

滇西北衙煌斑岩的岩石成因及动力学背景:年代学、地球化学及 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素约束*

和文言¹ 莫宣学¹ 喻学惠¹ 董国臣¹ 和中华² 黄雄飞¹ 李小伟¹ 姜丽莉¹

HE WenYan¹, MO XuanXue¹, YU XueHui¹, DONG GuoChen¹, HE ZhongHua², HUANG XiongFei¹, LI XiaoWei¹ and JIANG LiLi¹

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室,地球科学与资源学院,北京 100083

2. 云南黄金矿业集团股份有限公司,昆明 650224

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Yunnan Gold and Mining Group Co., Ltd, Kunming 650224, China

2014-03-05 收稿, 2014-06-10 改回.

He WY, Mo XX, Yu XH, Dong GC, He ZH, Huang XF, Li XW and Jiang LL. 2014. Genesis and geodynamic settings of lamprophyres from Beiya, western Yunnan: Constraints from geochemistry, geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 30(11):3287–3300

Abstract Quite a few lamprophyre dikes are developed in Beiya area. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating yields an age of 34.96 ± 0.66 Ma, which indicate it is the product of Cenozoic magmatism in the Jinshajiang-Ailaoshan alkali-rich intrusion belt. Geochemically, the lamprophyres have high values of potassium (K_2O/Na_2O ratio ranging from 1.03 to 10.38), alkaline (the content of ($K_2O + Na_2O$) mean value 7.55%) and $Mg^\#$ (from 30 to 73) and are enriched in large ion lithophile elements (K, Rb, Ba) and LREEs and depleted in the high field strength elements (Nb, Zr, P) and HREE. The isotopes of lamprophyres are characterized by high ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i (from 0.707615 to 0.708525), low $\varepsilon_{Nd}(t)$ (from -5.3 to -1.3) but enriched radioactive Pb ($^{208}Pb/^{204}Pb = 38.542 \sim 38.856$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.553 \sim 15.617$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.482 \sim 18.612$). The ratios of $^{176}Hf/^{177}Hf$ range from 0.282631 to 0.282882, with $\varepsilon_{Hf}(t)$ values varying from -4.2 to 1.8. Based on the above discussions, we proposed that the studied lamprophyres are from an enrichment lithospheric mantle source which is metasomatized by the fluid from the dehydration of the subducted oceanic (Paleo-Tethys Ocean) slab. There is fractionation of olivine and clinopyroxene with the primary magma ascent, but without much influence. Tectonic and geodynamic investigation indicates that the studied lamprophyres are formed in a post-orogenic extensional setting after the collision between the Indian and Eurasian plate.

Key words Lamprophyres; Geochemistry; Geochronology; Sr-Nd-Pb-Hf isotopes; Beiya, western Yunnan

摘要 北衙地区出露有多条煌斑岩脉,锆石 LA-ICP-MS 定年表明岩脉的侵位时间为 34.96 ± 0.66 Ma,与滇西地区新生代岩浆活动的高峰期一致。岩石地球化学分析表明北衙煌斑岩具有高钾(K_2O/Na_2O 为 1.03 ~ 10.38)、富碱(($K_2O + Na_2O$) (平均 7.55%)、高 $Mg^\#$ (30 ~ 73),富集大离子亲石元素(LILE)(K、Rb、Ba)和轻稀土元素(LREE),亏损高场强元素(HFSE)和重稀土元素的特征。同位素以高($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i (0.70615 ~ 0.70825),低 $\varepsilon_{Nd}(t)$ (-5.3 ~ -1.3),富集放射性 Pb($^{208}Pb/^{204}Pb = 38.542 \sim 38.856$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.553 \sim 15.617$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.482 \sim 18.612$)为特征, $^{176}Hf/^{177}Hf$ 为 0.282631 ~ 0.282882, $\varepsilon_{Hf}(t)$ 为 -4.2 ~ 1.8。岩石地球化学和同位素特征表明该煌斑岩源自经俯冲板片交代富集了的岩石圈地幔,推测源区可能为含金云母的尖晶石相橄榄岩地幔与石榴石相橄榄岩地幔的过渡区,起源深度大致在 75 ~ 85 km,明显高于同区富碱斑岩的起源深度。构造和地球动力学背景分析表明,该煌斑岩以及滇西地区新生代岩浆作用都是对印度-欧亚大陆强烈碰撞的响应,都产

* 本文受国家重点基础研究发展计划项目(2015CB452605、2009CB421002)、中国地质调查局地质调查工作项目(132120114013501)、地质过程与矿产资源国家重点实验室开放基金(GPMR2011)、国土资源部公益性行业科研专项(200911007-3)、中国博士后科学基金(2014M550081)和国家自然科学基金项目(41403028)联合资助。

第一作者简介:和文言,男,1986生,博士,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: vaneyoung@qq.com

在强烈伸展的动力学背景下,为岩石圈减薄的产物。

关键词 煌斑岩;地球化学;年代学;Sr-Nd-Pb-Hf 同位素;滇西北衍

中图法分类号 P588.13; P597.3

1 引言

煌斑岩通常指一些含有大量暗色矿物斑晶的浅成相暗色火成岩 (Wimmenauer, 1973; Rock, 1977; Rock *et al.*, 1991),经常以岩脉或岩墙的形式出露于各种构造环境中 (Rock, 1987)。随着火成岩研究的不断深入,壳幔相互作用、不同深度地幔的部分熔融作用等岩石成因观点的提出,使人们对煌斑岩成因的认识从以往单一的岩浆结晶分异作用观点中走出来,并认识到煌斑岩也是窥测和了解地壳与岩石圈地幔的“窗口”和“探针”(姜耀辉等,2005)。此外,很多煌斑岩与一些大型-超大型金矿床有着密切的时空关系 (Rock *et al.*, 1991; 罗照华等, 2008),暗示其可能与金及多金属成矿作用有关。因此,对煌斑岩的研究是当今火成岩研究中一个重要的研究方向。

位于青藏高原东缘的“三江”地区沿金沙江-哀牢山断裂系统发育有一条长达 2000 多千米,宽 50~80km 的新生代富

碱岩浆岩(富碱斑岩与钾质火山岩)带,其中很多富碱斑岩与金、铜、钼等多金属成矿作用有着密切的关系,它们共同组成了国内外瞩目的金沙江-哀牢山新生代富碱斑岩成矿带(张玉泉等,2000;王登红等,2004)。该成矿带是我国新生代大规模成矿作用的重要地区之一,也是我国重要的铜、金、铅、锌等金属资源产地。(Wang *et al.*, 2001; Hou *et al.*, 2003; 毕献武等, 2005; 邓军等, 2010, 2012; 杨立强等, 2010, 2011; Deng *et al.*, 2014a, b)。因此,有关富碱斑岩成因及其与成矿作用的关系研究,一直是滇西“三江”地区最受关注的研究课题。在金沙江-哀牢山构造带还发育了一套煌斑岩,这些煌斑岩在时间及空间上与富碱斑岩密切共生,但是对这些煌斑岩成因的研究只是近年来才开始引起学者们的重视(李献华等, 2002; 管涛等, 2006; Guo *et al.*, 2005)。

北衍地区是金沙江-哀牢山构造带上一个最重要的超大型金多金属富集区,也是一个新生代富碱斑岩与煌斑岩发育地区之一(图1)。前人(徐受民等, 2006; Xu *et al.*, 2007a, b;

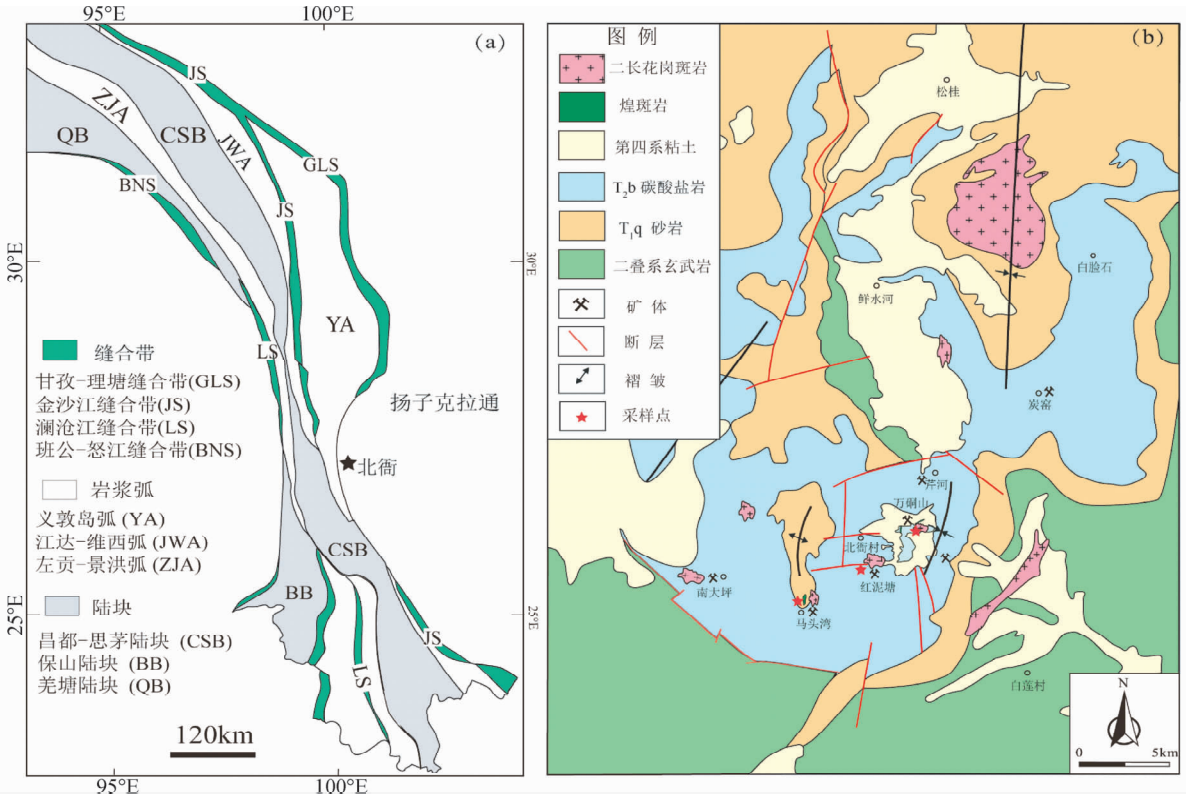


图1 三江地区构造划分图及北衍矿区地质图

(a)-三江构造简图(据侯增谦,2006);(b)-北衍矿区地质图(据云南黄金矿业集团,2011^①)

Fig. 1 Tectonic subdivision of Sanjiang orogenic belt and simplified geological map of the Beiya area

