

文章编号: 0258-7106(2013)04-0767-16

云南都龙锡锌矿区同位素年代学研究*

李进文¹, 裴荣富¹, 王永磊¹, 余宏全¹, 丰成友¹, 郭志军¹, 王浩琳¹, 徐可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 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059)

摘要 笔者对云南都龙锡锌矿床以及与之相关的老君山花岗岩进行了系统的野外地质调查、成岩成矿年龄测试和岩石化学研究, 探讨了成岩成矿时代、花岗岩与矿床的成因联系以及成岩成矿的构造环境。地球化学研究表明, 老君山花岗岩普遍含有白云母, $A/CNK > 1.1$, $K_2O/Na_2O > 1$, 碱质含量较高, 镁、钙、钛等含量偏低, 富集 Th 和 U 等, 其主量和稀土元素含量以及稀土元素配分型式与矿区附近的片麻岩十分接近, 属 S 型花岗岩。各类花岗岩的稀土元素和微量元素配分型式相似, 暗示其为同源岩浆所形成。运用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法测得白云母花岗岩的年龄为 $(87.6 \pm 1.4) \text{ Ma} \sim (91.7 \pm 1.8) \text{ Ma}$, 花岗斑岩为 $(87.3 \pm 2.1) \text{ Ma}$, 二云母花岗岩为 $(84.3 \pm 2.2) \text{ Ma} \sim (85.0 \pm 1.3) \text{ Ma}$, 应用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法和 Re-Os 法分别测得矽卡岩中金云母 $1100 \sim 1400^\circ\text{C}$ 的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素加权平均年龄 (WMPA) 为 $(93.6 \pm 1.1) \text{ Ma}$, 含锡钨石英脉云英岩化围岩中辉钨矿的模式年龄为 $(75.04 \pm 1.78) \text{ Ma} \sim (79.16 \pm 2.43) \text{ Ma}$ 。根据花岗岩的产状和前人研究成果, 将该区的岩浆侵入活动分为 2 期: 早期 $(87.3 \pm 2.1) \text{ Ma} \sim (92.9 \pm 1.9) \text{ Ma}$ 形成了白云母花岗岩及花岗斑岩, 晚期 $(83.3 \pm 1.5) \text{ Ma} \sim (85.0 \pm 1.3) \text{ Ma}$ 形成了二云母花岗岩。与岩浆作用对应的成矿作用亦分为 2 期: 早期 $(79.8 \pm 3.2) \text{ Ma} \sim (93.6 \pm 1.1) \text{ Ma}$ 形成了与白云母花岗岩及花岗斑岩有关的矽卡岩型锡锌矿, 晚期 $(75.04 \pm 1.78) \text{ Ma} \sim (79.16 \pm 2.43) \text{ Ma}$ 形成了与二云母花岗岩关系更密切的含锡钨石英脉。老君山花岗岩以及与之相关的锡钨矿是晚白垩世伸展构造环境下大规模花岗质岩浆-成矿作用的产物。

关键词 地球化学, 锆石 U-Pb 测年, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素测年, Re-Os 同位素测年, 都龙锡锌矿, 老君山花岗岩, 云南
中图分类号: P618.43; P618.44 文献标志码: A

Isotopic chronological studies of Dulong tin-zinc deposit in Yunnan Province

LI JinWen¹, PEI RongFu¹, WANG YongLei¹, SHE HongQuan¹, FENG ChengYou¹,
GUO ZhiJun¹, WANG HaoLin¹ and XU Ke²

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;

2 College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China)

Abstract

The Laojunshan pluton is composed of muscovite granite, granite porphyry and two-mica granite. The Dulong skarn-type tin-zinc deposit occurs in the Middle Cambrian Tianpeng Formation along the exocontact zone of the Laojunshan pluton. In the periphery of the deposit, a few small cassiterite-wolframite quartz veins occur in the two-mica granite. Based on field investigation and analysis of major elements, trace elements and rare earth elements as well as dating results, the authors studied the ages of tin-zinc mineralization and petrogenesis, the relationship between the granites and the deposit, and the tectonic environment of the Dulong deposit and the Laojunshan granite in Yunnan Province. The Laojunshan granites, characterized generally by the existence of

* 本文得到云南华联锌铟股份有限公司科研项目(编号: 6193-3)资助

第一作者简介 李进文, 男, 1964 年生, 研究员, 主要从事矿床学和矿产勘查学研究。Email: lijnwen958@sohu.com

收稿日期 2013-05-13; 改回日期 2013-06-15。许德煊编辑。

muscovite, A/CNK larger than 1.1, K_2O/Na_2O larger than 1, high alkali, low calcium, low magnesium and titanium, and enrichment of thorium and uranium. The major elements and REE and the distribution patterns of REE are very similar to those of the gneiss near the ore deposit. Geological and geochemical features indicate that these rocks belong to S-type granite. All kinds of granites are considered to have been formed by consanguineous magma because they have similar distribution patterns. The LA-ICP-MS U-Pb dating of zircons yielded ages between (87.6 ± 1.4) Ma and (91.7 ± 1.8) Ma for the muscovite granite, an age of (87.3 ± 2.1) Ma for the granitic porphyry and ages between (84.3 ± 2.2) Ma and (85.0 ± 1.3) Ma for the two-mica granite. $^{40}Ar-^{39}Ar$ isotopic dating of phlogopite from the skarn yielded a weighted average age of (93.6 ± 1.1) Ma from 1100°C to 1400°C. Re-Os isotopic dating of molybdenite from the altered rock surrounding the cassiterite-wolframite quartz veins yielded model ages between (75.04 ± 1.78) Ma and (79.16 ± 2.43) Ma. According to the modes of occurrence of granites and previous research results, the magmatism could be divided into two phases: Muscovite granite and granite porphyry emplaced between (87.3 ± 2.1) Ma and (92.9 ± 1.9) Ma and later two-mica granite emplaced from (83.3 ± 1.5) Ma to (85.0 ± 1.3) Ma. The corresponding ore-forming process could also be divided into two phases: the skarn type tin-zinc deposit related to muscovite granite and the granite porphyry formed between (79.8 ± 3.2) Ma and (93.6 ± 1.1) Ma, and later the tin- and tungsten-bearing quartz veins related to two-mica granite were formed between (75.04 ± 1.78) Ma and (79.16 ± 2.43) Ma. The Laojunshan granites and associated tin-zinc and tungsten ore bodies in the Dulong ore deposit resulted from the large-scale granitic magmatic mineralization in an extensional setting in Late Cretaceous.

Key words: geochemistry, U-Pb dating of zircon, $^{40}Ar-^{39}Ar$ isotopic dating, Re-Os isotopic dating, Dulong tin-zinc deposit, Laojunshan granite, Yunnan Province

都龙锡锌矿床位于云南省东南部的马关县,是一个以锡、锌为主伴有钨、钼、镉、铅、银、铜、铁等元素的大型多金属矿床。前人对该矿床进行过广泛研究,取得了大量研究成果(蔡德坤,1983;宋焕斌等,1987;宋焕斌,1989;官容生,1991;忻建刚等,1993;罗君烈,1995;周建平等,1998;刘玉平,1998;Liu et al.,1999;刘玉平等,2000,2006,2007),但关于其成因仍存在一定的争议。诚如刘玉平等(2007)所言,缺乏精确可靠的年代学证据是引起争议的关键所在。笔者也注意到,尽管存在争议,但都认为该矿床的形成与中生代花岗质岩浆侵入活动具有密切的成因关系。本文运用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法、辉钼矿 Re-Os 法和金云母 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 法等高精度测年技术,厘定了都龙锡锌矿床和与之相关的老君山花岗岩的形成时代以及岩浆侵入活动期次,并与岩石学、地球化学研究相结合,探讨了成岩成矿关系以及矿床形成的构造背景。

1 产出环境与矿床地质

都龙锡锌矿床位于环太平洋成矿带与特提斯成矿带的交汇处,大地构造位置属华南褶皱系的西南

缘,北西与扬子板块相邻(宋焕斌,1989)。

区内出露的地层主要为中寒武统田蓬组的一套浅变质岩,也是矿床的直接围岩,岩性主要为云母石英片岩和大理岩。

燕山期岩浆侵入活动在矿区北部形成了规模巨大的岩基状老君山花岗岩体。该岩体向南延伸到矿区内,则主要呈具一定埋深的隐伏岩体。

矿床位于 SN 向老君山复式背斜的西翼。矿区内与区域构造线一致的次级褶皱和低序次挠曲构造以及断裂构造发育(图 1)。其中,近 SN 向的次级宽缓背斜构造、层间剥离断层以及成矿期叠加于接触带的近 SN 向断裂构造对成矿具有重要的控制作用。

都龙矿床赋存于老君山岩体外接触带的中寒武统田蓬组内,分布在南北向长约 5 km、东西向宽约 2.1 km 的范围内,由铜街、曼家寨、水洞场和辣子寨 4 个矿段组成(图 1) 现已探明矿体 339 个。

矿体主要呈似层状、条带状、透镜状、扁豆体,SN 走向,随地层同步褶曲,沿走向及倾向均具波状变化特征,倾角 $10 \sim 40^\circ$,部分地段趋于水平,而产于断裂中矿体的产状一般较陡,倾角可达 60° ,甚至更大。矿体走向长度一般为 $80 \sim 400$ m,最小 40 m,最长 3244 m;主矿体的厚度一般为 $8.65 \sim 20.03$ m,最

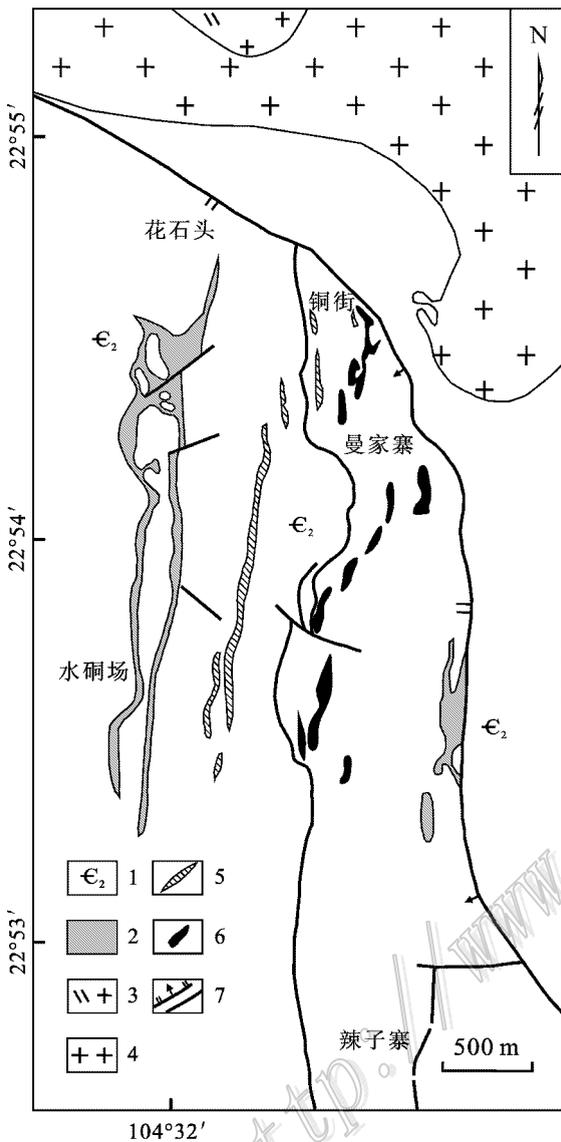


图 1 都龙矿区地质略图(据秦德先等 2009 略改)

