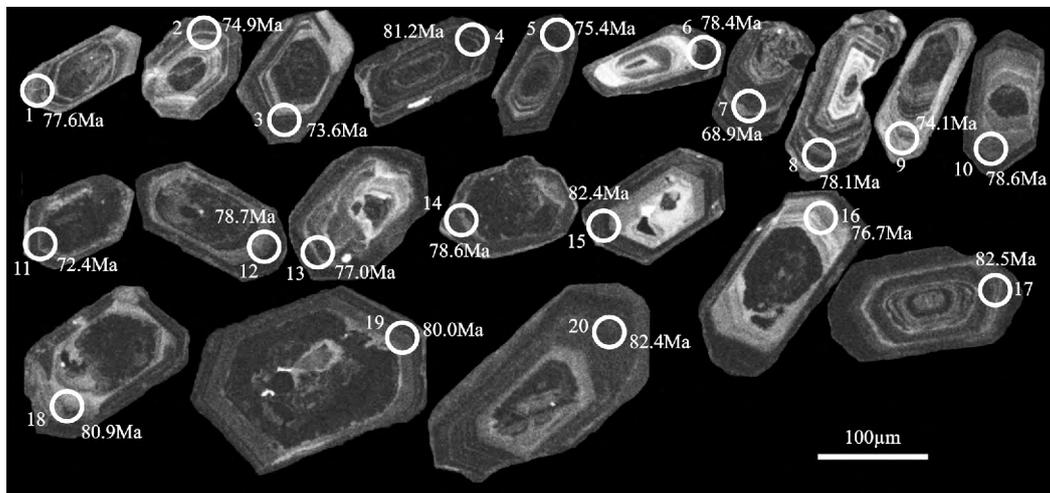


图 4 麻栗坝黑云母二长花岗岩的锆石 CL 图

Fig. 4 Zircon CL image of the Maliba biotite monzonitic granite

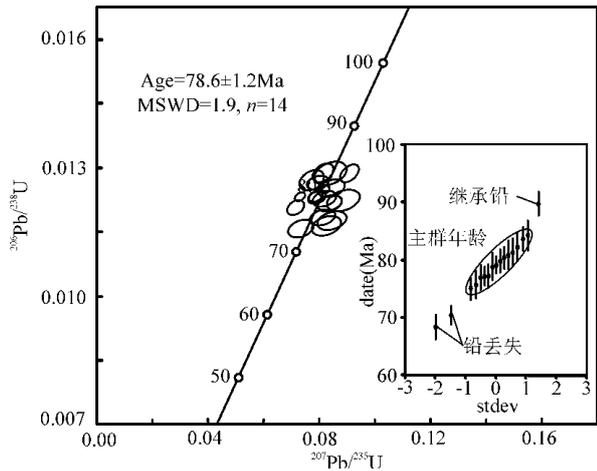


图 5 麻栗坝古永岩体黑云二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄谱和图(内插为累计概率统计图)

Fig. 5 Concordia plot showing the zircon U-Pb analyses of the Maliba biotite monzonitic granite of Guyong intrusive (the insert is probability plot)

4.2 成矿年龄

本文对 5 件辉钼矿 Re-Os 进行同位素测试,结果显示(表 2),样品的 Re 含量为 $320.317 \times 10^{-9} \sim 362.695 \times 10^{-9}$, Os 含量为 $0.1815 \times 10^{-9} \sim 0.2436 \times 10^{-9}$, Re 与 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 含量变化协调。 $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 和 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 同位素比值变化范围分别为: 4589.533 ~ 16811.644 和 3.902 ~ 20.083, 利用 Isoplot 软件(Ludwig, 1999)对所测得的 5 个数据进行等时线拟合,获得线性关系良好的 $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ - $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 等时线年龄为 78.5 ± 3.7 Ma (95% 可信度, MSWD=0.09), 初始 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值为 -2.4 ± 0.85 (图 6)。