① 云南黄金矿业集团. 2011. 北衍矿区四期勘探报告

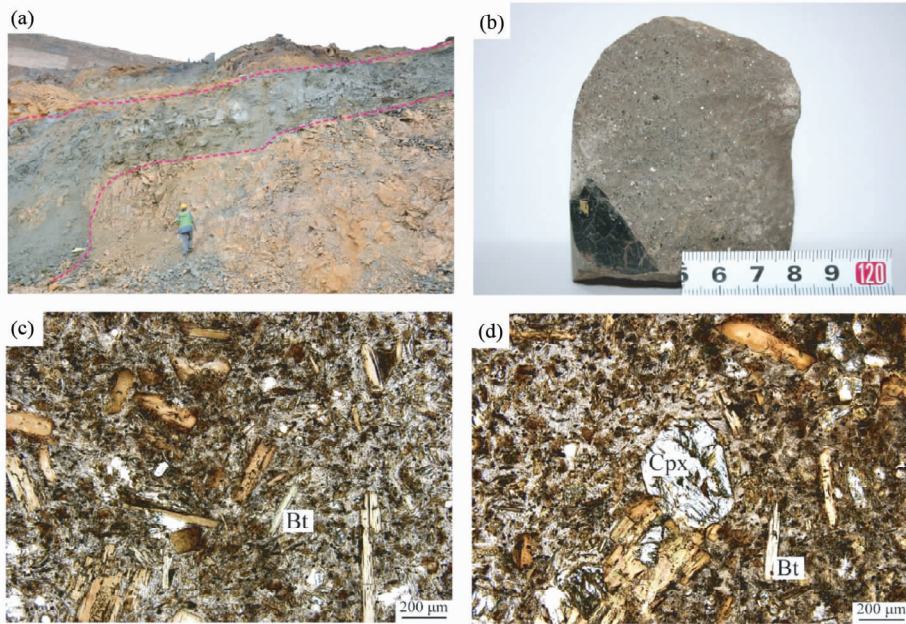


图2 北衙煌斑岩野外及镜下照片

Cpx-单斜辉石;Bt-黑云母

Fig.2 Field and micro-photographs of the lamprophyres in the Beiya area

薛传东等, 2008; 肖晓牛, 2009; 邓军等, 2010, 2012; 和文言等, 2012, 2013; 和中华等, 2013), 对北衙地区富碱斑岩的岩石学、地球化学、年代学及其金多金属矿床的特征、成矿作用的时代表、成矿作用与富碱斑岩的关系等进行了大量研究, 取得了许多科研成果。但是对北衙矿集区的煌斑岩仅有少量岩石学及地球化学方面的研究(徐受民等, 2006; Xu *et al.*, 2007b), 有关该区煌斑岩的成岩时代, 岩石成因及其与成矿作用关系方面的研究, 几乎还是空白。本文提供了北衙矿集区煌斑岩的岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素等方面分析测试数据, 结合前人的工作, 对该区煌斑岩的起源条件、源区特征及其所蕴含的岩石成因意义进行了讨论, 为该区进一步矿产勘查与找矿提供基础地质资料与信息。

2 地质概况与岩相学

北衙金多金属矿区位于云南省大理州鹤庆县, 大地构造位置处于扬子板块西缘与兰坪-思茅盆地的结合部(图 1a)。构造上被夹持在金沙江-红河断裂、宾川-程海断裂和丽江-木里断裂之间。

区内出露的地层主要为上二叠统峨眉山组($P_2\beta$)玄武岩; 三叠系下统青田堡组(T_1q)黄绿色、灰绿色、灰黑色砂泥岩及含玄武质火山碎屑岩的砂砾岩; 三叠系中统北衙组(T_2b)白云岩、白云质灰岩、铁质灰岩、蠕虫状生物碎屑灰岩及泥质灰岩, 该组为矿区的主要赋矿地层和围岩; 第四系(Q)更新统与全新统的紫红色, 黄褐色残坡积砂砾石及

粘土。

该区主要的断裂构造为近 SN 向的马鞍山断裂和 EW 向隐伏断裂。马鞍山断裂控制了由北向南分布的狮子山、万洞山、红泥塘、焦石洞、老马洞等环状钾质富碱斑岩体、岩株和隐伏岩体的产出。近 EW 向隐伏构造控制着由西向东分布的南大坪、马头湾、红泥塘、笔架山、白沙井等钾质富碱斑岩体的产出(图 1b)。

北衙矿区煌斑岩脉广泛分布于万洞山、红泥塘及马头湾一带, 呈脉状产出, 呈东西走向的等距性脉状产出。与近 SN 向构造-岩浆岩带, 北衙组(T_2b)地层及矿化带相交切, 脉岩具等距性。根据煌斑岩与矿体的穿插关系可将煌斑岩脉分为两期: 早期煌斑岩被含矿英脉穿切且部分已矿化为矿石, 表明该期煌斑岩为成矿前岩浆活动产物; 晚期煌斑岩明显切过矿化石英正长斑岩, 为成矿期或成矿后岩浆活动的产物。煌斑岩通常呈灰褐-灰黑色, 具有典型的煌斑岩结构, 斑晶矿物主要为黑云母(20% ~ 30%), 辉石(5% ~ 10%), 基质主要为钾长石(30% ~ 50%)、黑云母(10% ~ 15%)和斜长石(5% ~ 10%), 基质粒度大约为 0.01 ~ 0.02mm(图 2)。副矿物有磷灰石、榍石, 偶见锆石和钛铁矿。按国际地科联推荐的煌斑岩分类方案, 北衙煌斑岩均为辉石云煌岩。本次所测试的样品为晚期的煌斑岩, 除 MTW10-2 采自马头湾矿段煌斑岩脉露头外, 其余样品均采自万洞山矿段钻孔中, 总体保持新鲜。

3 分析方法

锆石分选在廊坊诚信地质服务有限公司利用单矿物常

规分离技术完成,制靶后进行透射光、反射光及阴极发光照相,优选无裂痕、环带发育良好的锆石进行 U-Pb 同位素定年。测年工作在天津地质矿产研究所同位素实验室利用 LA-ICP-MS 方法完成,采用质谱仪为美国 Thermo Fisher 公司制造的 Neptune,激光剥蚀系统为 ESI 公司生产的 UP193-FX ArF 准分子激光器,激光束斑直径设定为 35 μm 。数据处理采用 ICPMSDataCal 程序(Liu *et al.*, 2008)和 Isoplot(Ludwig, 2003)程序进行,采用 Andersen(2002)方法对普通铅进行校正,详细测试方法及仪器参数见李怀坤等(2010)。

对新鲜岩石样品进行无污染粉碎至 200 目,用于测定全岩主、微量元素及 Sr-Nd 同位素。主量元素分析在国土资源部武汉矿产资源监督检测中心完成,氧化物含量分析采用湿化学方法,烧失量采用重力法测定。分析精度一般小于 1%。微量元素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成,采用 Agilent 7500a 等离子体质谱仪(ICP-MS)测定,分析精度优于 5%~10%,详细方法及流程参见 Gao *et al.*(2002)。

全岩 Rb-Sr, Sm-Nd 的分离提纯在中国科学院北京地质与地球物理研究所同位素实验室完成, Sr-Nd-Pb 上机测试在天津地质矿产研究所同位素实验室利用 Triton 热电离子质谱仪(TIMs)分析完成,详细的 Sr-Nd 同位素分析流程见李潮峰等(2011)。

锆石原位 Hf 同位素分析在天津地质矿产研究所配有 Neptune 多接受 ICP-MS 的 New-Wave UP 213 激光剥蚀探针进行。详细分析流程及标样见耿建珍等(2012)。测量数据使用 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.02669$ 和 $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb} = 0.5886$ 进行校正计算测定样品的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值。 ϵ_{Hf} 值计算采用的 ^{176}Lu 衰变常数为 $1.865 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, 现今球粒陨石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ 。数据处理采用

了 GLITTER 和 ISOPLOT(Ludwig, 2003)。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年代学

用于锆石 U-Pb 定年的煌斑岩样品采自北衙矿区万福山矿段深部钻孔中。煌斑岩中的锆石多为无色透明,少数呈淡黄色,颗粒以长柱状和短柱状为主。锆石粒径 50~300 μm , 长宽比 1:1~3:1。锆石内部结构清晰,多数锆石具有典型单期生长的振荡环带(图 3)。长柱状晶型及发育振荡环带,这些均指示样品中的锆石为岩浆锆石。通常情况下,岩浆锆石中的 Th、U 含量较高, Th/U 比值一般大于 0.4(Hoskin and Schaltegger, 2003);变质锆石中的 Th、U 含量低, Th/U 比值小于 0.1(Griffin *et al.*, 2004)。样品中锆石所测的 U 和 Th 含量分别为 $212 \times 10^{-6} \sim 1121 \times 10^{-6}$ 、 $38 \times 10^{-6} \sim 852 \times 10^{-6}$, Th/U 比值为 0.4~1.0(表 1),进一步证明本次测试的锆石属于典型的岩浆锆石。

样品(WDS-29)的 13 颗锆石 U-Pb 同位素分析中(表 1、图 3),几乎所有测点均投在谐和线附近,谐和度在 95%以上,表明这些锆石未遭受明显后期热事件影响, U-Pb 同位素体系封闭性较好。13 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(34.92 \pm 0.66 \text{ Ma}, \text{MSWD} = 0.66)$ (图 3),代表煌斑岩的结晶年龄。

4.2 主量元素

五件煌斑岩全岩样品的主量元素和微量元素含量结果列于表 2。从表中的数据可以看出,煌斑岩的烧失量变化较大(2.89%~7.72%,平均值 5.69%),可能与煌斑岩富集挥

表 1 北衙煌斑岩岩(WDS-28)锆石 U-Pb 定年分析数据

Table 1 U-Pb analytical data of zircons from the lamprophyres in the Beiya area

Spot No.	含量($\times 10^{-6}$)		同位素比值									年龄(Ma)	
	Pb	U	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
1	4.8	596	0.6619	0.0055	0.0001	0.0556	0.0037	0.0767	0.0057	0.0015	0.0001	35.5	0.9
2	4.3	639	3.11	0.0054	0.0001	0.045	0.0043	0.0605	0.0059	0.0017	0	34.7	0.7
3	7.1	1069	2.6298	0.0056	0.0001	0.0417	0.0023	0.0548	0.0032	0.0016	0.0001	35.8	0.6
4	10.6	1519	1.6557	0.0054	0.0001	0.0395	0.0022	0.0534	0.0032	0.0016	0.0001	34.8	0.5
5	6	917	2.9547	0.0054	0.0001	0.0428	0.003	0.059	0.0039	0.0016	0.0001	34.5	0.6
6	7.4	841	2.0172	0.0056	0.0001	0.0856	0.0377	0.111	0.0489	0.0016	0.0003	35.9	0.7
7	5.4	789	3.1517	0.0057	0.0001	0.0409	0.0038	0.0573	0.0037	0.002	0.0001	36.3	0.8
8	9.5	1276	1.2373	0.0051	0.0001	0.0424	0.0039	0.0653	0.004	0.0016	0.0001	32.5	0.6
9	7.2	787	1.2871	0.0056	0.0001	0.0586	0.0096	0.076	0.0125	0.0017	0	35.9	0.8
10	11.5	1449	1.144	0.0053	0.0001	0.0394	0.0029	0.0546	0.0037	0.0017	0.0001	34	0.5
11	8.7	1227	2.2574	0.0055	0.0001	0.037	0.0019	0.0492	0.0027	0.0019	0.0001	35.6	0.5
12	6.6	942	2.4406	0.0054	0.0001	0.0414	0.0024	0.0557	0.0035	0.0018	0.0001	35	0.6
13	9.1	1240	1.8802	0.0055	0.0001	0.0394	0.002	0.0527	0.0028	0.0018	0.0001	35.1	0.5

