

# 冈底斯西段麻木早白垩世岩浆岩岩石成因 及地质意义

刘 畅<sup>1,2,3</sup>, 杨竹森<sup>2</sup>, 徐培言<sup>1</sup>, 赵晓燕<sup>2</sup>, 夏文杰<sup>1</sup>, 杨晓旭<sup>1</sup>

(1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;  
3. 北京师范大学环境演变与自然灾害教育部重点实验室, 北京 100091)

**摘要:** 青藏高原冈底斯带发育有大量的岩浆岩, 本文对中拉萨地块西段南缘革吉县西南麻木地区的花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩进行了详细的岩石学、岩石地球化学、锆石微量元素和锆石 Hf 同位素研究, 综合讨论了其岩浆成因及源区深部过程。麻木研究区内的花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩属于早白垩世同期岩浆作用的产物, 均属于钾玄质岩石, 富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 亏损高场强元素和 Eu, 具有较高负值的  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值, 分别为  $-9.57 \sim -3.43$  和  $-8.79 \sim -4.80$ , 以及较古老的 Hf 同位素地壳模式年龄  $t_{\text{DM2}}$ , 分别为  $1\,774 \sim 1\,388$  Ma 和  $1\,727 \sim 1\,477$  Ma。研究区早白垩世岩浆岩源于古老下地壳物质的重熔, 并有少量地幔物质的加入, 经历了岩浆混合后角闪石、长石和黑云母等矿物的分离结晶, 最终形成了花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩。结合前人和本文的研究认为研究区早白垩世岩浆作用的主要诱发机制可能为南向俯冲的班公湖-怒江洋板片回转。

**关键词:** 中部拉萨地块西段; 花岗斑岩; 流纹质晶屑凝灰岩; 锆石 Hf 同位素; 岩石地球化学

中图分类号: P588.12<sup>+</sup>1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2022)03-0537-18

## Petrogenesis and geological significance of the Mamu Early Cretaceous magmatic rocks in the western part of Gangdese

LIU Chang<sup>1,2,3</sup>, YANG Zhu-sen<sup>2</sup>, XU Pei-yan<sup>1</sup>, ZHAO Xiao-yan<sup>2</sup>, XIA Wen-jie<sup>1</sup> and YANG Xiao-xu<sup>1</sup>

(1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. Key Laboratory of Environmental Change and Natural Disaster, Beijing Normal University, Beijing 100091, China)

**Abstract:** A large number of magmatic rocks were formed in the Gangdese belt of the Qinghai-Tibet Plateau. To better understand the petrogenesis, magma source region and evolution, we have studied the petrography, geochemistry, zircon trace elements and Hf isotope analysis of the granite porphyry and rhyolitic crystal tuff in Mamu, Gakyi, western of the Central Lhasa Terrane. The granite porphyry and rhyolitic crystal tuff in Mamu were both formed at Early Cretaceous period. They are both shoshonitic rocks, enriched in large ion lithophile elements, and light rare earth elements, and depleted in high field-strength elements (HFSE) and Eu. They have high negative  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  values of  $-9.57 \sim -3.43$  and  $-8.79 \sim -4.80$ , and the older Hf isotopic crustal model age  $t_{\text{DM2}}$  of  $1\,774 \sim 1\,388$  Ma and  $1\,727 \sim 1\,477$  Ma, respectively. The Early Cretaceous magmatic rocks originated from the remelting

收稿日期: 2021-09-15; 接受日期: 2022-03-09; 编辑: 尹淑苹

基金项目: 国家重点研发计划项目(2016YFC0600306); 中国地质调查局地质调查项目(DD20179172); 国家自然科学基金项目(42072107); 北京师范大学博一学科交叉基金项目(BNXXKJC2105)

作者简介: 刘 畅(1996-), 男, 硕士, 地质工程专业, 成因矿物与找矿矿物研究方向, E-mail: 314996593@qq.com; 通讯作者: 杨竹森(1964-), 男, 研究员, 主要从事矿床学与矿物地球化学研究, E-mail: yangzhusen@vip.sina.com。

of ancient lower crustal materials, with the mixing of mantle material. After the magma mixing, the amphibole, feldspar and biotite were first separated and crystallized, finally formed the granite porphyry and rhyolitic crystal tuff. Combined with previous studies and this paper, we infer that the Early Cretaceous magmatism in Mamu is probably due to the southward subduction of the southward subduction of Bangong-Nujiang suture zone.