5 讨论

5.1 成岩时代

前人已对古永复式岩体开展了一系列同位素定年工作(表 3),陈吉琛(1987)通过 Rb-Sr 和 K-Ar 法测年的方法得出古永复式岩体的年龄范围为 84 ~ 72 Ma,考虑到测试矿物易受到系统封闭温度高低不同、热液蚀变及后期构造热事件等因素影响,而导致的测试年龄变化范围较大。经过对同位素年龄值的选用进行讨论,陈吉琛等(1990)得出晚白垩世古永花岗岩组合,成岩年龄为 84 ~ 78 Ma,相当于燕山晚期,这与云南区调队(1981)、张玉泉等(1989)、吕伯西等(1993)得出的结果一致。陈吉琛等(1991)提出小龙河序列形成于 79 ~ 70 Ma 间,小龙河含矿岩体是整个序列最晚阶段产物,取自小龙河、大松坡、

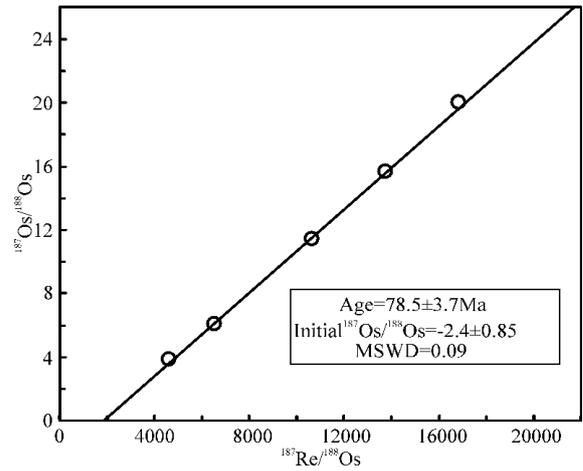


图 6 麻栗坝砂卡岩型辉钼矿 Re-Os 等时线年龄

Fig. 6 Re-Os isochron age of molybdenite from the Maliba skarn deposit

冻冰河等地含矿岩体中的 6 件白云母、绢云母、锂黑云母样品,等时线年龄值为 78.47 Ma,左家寨单元的等时线年龄值则为 78.7 Ma。近年来,许多学者对古永复式岩体(小龙河序列)中的锆石进行了 SHRIMP 和 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测试,得到锆石 U-Pb 年龄 74.9 ± 1.8 Ma, 67.8 ± 1.4 Ma, 76 ± 1 Ma 和 75.3 ± 4.2 Ma, 70.5 ± 3.4 Ma, 71.5 ± 2.1 Ma (杨启军等,2009; Xu et al., 2012; 马楠等,2013)。因此,上述学者得出古永岩体形成年龄为 76 ~ 69 Ma;而江彪等(2012)获得大松坡锡矿古永岩体的 Ar-Ar 年龄分别为 67.3 ± 1.5 Ma, 65.3 ± 1.2 Ma, 据地质产状,在小龙河公路一带,黑云母花岗岩侵入黑云母二长花岗岩体内(张玉泉等,1990),说明黑云母花岗岩形成时间较晚,其成岩年龄(表 3)也较小。在滇西的中部和东部地区,燕山晚期花岗岩同位素年龄值为 89 ~ 69 Ma,其中柯街岩体全岩 Rb-Sr 等时线年龄值 78.3 Ma,与古永复式岩体接近,是该期的主要成岩期(陈吉琛,1987)。综上,我们可以得出古永复式岩体的成岩年龄为 84 ~ 65 Ma,小龙河序列形成于 79 ~ 65 Ma,属于晚期阶段的古永岩体,而 78 Ma 左右是古永复式岩体的主成岩期,腾冲地区爆发了大规模的岩浆活动。我们获得的麻栗坝矿区含矿岩体的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄(78.6 ± 1.2 Ma)和腾冲地区已测得的古永复式岩体(小龙河序列)U-Pb 及其它年龄(表 3)基本一致,因此,本次获得的赋矿岩体(小龙河序列)锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄反映了成矿岩体结晶年龄,麻栗坝钼铜铅锌矿床赋矿岩体形成时间约为 78 Ma,为小龙河岩体的早期阶段。