表 2 北衙煌斑岩主量元素 (wt%)、微量和稀土元素 ($\times 10^{-6}$) 分析结果Table 2 Major element (wt%), trace and REE elements ($\times 10^{-6}$) of the lamphyres in the Beiya area

样品号	WDS11-6	WDS11-15	WDS11-29	WDS11-33	MTW10-2	样品号	WDS11-6	WDS11-15	WDS11-29	WDS11-33	MTW10-2
SiO ₂	53.90	53.98	52.29	53.94	46.16	Sr	934	913	944	892	1518
TiO ₂	1.19	0.89	0.90	0.96	3.25	Y	21.42	16.35	16.65	20.22	20.85
Al ₂ O ₃	13.99	14.88	15.00	16.11	12.02	Zr	394	275	264	292	171
Fe ₂ O ₃	4.18	2.55	3.74	2.49	2.82	Nb	24.70	18.26	17.53	19.63	8.59
FeO	4.63	2.53	1.27	7.40	3.40	Cs	6.87	15.41	1.79	6.12	5.51
MnO	0.29	0.07	0.05	0.33	0.15	Ba	1603	1298	964	1391	2247
MgO	5.59	3.55	3.06	2.36	12.91	La	51.09	55.84	54.58	61.45	40.61
CaO	2.89	5.06	8.21	1.45	10.14	Ce	105.6	109.4	104.1	121.1	86.04
Na ₂ O	2.98	3.89	2.83	3.32	0.66	Pr	12.09	12.22	11.75	13.16	10.41
K ₂ O	6.04	4.00	3.81	4.24	6.85	Nd	47.74	46.72	45.02	50.63	42.47
P ₂ O ₅	0.99	0.57	0.58	0.61	0.58	Sm	9.24	8.10	7.90	9.01	8.08
LOI	2.89	5.49	5.94	6.41	7.72	Eu	2.32	2.07	1.99	2.27	2.22
TOTAL	99.56	99.62	99.68	99.62	99.53	Gd	7.38	6.10	5.77	6.65	6.75
K ₂ O + Na ₂ O	9.02	7.89	6.64	7.56	7.51	Tb	0.95	0.75	0.71	0.80	0.86
K ₂ O/Na ₂ O	2.03	1.03	1.35	1.28	10.38	Dy	4.66	3.52	3.25	3.82	4.35
Mg [#]	0.54	0.57	0.54	0.30	0.73	Ho	0.75	0.56	0.55	0.65	0.76
Li	16.52	8.92	9.52	16.54	17.30	Er	1.92	1.37	1.37	1.62	1.88
Be	5.09	2.68	3.10	3.41	2.58	Tm	0.25	0.17	0.19	0.21	0.27
Sc	14.15	10.56	10.84	11.54	18.84	Yb	1.42	1.06	1.09	1.26	1.63
V	113.3	89.78	80.99	101.5	117.7	Lu	0.22	0.15	0.15	0.18	0.26
Cr	254.8	137.5	139.7	149.9	762.3	Hf	10.06	6.43	6.31	6.88	4.58
Co	25.07	18.19	16.86	22.35	31.96	Ta	1.43	1.05	1.00	1.13	0.53
Ni	187.3	99.69	84.84	103.4	147.0	Tl	0.71	0.53	0.54	0.58	1.30
Cu	36.39	31.35	31.37	32.76	42.97	Pb	34.10	37.04	17.43	21.94	30.83
Zn	81.10	74.94	441.6	482.0	59.41	Th	15.99	15.05	14.92	16.30	11.31
Ga	19.43	19.64	18.85	21.34	12.00	U	5.12	3.92	3.26	4.73	4.12
Rb	241	132	113	144	255	ΣREE	245.6	248.0	238.4	272.8	206.6

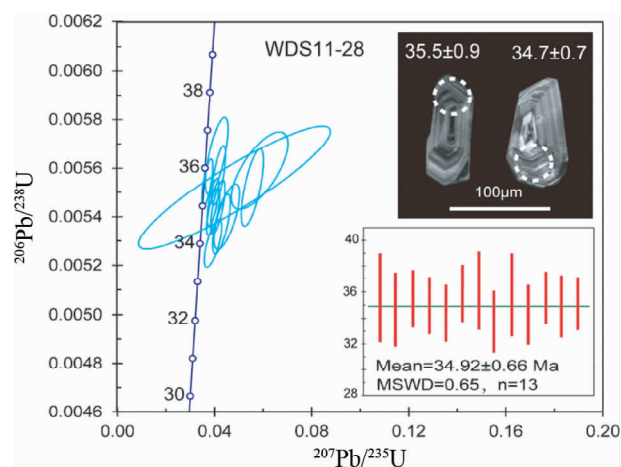


图 3 北衙煌斑岩锆石阴极发光图像及 U-Pb 年龄协和图

Fig. 3 Cathodoluminescence images and U-Pb concordia diagrams of zircons from the lamphyrey in the Beiya area

发分有关。SiO₂ 含量变化于 46.16% ~ 53.98% 之间, 平均 52.48%; MgO 的含量为 2.36% ~ 12.91%, 平均为 5.94%, 全岩 Mg[#] 为 30 ~ 73 (平均 54), 均高于同期富碱斑岩, 而与钾质火山岩相似; K₂O 的含量为 3.81% ~ 6.85%, 平均为 4.98%, K₂O + Na₂O 平均为 7.72, K₂O/Na₂O 介于 1.03 ~ 10.38 间, 属于钾质-高钾质系列; Al₂O₃ 为 12.02% ~ 16.11%, K/Al (mol) 值的范围为 0.47 ~ 0.60, K/(K + Na) (mol) 值范围为 0.66 ~ 0.75。在 K₂O-SiO₂ 图解中 (图 4b, Rock, 1987), 样品点落在钙碱性煌斑岩区域内; 而在 K/(K + Na)-K/Al 图解上 (图略), 几乎所有样品均投点于钾质煌斑岩区域。因而北衙煌斑岩属于钙碱性、钾质煌斑岩。在 Harker 图解上 (图 5)。MgO 与 Al₂O₃ 为明显的负相关, 几乎没有 Eu 的负异常, 因此暗示没有斜长石的分离结晶作用。

4.3 稀土和微量元素

样品的稀土元素总量介于 206.6×10^{-6} ~ 272.8×10^{-6} , 平均为 475.8×10^{-6} 。LREE 含量为 196.6×10^{-6} ~ 264.3×10^{-6} 。

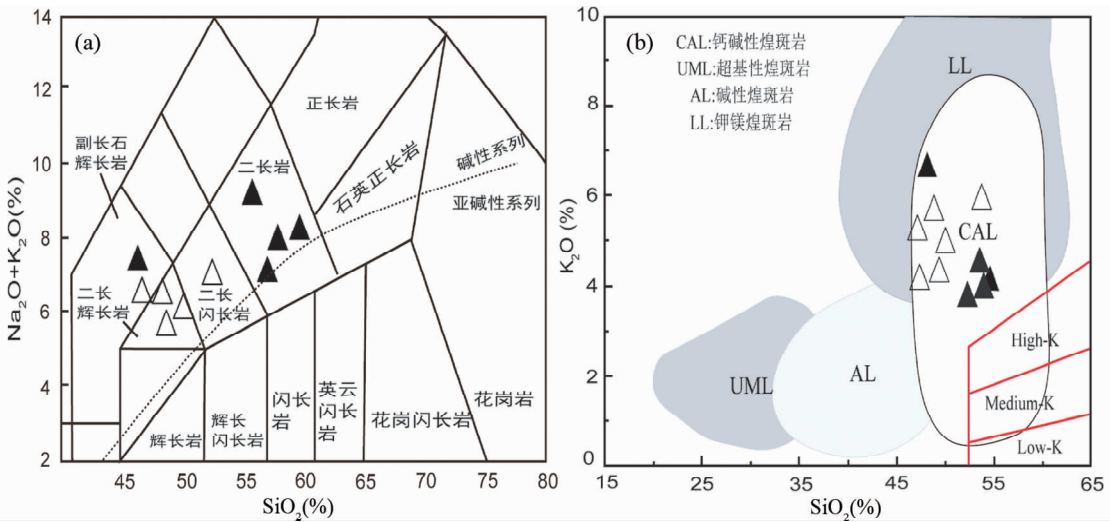


图4 北衙煌斑岩岩石分类图解

(a)-TAS 图解(据 Middlemost, 1994);(b)- K_2O-SiO_2 图解(据 Rock, 1987)

Fig. 4 Classification diagrams for the lamprophyres in the Beiya area

10^{-6} , 平均值 233.6×10^{-6} , HREE 含量较低为 $7.58 \times 10^{-6} \sim 10.17 \times 10^{-6}$, 平均为 8.72×10^{-6} 。轻稀土和重稀土分异明显, LREE/HREE 比值为 $19.64 \sim 31.71$ 平均为 27.41 , $(La/Yb)_N$ 变化于 $52.8 \sim 104$ 之间, 平均为 84.4 , 整体表现出轻稀土富集重稀土亏损的特征。所有样品基本不存在 δCe 异常和 δEu 表现微弱负异常, 反映在岩浆演化过程中基本不存在斜长石的分离结晶作用。在稀土元素配分模式图上(图 6a), 所有样品的稀土分配曲线整体形态基本一致, 表现为轻稀土富集重稀土亏损的右倾平滑曲线。煌斑岩的稀土含量总体高于北衙富碱斑岩, 暗示它们的源区不同。如果富碱斑岩是由煌斑岩分离结晶或部分熔融形成, 则应该具有更高的 REE 含量(Rollinson, 1993)。

在原始地幔标准化蛛网图(图 6b)上, 所有煌斑岩样品显示 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 等高场强元素亏损和 Rb、Ba、Sr、Pb 等大离子亲石元素和 LREE 富集, Th、U 具有正异常, 但是 Th 相对于 Ba 和 U 具有弱的亏损。煌斑岩的稀土元素和总量与 MgO 之间线性关系不明显, 但过渡族元素 Cr、Ni 与 MgO 表现出一定的线性关系(图 5), 暗示岩浆演化过程中可能发生少量基性矿物(橄榄石、辉石)的分离结晶作用。