1—中寒武统田蓬组;2—花岗斑岩;3—白云母花岗岩;
4—二云母花岗岩;5—砂卡岩;6—锡锌矿体;7—断层

Fig. 1 Geological sketch map of the Dulong ore district
(modified after Qin et al., 2009)

1—Middle Cambrian Tianpeng Formation; 2—Granite porphyry;
3—Muscovite granite; 4—Two-mica granite; 5—Skarn;
6—Tin-zinc ore body; 7—Fault

大可达 69.28 m, 矿体倾斜延伸一般为 $n \times 10 \sim n \times 10^2$ m, 最大延伸 394 m。其中 10 个主要矿体的规模较大, 其累计储量占整个矿床的 80% 以上, 个别矿体已达大型矿床规模, 如 13 号矿体的锡金属量为 15.5 万吨。 $\alpha(\text{Sn})$ 平均为 0.2%~0.76%, $\alpha(\text{Zn})$ 平均为 1.86%~11.71% (秦德先等 2009)。

矿石结构主要为自形-半自形结构、他形结构、环带状结构、放射状结构、变胶状-胶状结构、变斑状

结构、细脉状结构、乳浊状结构等;主要构造为块状构造、浸染状构造、条带状-层纹状构造、角砾状构造等。金属矿物主要为铁闪锌矿、磁黄铁矿、磁铁矿、锡石、黄铜矿、黄铁矿, 其次为毒砂、铜蓝、辉铜矿、黝锡矿、菱铁矿等;非金属矿物有钙铁辉石、透辉石、绿泥石、阳起石、石榴子石、透闪石、绿帘石、斜黝帘石、白云母、金云母、石英、萤石、白云石、方解石等。

围岩中砂卡岩化发育, 蚀变矿物主要为石榴子石、透辉石、阳起石、透闪石、绿帘石、黝帘石、绿泥石、金云母、萤石等, 亦具有硅化、碳酸盐化等蚀变。锡锌矿化与绿泥石化、阳起石化和金云母化关系最为密切, 属典型的砂卡岩型矿化。

此外, 在靠近矿床的二云母花岗岩中, 稀疏分布有一些近 EW 走向的含锡石黑钨矿石英脉, 其矿石矿物主要为黑钨矿、锡石和黄铜矿。矿脉附近的二云母花岗岩云英岩化强烈, 且常含少量辉钼矿。含锡钨石英脉的规模普遍较小, 多不具工业意义。

2 老君山岩体地质特征

老君山岩体出露于都龙矿区北部, 其平面形态近似于长轴方向为 SN 向的椭圆形, 出露面积约 153 km² (宋焕斌, 1989)。岩性主要为花岗岩类, 其向南延伸部分, 则主要隐伏于铜街矿段-曼家寨矿段的深部。该岩体侵入于寒武系内, 多为侵入接触关系, 局部呈断层接触 (图 1)。在大部分地段, 岩体向四周倾伏, 且产状较平缓。

野外调查和室内研究表明, 该岩体是由 2 期岩浆活动形成的复式岩体。早期侵入岩主要为白云母花岗岩, 其次为花岗斑岩, 晚期侵入岩为二云母花岗岩。

白云母花岗岩主要出露于老君山岩体中部的老君山、花石头等地, 被晚期侵入岩分隔为 2 个规模相差较大、出露面积分别为 50 km² 和不足 3 km² 的岩株, 在铜街矿段-曼家寨矿段, 主要隐伏于地下深部而呈隐伏岩体, 浅部及出露于地表的部分则多呈岩枝、岩脉和岩瘤状侵入于寒武系中。白云母花岗岩呈灰白色, 主要矿物成分为石英 (含量 30%~40%, 粒径 0.5~2.0 mm)、钾长石 (含量 20%~30%, 粒径 0.4~1.2 mm)、斜长石 (含量 20%~25%, 粒径 0.5~1.5 mm) (图 2A、B), 次要矿物以白云母 (含量 8%~12%, 粒径 0.8~2.5 mm) 为主, 副矿物为锆石、磷灰石、榍石和独居石等, 有少量钾长石斑晶, 斜长石普遍具绢云母化。

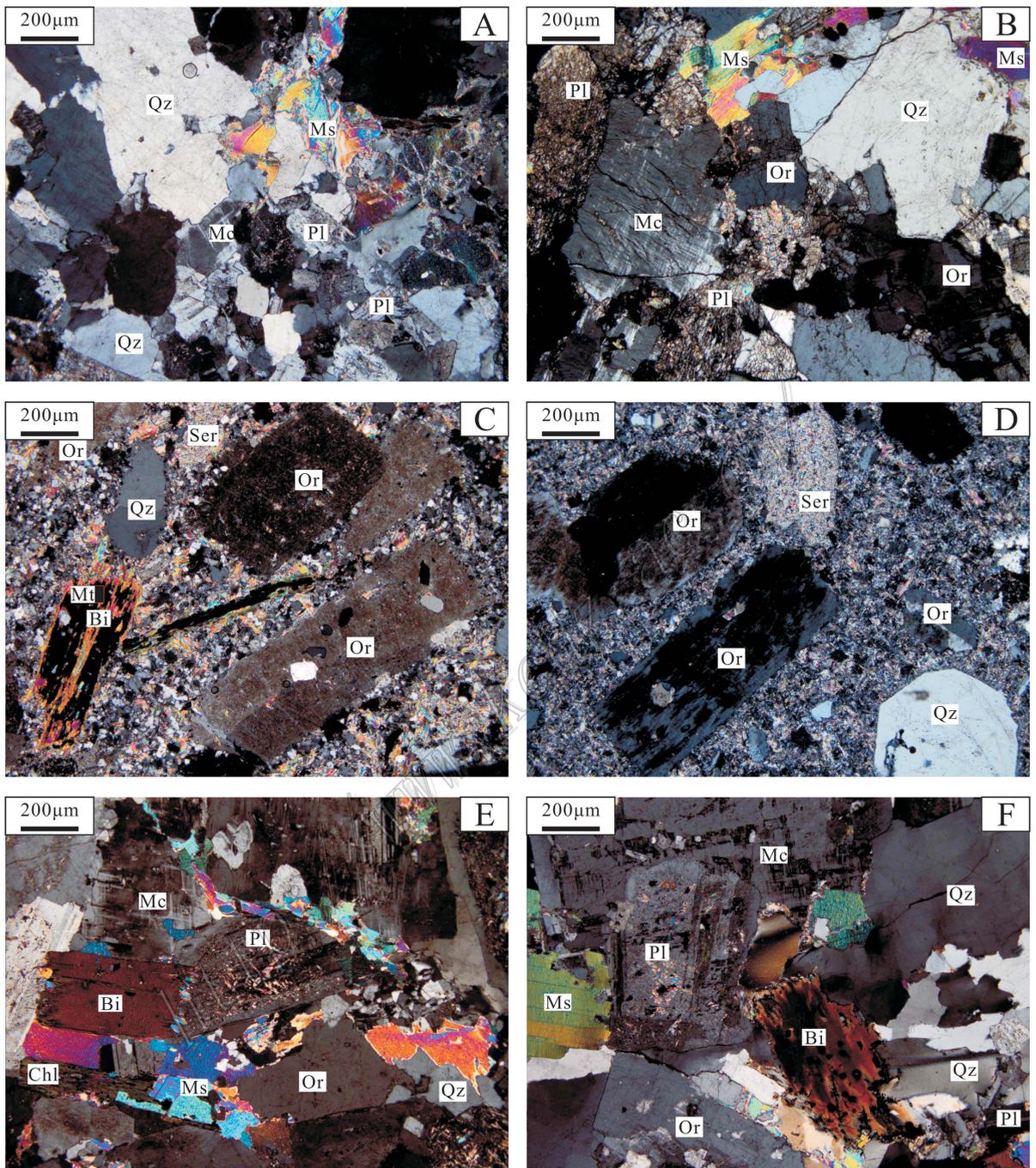


图2 老君山花岗岩显微照片

Bi—黑云母; Chl—绿泥石; Mc—微斜长石; Ms—白云母; Mt—磁铁矿; Or—正长石; Pl—斜长石; Qz—石英; Ser—绢云母

Fig. 2 Microphotographs of Laojunshan granites

Bi—Biotite; Chl—Chlorite; Mc—Microcline; Ms—Muscovite; Mt—Magnetite; Or—Orthoclase; Pl—Plagioclase; Qz—Quartz; Ser—Sericite

花岗岩多呈岩脉、岩枝、岩瘤等产于铜街矿段-曼家寨矿段隐伏白云母花岗岩体的边部、寒武系以及老君山岩体二云母花岗岩中。岩石为灰色-灰白色,斑晶含量约占全岩的25%~40%。斑晶主要为石英(占斑晶30%~35%,粒径一般为0.4~2.5

mm,最大达5mm)、钾长石(占斑晶25%~40%,粒径一般为0.6~3.0mm,大者达8~9mm,部分晶体被后期石英等矿物交代)和斜长石(占斑晶15%~25%,粒径一般为0.3~2.5mm,大者达4.0~4.5mm,绢云母化普遍强烈),还有少量黑云母(占斑晶

3%~10% 粒径一般为 0.5~3.0 mm,发生褪色,少量具绿泥石化)和白云母(图 2 B、C、D)。基质呈显微粒状结构,主要由长英质矿物和云母组成,副矿物有锆石、磁铁矿等。

晚期侵入的二云母花岗岩,平面上近椭圆形,出露面积 100 km² 左右,局部见有与白云母花岗岩呈突变接触(杨世瑜等,1985)。岩石为灰白色,主要矿物为石英(含量 25%~35%,粒径 0.8~2.0 mm)钾长石(含量 25%~40%,粒径 0.8~2.5 mm)斜长石(含量 20%~25%,粒径 0.8~2.5 mm,具弱绢云母化)次要矿物为白云母(含量 5%~10%,粒径 0.8~2.5 mm)和黑云母(含量 5%~8%,粒径 0.6~1.2 mm)部分发生绿泥石化和白云母化(图 2E、F),副矿物为锆石、磷灰石和榍石等。

3 样品采集及测试方法

3.1 花岗岩岩石化学及锆石 U-Pb 同位素年龄测试

花岗岩的岩石化学分析及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测年样品都来自铜街矿段、曼家寨矿段和老君山岩体内,共采取了 6 件样品(表 1)。其中,5 件挑选锆石的样品的重量约为 10~15 kg。经薄片显微镜下鉴定后,选择新鲜样品用于岩石化学分析。

岩石化学分析在国家地质实验测试中心完成。主量元素用 X 射线荧光光谱仪(XRF)测定,检测下限为 0.01%(FeO 为 0.05%),包括稀土元素在内的微量元素使用电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)测定,检测下限为 0.05×10^{-6} 。

锆石阴极发光(CL)图像分析在中国地质科学院地质研究所离子探针中心扫描电镜实验室完成。

LA-ICP-MS 单颗粒锆石微区原位单点 U-Pb 同位素测定在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成,测试仪器为美国 Agilent 公司生产的 Agilent 7500a 型 ICP-MS 和德国 Lambda Physik 公司的 GeoLas 2005 准分子激光剥蚀系统(波

长 193 nm)以及 MicroLas 公司的 GeoLas 200M 光学系统组成的联机。激光束斑直径为 30 μm ,激光剥蚀样品的深度为 20~40 μm 。按照 Andersen(2002)的方法,运用 LAM-ICPMS Common Lead Correction(ver 3.15)软件,对测试数据进行了普通铅校正,年龄计算及谐和图采用 ISOPLOT 程序(Ludwig, 2001)完成。详细的测试方法、精度和数据处理参见相关文献(Wiedenbeck et al., 1995; Ludwig, 2003; Liu et al., 2008)。