表3 古永岩体同位素年龄

Table 3 Isotope age data of Guyong intrusive

岩体	同位素定年对象	定年方法	年龄值(Ma)	数据来源
古永斑状黑云母二长花岗岩	黑云母	K-Ar	83.4	云南区调队,1981
古永花岗岩	全岩	Rb-Sr 等时线	77.5 ± 0.8	陈吉琛,1987
古永花岗岩	黑云母、白云母、角闪石	Rb-Sr 等时线	84~72	陈吉琛等,1991
古永黑云母二长、黑云母花岗岩	全岩	Rb-Sr 等时线	83.6、76.2±0.8、71.4	张玉泉等,1989
小龙河黑云母二长花岗岩	黑云母	K-Ar	73.99	张玉泉等,1992
小龙河岩体	白云母	Rb-Sr 等时线	78	吕伯西等,1993
古永二长、钾长、碱长花岗岩	全岩	Rb-Sr 等时线	78、79、83、84	吕伯西等,1993
大松坡小龙河二长、黑云母花岗岩	钾长石	Ar-Ar	67.3±1.5、65.3±1.2	江彪等,2012
古永斑状、黑云母花岗岩	锆石	SHRIMP U-Pb	74.9±1.8、67.8±1.4	杨启军等,2009
古永花岗岩	锆石	LA-ICP-MS U-Pb	76 ± 1	Xu et al., 2012
大松坡小龙河二长、黑云母花岗岩	锆石	LA-ICP-MS U-Pb	70.5 ± 3.4、71.5 ± 2.1、75.2 ± 4.2	马楠等,2013
麻栗坝小龙河黑云母二长花岗岩	锆石	LA-ICP-MS U-Pb	78.6 ± 1.2	本文

5.2 成矿时代

近年来,随着测试技术的不断改进及测试精度的提高,辉钼矿 Re-Os 测年的精确性已被广泛认可(Stein et al., 2003; Selby and Creaser, 2004; Xie et al., 2007; 杜安道等, 2007; 李晶等, 2010; 丁正江等, 2012)。本次测得的麻栗坝钼铜铅锌多金属矿床的辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 78.5 ± 3.7 Ma, 代表了该矿床的成矿时代, 表明其成矿作用发生在晚白垩世, 属燕山晚期。麻栗坝矿床成岩年龄为 78.6 ± 1.2 Ma, 与本区小龙河岩体年龄(79~65 Ma)在误差范围内一致, 说明麻栗坝钼铜铅锌多金属矿床成矿年龄与成岩年龄接近, 矿床热液演化活动时间较短, 且矿化发生在岩浆活动的早期阶段。区域上, 马楠等(2013)分别对大松坡锡矿小龙河岩体锆石、锡石进行了 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测试, 得到大松坡锡矿成岩、成矿年龄分别为 75.3 ± 4.2 Ma、 75.5 ± 2.6 Ma, 也与麻栗坝矿区年龄接近。这说明本区在燕山晚期存在着持续的岩浆侵入活动和热液成矿作用, 因此, 我们得出麻栗坝钼铜铅锌多金属矿床形成时代大致为 78.5 ± 3.7 Ma。

大量研究成果表明, Re-Os 同位素体系不仅能够精确测定硫化物矿床的成矿时代, 同时还能够指示成矿物质来源及成矿过程中不同物质混入情况(Mao et al., 1999, 2003a, 2006; Stein et al., 1997; 姚军明等, 2007; 和文言等, 2013)。辉钼矿中 Re 含量可以示踪金属硫化物矿床成矿物质来源, 矿床内辉钼矿中的 Re 含量会随成矿物质来源深度的变化而变化, 从幔源, 壳幔混合源到壳源, 相应的 Re 含量会呈数量级逐次降低(黄典豪等, 1996; Mao et al., 1999, 2003b)。其中, 地幔来源的 Re 含量范围为 $(n \times 10 \sim 10^3) \times 10^{-6}$, 平均 $(n \times 10^2) \times 10^{-6}$; 壳幔