4.4 Sr-Nd-Pb 同位素

煌斑岩样品的 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 为 $0.4295 \sim 0.9883$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 $0.70615 \sim 0.70825$, 高于原始地幔现代值(0.7045 , DePaolo and Wasserburg, 1979), $^{147}Sm/^{144}Nd$ 为 $0.10486 \sim 0.11699$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 $0.51238 \sim 0.51255$, 低于原始地幔现代值(0.512638 , Jacobson and Wasserburg, 1980), 具有高 Sr 低 Nd 的特征(表 3)。根据上文所测煌斑岩锆石 U-Pb 加权平均年龄 $t = 34Ma$ 进行计算, 煌斑岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 介于 $0.7059 \sim$

0.7077 之间, $\epsilon_{Nd}(t) = -4.7 \sim -1.3$ 。Nd 二阶段模式年龄 (t_{DM}) 为 $845 \sim 1143Ma$ 。煌斑岩的 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 变化于 $38.542 \sim 38.856$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 分布于 $15.553 \sim 15.617$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ 介于 $18.482 \sim 18.612$ 。在 $^{87}Sr/^{86}Sr-\epsilon_{Nd}(t)$, $^{87}Sr/^{86}Sr-^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ 图中(图 6), 样品投影点位于 EMII 附近, 与滇西地区新生代的钾质火山岩的同位素组成相似, 暗示它们的源区可能都与交代富集地幔有关。图 7c 中, 煌斑岩 Pb 同位素投影点均落于北半球参考线 NHRL 上方, 且具有比 MORB 高很多的 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值, Pb 投点也都落在 EMII 端元附近, 进一步证明煌斑岩起源于交代富集的地幔。

4.5 锆石 Hf 同位素

锆石具有很高的 Hf 同位素体系封闭温度, 且 Lu-Hf 同位素体系的封闭温度高于 Sm-Nd 同位素体系, 即使在麻粒岩相等高级变质条件下, 仍可保持原始 Hf 同位素组成(Scherer *et al.*, 2000), 因而 Hf 同位素原位分析可以为锆石成因演化提供重要的制约参数(Knudsen *et al.*, 2001; 吴福元等, 2007)。本次锆石的 Hf 同位素分析中(表 4), $^{176}Lu/^{177}Hf$ 在 $0.000834 \sim 0.001536$ 之间, 所有比值均小于 0.002 , 说明锆石形成之后没有积累放射性成因 Hf, 所测定的 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 可以代表岩石形成时体系的 Hf 同位素组成(吴福元等, 2007)。

13 个测试点的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值范围为 $0.282631 \sim 0.282882$, 平均 0.282686 。根据锆石 LA-ICP-MS 定年的原位年龄校正计算后求得, $\epsilon_{Hf}(t)$ 在 $-4.2 \sim 1.8$ 之间, 平均为 -2.5 , 12 个点的 $\epsilon_{Hf}(t) < 0$, 1 个点 $\epsilon_{Hf}(t) > 0$, 且多集中在 $-3 \sim -2$ 之间(图 8)。二阶段 Hf 模式年龄 (t_{DM}) 变化于 $0.95 \sim 1.1Ga$ 之间, 平均 $1.0Ga$ 。锆石 Hf 模式年龄远大于结

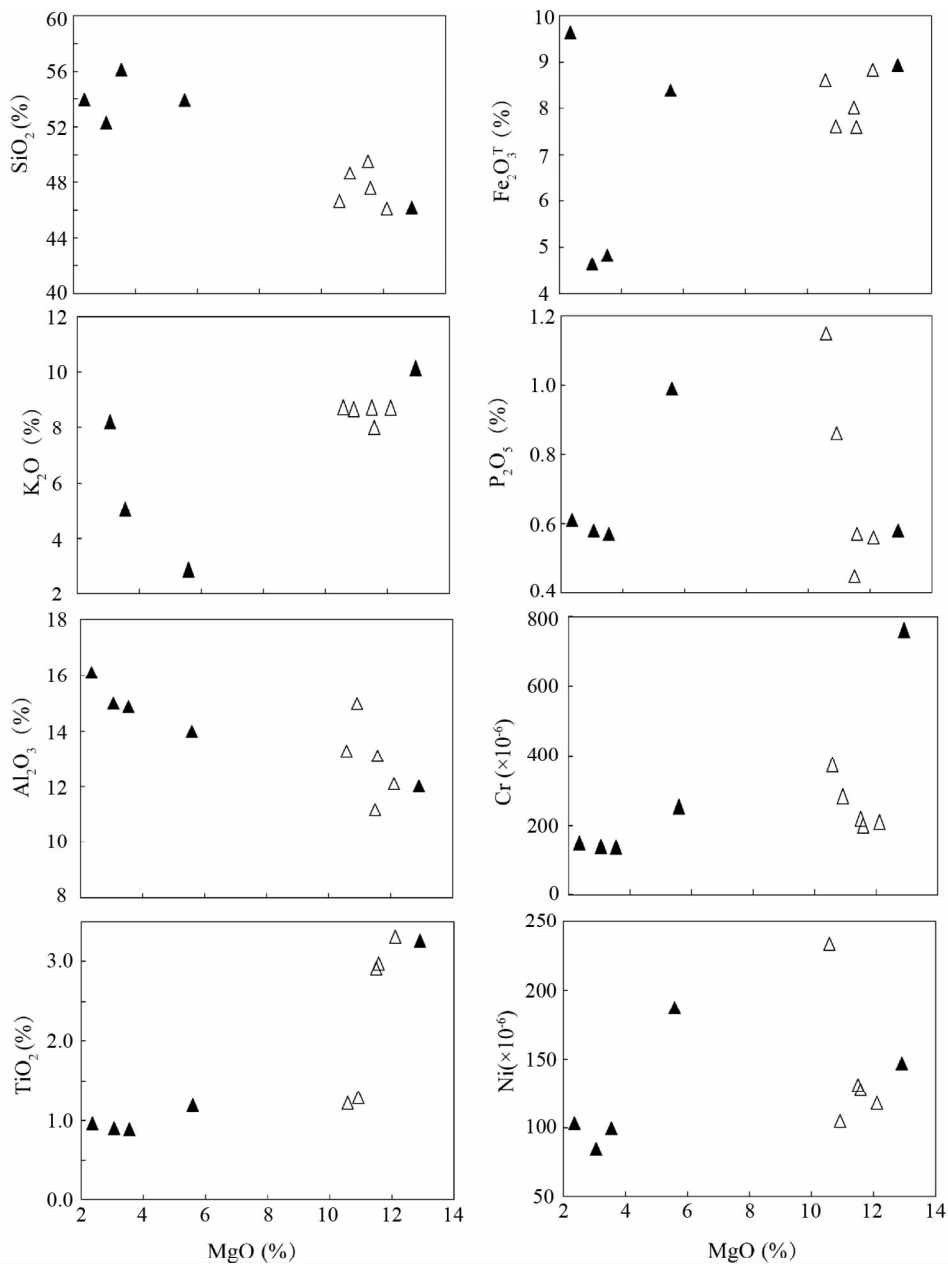


图5 北衙煌斑岩 Harker 图解

Fig. 5 Harker diagram of the lamprophyres from Beiya area

晶年龄($34.92 \pm 0.65\text{Ma}$),表明岩浆源区可能是经历过壳幔相互作用的富集地幔(吴福元等,2007)。

5 北衙新生代煌斑岩的成因及动力学意义

北衙煌斑岩在地球化学上与滇西金沙江-哀牢山新生代的钾质火山岩具有较为一致的特征:高碱富钾,富集大离子亲石元素(如 Rb、Sr、Ba 等)和 LREE,具有明显的 Ta、Nb、Ti 负异常以及高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$,低 ϵ_{Nd} 的特征。大量的研究显示,上述地球化学特征可以通过两种机制实现:其一,是岩浆

形成后,在岩浆上侵过程中受到强烈地壳物质的混染所致;其二,上述地球化学特征是岩浆源区的记录,它表明岩浆起源于被俯冲作用带入的地壳物质交代富集了地幔。北衙地区煌斑岩主元素具有富镁和较高的 $\text{Mg}^\#$ 值(63 ~ 74)、且含较高的 Cr($137 \times 10^{-6} \sim 762 \times 10^{-6}$)和 Ni($84.8 \times 10^{-6} \sim 187 \times 10^{-6}$)含量,显示了该煌斑岩具有原生岩浆的特征,特别是其高的 $\text{Mg}^\#$,表明其来源于镁铁质地幔的部分熔融。尽管该煌斑岩具有较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$,但 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 、 ϵ_{Nd} 与 SiO_2 含量之间没有明显的线性变化关系,因此排除了上述过程中岩浆遭受地壳混染的可能性。而北衙煌斑岩中锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值

表 3 北衙煌斑岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成

Table 3 Sr, Nd and Pb isotopic compositions of the lamprophyres in the Beiya area

样品号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$
WDS11-6	0.6245	0.11314	0.70802	0.000001	0.51249	0.000002	-2.4
WDS11-15	0.4295	0.10486	0.70615	0.000004	0.51255	0.000001	-1.3
WDS11-16	0.7705	0.11699	0.70651	0.000003	0.51253	0.000003	-1.8
WDS11-33	0.9883	0.11061	0.70825	0.000065	0.51238	0.000002	-4.7
MTW10-2	0.7305	0.10666	0.70691	0.000015	0.51254	0.000001	-1.5

样品号	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$	$t_{\text{DM1}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
WDS11-6	0.7077	0.51247	995	1141	18.612	15.617	38.856
WDS11-15	0.7059	0.51252	845	1055	18.482	15.553	38.542
WDS11-16	0.7061	0.51240	980	991	18.513	15.584	38.599
WDS11-33	0.7077	0.51235	1143	1327	18.606	15.602	38.762
MTW10-2	0.7068	0.51251	872	1070	18.576	15.566	38.563

注:以 35Ma 进行同位素初始比值校正; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 及 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值采用 ICP-MS 测得的 Rb、Sr、Sm、Nd 含量计算得出; ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$)_{DM} = 0.2137, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{DM} = 0.51315, ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$)_{CHUR} = 0.1967, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{CHUR} = 0.512638