3.2 辉钼矿 Re-Os 同位素测试

辉钼矿 Re-Os 同位素测试样品来自铜街矿段东部的二云母花岗岩体中的含锡石黑钨矿石英脉旁侧,地理坐标 E104°33'10"、N22°55'5"。经常规分选、双目镜下挑选出的辉钼矿样品的纯度大于 98%。

测试工作在国家地质实验测试中心铼-钨同位素实验室完成,测试仪器为电感耦合等离子体质谱仪 TJA X-series ICP-MS。Re-Os 同位素测试的化学处理过程和有关测试流程详见有关文献(杜安道等, 1994, 2001; 屈文俊等, 2003; Du et al., 2004)。

3.3 金云母 Ar-Ar 同位素测试

金云母 Ar-Ar 同位素测试样品来自铜街矿段露天采场 Sn-Zr(In)矿体边部的绿泥石金云母砂卡岩中,地理坐标 E104°32'36"、N22°54'50"。样品经薄片详细鉴定后,在实验室进行粉碎并分选出纯度大于 99%的金云母。样品重量为 49.74 mg。

测试工作在中国地质科学院地质研究所 Ar-Ar 同位素实验室完成。快中子照射工作在中国原子能科学研究院进行。照射总时间为 3720 分钟,用做监控样的标准样为 ZBH-25 黑云母标样,其标准年龄为 (132.7 ± 1.2) Ma, $\alpha(K)$ 为 7.6%。照射参数 J 为 0.009 114,加热阶段 12 个。样品的阶段升温加热使用电子轰击炉,每一个阶段加热 30 分钟,净化 30 分钟。质谱分析在 MM-1200B 质谱计上进行,每个峰值均采集 8 组数据。详细实验流程见有关文献(陈文等, 2006; 张彦等, 2006)。

表 1 花岗岩样品采取位置
Table 1 Location of granite samples

样品编号	岩性	采样位置
DL116	白云母花岗岩	铜街矿段 ZK105017 钻孔 273~275 m, 孔口地理坐标 E104°32'32"、N22°54'40"
DL210	白云母花岗岩	老君山岩体内, 炭窑, 地理坐标 E104°32'9"、N22°56'10"
DL55	花岗斑岩	铜街矿段, 地理坐标 E104°33'10"、N22°55'04"
DL107	花岗斑岩	曼家寨矿段 ZK75017 钻孔 420~427 m, 孔口地理坐标 E104°32'27"、N22°54'19"
DL26	二云母花岗岩	老君山岩体内的南部, 地理坐标 E104°33'10"、N22°55'5"
DL212	二云母花岗岩	老君山岩体内, 花石头, 地理坐标 E104°31'58"、N22°55'46"

4 分析结果

4.1 花岗岩主量、微量和稀土元素分析结果

主量元素分析结果(表2)显示,老君山花岗岩类侵入岩的 $\omega(\text{SiO}_2) = 69.45\% \sim 79.92\%$ (平均73.23%)。岩石以高钾 $\omega(\text{K}_2\text{O}) = 3.31\% \sim 8.83\%$,平均5.61%,富碱 $\omega(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 5.50\% \sim 9.04\%$,平均7.96%,贫镁 $\omega(\text{MgO}) = 0.15\% \sim 0.70\%$,平

均0.31%]为特征, TiO_2 、 P_2O_5 和CaO含量明显偏低, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$,里特曼指数 $\delta = 0.82 \sim 3.09$,铝饱和指数 $A/\text{CNK} = 1.11 \sim 1.22$ (平均1.18),分异指数 $\text{DI} = 88.53 \sim 93.42$ (平均91.57),属于分异程度较高的过铝质高钾钙碱性岩石。其岩石化学成分与老君山岩体附近的片麻岩相似(表2),岩浆源的壳源特征明显,加之含有一定量的白云母,表明区内花岗岩类侵入岩应为地壳重熔岩浆作用所形成。

老君山花岗岩的稀土元素总量较低(ΣREE

表2 老君山花岗岩主量、微量和稀土元素化学成分

Table 2 Chemical compositions of major, trace and rare earth elements of Laojunshan granite

样品号	白云母花岗岩		花岗斑岩		二云母花岗岩		眼球状 花岗片麻岩
	DL116	DL210	DL55	DL107	DL26	DL212	
主量元素 $\omega(\text{B})\%$							
SiO_2	79.92	73.76	69.45	72.41	71.65	72.20	73.63
TiO_2	0.09	0.23	0.14	0.14	0.18	0.21	0.23
Al_2O_3	9.95	13.79	14.16	13.26	14.00	13.98	12.35
Fe_2O_3	0.41	0.36	0.40	1.32	0.38	0.68	1.08
FeO	0.95	1.46	0.84	0.47	1.35	1.18	1.60
MnO	0.07	0.06	0.11	0.12	0.10	0.10	0.04
MgO	0.16	0.15	0.70	0.25	0.28	0.29	0.58
CaO	0.53	0.20	1.17	0.77	0.75	0.73	0.80
Na_2O	2.19	3.33	0.21	1.57	3.44	3.36	2.10
K_2O	3.31	5.02	8.83	6.48	5.15	4.84	5.71
P_2O_5	0.18	0.19	0.29	0.24	0.23	0.25	0.13
SO_3	0.05	0.02	0.03	0.10	0.02	0.02	0.70
LOI	1.08	1.24	1.83	1.48	1.07	0.94	0.70
总量	98.89	99.81	98.16	98.61	98.60	98.78	98.95
微量元素和稀土元素 $\omega(\text{B}) \times 10^{-6}$							
Ti	364	1233	703	644	1046	1066	
V	4.93	8.12	4.74	4.21	8.84	8.94	
Cr	216	186	162	158	162	164	
Co	1.59	1.29	1.41	2.01	2.67	2.3	
Ni	5.83	10.4	5.9	5.88	7.96	7.03	
Cu	15.2	11.1	71.8	64.1	14.8	9.65	
Zn	60.5	23.7	59.8	563	63.1	72.3	
Rb	323.8	303.4	820.3	576.8	368.2	411.6	
Sr	19.4	86	39.1	22.2	79.7	47.4	
Y	10	10.8	14.4	11.8	11.7	13.1	
Zr	29.5	89.8	56.8	55.9	90.6	95.5	
Nb	22.2	30.9	33.3	26.1	25.8	36.2	
Cd	0.23	0.09	0.13	2.13	0.18	0.13	
In	0.26	0.17	0.17	0.34	0.12	0.17	
Sn	57	36.1	39	42.7	24.6	34.6	
Sb	0.66	0.77	0.84	0.77	0.94	0.67	
Hf	1.39	3.7	2.34	2.44	3.45	3.48	
Ta	8.04	7.3	12.8	6.37	9.24	8.61	
W	7.15	16.2	15.8	6.34	10.4	14.5	
Tl	1.94	2.09	11	6.43	2.34	2.76	
Pb	23.7	29.3	37	186	43.9	32.5	
Bi	11.6	0.36	0.31	3.33	1.81	0.75	
Th	5.55	25.5	17.1	13.4	20.3	21	
U	14.2	11.3	12.4	17.9	22.3	9.88	
La	13.6	29.7	18.7	16.5	26.4	28.9	17
Ce	26.3	57.7	42.1	32.7	55.2	57.6	45.5
Pr	2.98	7.27	4.71	3.89	6.1	6.64	5.53

续表 2
Count. table 2

样品号	白云母花岗岩		花岗斑岩		二云母花岗岩		眼球状 花岗片麻岩
	DL116	DL210	DL55	DL107	DL26	DL212	
Nd	10.5	25.7	17.2	14.1	21.7	23.8	
Sm	2.23	5.03	4.12	3.28	4.29	4.46	3.74
Eu	0.19	0.4	0.29	0.23	0.36	0.31	0.46
Gd	2.86	6.02	5.18	4.18	5.18	5.31	3.29
Tb	0.33	0.54	0.57	0.46	0.45	0.46	0.72
Dy	1.89	2.56	2.86	2.35	2.24	2.34	3.8
Ho	0.3	0.38	0.43	0.35	0.36	0.37	0.7
Er	0.86	1.02	1.14	0.95	1.02	1.09	1.86
Tm	0.12	0.13	0.15	0.13	0.15	0.16	0.33
Yb	0.89	0.89	0.97	0.88	1.02	1.11	1.3
Lu	0.12	0.12	0.13	0.12	0.14	0.15	0.25
ΣREE	63.17	137.46	98.55	80.12	124.61	132.70	84.48
ΣLREE	55.80	125.80	87.12	70.70	114.05	121.71	72.23
ΣHREE	7.37	11.66	11.43	9.42	10.56	10.99	12.25
ΣLREE/ΣHREE	7.57	10.79	7.62	7.51	10.80	11.07	5.9
δEu	0.23	0.22	0.19	0.19	0.23	0.19	0.39
(La/Yb) _N	10.96	23.94	13.83	13.45	18.57	18.68	8.82

注：眼球状花岗片麻岩(样品采自老君山岩体东部南温河)数据引自蔡德坤(1983)。

$= (63.17 \sim 137.46) \times 10^{-6}$, 平均 106.10×10^{-6}] (表 2), 低于华南地区改造型花岗岩的平均值 ($\Sigma \text{REE} = 234.5 \times 10^{-6}$, 刘英俊等, 1984)。老君山岩体各类花岗岩的稀土元素配分模式极为相似(图 3) 轻稀土元素富集, 轻、重稀土元素分馏明显, 配分曲线均呈右倾型, $\Sigma \text{LREE} / \Sigma \text{HREE} = 7.51 \sim 11.07$ (平均 9.23) ($\text{La} / \text{Yb})_N = 10.96 \sim 23.94$ (平均 16.57), 具有强烈的负 Eu 异常 ($\delta \text{Eu} = 0.19 \sim 0.23$, 平均 0.21), 暗示出其各类花岗岩具有相同或相近的成因。而且, 花岗岩的稀土元素组成和配分型式与老君山岩体附近的片麻岩十分接近(表 2, 图 3) 显示出两者具有亲缘关系。

老君山岩体各类花岗岩的微量元素分布型式亦

极为相似, 总体上均为不相容元素富集型分布模式(图 3), 可能是岩浆来源相同、成因一致或相近的反映。各类花岗岩明显亏损 Sr、Ti, 富集 Rb、Th、U 等, 壳源特征显著。各类花岗岩的 $\alpha(\text{U})$ 和 $\alpha(\text{Th})$ 分别为 $(9.88 \sim 22.30) \times 10^{-6}$ (平均 14.66×10^{-6}) 和 $(5.55 \sim 25.50) \times 10^{-6}$ (平均 17.14×10^{-6}), 高于一般花岗岩[按 $\alpha(\text{U}) > 8 \times 10^{-6}$, $\alpha(\text{Th}) > 10 \times 10^{-6}$ 标准划分], 应属于高热花岗岩(HHP), 有利于成矿元素富集成矿。