混合源为 $(n \times 10) \times 10^{-6}$; 而成矿物质为壳源的辉钼矿中 Re 含量最低, 一般为 $n \times 10^{-6}$ 。

从表 2 可见, 该组样品相对高 Re 低 Os 含量、高的 Re/Os 及 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 同位素比值, 表明样品中的 Os 是高放射成因的, 与 Stein 等(2000)和 Arne 等(2001)报道的金矿中硫化物的 Re 和 Os 的浓度、比值和 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始比都相似, 具有明显的壳源特征。其中, Re 的含量为 $0.320317 \times 10^{-6} \sim 0.362695 \times 10^{-6}$, 与前述成矿物质来源于地壳的钼矿床特征完全一致, 由此推断, 麻栗坝钼铜铅锌多金属矿床的成矿物质来源以壳源为主。

5.3 地质及成矿意义

中三叠世新特提斯洋开启, 燕山期腾冲地块与保山地块碰撞拼贴(莫宣学等, 1993; 钟大赉, 1998; 李兴振等, 1999; 丛峰等, 2009), 燕山晚期新特提斯洋(密支那洋)进入俯冲高峰期(80~65 Ma)(杨启军等, 2009)。晚白垩世晚期, 在新特提斯洋洋壳东向俯冲过程中, 麻栗坝钼铜铅锌矿床所属的腾冲地块地壳增厚, 基底岩石熔融形成岩浆岩, 随着板块俯冲-碰撞构造运动的减弱, 岩浆岩进行冷凝分异结晶时, 基底中的成矿元素被带入到花岗质岩浆中。随后, 成矿热液一部分与矿区石炭系地层中的灰岩、大理岩发生接触交代作用, 形成矽卡岩型钼铅锌矿床; 另一部分则在断裂带两侧的花岗岩或者地层中充填而形成脉状铜铅锌矿床。赋矿的矽卡岩是伴随着花岗岩体的侵入产生的, 所以钼铅锌矿化与成岩关系密切, 是燕山晚期, 约 78 Ma 岩浆热液活动的直接结果, 因此, 结合矿床地质特征、成矿岩体年龄和成矿年龄, 我们推测矿区主要分布的黑云母二长花岗岩是钼铜铅锌矿化的源岩。本次研究建立了麻栗坝矿区在燕山晚期岩浆活动的成矿响应, 为寻找

热液脉型和矽卡岩型钼铜铅锌多金属矿床提供了成岩、成矿时代依据。

6 结论

(1) 腾冲麻栗坝钼铜铅锌矿床赋矿岩体为中细粒黑云母二长花岗岩,其 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 78.6 ± 1.2 Ma, 与小龙河岩体在误差范围内基本一致,且为小龙河岩体的早期阶段产物,属于燕山晚期,相当于晚白垩世。

(2) 通过对腾冲麻栗坝钼铜铅锌多金属矿中辉钼矿 Re-Os 同位素测定,得出等时线年龄为 78.5 ± 3.7 Ma, 略晚于成岩年龄,为本区首次获得的精确成矿年龄;由辉钼矿 Re-Os 同位素特征说明成矿物质主要来源于地壳。

(3) 麻栗坝钼铜铅锌矿床成矿年龄、成矿岩体年龄接近,约为 78 Ma,与小龙河岩体年龄(79~65 Ma)一致,表明矿床的热液演化活动时间较短,且矿化发生在岩浆活动的早期阶段。它们同为燕山晚期,是在新特提斯洋渐次东向俯冲过程中地壳加厚重熔引发的岩浆活动与热液作用的产物。

致谢:野外工作中得到了云南联通实业有限公司项目部的支持与帮助;锆石 LA-ICP-MS 分析测试和阴极发光照相得到中科院广州地化所涂湘林高工、陈丽莉博士的大力帮助;辉钼矿样品测试分析得到了中科院广州地化所国家同位素重点实验室孙亚莉研究员、李杰研究员和孙胜玲博士的帮助;岩矿鉴定得到中科院广州地化所张玉泉研究员的大力帮助,在此一并向他们表示诚挚的感谢。

参 考 文 献

陈吉琛,陈良忠,林文信. 1990. 腾冲—梁河地区花岗岩单元一序列的划分及其意义. 青藏高原地质文集, 20: 24~32.