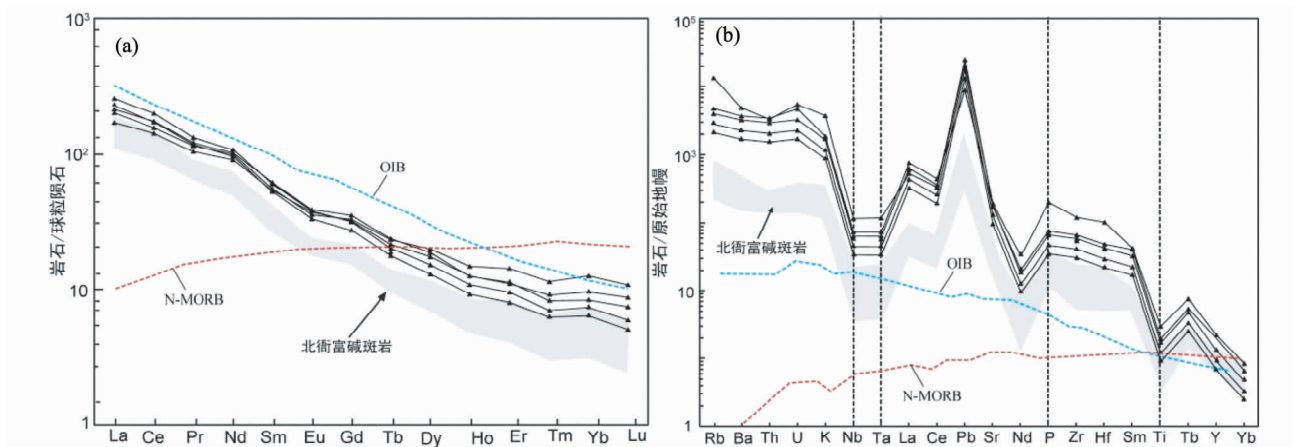


图 6 北衙煌斑岩稀土元素球粒陨石标准化配分图 (a) 与微量元素原始地幔标准化蛛网图 (b)

数据来源:球粒陨石、原始地幔标准化值、N-MORB、OIB(Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b) for the lamprophyres from Beiya area

明显不同于起源加厚的地壳的北衙富碱斑岩中锆石的 Hf 同位素组成(图 8, 作者未发数据), 也表明煌斑岩主要起源于地幔岩石的熔融, 其比较集中的 Hf 同位素组成 ($\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = -4.2 \sim 1.8$) 进一步暗示围岩混染作用较弱。而煌斑岩样品在地球化学特征方面也与洋中脊玄武岩 (MORB) 与洋岛玄武岩 (OIB) 的具有明显的差别(图 6a, b), 因而不具有 MORB 或者 OIB 型的软流圈地幔源区。煌斑岩显著的 Ta-Nb-Ti 负异常, 均显示该煌斑岩起源于与俯冲环境有关的岩石圈地幔。样品的 Sr-Nd-Pb 同位素组成与源于富集岩石圈地幔的部分熔融的滇西钾质火山岩相似(Guo *et al.*, 2005; Huang *et al.*, 2010; 李勇, 2012), 具有亲 EM II 富集地幔的属性。煌

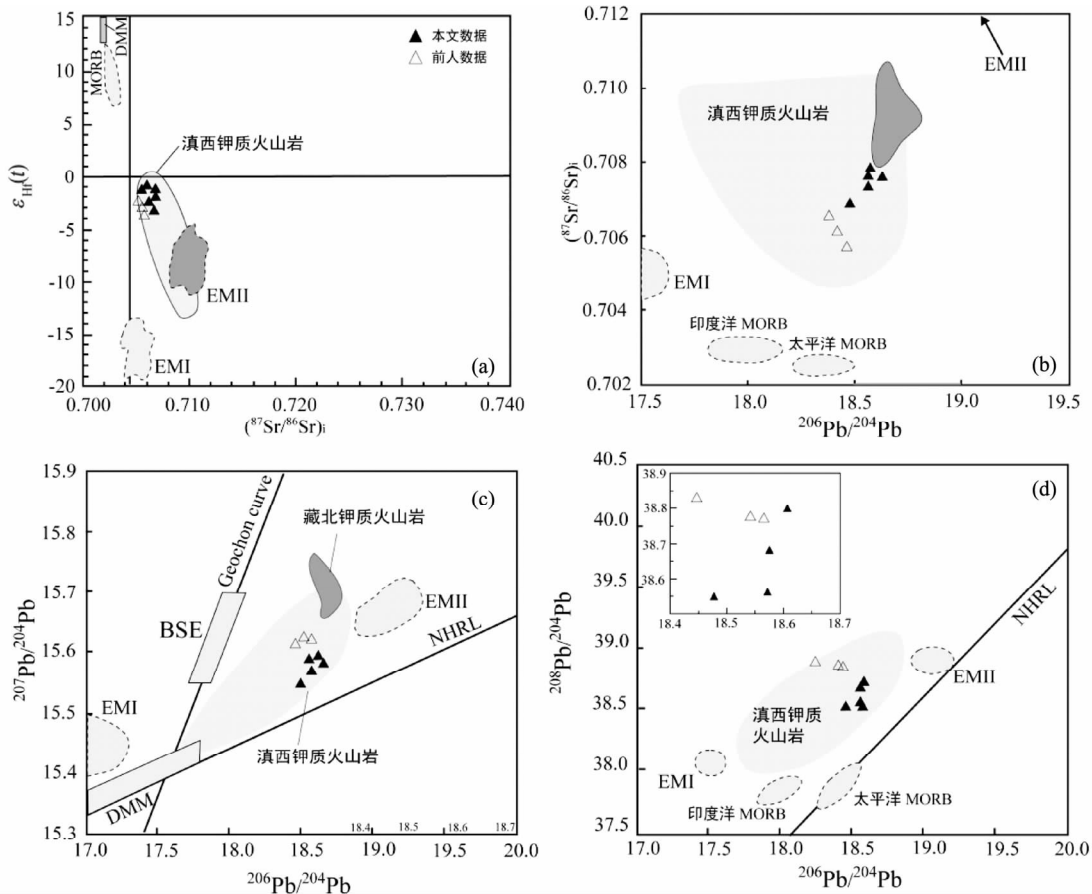
斑岩锆石 Hf 同位素模式年龄大于其形成年龄也表明了其起源于富集地幔(吴福元等, 2007)。EM II 地幔端元是与俯冲和地壳物质密切相关的(Hart, 1989)。样品富集大离子亲石元素, HFSE 异常, 明显低于 MORB 或 OIB 的 Ce/Pb 比(2.79 ~ 5.97), 低的 Nb/La 比(0.21 ~ 0.48) 高的 Th/Ta(11.15 ~ 21.43) 的特征显示, 富集地幔的形成与俯冲流体的交代作用有关(Miller *et al.*, 1999)。

夏萍和徐义刚(2006)有关滇西地区岩石圈地幔富集机制的研究中指出, 滇西地区新生代火山岩富钾的特征并非结晶分异作用所致, 而是与源区存在富钾矿物金云母和/或角闪石有关。因为实验岩石学研究证明含水矿物金云母和角

表 4 北卫煌斑岩 Hf 同位素组成

Table 4 Hf isotopic compositions of the lamprophyres in the Beiya area

测点号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	t_{DM1} (Ma)	t_{DM2} (Ma)	$f_{\text{Lu/Hf}}$	t (Ma)
WDS-28.2	0.023498	0.000834	0.282671	-3.6	0.000074	-2.8	820	1047	-0.97	
WDS-28.3	0.025129	0.001099	0.282882	1.7	0.001912	1.8	527	964	-0.97	
WDS-28.4	0.094825	0.001344	0.282660	-4.0	0.000072	-3.3	895	1069	-0.90	
WDS-28.6	0.022984	0.000877	0.282652	-4.2	0.000049	-3.5	848	1081	-0.97	
WDS-28.7	0.032090	0.001269	0.282699	-2.6	0.000064	-1.9	790	997	-0.96	
WDS-28.8	0.042016	0.001536	0.282701	-2.5	0.003021	-1.8	792	992	-0.95	
WDS-28.10	0.030094	0.001106	0.282649	-4.3	0.000080	-3.6	857	1086	-0.97	34.92
WDS-28.11	0.020449	0.000837	0.282642	-4.6	0.000047	-3.8	860	1098	-0.97	
WDS-28.14	0.029309	0.000968	0.282631	-5.0	0.000055	-4.2	879	1119	-0.97	
WDS-28.15	0.028206	0.000917	0.282655	-4.2	0.000085	-3.4	844	1076	-0.97	
WDS-28.16	0.031689	0.001394	0.282665	-3.8	0.002547	-3.0	841	1058	-0.96	
WDS-28.17	0.030759	0.001017	0.282692	-2.8	0.000025	-2.1	794	1009	-0.97	
WDS-28.18	0.051973	0.000885	0.282720	-1.8	0.000057	-1.1	752	958	-0.97	

图 7 北卫煌斑岩 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解数据来源:滇西钾质火山岩(Guo *et al.*, 2005; Huang *et al.*, 2010; 李勇, 2012),地幔源区储库 DMM、MORB、EMI、EMII(Zindler and Hart, 1986)Fig. 7 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams for the lamprophyres from Beiya area

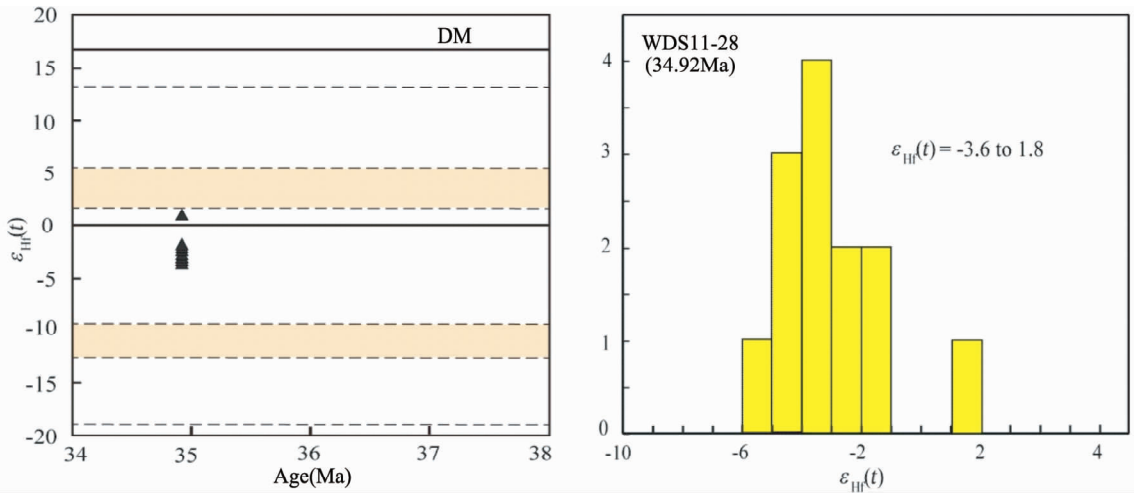


图8 北衙煌斑岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t 相关图解和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值柱状图

Fig. 8 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. t plot and histograms of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values for the lamprophyres from Beiya area