4.2 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测试结果

老君山岩体 5 件花岗岩样品中的锆石晶体多呈长柱状, 长轴一般为 $100 \sim 200 \mu\text{m}$, 阴极发光图像显示

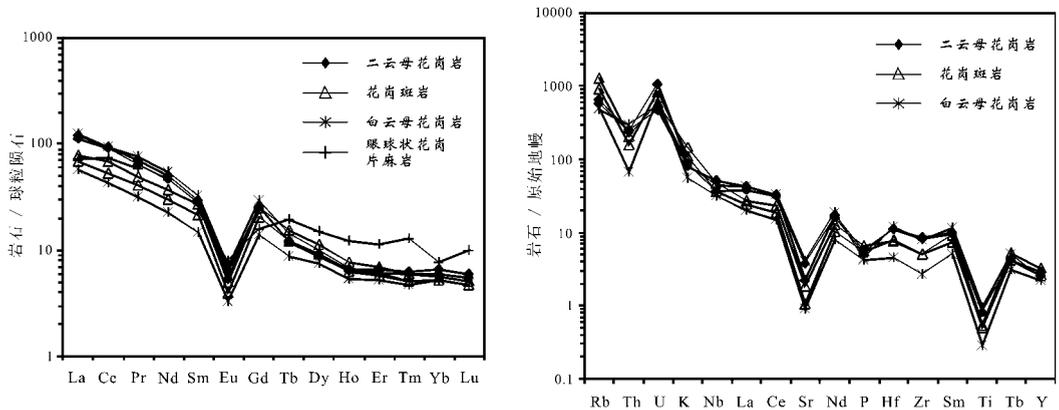


图 3 老君山花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分图与微量元素原始地幔标准化蛛网图(标准数据值据 Sun et al., 1989)
Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace elements diagram of Laojunshan granite (Chondrite data and primitive mantle data after Sun et al., 1989)

表3 老君山花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测试结果
Table 3 LA-ICP-MS U-Pb data of zircons from Laojunshan granite

测点号	$\alpha(B) \cdot 10^{-6}$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
	U	Th	Pb	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	年龄/Ma	1 σ	年龄/Ma	1 σ	年龄/Ma	1 σ
DL116-01	263	99	45	0.06418	0.00099	1.20298	0.01857	0.13618	0.00152	748	32	802	9	823	9
DL116-02	131	38	23	0.06254	0.00143	1.23894	0.02792	0.14393	0.00173	693	48	818	13	867	10
DL116-03	501	109	47	0.05465	0.00091	0.58757	0.00979	0.07811	0.00087	398	37	469	6	485	5
DL116-04	279	730	7	0.04832	0.00249	0.09155	0.00461	0.01376	0.00021	115	117	89	4	88	1
DL116-05	1674	63	56	0.04827	0.00075	0.19891	0.00312	0.02993	0.00033	113	36	184	3	190	2
DL116-06	2314	247	38	0.0457	0.00081	0.09090	0.00162	0.01445	0.00016	0	24	88	2	93	1
DL116-07	833	680	17	0.08239	0.00175	0.15356	0.00320	0.01353	0.00016	1255	41	145	3	87	1
DL116-08	4147	1013	351	0.06242	0.00064	0.60001	0.00650	0.06980	0.00075	689	22	477	4	435	5
DL116-09	247	214	5	0.04983	0.00272	0.10105	0.00539	0.01472	0.00023	187	122	98	5	94	1
DL116-10	716	647	15	0.05292	0.00163	0.10663	0.00323	0.01463	0.00018	325	68	103	3	94	1
DL116-11	341	47	46	0.0685	0.00116	1.07569	0.01822	0.11398	0.00129	884	35	742	9	696	7
DL116-12	1954	152	31	0.04657	0.00089	0.09143	0.00174	0.01425	0.00016	27	45	89	2	91	1
DL116-13	2725	2926	52	0.04944	0.00093	0.08544	0.00161	0.01254	0.00014	169	43	83	2	80	1
DL116-14	621	65	82	0.06347	0.00086	1.00419	0.01384	0.11481	0.00126	724	28	706	7	701	7
DL116-15	1615	1079	140	0.0565	0.00072	0.51568	0.00676	0.06622	0.00072	471	28	422	5	413	4
DL116-16	728	1271	18	0.06372	0.00175	0.12932	0.00349	0.01472	0.00018	732	57	124	3	94	1
DL116-17	3883	935	53	0.05557	0.00083	0.08828	0.00135	0.01152	0.00013	435	33	86	1	74	1
DL116-18	1910	795	260	0.06486	0.00072	0.99515	0.01153	0.11126	0.00120	770	23	701	6	680	7
DL116-19	606	273	58	0.05719	0.00082	0.58655	0.00862	0.07437	0.00082	498	32	469	6	462	5
DL116-20	395	457	9	0.07463	0.00248	0.14770	0.00478	0.01435	0.00019	1058	66	140	4	92	1
DL116-22	1034	1291	25	0.08865	0.00227	0.16678	0.00417	0.01365	0.00017	1397	48	157	4	87	1
DL116-23	610	389	14	0.09494	0.00295	0.19275	0.00581	0.01473	0.00020	1527	57	179	5	94	1
DL116-24	1312	483	27	0.05358	0.00150	0.11739	0.00324	0.01589	0.00019	353	62	113	3	102	1
DL116-25	2246	1314	47	0.05943	0.00122	0.12116	0.00248	0.01479	0.00017	583	44	116	2	95	1
DL116-26	2824	1155	51	0.05373	0.00111	0.10165	0.00209	0.01372	0.00016	360	46	98	2	88	1
DL116-27	684	1362	16	0.05446	0.00214	0.09775	0.00377	0.01302	0.00018	390	85	95	3	83	1
DL116-28	499	83	41	0.05576	0.0013	0.52924	0.01229	0.06885	0.00082	442	51	431	8	429	5
DL116-29	302	68	58	0.07594	0.00141	1.61955	0.03011	0.15470	0.00181	1093	37	978	12	927	10
DL116-30	351	511	8	0.06424	0.00288	0.11971	0.00525	0.01352	0.00020	750	92	115	5	87	1
DL116-31	2452	118	176	0.05495	0.00075	0.47009	0.00662	0.06205	0.00068	410	30	391	5	388	4
DL116-32	712	679	15	0.05607	0.00289	0.10916	0.00551	0.01412	0.00022	455	111	105	5	90	1
DL116-33	585	129	44	0.06258	0.00137	0.48922	0.01065	0.05669	0.00067	694	46	404	7	356	4
DL116-34	410	63	45	0.06705	0.00126	0.82421	0.01553	0.08916	0.00103	839	39	610	9	551	6
DL116-35	273	303	6	0.05464	0.00281	0.10599	0.00534	0.01407	0.00022	398	111	102	5	90	1
DL116-36	1555	39	94	0.05448	0.0008	0.39988	0.00600	0.05323	0.00059	391	32	342	4	334	4
DL116-37	291	152	18	0.05375	0.00188	0.34952	0.01205	0.04716	0.00063	360	77	304	9	297	4
DL116-38	660	52	55	0.06293	0.00122	0.60312	0.01176	0.06950	0.00081	706	41	479	7	433	5
DL116-39	3343	294	155	0.06201	0.00093	0.33365	0.00512	0.03902	0.00044	675	32	292	4	247	3
DL116-40	776	90	131	0.08889	0.00123	1.67303	0.02389	0.13647	0.00154	1402	26	998	9	825	9
DL210-01	766	1386	17	0.0524	0.00175	0.09414	0.00309	0.01303	0.00017	303	74	91	3	83	1
DL210-02	255	80	36	0.07051	0.00117	1.10258	0.01840	0.11340	0.00127	943	34	755	9	693	7
DL210-03	598	715	12	0.04966	0.00165	0.09402	0.00307	0.01373	0.00017	179	76	91	3	88	1
DL210-04	1781	2416	37	0.04948	0.00112	0.09054	0.00205	0.01327	0.00015	171	52	88	2	85	1
DL210-05	3381	5121	232	0.05419	0.0007	0.32386	0.00429	0.04334	0.00047	379	29	285	3	274	3
DL210-06	708	87	11	0.04882	0.00156	0.09425	0.00297	0.01400	0.00017	139	73	92	3	90	1
DL210-07	690	604	24	0.20014	0.00484	0.49484	0.01129	0.01793	0.00025	2827	39	408	8	115	2
DL210-08	608	2406	21	0.05207	0.00155	0.09956	0.00293	0.01387	0.00017	289	67	96	3	89	1
DL210-09	212	518	5	0.04903	0.0027	0.09016	0.00487	0.01333	0.00021	149	124	88	5	85	1
DL210-10	130	213	3	0.06421	0.00386	0.13096	0.00768	0.01479	0.00026	749	122	125	7	95	2
DL210-11	1547	780	28	0.05872	0.0012	0.11409	0.00233	0.01409	0.00016	557	44	110	2	90	1
DL210-12	1835	2065	42	0.07475	0.0015	0.15428	0.00308	0.01497	0.00017	1062	40	146	3	96	1
DL210-13	451	357	9	0.0794	0.00209	0.15280	0.00395	0.01396	0.00018	1182	51	144	3	89	1
DL210-14	2106	1104	37	0.05966	0.00113	0.11354	0.00215	0.01380	0.00016	591	40	109	2	88	1
DL210-15	2296	3323	54	0.05323	0.00105	0.10866	0.00214	0.01480	0.00017	339	44	105	2	95	1
DL210-16	719	714	59	0.05574	0.00084	0.44296	0.00680	0.05764	0.00064	442	33	372	5	361	4
DL210-17	1958	530	312	0.06704	0.00071	1.24055	0.01406	0.13421	0.00145	839	22	819	6	812	8
DL210-18	1638	341	29	0.04967	0.00098	0.10735	0.00213	0.01567	0.00018	180	45	104	2	100	1
DL210-19	222	127	28	0.06758	0.00119	0.85569	0.01514	0.09184	0.00105	856	36	628	8	566	6