陈吉琛,林文信,陈良忠. 1991. 腾冲—梁河地区含锡花岗岩序列—单元研究. 云南地质, 10(3): 241~289.

陈吉琛. 1987. 滇西花岗岩类时代划分及同位素年龄值选用的讨论. 云南地质, 6(2): 101~113.

丛峰,林仕良,李再会,邹光富,耿全如. 2009. 滇西腾冲地块片麻状花岗岩的锆石 U-Pb 年龄. 地质学报, 83(5): 651~658.

丁正江,孙丰月,刘建辉,刘殿浩,李碧乐,张丕建,钱烨,李杰. 2012. 胶东邢家山钨钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素测年及其地质意义. 岩石学报, 28(9): 2721~2732.

董方浏,侯增谦,高永丰,曾普胜,蒋成兴,杜安道. 2005. 滇西腾冲大碓厂铜-铅-锌矿床的辉钼矿 Re-Os 同位素定年. 矿床地质, 24(6): 663~669.

杜安道,屈文俊,王登红,李厚民,丰成友,刘华,任静,曾法刚. 2007. 辉钼矿亚晶粒范围内 Re 和 ^{187}Os 的失偶现象. 矿床地质, 26

(5): 572~580.

杜安道,赵敦敏,王淑贤,孙德忠,刘敦一. 2001. Carius 管溶样-负离子热表面电离质谱准确测定辉钼矿铼-钨同位素地质年龄. 岩石测试, 20(4): 247~252.

和文言,莫宣学,喻学惠,和中华,董国臣,刘晓波,苏纲生,黄雄飞. 2013. 滇西北衙金多金属矿床锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义. 岩石学报, 29(4): 1301~1310.

黄典豪,杜安道,吴澄宇,刘兰笙,孙亚莉,邹晓秋. 1996. 华北地台钼(铜)矿床成矿年代学研究——辉钼矿铼-钨年龄及其地质意义. 矿床地质, 15(4): 365~373.

江彪,龚庆杰,张静,马楠. 2012. 滇西腾冲大松坡锡矿区晚白垩世钼质 A 型花岗岩的发现及其地质意义. 岩石学报, 28(5): 1477~1492.

李晶,孙亚莉,何克,冼伟胜,仇建军,张旭辉. 2010. 辉钼矿 Re-Os 同位素定年方法的改进与应用. 岩石学报, 26(2): 642~648.

李兴振,刘文均,王义昭,朱勤文,杜德勋,沈致富. 1999. 西南三江地区特提斯构造演化与成矿(总论). 北京:地质出版社, 1~276.

刘莎. 2012. 云南腾冲麻栗坝钼铜铅锌矿地质特征及矿体定位预测. 桂林理工大学硕士学位论文, 1~74.

吕伯西,王增,张能德,段建中,高子英,沈致富,潘长云,姚鹏. 1993. 三江地区花岗岩类及其成矿专属性. 北京:地质出版社, 1~328.

马楠,邓军,王庆飞,王长明,张静,李龚健. 2013. 云南腾冲大松坡锡矿成矿年代学研究: 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄和锡石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 年龄证据. 岩石学报, 29(4): 1223~1234.

莫宣学,路凤香,沈上越等. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京:地质出版社, 178~235.

莫宣学,潘桂棠. 2006. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束. 地学前缘, 13(6): 43~51.

戚学祥,朱路华,胡兆初,李志群. 2011. 青藏高原东南缘腾冲早白垩世岩浆岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年和 Lu-Hf 同位素组成及其构造意义. 岩石学报, 27(11): 3409~3421.

涂湘林,张红,邓文峰,凌明星,梁华英,刘颖,孙卫东. 2011. RESOLUTION 激光剥蚀系统在微量元素原位微区分析中的应用. 地球化学, 40(1): 83~98.

吴元保,郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589~1604.

杨启军,徐义刚,黄小龙,罗震宇,石玉若. 2009. 滇西腾冲—梁河地区花岗岩的年代学、地球化学及其构造意义. 岩石学报, 25(5): 1092~1104.