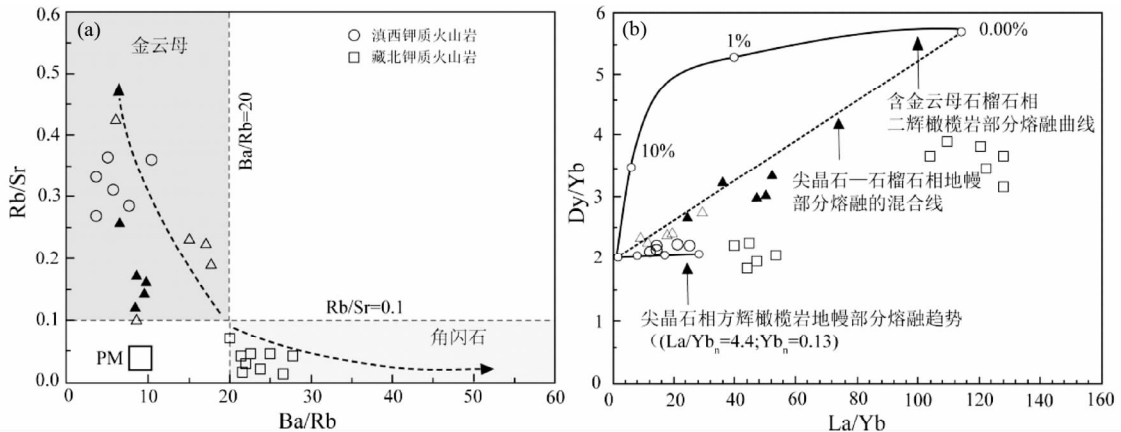


图9 北衙煌斑岩 Rb/Sr-Ba/Rb (a) 和 Dy/Yb-La/Yb (b, 据 Xu *et al.*, 2001) 相关图解

Fig. 9 Rb/Sr vs. Ba/Rb diagram (a) and plot of Dy/Yb vs. La/Yb (b, after Xu *et al.*, 2001) for the Beiya lamprophyres in the Beiya area

闪石只能稳定存在于岩石圈地幔的条件下 (Olafsson and Eggler, 1983) 因此, 这样的源区只可能是岩石圈地幔。又因为 Rb 和 Ba 在金云母中为不相容元素, 而在角闪石中具中等相容性 (LaTourrette *et al.*, 1995), 而来自于含金云母源区的熔体具有低的 Ba 含量和 Ba/Rb 比 (< 20), 但是与角闪石平衡的熔体具有较低的 Rb/Sr (< 0.1) 和高的 Ba/Rb 比 (> 20) (Furman and Graham, 1999)。根据北衙地区煌斑岩的 Rb/Sr 比值为 $0.11 \sim 0.25$, 平均为 0.18 ; Ba/Rb 比值为 $6.64 \sim 9.86$, 证明其源区为含有金云母的岩石圈地幔 (图 9a)。与前人确定的滇西地区新生代钾质火山岩的源区相似 (Wang *et al.*, 2001; Xu *et al.*, 2001; 李献华等, 2002; Guo *et al.*, 2005)。

研究表明由尖晶石相稳定地幔域形成的熔体 La/Yb 的变化较小, Dy/Yb 几乎保持不变, 一般都 < 1.5 , 而由石榴石相稳定地幔域形成的熔体 La/Yb 和 Dy/Yb 的比值变化较

大, Dy/Yb 一般大于 2.5 (Miller *et al.*, 1999)。北衙煌斑岩的 Dy/Yb 比变化在 $2.1 \sim 3.2$, 落在了尖晶石和石榴石相地幔混合线的范围 (图 9b), 显示其源区可能位于尖晶石相橄榄岩地幔与石榴石相橄榄岩地幔的过渡区, 并与滇西新生代钾质火山岩基本重叠, 但与藏北钾质火山岩有所不同, 这表明了青藏高原与其周边地区岩石圈地幔的差异。McKenzie 和 O'Nions (1991) 推测尖晶石相橄榄岩地幔-石榴石相橄榄岩地幔之过渡带的深度大约在 75km 左右, 与实验岩石学确定的尖晶石相-石榴石相转变的最大深度 ($80 \sim 85\text{km}$) (Robinson and Wood, 1998; Klemme and O'Neill, 2000) 相差不大。因此, 我们推测北衙地区煌斑岩的起源深度可能在 $75 \sim 85\text{km}$ 左右。该深度大大超过了滇西地区新生代富碱斑岩起源深度为 55km (赵欣等, 2004)。这不仅进一步证明煌斑岩起源于岩石圈地幔, 也为解释这两种岩石在地球化学方

面的差异(特别是低硅富镁的特征)提供了依据。

20世纪90年代以来,前人对北衙矿集区岩浆岩进行了大量测年工作(徐新旺等,2006;徐受民等,2006; Xu *et al.*, 2007b; 肖晓牛,2009; 和文言等,2012)。对前人定年结果的统计显示:矿区的富碱斑岩有两期:以石英钠长斑岩为代表的侵入岩其侵位年龄为60Ma左右;晚期岩浆活动更为强烈,其中石英正长斑岩的侵位年龄介于37~35Ma(徐受民等,2006; 肖晓牛,2009; 和文言等,2013; Lu *et al.*, 2012),黑云正长斑岩为35.2Ma(和文言,未发资料),本次获得与黑云正长斑岩共生的煌斑岩的年龄为 34.92 ± 0.66 Ma,表明煌斑岩和黑云母正长斑岩的年龄比石英正长斑岩稍晚,但是都落到前人(Chung *et al.*, 1997, 1998; Wang *et al.*, 2001; Guo *et al.*, 2005; Hou *et al.*, 2007; 李勇,2012)厘定的滇西“三江”地区新生代钾质岩浆岩活动的高峰期(40~28Ma)的时限范围。

滇西地区于二叠纪经历了金沙江洋壳板片向西俯冲的历史(莫宣学等,1993),金沙江洋壳俯冲释放的流体与俯冲带上方的地幔楔其发生交代作用,形成富集地幔。进入新生代后,印度板块与欧亚板块在65Ma左右发生陆陆碰撞(Mo *et al.*, 2007),产生强大的剪切应力,滇西地区处于斜向碰撞的前缘,为调节两大板块斜向俯冲产生的巨大压力,沿金沙江-哀牢山一线发生强烈的陆内冲断和走滑剪切运动,形成了大规模深度可切过岩石圈地幔(钟大赅等,2000; Leloup *et al.*, 1995)的金沙江-哀牢山断裂系统。控制岩浆活动的走滑断裂系统在40Ma前处于压扭状态,中新世(24~17Ma)应力场则转变为张扭或张应力状态(Wang *et al.*, 2001)。在压扭与张扭的转换期(40~30Ma),应力的松弛可能导致的岩石圈的伸展(侯增谦等,2006)。

而已有的研究表明煌斑岩一般形成于岩石圈伸展构造背景下,岩石圈的减薄是煌斑岩形成的最合理的机制(罗照华等,2006)。地球物理资料显示在扬子板块西缘和兰坪-思茅地块之下450km深度存在一个向西倾伏的板片状高速异常,其西侧有一宽约300km显著低速的柱状地幔上涌,其被解释为上覆岩石层明显的减薄(刘福田等,2000)。而岩石圈的减薄可以由两种机制实现:地幔岩石圈的整体拆沉(Bird, 1979; Kay and Kay, 1993)或岩石圈下部发生对流减薄(Houseman *et al.*, 1981; England and Houseman, 1989; Houseman and Molnar, 1997)。“拆沉”这一术语如今被广泛的使用于解释任何形式的岩石圈的减薄事件,在不同的过程中往往会引起歧义(Cöğüs and Pysklywec, 2008)。为了避免歧义这里所探讨的拆沉作用是指Bird(1979)给出的初始的定义,即强调岩石圈被剥离之后,热的软流圈直接与地壳直接接触。然而在本次研究的煌斑岩以及滇西地区广泛发育的镁铁质火山岩源于交代的岩石圈地幔(Guo *et al.*, 2005; Huang *et al.*, 2010; 李勇,2012),暗示了岩石圈地幔并未被完全剥离。从区域而言,滇西地区钾质岩浆活动的的体积较小,也未有软流圈来源的岩浆活动报道,因此拆沉的模型在

研究区并不适用。一种可能的机制就是岩石圈地幔的下部发生对流剥蚀,岩石圈减薄导致了软流圈的上涌,从而使残留的岩石圈地幔发生部分熔融。地球物理研究也证实,新生代滇西地区确实存在着有软流圈地幔物质上涌(钟大赅等,2000)。

因此,对于煌斑岩的成因,本文认为随着印-亚大陆的碰撞,导致滇西地区的岩石圈的增厚。由于重力不稳,岩石圈地幔的下部发生对流剥蚀,致使岩石圈发生的拉张减薄和软流圈的上涌,受古特提斯洋俯冲流体交代的岩石圈地幔发生部分熔融,最后沿在地壳浅部侵位形成研究区煌斑岩。金沙江-哀牢山断裂及其一系列次级断裂为岩浆的上侵提供了良好的通道。

6 结论

(1)北衙地区晚期煌斑岩锆石 U-Pb 年龄为 34.92 ± 0.66 Ma,与矿区出露的长英质斑岩的年龄相接近,也与整个金沙江-哀牢山岩浆岩带的岩浆活动高峰期一致。

(2)北衙地区晚期煌斑岩主元素具有高钾富碱富镁贫硅的特征,全岩化学表明该煌斑岩属于高钾钙碱性系列的辉石云煌岩。

(3)北衙地区晚期煌斑岩具有富集轻稀土和大离子亲石元素,亏损重稀土及高场强元素以及高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 、低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 的地球化学特征。该煌斑岩显著的 Ta-Nb-Ti 负异常,以及高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 、低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$,负的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和富集放射性 Pb 同位素的地球化学特征,表明该煌斑岩源自俯冲板片交代富集了的岩石圈地幔,而不是软流圈。根据微量元素 La/Yb 和 Dy/Yb 的比值,结合全岩地球化学具有富钾的特征,初步推测该煌斑岩的源区为含有金云母的尖晶石相橄榄岩地幔与石榴石相橄榄岩地幔的过渡区,起源深度大致在 75~85km 左右。由此可见煌斑岩的起源深度大于前人厘定的富碱斑岩的起源深度,这不仅进一步证明煌斑岩是交代富集了的岩石圈地幔部分熔融作用的产物。

(4)结合前人对该区新生代富碱斑岩的研究资料,论证了煌斑岩产出的构造环境,指出该煌斑岩以及滇西地区新生代岩浆作用都是对印度-欧亚大陆强烈碰撞的一种响应,煌斑岩是伸展拉张的产物,岩石圈的拉张减薄和软流圈的上涌使富集的岩石圈地幔发生部分熔融,金沙江-哀牢山断裂系统为岩浆的上侵提供了良好的通道。