续表 3-1
Count. table 3-1

测点号	$\alpha(\text{B}) \times 10^{-6}$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
	U	Th	Pb	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	年龄/Ma	1 σ	年龄/Ma	1 σ	年龄/Ma	1 σ
DL210-20	164	386	5	0.10755	0.00618	0.21868	0.01202	0.01475	0.00030	1758	102	201	10	94	2
DL210-21	133	233	3	0.04794	0.00475	0.09179	0.00895	0.01389	0.00030	95	220	89	8	89	2
DL210-22	1574	80	24	0.05264	0.0015	0.09818	0.00277	0.01353	0.00017	313	64	95	3	87	1
DL210-23	1266	2090	32	0.08453	0.002	0.16366	0.00381	0.01404	0.00018	1305	45	154	3	90	1
DL210-24	1727	644	32	0.05642	0.00156	0.11260	0.00307	0.01448	0.00018	468	60	108	3	93	1
DL210-25	3669	31	55	0.05264	0.00121	0.09661	0.00222	0.01331	0.00016	313	1	94	2	85	1
DL210-26	483	1272	13	0.05082	0.00254	0.09615	0.00473	0.01372	0.00021	233	112	93	4	88	1
DL210-27	251	267	5	0.0511	0.00359	0.09503	0.00653	0.01349	0.00025	245	155	92	6	86	2
DL210-28	102	169	3	0.04845	0.00463	0.09612	0.00901	0.01439	0.00032	121	211	93	8	92	2
DL210-29	1283	1493	25	0.05205	0.00146	0.09230	0.00256	0.01286	0.00016	288	63	90	2	82	1
DL210-30	1257	603	26	0.05849	0.00147	0.12964	0.00323	0.01607	0.00020	548	54	124	3	103	1
DL107-01	1142	283	77	0.05547	0.00075	0.42948	0.00586	0.05615	0.00060	431	29	363	4	352	4
DL107-02	445	340	8	0.06402	0.00212	0.11565	0.00374	0.01310	0.00017	742	68	111	3	84	1
DL107-03	441	66	67	0.06679	0.00088	1.19233	0.01605	0.12948	0.00139	831	27	797	7	785	8
DL107-04	533	141	42	0.05677	0.00089	0.51099	0.00805	0.06529	0.00071	482	55	419	5	408	4
DL107-05	402	72	64	0.06633	0.00088	1.22757	0.01663	0.13423	0.00144	817	28	813	8	812	8
DL107-06	1308	435	23	0.04959	0.00099	0.09682	0.00193	0.01416	0.00016	176	46	94	2	91	1
DL107-07	402	137	39	0.07576	0.00115	0.78447	0.01200	0.07510	0.00083	1089	30	588	7	467	5
DL107-08	386	170	7	0.04714	0.00171	0.09035	0.00322	0.01390	0.00018	56	85	88	3	89	1
DL107-09	1003	118	16	0.07447	0.00161	0.13516	0.00288	0.01316	0.00015	1054	43	129	3	84	1
DL107-10	296	277	27	0.06861	0.00137	0.58070	0.01153	0.06139	0.00071	887	41	465	7	384	4
DL107-11	978	472	17	0.06142	0.00154	0.11490	0.00284	0.01357	0.00016	654	53	110	3	87	1
DL107-12	321	55	87	0.10063	0.0013	3.14593	0.04166	0.22675	0.00248	1636	24	1444	10	1317	13
DL107-13	305	55	51	0.0709	0.00106	1.37522	0.02087	0.14068	0.00155	955	30	878	9	849	9
DL107-14	861	259	98	0.06475	0.00089	0.79565	0.01116	0.08913	0.00097	766	29	594	6	550	6
DL107-15	678	1087	16	0.05168	0.00141	0.10302	0.00278	0.01446	0.00017	271	61	100	3	93	1
DL107-16	1205	429	96	0.05622	0.00072	0.51013	0.00672	0.06581	0.00071	460	28	419	5	411	4
DL107-17	564	19	75	0.06717	0.00086	1.10117	0.01457	0.11891	0.00129	843	27	754	7	724	7
DL107-18	889	456	115	0.06895	0.00083	0.95236	0.01192	0.10018	0.00108	897	25	679	6	616	6
DL107-19	502	141	79	0.06661	0.00086	1.21006	0.01612	0.13176	0.00144	826	27	805	7	798	8
DL107-20	566	69	9	0.0519	0.00164	0.09716	0.00303	0.01358	0.00017	281	71	94	3	87	1
DL107-21	308	762	8	0.06044	0.00268	0.11379	0.00494	0.01366	0.00020	619	93	109	5	87	1
DL107-22	200	93	71	0.10968	0.0016	4.03801	0.05968	0.26705	0.00303	1794	26	1642	12	1526	15
DL107-23	417	251	34	0.06149	0.00121	0.50748	0.00993	0.05986	0.00069	656	42	417	7	375	4
DL107-24	885	284	138	0.06653	0.00087	1.13624	0.01530	0.12388	0.00135	823	27	771	7	753	8
DL107-25	2658	108	62	0.04858	0.00092	0.13733	0.00261	0.02051	0.00023	127	44	131	2	131	1
DL107-26	3222	1062	46	0.07202	0.0014	0.10748	0.00208	0.01082	0.00012	987	39	104	2	69	1
DL107-27	2832	594	211	0.05469	0.00066	0.46463	0.00579	0.06162	0.00066	400	26	388	4	386	4
DL107-28	425	192	45	0.06611	0.00121	0.73962	0.01354	0.08115	0.00092	810	38	562	8	503	6
DL107-29	997	333	16	0.04791	0.0017	0.08412	0.00295	0.01274	0.00016	94	83	82	3	82	1
DL107-30	1083	194	19	0.08943	0.00201	0.15985	0.00353	0.01297	0.00016	1413	42	151	3	83	1
DL107-31	281	57	43	0.06697	0.00112	1.15182	0.01945	0.12475	0.00140	837	35	778	9	758	8
DL107-32	343	239	6	0.05189	0.0026	0.09585	0.00472	0.01340	0.00020	281	111	93	4	86	1
DL107-33	504	384	82	0.0665	0.00102	1.01241	0.01568	0.11042	0.00122	822	32	710	8	675	7
DL107-34	750	494	64	0.05467	0.00091	0.46594	0.00779	0.06182	0.00069	399	36	388	5	387	4
DL107-35	1336	411	105	0.05457	0.0008	0.46910	0.00699	0.06235	0.00068	395	32	391	5	390	4
DL26-01	4564	152	64	0.04883	0.00074	0.08270	0.00126	0.01228	0.00013	140	35	81	1	79	1
DL26-02	515	323	10	0.04986	0.00153	0.09510	0.00286	0.01383	0.00017	188	70	92	3	89	1
DL26-03	455	91	69	0.06761	0.00095	1.16257	0.01629	0.12470	0.00133	857	29	783	8	758	8
DL26-04	11207	446	158	0.04909	0.00059	0.08360	0.00102	0.01235	0.00013	152	28	82	1	79	1
DL26-05	1746	165	26	0.04867	0.00103	0.08577	0.00180	0.01278	0.00014	132	49	84	2	82	1
DL26-06	377	286	7	0.05876	0.00328	0.10457	0.00569	0.01290	0.00021	558	117	101	5	83	1
DL26-07	119	53	16	0.06844	0.00173	0.92679	0.02297	0.09821	0.00118	882	51	666	12	604	7
DL26-08	1196	1602	26	0.05334	0.00116	0.10660	0.00229	0.01449	0.00016	343	49	103	2	93	1
DL26-09	241	104	35	0.06623	0.00123	1.02725	0.01891	0.11248	0.00125	814	38	718	9	687	7
DL26-10	4382	418	70	0.04782	0.00068	0.09134	0.00130	0.01385	0.00015	89	34	89	1	89	1
DL26-11	1257	757	23	0.0594	0.00121	0.10649	0.00213	0.01300	0.00015	582	44	103	2	83	1
DL26-12	285	274	5	0.05006	0.002	0.09031	0.00353	0.01309	0.00017	198	90	88	3	84	1
DL26-13	143	254	3	0.05153	0.00297	0.09452	0.00535	0.01330	0.00021	265	127	92	5	85	1
DL26-14	2165	3274	46	0.05315	0.00086	0.09551	0.00154	0.01303	0.00014	335	36	93	1	84	1
DL26-15	2907	95	43	0.04989	0.00078	0.08839	0.00138	0.01285	0.00014	190	36	86	1	82	1

续表 3-2
Count. table 3-2

测点号	$w(B) \times 10^{-6}$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
	U	Th	Pb	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	年龄/Ma	1 σ	年龄/Ma	1 σ	年龄/Ma	1 σ
DL26-16	2616	372	42	0.05166	0.00086	0.09651	0.00161	0.01355	0.00015	270	38	94	1	87	1
DL26-17	747	221	13	0.06364	0.00149	0.12146	0.00280	0.01384	0.00016	730	49	116	3	89	1
DL26-18	808	1266	18	0.0613	0.00161	0.11437	0.00294	0.01353	0.00016	650	55	110	3	87	1
DL26-19	8937	265	123	0.0492	0.00063	0.08223	0.00106	0.01212	0.00013	157	30	80	1	78	1
DL26-20	1929	3763	48	0.0495	0.00092	0.09448	0.00175	0.01384	0.00015	172	43	92	2	89	1
DL26-21	877	2613	23	0.06399	0.00203	0.11209	0.00349	0.01270	0.00016	741	66	108	3	81	1
DL26-22	620	638	12	0.06372	0.00233	0.11663	0.00417	0.01328	0.00018	732	75	112	4	85	1
DL26-23	2438	421	38	0.05005	0.00127	0.09006	0.00226	0.01305	0.00015	197	58	88	2	84	1
DL26-24	2993	3098	57	0.05205	0.00097	0.09360	0.00175	0.01304	0.00015	287	42	91	2	84	1
DL26-25	1632	817	44	0.13306	0.00252	0.31033	0.00575	0.01692	0.00020	2139	33	274	4	108	1
DL26-26	2540	3481	55	0.0496	0.00098	0.09256	0.00183	0.01353	0.00015	176	45	90	2	87	1
DL26-27	2029	236	149	0.05684	0.00074	0.49086	0.00658	0.06264	0.00068	485	29	406	4	392	4
DL26-28	972	3051	29	0.05278	0.00133	0.10236	0.00255	0.01406	0.00017	320	56	99	2	90	1
DL26-29	1533	381	27	0.04862	0.00104	0.09984	0.00214	0.01489	0.00017	129	50	97	2	95	1
DL26-30	1464	2055	33	0.04803	0.00112	0.09446	0.00219	0.01426	0.00017	101	54	92	2	91	1
DL-212-1	306	661	7	0.0856	0.0078	0.15204	0.01520	0.01312	0.00040	1331	178	144	13	84	3
DL-212-2	4984	1208	75	0.0480	0.0017	0.09455	0.00330	0.01409	0.00021	102	85	92	3	90	1
DL-212-5	847	457	13	0.0518	0.0032	0.09231	0.00582	0.01273	0.00027	280	144	90	5	82	2
DL-212-6	8076	65	104	0.0462	0.0019	0.07794	0.00320	0.01213	0.00027	6	96	76	3	78	2
DL-212-7	3383	2280	58	0.0503	0.0031	0.09350	0.00558	0.01351	0.00029	209	143	91	5	87	2
DL-212-8	105	187	61	0.1223	0.0043	5.95067	0.20383	0.35027	0.00586	1990	63	1969	30	1936	28
DL-212-10	620	219	33	0.0525	0.0026	0.35811	0.01709	0.04911	0.00083	306	113	311	13	309	5
DL-212-11	2490	213	34	0.0478	0.0025	0.09030	0.00476	0.01353	0.00025	100	109	88	4	87	2
DL-212-12	4540	63	61	0.0471	0.0021	0.08650	0.00376	0.01312	0.00021	58	109	84	4	84	1
DL-212-13	1108	358	60	0.0524	0.0020	0.36055	0.01379	0.04912	0.00077	302	85	313	10	309	5
DL-212-14	347	99	47	0.0675	0.0026	1.12298	0.04444	0.11839	0.00212	854	114	764	21	721	12
DL-212-15	166	336	3	0.0820	0.0093	0.12314	0.01157	0.01280	0.00057	1256	224	118	10	82	4
DL-212-16	166	311	4	0.1406	0.0234	0.24196	0.02391	0.01393	0.00051	2235	292	220	20	89	3
DL-212-17	840	297	44	0.0507	0.0022	0.33752	0.01404	0.04779	0.00075	233	102	295	11	301	5
DL-212-18	131	242	3	0.2340	0.0486	0.31218	0.03201	0.01405	0.00061	3079	337	276	25	90	4
DL-212-19	3116	688	46	0.0474	0.0019	0.09164	0.00365	0.01381	0.00021	78	83	89	3	88	1
DL-212-20	280	65	41	0.0662	0.0031	1.23677	0.05589	0.13337	0.00218	813	100	817	25	807	12
DL-212-21	1158	386	18	0.0525	0.0032	0.10148	0.00606	0.01392	0.00028	306	139	98	6	89	2
DL-212-22	189	87	27	0.0650	0.0032	1.13042	0.05516	0.12582	0.00234	772	106	768	26	764	13
DL-212-23	372	291	6	0.0700	0.0066	0.12937	0.01134	0.01332	0.00034	931	199	124	10	85	2
DL-212-24	1809	616	26	0.0500	0.0026	0.08844	0.00481	0.01283	0.00025	195	129	86	4	82	2
DL-212-25	201	409	4	0.0848	0.0066	0.15082	0.01230	0.01347	0.00038	1311	150	143	11	86	2

其大多发育振荡环带(图略)。据锆石 U-Pb 同位素测试结果(表 3),其 $w(\text{U})$ 、 $w(\text{Th})$ 分别为 $(105 \sim 11207) \times 10^{-6}$ 、 $(19 \sim 5121) \times 10^{-6}$; $\text{Th}/\text{U} = 0.01 \sim 15.18$ (平均 0.83),其中绝大多数大于 0.1。由于研究区的花岗岩形成于中生代,故本文采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄进行加权平均值的计算,年龄误差为 2σ 给出的年龄置信度为 95%。根据测试数据形成的锆石 U-Pb 年龄谐和图如图 4 所示。