姚军明,华仁民,屈文俊,戚华文,林锦富,杜安道. 2007. 湖南黄沙坪铅锌钨钼多金属矿床辉钼矿的 Re-Os 同位素定年及其意义. 中国科学(D辑), 37(4): 471~477.

云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京:地质出版社, 1~728.

张玉泉,谢应雯,成忠礼. 1990. 三江地区含锡花岗岩 Rb-Sr 等时线年龄. 岩石学报, 1: 75~81.

张玉泉,朱炳泉,谢应雯. 1989. 横断山区花岗岩类铷-锶等时年龄讨论. 地质学报, 4: 373~382.

钟大赉. 1998. 滇川西部古特提斯造山带. 北京:科学出版社, 1~231.

Arne D C, Bierlein F P, Morgan J W. 2001. Re-Os dating of sulfides associated with gold mineralization in central Victoria, Australia. Economic Geology, 96: 1455~1459.

- Deng J, Yang L Q and Wang C M. 2011. Research advances of superimposed orogenesis and metallogenesis in the Sanjiang Tethys. *Acta Petrologica Sinica*, 27(9): 2501~2509.
- Dewey J F, Shackleton R M, Chang C F, Sun Y Y. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Philosophical transactions of the Royal Society of London (Series A): Mathematical and Physical Sciences*, 327(1594): 379~413.
- Du A D, Wu S Q, Sun D Z, Wang S X, Qu W J, Markey R, Stein H, Morgan J W, Malinovskiy D. 2004. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials: Molybdenite HLP and JDC. *Geostand. Geoanal. Res.*, 28: 41~52.
- Harris A C, Allen C M, Bryan S E, Cambell I H, Holcombe R J, Palin J M. 2004. ELA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of regional volcanism hosting the Bajo de la Alumbrera Cu-Au deposit: Implications for porphyry-related mineralization. *Miner Deposita*, 39: 46~67.
- Liang H Y, Campbell I H, Allen C M, et al. 2007. The age of the potassic alkaline igneous rocks along the Ailao Shan-Red River shear zone: implications for the onset age of left-lateral shearing. *J. Geol.*, 115: 231~242.
- Liang H Y, Campbell I H, Allen C M, Sun W D, Liu C Q, Yu H X, Xie Y W, Zhang Y Q. 2006. Zircon Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Miner. Deposita*, 41: 152~159.
- Ludwig K. 1999. Isoplot/Ex. Version 2.0; A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Geochronology Center, Berkeley, Special Publication.
- Mao J W, Du A D, Seltmann R, Yu J J. 2003a. Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovy Log rare metal pegmatite, central Urals, Russia. *Mineralium Deposita*, 38: 251~257.
- Mao J W, Wang Y T, Lehmann B, Yu J J, Du A D, Mei Y X, Li Y F. 2006. Molybdenite Re-Os and albite $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of Cu-Au-Mo and magnetite porphyry systems in the Yangtze River valley and metallogenic implications. *Ore Geology Reviews*, 29: 307~324.
- Mao J W, Wang Y T, Zhang Z H, Yu J J, Niu B G. 2003b. Geodynamic setting of Mesozoic large-scale mineralization in North China and adjacent areas: implication from the highly precise and accurate ages of metal deposits. *Sci. China (Series D)*, 46: 838~851.
- Mao J W, Zhang Z C, Zhang Z H, Du A D. 1999. Re-Os isotopic dating of molybdenites in the Xiaoliugou W (Mo) deposit in the northern Qilian Mountains and its geological significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(1~12): 1815~1818.
- Markey R, Stein H, Morgan J. 1998. Highly precise Re-Os dating for molybdenite using alkaline fusion and NTIMS. *Talanta*, 45: 935~946.
- Selby D, Creaser R A. 2004. Macroscale NTIMS and microscale LA-MC-ICP-MS Re-Os isotopic analysis of molybdenite: Testing spatial restrictions for reliable Re-Os age determinations and implications for the decoupling of Re and Os within molybdenite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(19): 3897~3908.
- Shirey S B, Walker R J. 1995. Carius tube degection for low-blank rhenium-osmium analysis. *Analytical Chemistry*, 67: 2136~2141.
- Smoliar M I, Walker R J, Morgan J W. 1996. Re-Os ages of group II A, III A, IV A and VB iron meteorites. *Science*, 271: 1099~1102.
- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, Du A D, Sun Y. 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shanxi Province, China. *Economic Geology*, 92: 827~835.
- Stein H J, Morgan J W, Schersten A. 2000. Re-Os dating of Low-level highly radiogenic (LLHR) sulfides: the Harnas golds deposit, southwest Sweden, records continental-scale tectonic events. *Economic Geology*, 95: 1657~1671.
- Stein H J, Schersten A, Hannah J, Markey R. 2003. Subgrain-scale decoupling of Re and ^{187}Os and assessment of laser ablation ICP-MS spot dating in molybdenite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67: 3673~3686.
- Sun Y L, Xu P, Li J, He K, Chu Z Y, Wang C Y. 2010. A practical method for determination of molybdenite Re-Os age by inductively coupled plasma-mass spectrometry combined with Carius tube- HNO_3 digestion. *Anal. Methods*, (2): 575~581.
- Xie G Q, Mao J W, Li R L. 2007. Re-Os molybdenite and Ar-Ar phlogopite dating of Cu-Fe-Au-Mo (W) deposits in southeastern Hubei, China. *Mineralogy and Petrology*, 90: 249~270.
- Xu Y C, Yang Q J, Ian J B, Luo Z Y, Huang X L, Shi Y R, Xie L W. 2012. Temporal-spatial distribution and tectonic implications of the batholiths in the Caoligong-Tengliang-Yingjiang area, western Yunnan: constraints from zircon U-Pb ages and Hf isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53: 151~157.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 211~280.