致谢 感谢云南黄金矿业集团在野外工作中的支持与帮助。同时感谢天津地质矿床研究所周红英、崔玉蓉、耿建珍和张健在锆石定年和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素测试中的帮助。感谢罗照华教授在论文完成过程的指导与帮助,感谢审稿专家对本文提出的修改意见。

References

- Bi XW, Hu RZ, Peng JT, Wu KX, Su WC and Zhan ZX. 2005. The geochemistry characteristics of the Yao'an and Machangqing alkaline-rich intrusions. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1): 113–124 (in Chinese with English abstract)
- Bird P. 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 84(B13): 7561–7571
- Chung SL, Lee TY, Lo CH, Wang PL, Chen CY, Nguyen TY, Tran TH and Wu GY. 1997. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone. *Geology*, 25(4): 311–314
- Chung SL, Lo CH, Lee TY, Zhang YQ, Xie YW, Li XH and Wang KL. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 394(B13): 769–773
- Deng J, Yang LQ, Ge LS, Yuan SS, Wang QF, Zhang J, Gong QJ and Wang CM. 2010. Character and post-ore changes, modifications and preservation of Cenozoic alkali-rich porphyry gold metallogenic system in western Yunnan, China. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1633–1645 (in Chinese with English abstract)
- Deng J, Wang CM and Li GJ. 2012. Style and process of the superimposed mineralization in the Sanjiang Tethys. *Acta Petrologica Sinica*, 28(5): 1349–1361 (in Chinese with English abstract)
- Deng J, Wang QF, Li GJ, Li CS and Wang CM. 2014a. Tethys tectonic evolution and its bearing on the distribution of important mineral deposits in the Sanjiang region, SW China. *Gondwana Research*, 26(2): 419–437
- Deng J, Wang QF, Li GJ and Santosh M. 2014b. Cenozoic tectono-magmatic and metallogenic processes in the Sanjiang region, southwestern China. *Earth-Science Reviews*, doi: 10.1016/j.earscirev.2014.05.015
- DePaolo DJ and Wasserburg GJ. 1979. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophys. Res. Lett.*, 3(12): 743–746
- England P and Houseman GA. 1989. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 94(B12): 17561–17579
- Furman T and Graham D. 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system; Geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Developments in Geotectonics*, 24: 237–262
- Gao S, Liu XM, Yuan HL, Hattendorf B, Günther D, Chen L and Hu SH. 2002. Determination of forty-two major and trace elements in USGS and NIST SRM glasses by laser ablation-inductively coupled plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards Newsletter*, 26(2): 191–196
- Geng JZ, Zhang J, Li HK, Li HM, Zhang YQ and Hao S. 2012. Ten-micron-sized zircon U-Pb dating using LA-MC-ICP-MS. *Acta Geoscientia Sinica*, 33(6): 877–884 (in Chinese with English abstract)
- Griffin WL, Belousova EA and Shee S. 2004. Crustal evolution in the northern Yilium Craton; U-Pb and Hf isotope evidence from detrital zircon. *Precambrian Research*, 131: 231–282
- Cöğüş OH and Pysklywec RN. 2008. Near-surface diagnostics of dripping or delaminating lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 113: B11404, doi: 10.1029/2007JB00512
- Guan T, Huang ZL, Xu C, Zhang ZL, Yang ZF and Chen M. 2006. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating and geochemical characteristics of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit, Yunnan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 873–883 (in Chinese with English abstract)
- Guo ZF, Hertogen J, Liu JQ, Pasteris P, Boven A, Punzalan L, He HY, Luo XJ and Zhang WH. 2005. Potassic magmatism in western Sichuan and Yunnan provinces, SE Tibet, China: Petrological and geochemical constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 46(1): 33–78
- Hart SR. 1989. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3): 273–296
- He WY, Mo XX, Yu XH, He ZH, Li Y, Huang XK and Sun GS. 2012. Genetic types and the relationship between alkali-rich intrusion and mineralization of Beiya gold-polymetallic ore field, western Yunnan Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 28(5): 1401–1412 (in Chinese with English abstract)
- He WY, Yu XH, Mo XX, He ZH, Dong GC, Liu XB, Su GS and Huang XF. 2013. Zircon U-Pb and molybdenite Re-Os dating for the Beiya gold-polymetallic deposit in the western Yunnan Province and its geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 29(4): 1301–1310 (in Chinese with English abstract)
- He ZH, Zhou YM, He WY, Su GS, Li WH and Yang SW. 2013. Genetic types and metallogenic regularity of Beiya super-large gold-polymetallic deposit, northwestern Yunnan. *Mineral Deposits*, 32(2): 244–258 (in Chinese with English abstract)
- Hoskin PWO and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 27–62
- Hou ZQ, Ma HW, Khin Z *et al.* 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product by large-scale strike-slip faulting in Eastern Tibet. *Economic Geology*, 98(1): 125–145
- Hou ZQ, Pan GT, Wang AJ, Mo XX, Tian SH, Sun XM, Ding L, Wang EQ, Gao YF, Xie YL, Zeng PS, Qin KZ, Xu JF, Qu XM, Yang ZM, Yang ZS, Fei HC, Meng XJ and Li ZQ. 2006. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt. II: Mineralization in late-collisional transformation setting. *Mineral Deposits*, 25(5): 521–543 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Zaw K, Pan GT, Mo XX, Hu YZ and Li XZ. 2007. Sanjiang Tethyan metallogenesis in S. W. China: Tectonic setting, metallogenic epochs and deposit types. *Ore Geology Reviews*, 31(1–4): 48–87
- Houseman GA, McKenzie DP and Molnar P. 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research*, 86(B7): 6115–6132
- Houseman GA and Molnar P. 1997. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere. *Geophysical Journal International*, 128(1): 125–150
- Huang XL, Niu YL, Xu YG, Chen LL and Yang QJ. 2010. Mineralogical and geochemical constraints on the petrogenesis of post-collisional potassic and ultrapotassic rocks from western Yunnan, SW China. *Journal of Petrology*, 51(21): 1617–1654
- Jacobson SB and Wasserburg GJ. 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 139–155
- Jiang YH, Jiang SY, Zhao KD, Ni P, Ling HF and Liu DY. 2005. SHRIMP U-Pb zircon dating for lamprophyre from Liaodong Peninsula: Constraints on the initial time of Mesozoic lithosphere thinning beneath eastern China. *Chinese Science Bulletin*, 50(19): 2161–2168 (in Chinese)
- Kay RW and Kay SM. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219(1–3): 177–189
- Klemme S and O'Neill HSC. 2000. The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(3): 237–248
- Knudsen TL, Griffin WL, Hartz EH, Andresen A and Jackson S. 2001. In-situ hafnium and lead isotope analyses of detrital zircons from the Devonian sedimentary basin of NE Greenland: A record of repeated crustal reworking. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(1): 83–94
- LaTourrette T, Hervig RL and Holloway JR. 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135(1–4): 13–30
- Leloup PH, Lacassin R, Tapponnier P, Scharer U, Zhong DL, Liu XH, Zhang LS, Ji SC and Trinh PT. 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China): Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251(1–4): 3–84

- Li CF, Li XH, Guo JH, Li XH, Li HK, Zhou HY and Li GZ. 2011. Single-step separation of Rb-Sr and Pb from minor rock samples and high precision determination using thermal ionization mass spectrometry. *Geochimica*, 40 (5): 399 – 406 (in Chinese with English abstract)
- Li HK, Zhu SX, Xiang ZQ, Su WB, Lu SN, Zhou HY, Geng JZ, Li S and Yang FJ. 2010. Zircon U-Pb dating on tuff bed from Gaoyuzhuang Formation in Yanqing, Beijing: Further constraints on the new subdivision of the Mesoproterozoic stratigraphy in the northern North China. *Acta Petrologica Sinica*, 26(7): 2131 – 2140 (in Chinese with English abstract)
- Li XH, Zhou HW, Wei GJ, Liu Y, Chung SL, Luo QH and Li JY. 2002. Geochemistry and Sr-Nd isotopes of Cenozoic ultrapotassic lamprophyres in western Yunnan; Constraints on the composition of sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica*, 31 (1): 26 – 34 (in Chinese with English abstract)
- Li Y. 2012. Geochronology, petrogenesis and geological significance of the Cenozoic potassic magmatic rocks in Sanjiang area, western Yunnan. Ph. D. Dissertation. Beijing: China University of Geosciences (in Chinese with English summary)
- Liu FT, Liu JH, He JK and You QY. 2000. The subducted slab of Yangtze continental beneath the Tethyan orogeny in western Yunnan. *Chinese Science Bulletin*, 45(1): 79 – 83 (in Chinese)
- Liu YS, Hu ZC, Gao S, Günther D, Xu J, Gao CG and Chen HH. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1–2): 34 – 43
- Lu YJ, Kerrich R, Cawood PA, McCuaig TC, Hart CJR, Li ZX, Hou ZQ and Bagas L. 2012. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of potassic felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Constraints on the relationship of magmatism to the Jinsha suture. *Gondwana Research*, 22(2): 737 – 747
- Luo ZH, Wei Y, Xin HT, Zhan HM, Ke S and Li WT. 2006. Petrogenesis of the post-orogenic dike complex; Constraints to lithosphere delamination. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6): 1672 – 1684 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Lu XX, Wang BZ, Chen BH, Huang F, Yang ZF and Wang Y. 2008. Post-orogenic dike complexes and implications for metallogenesis. *Earth Science Frontiers*, 15(4): 1 – 12 (in Chinese with English abstract)
- Ludwig KR. 2003. ISOPLLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1 – 70
- McKenzie D and O' Nions RK. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5): 1021 – 1091
- Middlemost EAK. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215 – 224
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W and Purtscheller F. 1999. Post-collision potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pr-O isotopic constrains for mantle source characteristic and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40(9): 1399 – 1424
- Mo XX, Lu FX, Shen SY *et al.* 1993. *Volcanism and Metallogenesis of Sanjiang Tethy*. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 267 (in Chinese with English abstract)
- Mo XX, Hou ZQ, Niu YL, Dong GC, Qu XM, Zhao ZD and Yang ZM. 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision; Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet. *Lithos*, 96(1–2): 225 – 242
- Olafsson M and Eggler DH. 1983. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate and phlogopite-carbonate peridotite: Petrological constrains on the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 305 – 315
- Robinson JAC and Wood BJ. 1998. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1–2): 277 – 284
- Rock NMS. 1977. The nature and origin of lamprophyres: Some definitions, distinctions, and derivations. *Earth-Science Reviews*, 13(2): 123 – 169
- Rock NMS. 1987. The nature and origin of lamprophyres: An overview. In: Fitton JG and Upton BGJ (eds.). *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society, London, Special Publications, 191 – 226
- Rock NMS, Bowes DR and Wright AE. 1991. *Lamprophyres*. Glasgow: Blackie, 285
- Rollison HR. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, 352
- Scherer EE, Cameron KL and Blichert-Toft J. 2000. Lu-Hf garnet geochronology: Closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19): 3413 – 3432
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 42(1): 313 – 345
- Wang DH, Qu WJ, Li ZW, Yin HL and Chen YC. 2004. The metallogenic concentrated epoch of the porphyry copper (molybdenum) deposits in Jinshangjiang-Honghe metallogenic belt: Re-Os isotope dating. *Science in China (Series D)*, 34(4): 345 – 349 (in Chinese)
- Wang JH, Yin A, Harrison TM *et al.* 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(1–2): 123 – 133
- Wimmenauer W. 1973. Lamprophyre, semilamprophyre and anchi-basaltsche ganggesteine. *Fortschritte der Mineralogie*, 51: 3 – 67
- Wu FY, Li XH, Zheng YF and Gao S. 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185 – 220 (in Chinese with English abstract)
- Xia P and Xu YG. 2006. Enrichment of the lithospheric mantle in western Yunnan; Comparative studies of two Cenozoic ultrapotassic volcanic series. *Science in China (Series D)*, 34(12): 1118 – 1128 (in Chinese)
- Xiao XN. 2009. Alkali-rich porphyries of the Beiya area in western Yunnan and their gold-polymetallic metallogeny. Ph. D. Dissertation. Beijing: China University of Geosciences (in Chinese with English summary)
- Xu SM, Mo XX, Zeng PS, Zhang WH, Zhao HB and Zhao HD. 2006. Characteristics and origin of alkali-rich porphyries from Beiya in western Yunnan. *Geoscience*, 20(4): 527 – 535 (in Chinese with English abstract)
- Xu XW, Cai XP, Song BC, Zhang BL, Ying HR, Xiao QB and Wang J. 2006. Petrologic, chronological and geochemistry characteristics and formation mechanism of alkaline porphyries in the Beiya gold district, western Yunnan. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 631 – 642 (in Chinese with English abstract)
- Xu XW, Cai XP, Xiao QB and Peters SG. 2007a. Porphyry Cu-Au and associated polymetallic Fe-Cu-Au deposits in the Beiya area, western Yunnan Province, South China. *Ore Geology Reviews*, 31(1–4): 224 – 246
- Xu XW, Zhang B, Qin KZ, Mao Q and Cai XP. 2007b. Origin of lamprophyres by the mixing of basic and alkaline melts in magma chamber in Beiya area, western Yunnan, China. *Lithos*, 99(3–4): 339 – 362
- Xu YG, Menzies MS and Thirlwall MF. 2001. Exotic lithosphere mantle beneath the western Yangtze craton; Petrogenetic links to Tibet using highly magnesian ultrapotassic rocks. *Geology*, 29(9): 863 – 866
- Xue CD, Hou ZQ, Liu X, Yang ZM, Liu YQ and Hao BW. 2008. Petrogenesis and metallogenesis of the Beiya gold-polymetallic ore district, northwestern Yunnan Province, China; Responses to Indo-Asian collisional processes. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 457 – 472 (in Chinese with English abstract)
- Yang LQ, Liu JT, Zhang C, Wang QF, Ge LS, Wang ZL, Zhang J and Gong QJ. 2010. Superimposed orogenesis and metallogenesis: An example from the orogenic gold deposits in Ailaoshan gold belt, Southwest China. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1723 – 1739 (in Chinese with English abstract)