测试了 2 个白云母花岗岩样品。对样品 DL116 进行了 39 个点的测试,有 21 个点明显偏离谐和线;有 5 颗离群锆石位于谐和线上,其年龄分别为 297 Ma、388 Ma、429 Ma、462 Ma 和 701 Ma,可能是岩浆上升过程中捕获的早期锆石。主锆石群有 13 个数据点集中落于谐和线上及其附近,剔除偏离较大的

DL116-13、27、30 测点,其余 10 个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(91.7 \pm 1.8) \text{Ma}$, $\text{MSWD} = 4.6$ (图 4a)。对样品 DL210,获得了 30 个数据点,有 11 个点明显偏离谐和线;有 1 个位于谐和线上的锆石年龄为 812 Ma,可能为岩浆上升过程中捕获的锆石。主锆石群有 18 个数据点落于谐和线上及其附近,剔除偏离较大的 DL210-15、18、29 三个点,其余 15 个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(87.6 \pm 1.4) \text{Ma}$, $\text{MSWD} = 4.9$ (图 4b)。这 2 个采于不同位置的样品,年龄值在误差范围内一致,其岩浆结晶年龄应为 87.6~91.7 Ma。

对花岗斑岩的 1 个样品 DL107 测试了 35 个数据点,有 20 个偏离谐和线分布的离群点。主锆石群有 9 个数据点集中分布于谐和线上及其附近,剔除

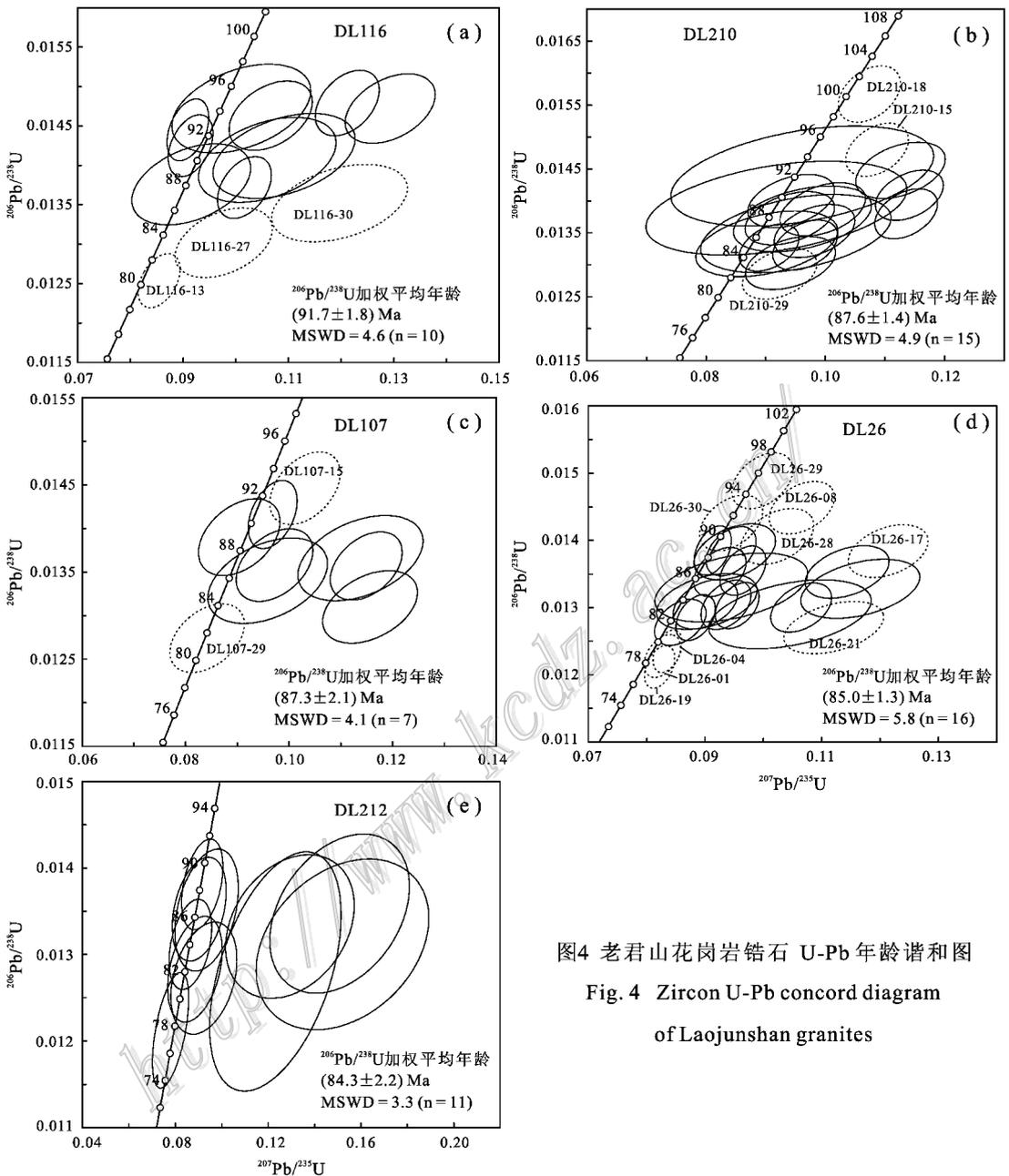


图4 老君山花岗岩锆石 U-Pb 年龄谱和图
Fig. 4 Zircon U-Pb concord diagram
of Laojunshan granites

偏离较大的 DL107-15、29 两个点,其余 7 个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(87.3 \pm 2.1) \text{ Ma}$, $\text{MSWD} = 4.1$ (图 4c), 应代表岩浆结晶年龄。此外,还有 6 颗位于谐和线上的离群锆石,其年龄分别为 131 Ma、386 ~ 390 Ma 和 798 ~ 812 Ma,可能为捕获锆石。

测试了 2 个二云母花岗岩样品。对样品 DL26 获得了 30 个数据点,有 5 个点明显偏离谐和线。主锆石群的 25 个数据点集中落于谐和线上及其附近,剔除 DL26-01、04、08、17、19、21、28、29、30 等 9 个偏

离较大的点,其余 16 个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(85.0 \pm 1.3) \text{ Ma}$, $\text{MSWD} = 5.8$ (图 4d)。对样品 DL212 获得了 22 个数据点,有 6 个点偏离谐和线,有 5 颗锆石散布于谐和线上,其年龄分别为 309 Ma、764 Ma、807 Ma、1936 Ma,可能为岩浆上升过程中捕获的锆石。主锆石群有 11 个数据点落于谐和线上及其附近,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(84.3 \pm 2.2) \text{ Ma}$, $\text{MSWD} = 3.3$ (图 4e)。这 2 个样品的年龄值在误差范围内基本一致,84.3 ~ 85.0 Ma 应代表其成岩年龄。

表4 都龙矿区辉钼矿 Re-Os 同位素数据表
Table 4 Re-Os data of molybdenite from the Dulong ore district

样号	m/g	$\mu(B)/ng/g$								模式年龄/Ma	
		Re		普 Os		^{187}Re		^{187}Os			
		测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度		
DL-30-4	0.20107	98.01	1.77	0.0018	0.0004	61.60	1.11	0.0771	0.0010	75.04	1.78
DL-30-4	0.2044	113.72	3.20	0.0018	0.0004	71.48	2.01	0.0943	0.0008	79.16	2.43

注:普 Os 是根据 Nier 值的 Os 同位素丰度,通过 $^{192}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ 测量比计算得出; ^{187}Os 是 ^{187}Os 同位素总量。测试单位及测试者:国家地质实验测试中心,屈文俊、曾法刚。

表5 都龙矿区金云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 快中子活化法地质年龄数据表
Table 5 Data of ^{40}Ar - ^{39}Ar stepwise incremental heating dating of phlogopite from the Dulong ore district

t/°C	($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _m	($^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _m	($^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _m	($^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _m	年龄/Ma	$\pm 1\sigma/\text{Ma}$
400	25.3785	0.0756	1.2452	0.1599	51	11
500	18.2884	0.0557	6.4910	0.2547	37	21
600	3.8448	0.0114	0.1853	0.0328	7.8	2.2
700	8.7232	0.0166	0.1956	0.0412	62.1	3.2
800	10.6317	0.0111	0.2434	0.0390	117.0	2.2
900	8.1722	0.0113	0.3662	0.0477	78.0	2.2
1000	8.9948	0.0074	0.0702	0.0224	108.8	2.0
1100	7.2419	0.0044	0.0838	0.0194	95.2	1.1
1200	6.8868	0.0025	0.0877	0.0170	98.5	1.2
1300	6.1198	0.0012	0.0302	0.0138	92.4	1.0
1400	6.3145	0.0028	0.0812	0.0187	88.2	1.6
1450	9.7860	0.0224	0.4321	0.0699	52	11

注:表中下标 m 代表样品中测定的同位素比值;总体年龄为 87.5 Ma;F= $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ 是放射性 ^{40}Ar 与 ^{39}Ar 的比值。

4.3 辉钼矿 Re-Os 同位素测试结果

都龙矿区的辉钼矿 Re-Os 同位素测试结果列于表 4。其中 Re、Os 含量的不确定度包括样品和稀释剂的称量误差、稀释剂的标定误差、质谱测量的分馏校正误差、待分析样品同位素比值测量误差,置信水平为 95%。模式年龄的不确定度还包括衰变常数的不确定度(1.02%),置信水平为 95%。

将 1 件辉钼矿样品分为 2 个平行样品进行测试,获得的模式年龄分别为(75.04 ± 1.78) Ma 和 (79.16 ± 2.43) Ma,在误差范围内基本一致,可以代表辉钼矿的结晶年龄。

4.4 金云母 Ar-Ar 同位素测试结果

都龙矿区金云母 Ar-Ar 同位素测试所获得的年龄数据变化较大(表 5),未出现年龄坪,12 个数据也不能构成等时线年龄。不过,该样品 1100~1400°C 的加权平均年龄(WMPA)为(93.6 ± 1.1) Ma,同时,测试结果也给出了样品的总体年龄为 87.5 Ma。根据测试结果,陈文(私人通讯,2013)认为应该使用前者,即(93.6 ± 1.1) Ma,应是金云母较为可靠的结晶年龄。

5 讨论

5.1 成岩成矿时代

近 20 余年来,前人主要运用 K-Ar 同位素定年法测得都龙矿区花岗岩中白云母的年龄为 89~118.08 Ma(宋焕斌,1988)。本文应用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析技术,对老君山花岗岩进行了系统且详细的微区原位单点高精度定年,测得白云母花岗岩的形成年龄为(87.6 ± 1.4) Ma ~ (91.7 ± 1.8) Ma,花岗斑岩的结晶年龄为(87.3 ± 2.1) Ma,二云母花岗岩的成岩年龄为(84.3 ± 2.2) Ma ~ (85.0 ± 1.3) Ma。此前,运用锆石 SHRIMP U-Pb 定年法,刘玉平等(2007)测得该矿区内隐伏花岗岩(原文为老君山花岗岩第 2 期)和花岗斑岩(原文为老君山花岗岩第 3 期)的年龄分别为(92.9 ± 1.9) Ma 和(86.9 ± 1.4) Ma;冯佳睿等(2010)测得老君山岩体东北部中-粗粒二云母花岗岩(原文为老君山花岗岩第 1 期)的形成时代为(83.3 ± 1.5) Ma。前一组数据与本文所测白云母花岗岩的年龄在误差范围内一致,花岗斑岩的年龄值与本文所获年龄一致,而后的数据则与本文所测二云母花岗