Zircon LA-ICP-MS U-Pb Age and Molybdenite Re-Os Dating of the Maliba Molybdenum-Copper-Lead-Zinc Deposit and Its Geological Significance in the Tengchong Area, Western Yunnan

WANG Guangqiang^{1,2)}, LIU Zhonghua³⁾, GAO Xiaolin⁴⁾, WU Jing¹⁾, HUANG Wenting^{1,2)}, ZOU Yinqiao^{1,2)}, LIN Shuping^{1,2)}, LIANG Huaying¹⁾

1) CAS Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou, 510640;

2) Graduate University of Chinese Academy of Science, Beijing, 100049;

3) Yunnan Chi Hong Resources Exploration and Development CO. Ltd., Qujing, 655000;

4) Kunming Prospecting Design Institute, Kunming, 650051

Abstract

The Maliba molybdenum-copper-lead-zinc deposit is located in the southwest of the Sanjiang Tethys metallogenic belt and is hosted in the biotite adamellitic pluton, which belongs to the Xiaolonghe sequence of the Guyong pluton in the Tengchong granite belt. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of the biotite adamellite yielded the age of 78.6 ± 1.2 Ma, corresponding to the Late Cretaceous and the Late Yanshannian. The Re-Os isotopic dating of molybdenite from the Maliba ore body yielded the isochron age of 78.5 ± 3.7 Ma, slightly later than the diagenetic time, representing the first reported high precision ore-forming age in this area. Re-Os isotopes of molybdenite suggest that the major ore-forming material derived from crust. The Maliba molybdenum-copper-lead-zinc deposit has the ore-forming age similar to the intrusion age (~ 78 Ma), which is consistent with the Xiaolonghe intrusion age (79 ~ 65 Ma), indicating that the timing of hydrothermal activity was short and both ore-mineralization and intrusion-formation occurred in the early stage of magma activities. They were formed at the late stage of Yanshan and were produced during the gradually eastward subduction process of Neo-Tethys and by magmatic and hydrothermal activities caused by remelting of crustal.

Key words: Maliba; molybdenum-copper-lead-zinc deposit; LA-ICP-MS zircon U-Pb age; Re-Os isotopic age