- Yang LQ, Deng J, Zhao K and Liu JT. 2011. Tectono-thermochronology and gold mineralization events of orogenic gold deposits in Ailaoshan orogenic belt, Southwest China: Geochronological constraints. *Acta Petrologica Sinica*, 27(9): 2519–2532 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YQ, Xie YW, Li XH, Qiu HN, Zhao ZH, Liang HY and Zhong SL. 2000. Chronology and Nd-Sr isotopes of the Ailaoshan-Jinshajiang alkali-rich intrusion. *Science in China (Series D)*, 30(5): 493–498 (in Chinese)
- Zhao X, Yu XH, Mo XX, Zhang J and Lü BX. 2004. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic alkali-rich porphyries and xenoliths hosted in western Yunnan Province. *Geoscience*, 18(2): 217–228 (in Chinese with English abstract)
- Zhong DL, Ding L, Liu FT, Liu JH, Zhang JJ, Ji JQ and Chen H. 2000. Multi-oriented and layered structures of lithosphere in orogenic belt and their effects on Cenozoic magmatism: A case study of western Yunnan and Sichuan, China. *Science in China (Series D)*, 30(Suppl. 1): 1–9 (in Chinese)
- Zindler A and Hart SR. 1986. *Chemical geodynamics Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493–571
- ### 附中文参考文献
- 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴, 苏文超, 战志新. 2005. 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征. *岩石学报*, 21(1): 113–124
- 邓军, 杨立强, 葛良胜, 袁士松, 王庆飞, 张静, 龚庆杰, 王长明. 2010. 滇西富碱斑岩型金成矿系统特征与变化保存. *岩石学报*, 26(6): 1633–1645
- 邓军, 王长明, 李龚建. 2012. 三江特提斯叠加成矿作用样式及过程. *岩石学报*, 28(5): 1349–1361
- 耿建珍, 张健, 李怀坤, 李惠民, 张永清, 郝爽. 2012. 10 μ m 尺度锆石 U-Pb 年龄的 LA-MC-ICP-MS 测定. *地球学报*, 33(6): 877–884
- 管涛, 黄智龙, 许成, 张振亮, 严再飞, 陈冕. 2006. 云南白马寨镍矿区煌斑岩⁴⁰Ar-³⁹Ar 定年和地球化学特征. *岩石学报*, 22(4): 873–883
- 和文言, 喻学惠, 莫宣学, 和中华, 李勇, 黄行凯, 苏纲生. 2012. 滇西北钨多金属矿田矿床成因类型及其与富碱斑岩关系初探. *岩石学报*, 28(5): 1401–1412
- 和文言, 喻学惠, 莫宣学, 和中华, 董国臣, 刘晓波, 苏纲生, 黄雄飞. 2013. 滇西北钨金多金属矿床锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义. *岩石学报*, 29(4): 1301–1310
- 和中华, 周云满, 和文言, 苏纲生, 李万华, 杨绍文. 2013. 滇西北钨超大型金多金属矿床成因类型及成矿规律. *矿床地质*, 32(2): 244–258
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 许继峰, 曲晓明, 杨志明, 杨竹森, 费红彩, 孟祥金, 李振清. 2006. 青藏高原碰撞造山带: II 晚碰撞转换成矿作用. *矿床地质*, 25(5): 521–543
- 姜耀辉, 蒋少涌, 赵葵东, 倪培, 凌洪飞, 刘敦一. 2005. 辽东半岛煌斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其对中国东部岩石圈减薄开始时间的制约. *科学通报*, 50(19): 2161–2168
- 李潮峰, 李献华, 郭敬辉, 李向辉, 李怀坤, 周红英, 李国占. 2011. 微量岩石样品中 Rb-Sr 和 Pb 一步分离及高精度热电离质谱测试. *地球化学*, 40(5): 399–406
- 李怀坤, 朱士兴, 相振群, 苏文博, 陆松年, 周红英, 耿建珍, 李生, 杨锋杰. 2010. 北京延庆高于庄组凝灰岩的锆石 U-Pb 定年研究及其对华北北部中元古界划分新方案的进一步约束. *岩石学报*, 26(7): 2131–2140
- 李献华, 周汉文, 韦刚健, 刘颖, 钟孙霖, 罗清华, 李寄岷. 2002. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约. *地球化学*, 31(1): 26–34
- 李勇. 2012. 滇西“三江”地区新生代钾质岩岩浆年代学特征、岩石成因及其地质意义. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学
- 刘福田, 刘建华, 何建坤, 游庆瑜. 2000. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片. *科学通报*, 45(1): 79–83
- 罗照华, 魏阳, 辛后田, 詹华明, 柯珊, 李文韬. 2006. 造山后脉岩组合的岩石成因——对岩石圈拆沉作用的约束. *岩石学报*, 22(6): 1672–1684
- 罗照华, 卢欣祥, 王秉璋, 陈必河, 黄凡, 杨宗锋, 汪洋. 2008. 造山后脉岩组合与内生成矿作用. *地学前缘*, 15(4): 2–12
- 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, 1–267
- 王登红, 屈文俊, 李志伟, 应汉龙, 陈毓川. 2004. 金沙江-红河成矿带斑岩铜钼矿的成矿集中期: Re-Os 同位素定年. *中国科学(D)辑*, 34(4): 345–349
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. *岩石学报*, 23(2): 185–220
- 夏萍, 徐义刚. 2006. 滇西岩石圈地幔域分区和富集机制: 新生代两类超钾质火山岩的对比研究. *中国科学(D 辑)*, 34(12): 1118–1128
- 肖晓牛. 2009. 滇西北钨地区富碱斑岩及其金多金属成矿作用. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学
- 徐受民, 莫宣学, 曾普胜, 张文洪, 赵海滨, 赵寒冬. 2006. 滇西北钨富碱斑岩的特征及成因. *现代地质*, 20(4): 527–535
- 徐兴旺, 蔡新平, 宋宝昌, 张宝林, 应汉龙, 肖骑彬, 王杰. 2006. 滇西北钨金矿区碱性斑岩岩石学、年代学和地球化学特征及其成因机制. *岩石学报*, 22(3): 631–642
- 薛传东, 侯增谦, 刘星, 杨志明, 刘勇强, 郝百武. 2008. 滇西北钨金多金属矿田的成岩成矿作用: 对印-亚大陆碰撞造山过程的响应. *岩石学报*, 24(3): 457–472
- 杨立强, 刘江涛, 张闯, 王庆飞, 葛良胜, 王中亮, 张静, 龚庆杰. 2010. 哀牢山造山型金成矿系统: 复合造山构造演化与成矿作用初探. *岩石学报*, 26(6): 1723–1739
- 杨立强, 邓军, 赵凯, 刘江涛. 2011. 哀牢山造山带金成矿时序及其动力学背景探讨. *岩石学报*, 27(9): 2519–2532
- 张玉泉, 谢应雯, 李献华, 邱华宁, 赵振华, 梁华英, 钟孙霖. 2000. 青藏高原东部钾玄岩系岩浆岩同位素特征岩石成因及其构造意义. *中国科学(D 辑)*, 30(5): 493–498
- 赵欣, 喻学惠, 莫宣学, 张瑾, 吕伯西. 2004. 滇西新生代富碱斑岩及其深源包体的岩石学和地球化学特征. *现代地质*, 18(2): 217–228
- 钟大赉, 丁林, 刘福田, 刘建华, 张进江, 季建清, 陈辉. 2000. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动制约——以三江及邻区为例. *中国科学(D 辑)*, 30(增刊): 1–9