岩的年龄一致。亦即,老君山花岗岩形成于 $83.3 \sim 92.9$ Ma, 属晚白垩世。

上述不同时间、不同测试方法所获得的同位素数据均显示出,不同岩性岩石的形成时间有一定差异,反映出区内花岗岩岩浆的侵入活动具有多期次的特征。前人主要根据岩石类型及其分布特征以及 K-Ar 同位素年龄等,将该区的岩浆侵入作用划分为 3 期(宋焕斌, 1988):第 1 期为中-粗粒二云母花岗岩及含斑二云母花岗岩[(106.86 ± 1.18) Ma ~ (118.08 ± 1.48) Ma, 本文的二云母花岗岩];第 2 期为细-中粒二云母花岗岩[(95.17 ± 1.09) Ma, 本文的白云母花岗岩];第 3 期主要形成一些花岗斑岩[(89.00 ± 0.99) Ma, 本文的花岗斑岩]。笔者对铜街矿段-曼家寨矿段的野外地质调查表明,花岗斑岩多呈岩脉、岩枝、岩瘤状等产于隐伏白云母花岗岩体附近的地层中,勘探线剖面(李进文等, 2008)测显示出,花岗斑岩主要沿隐伏白云母花岗岩的边缘局部产出。再者,花岗斑岩与白云母花岗岩的 U-Pb 年龄在误差范围内近于一致,故笔者推测,这两者应为同一期次岩浆侵入作用的产物,而前者应属后者的边缘相。老君山岩体各类花岗岩的稀土元素和微量元素分布型式极为相似,暗示出其均为同源岩浆所形成。据此,笔者将老君山花岗质岩浆侵入活动划分为 2 个期次:早期,形成了白云母花岗岩及花岗斑岩,其时代为(87.3 ± 2.1) Ma ~ (92.9 ± 1.9) Ma;晚期,同源岩浆再次活动,形成了二云母花岗岩,时代为(83.3 ± 1.5) Ma ~ (85.0 ± 1.3) Ma。

对于都龙锡锌矿床的成矿时代,最早, Liu 等(1999)测得曼家寨矿段矿石和单矿物的 Rb-Sr 等时线年龄分别为(79.1 ± 9.1) Ma 和(76.7 ± 3.3) Ma。之后,刘玉平等(2007)运用 TIMS 法对采自曼家寨矿段的锡石进行了定年,获得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为(79.8 ± 3.2) Ma、 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 等时线年龄为(82.0 ± 9.6) Ma, 并认为锡-铜矿化大约发生于 80 Ma, 晚白垩世是该矿床的主成矿期。本文采自都龙矿区锡锌矿体边部绿泥石金云母砂卡岩中的金云母,应为与热液成矿同期的围岩蚀变的产物,其 ^{40}Ar - ^{39}Ar 同位素加权平均年龄为(93.6 ± 1.1) Ma, 可代表锡、锌的成矿时代。综上所述,都龙矿区锡锌矿的成矿年龄为(79.8 ± 3.2) Ma ~ (93.6 ± 1.1) Ma。用于 Re-Os 同位素年龄测试的辉钼矿产于含锡石黑钨矿石英脉旁的二云母花岗岩中,明显与热液矿脉同期形成,其模式年龄为(75.04

± 1.78) Ma ~ (79.16 ± 2.43) Ma, 应该代表锡钨矿脉的形成时代。也就是说,二云母花岗岩中锡钨矿脉的形成时间晚于主要产于地层中的与砂卡岩化有关的锡锌矿体。亦即,都龙矿区曾于晚白垩世发生了 2 期与花岗岩有关的金属成矿作用:早期,形成了主要产于岩体外接触带的锡锌矿体,为主成矿期;晚期,在二云母花岗岩中形成了含锡石黑钨矿石英脉。

在区域上,与都龙矿床处于同一构造带的白牛厂银锡多金属矿床,测得其锡石 U-Pb 等时线年龄为(87 ± 3) Ma(李开文等, 2011);个旧锡多金属矿床,测得旧老厂细脉带型锡矿白云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 坪年龄为(82.7 ± 0.7) Ma(杨宗喜等, 2009),卡房矿段辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为(83.4 ± 2.1) Ma(杨宗喜等, 2009)。由此可见,都龙锡锌矿床的形成并非该区晚白垩世的孤立事件,而是华南褶皱系西南缘在此期间区域性金属成矿爆发的组成部分。

5.2 成岩成矿构造环境

近些年来的研究表明,华南地区在中生代—新生代曾发生过多期岩石圈伸展-减薄事件(李献华, 1999; 华仁民等, 2003; 毛景文等, 2004)。一些学者对分布于滇东南地区的若干大型矿床和侵入岩的研究均认为,该地区在晚白垩世处于岩石圈伸展动力学环境(刘玉平等, 2007; 杨宗喜等, 2008; 程彦博等, 2008a, 2008b, 2009, 2010)。

老君山花岗岩普遍含有一定量的白云母。其地球化学特征(表 2)表明:岩石铝过饱和($A/\text{CNK} > 1.1$),富钾($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$),碱质含量较高,钛、磷、镁、钙含量偏低,富集 Th 和 U 等元素;岩石化学成分和稀土元素组成及其配分型式与矿区附近的片麻岩十分接近,花岗岩中斜长石、钾长石的铅同位素组成暗示了岩浆起源于上地壳(李进文等, 2008)。亦即,地质-地球化学特征均显示出老君山花岗岩属造山环境下由地壳重熔作用所形成。

在主量元素 SiO_2 - Al_2O_3 图(图 5a)中,除 2 个样品投于图外,老君山花岗岩的其他样品均投落于后造山花岗岩区。在花岗岩类微量元素构造环境判别图 Rb-(Y+Nb)图解(图 5b)中,老君山花岗岩样品均投落于同碰撞花岗岩及板内花岗岩范围。所有这些证据都表明,老君山花岗岩形成于后碰撞造山向板内环境转换的阶段。据王永磊等(2007)研究,与本区花岗岩同时代的个旧老厂矿区内,与成矿有关的花岗岩即形成于后碰撞造山向板内环境转换的阶段。不过,从地质特征来看,老君山花岗岩体与其周

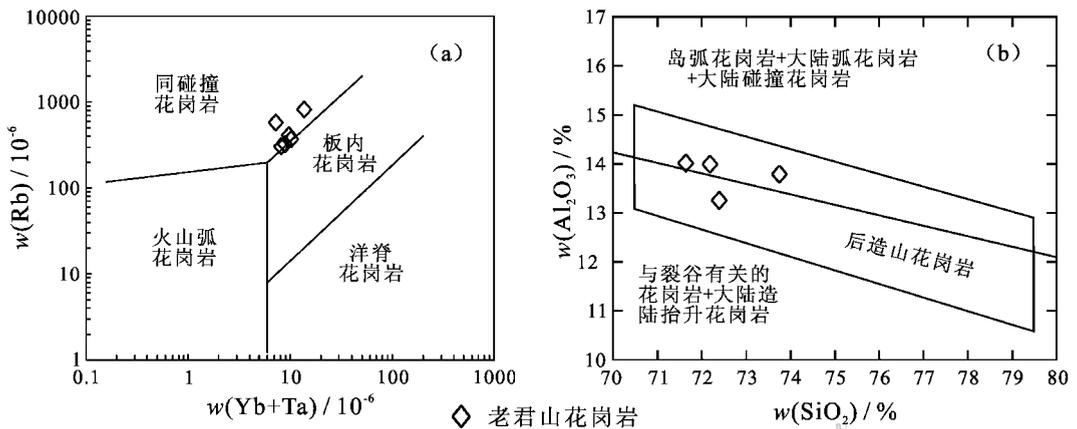


图5 花岗岩 $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ 图解 (a) (据 Pearce 等, 1984) 与 $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ 图解 (b) (据 Maniar et al., 1989)

Fig. 5 SiO_2 versus Al_2O_3 diagram (a) (after Pearce et al., 1984) and Rb versus $(\text{Y}+\text{Nb})$ diagram (b)

(after Maniar et al., 1989) for granites

围的前寒武系深变质岩以及寒武系-泥盆系沉积岩已构成了与伸展作用有关的变质核杂岩构造 (Li et al., 1996)。据颜丹平等 (2005) 研究, 老君山地区在中生代至少经历了 2 期伸展构造, 其中的第 2 期发生于 86~78 Ma, 与都龙矿区的成岩成矿年龄基本一致。而 Roger 等 (2000) 对本区南部 Song Chay 变质穹隆体的研究认为, 滇东南地区从中生代末期至新生代早期一直处于伸展构造环境。

综上所述认为, 老君山花岗岩以及与其相关的锡钨矿应形成于以区域伸展为主导的构造环境。蔡明海等 (2004) 对与滇东南相邻的桂西北丹池成矿带内的燕山晚期花岗岩进行了研究, 也得出了基本相同的结论。因此, 都龙、个旧和白牛厂等区域上同时代的大型-超大型矿床以及与之相关的花岗岩, 应是这一时期岩石圈伸展环境下大规模花岗质岩浆成矿作用的产物。

5.3 花岗岩与矿床的成因联系

老君山花岗岩富含 Sn、Zn、W、In 等元素, B、F 等挥发分的含量亦较高 (宋焕斌, 1988)。据蔡德坤 (1983) 研究, 老君山花岗岩的 $w(\text{Sn})$ 为 $(20\sim 132)\times 10^{-6}$ (平均 68.75×10^{-6}), $w(\text{Zn})$ 为 $(150\sim 206)\times 10^{-6}$ (平均 169.75×10^{-6}), $w(\text{W})$ 为 $(30\sim 83)\times 10^{-6}$ (平均 51.75×10^{-6})。本次研究所采集的 6 个花岗岩样品的 $w(\text{Sn})$ 、 $w(\text{Zn})$ 和 $w(\text{W})$ 平均含量分别为 39.00×10^{-6} 、 140.40×10^{-6} 和 11.73×10^{-6} 。其中, $w(\text{Sn})$ 高出花岗岩维氏值 (3×10^{-6}) 数倍至数十倍, 也明显高于我国华南地区同期含锡花岗岩的平均含量 (9.94×10^{-6}); $w(\text{Zn})$ 、 $w(\text{W})$ 也普遍高于

或远高于花岗岩维氏值 (分别为 60×10^{-6} 和 1.5×10^{-6})。而该花岗岩中 Cr、Co、Ni、V、Ba、Zr 和 La 等含量低的元素, 在矿石中的含量也很低 (宋焕斌等, 1987), 反映出花岗岩与锡钨矿有着密切的亲缘关系, 花岗岩可能是 Sn、Zn、W 等金属成矿元素的载体。

在空间上, 老君山岩体的白云母花岗岩、花岗斑岩与田蓬组大理岩接触往往形成广泛的矽卡岩 (化), 并主要在其外接触带形成了矽卡岩型锡钨矿体, 亦有少量矿体产于花岗斑岩与大理岩的接触带。如在铜街矿段, 常见花岗斑岩呈岩枝状侵入于大理岩中, 两者均普遍发生不同程度的矽卡岩化蚀变, 形成厚大的矽卡岩和矽卡岩型矿体, 而且, 蚀变具有分带特征, 由大理岩向花岗斑岩依次为矽卡岩化条带状大理岩→灰绿色绿泥石矽卡岩→黑绿色阳起石矽卡岩→矽卡岩化花岗斑岩, 锡钨矿化主要发育于绿泥石矽卡岩和阳起石矽卡岩中。在该矿段的矽卡岩型矿体中, 常清晰可见残留的白色大理岩团块, 而绿泥石矽卡岩和阳起石矽卡岩中则常见残留有石榴子石矽卡岩团块。这些现象表明, 矽卡岩 (化) 和锡钨矿化与花岗斑岩以及与其相连的白云母花岗岩关系密切, 均为岩浆热液作用的产物, 而矽卡岩化经历了典型的与岩浆作用有关的由高温蚀变向低温蚀变发展的退化蚀变过程。研究 (宋焕斌, 1988; 李进文等, 2008) 表明, 含锡石黑钨矿石英脉均产于老君山岩体的二云母花岗岩内。事实是, 在老君山岩体中, 小规模钨锡采矿现象普遍, 但采坑均分布于二云母花岗岩中, 而白云母花岗岩中则几乎未见。这一实例

说明,石英脉型钨锡矿的形成可能与二云母花岗岩有关。

在时间上,主成矿期锡锌矿的成矿时限(79.8~93.6 Ma)与白云母花岗岩及花岗斑岩的成岩年龄(87.3~92.9 Ma)较为一致,而石英脉型钨锡矿的成矿年龄(75.04~79.16 Ma)则更接近二云母花岗岩的年龄(83.3~85.0 Ma)。这显示出成岩与成矿在时间上是协调的。这一研究结果基本上否定了下述观点:都龙矿区的Sn、Zr(In)、W成矿均与呈岩基状产出的二云母花岗岩有成因联系,而白云母花岗岩与矿化关系不明显。

此外,铅同位素研究(李进文等,2008)表明,矿石中的闪锌矿、黄铜矿、磁黄铁矿和黄铁矿等金属硫化物具有与花岗岩中斜长石、钾长石基本相似的铅同位素组成,暗示了矿石铅为岩浆来源,且均源于上地壳。

6 结 论

老君山岩体是晚白垩世由地壳重熔作用形成的S型花岗岩,为一由同源岩浆经2期活动形成的复式岩体。早期,于(87.3±2.1)Ma~(92.9±1.9)Ma形成了白云母花岗岩及花岗斑岩,晚期的二云母花岗岩的成岩年龄为(83.3±1.5)Ma~(85.0±1.3)Ma。

花岗质岩浆活动与区内金属成矿作用关系密切,花岗岩可能是锡、锌、钨等的成矿母岩。而且,与岩浆活动相对应的成矿作用亦分为2期:早期成矿发生于(79.8±3.2)Ma~(93.6±1.1)Ma,为主成矿期,形成了与早期白云母花岗岩及花岗斑岩有关的矽卡岩型锡锌矿;晚期成矿发生于(75.04±1.78)~(79.16±2.43)Ma,形成了含锡石黑钨矿石英脉,与容矿的二云母花岗岩关系更为密切。

老君山花岗岩以及与之相关的锡锌钨矿是这一时期伸展构造环境下大规模花岗质岩浆成矿作用的产物。

志 谢 成文过程中得到了陈文和樊兴涛两位学者的帮助,深表谢意。

参考文献/References

蔡德坤. 1983. 滇东南老君山花岗岩类岩石的形成演化与锡、钨的矿

化富集作用[J]. 云南地质, 2(2):102-113.

蔡明海, 梁 婷, 吴德成, 黄惠民. 2004. 桂西北丹池成矿带花岗岩地球化学特征及其构造环境[J]. 大地构造与成矿学, 28(3):303-313.

陈 文, 张 彦, 金贵善, 张岳桥. 2006. 青藏高原东南缘晚新生代幕式抬升作用的Ar-Ar热年代学证据[J]. 岩石学报, 22(4):867-872.

程彦博, 毛景文, 谢桂青, 陈懋弘, 赵财胜, 杨宗喜, 赵海杰, 李向前. 2008a. 云南个旧老厂-卡房花岗岩体成因: 锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学约束[J]. 地质学报, 82(11):1478-1493.

程彦博, 毛景文, 陈懋弘, 谢桂青, 杨宗喜, 冯佳睿, 赵海杰. 2008b. 云南个旧锡矿田碱性岩和煌斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及其地质意义[J]. 中国地质, 35(6):1138-1149.

程彦博, 毛景文, 谢桂青, 陈懋弘, 杨宗喜. 2009. 与云南个旧超大型锡矿床有关花岗岩的锆石 U-Pb 定年及意义[J]. 矿床地质, 28(3):297-312.

程彦博, 毛景文, 陈小林, 李 伟. 2010. 滇东南薄竹山花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及地质意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版) 40(4):869-878.

杜安道, 何红蓼, 殷宁万, 邹晓秋, 孙亚利, 孙德忠, 陈少珍, 屈文俊. 1994. 辉钼矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究[J]. 地质学报, 68(4):339-347.

杜安道, 赵敦敏, 王淑贤, 孙德忠, 刘敦一. 2001. Carius管溶样和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[J]. 岩矿测试, 20(4):247-252.

冯佳睿, 毛景文, 裴荣富, 周振华, 杨宗喜. 2010. 云南瓦渣矿区老君山花岗岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年、地球化学特征及成因探讨[J]. 岩石学报, 26(3):845-857.

官容生. 1991. 滇东南构造岩浆带花岗岩体的含矿性探讨[J]. 矿物岩石, 11(1):92-101.

华仁民, 陈培荣, 张文兰, 刘晓东, 陆建军, 林锦富, 姚军明, 戚华文, 张展适, 顾晟彦. 2003. 华南中、新生代与花岗岩类有关的成矿系统[J]. 中国科学(D) 33:335-343.

李进文, 裴荣富, 王磊磊, 等. 2008. 云南省马关县老君山成矿区构造与花岗岩作用研究[R]. 47页. 内部资料.

李开文, 康建珍, 刘 卉, 张 乾, 王大鹏, 蔡 伊. 2011. 滇东南燕山晚期与岩浆作用有关的多金属成矿作用[J]. 矿物学报(增刊):607-608.

李献华. 1999. 华南白垩纪岩浆活动与岩石圈伸展——地质年代学与地球化学限制[A]. 见 资源环境与可持续发展. 中国科学院地球化学研究所. 北京: 科学出版社. 264-275.

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[M]. 北京: 科学出版社. 548页.

刘玉平. 1998. 一个受后期改造和热液叠加的块状硫化物矿床——都龙超大型锡锌多金属矿床[J]. 矿物岩石地球化学通报, 17(1):22-24.

刘玉平, 李朝阳, 谷 团, 王金良. 2000. 都龙锡锌多金属矿床成矿物

- 质来源的同位素示踪[J]. 地质地球化学, 28(4): 75-82.
- 刘玉平, 李朝阳, 叶霖, 刘世荣. 2006. 云南都龙锡锌多金属超大型矿床鲕状黄铁矿 SEM 研究及其成因意义[J]. 矿物岩石地球化学通报 25(增刊): 165-167.
- 刘玉平, 李正祥, 李惠民, 郭利果, 徐伟, 叶霖, 李朝阳, 皮道会. 2007. 都龙锡锌矿床锡石和锆石 U-Pb 年代学 滇东南白垩纪大规模花岗岩成岩-成矿事件[J]. 岩石学报 23(5): 967-976.
- 罗君烈. 1995. 滇东南锡、钨、铅、锌、银矿床的成矿模式[J]. 云南地质, 14(4): 319-332.
- 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 张长青, 梅燕雄. 2004. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展[J]. 地学前缘, 11(1): 45-55.
- 秦德先, 吴锡煌, 裴荣富, 等. 2009. 云南马关县老君山锡锌多金属成矿区控矿条件、成矿规律与勘查靶区优选科研总结报告书[R]. 242页. 内部资料.
- 屈文俊, 杜安道. 2003. 高温密闭溶样电感耦合等离子体质谱准确测定辉钼矿铼-钨地质年龄[J]. 岩矿测试, 22(4): 254-257.
- 宋焕斌, 金世昌. 1987. 滇东南都龙锡矿床的控矿因素及区域找矿方向[J]. 云南地质, 6(4): 298-304.
- 宋焕斌. 1988. 老君山含锡花岗岩的特征及其成因[J]. 矿产与地质, 2(3): 45-53.
- 宋焕斌. 1989. 云南东南部都龙锡石-硫化物型矿床的成矿特征[J]. 矿床地质, 8(4): 29-38.
- 王永磊, 裴荣富, 李进文, 武俊德, 李莉, 王浩琳. 2007. 个旧老厂矿田花岗岩地球化学特征及其形成构造背景[J]. 地质学报, 81(7): 979-985.
- 忻建刚, 袁奎荣. 1993. 云南都龙隐伏花岗岩的特征及其成矿作用[J]. 桂林冶金地质学院学报, 13(2): 121-129.
- 颜丹平, 周美夫, 王焰, 等. 2005. 都龙-Song Chay 变质穹隆体变形与构造年代——南海盆地北缘早期扩张作用始于华南地块张裂的证据[J]. 地球科学, 30(4): 402-412.
- 杨世瑜, 李宗光. 1985. 滇东南老君山石英云英岩型锡矿床特征及其成矿环境拟议[J]. 昆明工学院学报, 21(2): 1-12.
- 杨宗喜, 毛景文, 陈懋弘, 童祥, 武俊德, 程彦博, 赵海杰. 2008. 云南个旧卡房砂卡岩型(锡)矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 24(8): 1937-1944.
- 杨宗喜, 毛景文, 陈懋弘, 童祥, 武俊德, 程彦博, 赵海杰. 2009. 云南个旧老厂细脉带型锡矿白云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄及其地质意义[J]. 矿床地质, 28(3): 336-344.
- 张彦, 陈文, 陈克龙, 刘新宇. 2006. 成岩混层(1/S)Ar-Ar 年龄谱型及³⁹Ar 核反冲丢失机理研究——以浙江长兴地区 P-T 界线粘土岩为例[J]. 地质论评, 52(4): 556-561.
- 周建平, 徐克勤, 华仁民, 朱金初. 1998. 滇东南喷流沉积块状硫化物特征与矿床成因[J]. 矿物学报, 18(2): 158-168.
- Anderson T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb[J]. Chemical geology, 192(1): 59-79.
- Du A D, Wu S Q, Sun D Z, Wang S X, Qu W J, Markey R, Stein H, Morgan J and Malinovsky D. 2004. Preparation and Certification of Re-Os Dating Reference Materials: Molybdenite HLP and JDC[J]. Geostandard and Geoanalytical Research, 28(1): 41-52.
- Li D X and Deng J. 1996. Metamorphic core complex and vortex structure in Laojunshan, southeastern Yunnan Province[J]. Scientia Geologica Sinica, 5(1): 1-9.
- Liu Y P, Li C Y and Zeng Z G. 1999. The metallogenic epoch and ore-forming metal source of some large and superlarge deposits in the Laojunshan, Yunnan; Evidence from Rb-Sr isotopic studies[J]. Chinese Sci. Bulletin, 44(S2): 30-32.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Gunther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. Chemical Geology, 257(1-2): 34-43.
- Ludwig K R. 2001. Isoplot/Ex version 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley: Geochronology Center, Special Publication 1a, 2001: p55.
- Ludwig K R. 2003. User's manual for Isoplot/Ex version 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley: Geochronology Center Special Publication, No. 4, p70.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. Geological society of America bulletin, 101(5): 635-643.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 25(4): 956-983.
- Roger F, Leloup P H, Jolivet M, Lacassin R, Trinh P T, Brunel M and Seward D. 2000. Long and complex thermal history of the Song Chay metamorphic dome (Northern Vietnam) by multi-system geochronology[J]. Tectonophysics, 321: 449-466.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[A]. In: Saunders A D and Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basin[C]. Geol. Soc. London Spe. Pub., 42: 313-345.
- Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, Griffin W L, Meier M, Oberli F, Von Quadt A, Roddick J C and Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 19: 1-23.