**Key words:** western section of the Central Lhasa Terrane; granite porphyry; rhyolitic crystal tuff; zircon Hf isotopes; rock geochemistry

**Fund support:** Key Project of National Key Research and Development Plan of China (2016YFC0600306); Project of China Geological Survey (DD20179172); National Natural Science Foundation of China (42072107); Beijing Normal University Interdisciplinary Fund Project (BNUXKJC2105)

青藏高原以其连续发育至今的大陆聚合过程、清楚明确的板块边界、由蛇绿混杂岩带分割的多个地块以及规模大、时代新、类型多、保存好的矿床特点,成为系统研究大陆成矿作用、创新大陆碰撞成矿理论的绝佳地区(Yin and Harrison, 2000; 侯增谦等, 2006a; Hou and Cook, 2009; 许志琴等, 2011; Zhu *et al.*, 2013)。位于青藏高原南部的拉萨地块经历了从冈瓦纳大陆裂解、向北漂移及与羌塘地块碰撞拼贴等一系列过程,导致了班公湖-怒江洋在白垩纪早期关闭,并最终经历印度-亚洲大陆碰撞过程促使了青藏高原的形成(Dewey *et al.*, 1988; Zhang *et al.*, 2004; Kapp *et al.*, 2005, 2007; Zhu *et al.*, 2011a, 2016)。伴随拉萨地块与羌塘地块碰撞拼贴、印亚大陆碰撞以及班公湖-怒江和雅鲁藏布江新特提斯洋的俯冲消减等过程,拉萨地块内发生了强烈的岩浆活动,形成了中生代和新生代大规模的岩浆岩(莫宣学等, 2005; Mo *et al.*, 2007)。

前人对于拉萨地块中生代岩浆作用已有一定程度的研究,对于班-怒洋的洋壳俯冲与关闭的演化过程提出了诸多模型(Zhu *et al.*, 2009a; 姜昕等, 2010; 刘敏等, 2011; 李小波等, 2015; Cao *et al.*, 2016; Wang *et al.*, 2017; 闫晶晶等, 2017)。主流观点认为,班-怒洋自晚侏罗世以来发生了南北的双向俯冲,随后关闭并促成拉萨地块与羌塘地块的对接,板片在经历回转期后于  $113 \pm 5$  Ma 前后发生断离(Zhu *et al.*, 2009a),期间受到班-怒洋南向俯冲的影响,在拉萨地块上发生了强烈的碰撞拼贴造山和大规模的岩浆作用。然而,对于东西跨度约 1 500 km 的班-怒洋缝合带来说,俯冲极性的判断一直伴随着许多争议,需要大量的地质证据进行约束,而相比研究程度较高的中东部,近年来对冈底斯西段中生代岩浆作用的研究较少。为了完善晚古生代到中生代的岩浆岩分布范围并补充新的地质证

据,笔者实地考察了拉萨地块西段革吉县西南未经研究和开发的麻木铅锌矿化区内的两套岩浆岩,经初步研究与分析,这两套岩浆岩分别为花岗斑岩(117.6 Ma)和流纹质晶屑凝灰岩(119.7 Ma)(刘畅等, 2021),有别于之前认为的新生代岩体及地层。本文对这两套岩浆岩进行了岩石学、岩石地球化学、锆石微量元素和 Hf 同位素地球化学分析,并在此基础上结合前人的研究资料,探讨了其岩浆源区及岩石成因,试图对拉萨地块西段中部晚侏罗世-早白垩世构造岩浆演化过程提供新的依据。

## 1 地质背景与样品特征

青藏高原自北向南包括松潘-甘孜-可可西里地块、羌塘地块、拉萨地块和喜马拉雅地块以及分割其间的金沙江缝合带、班公湖-怒江缝合带和雅鲁藏布江缝合带(Dewey *et al.*, 1988; Yin and Harrison, 2000)。其中拉萨地块也称作冈底斯带,位于西藏南部,介于班公湖-怒江缝合带(BNSZ)和雅鲁藏布江缝合带(IYSZ)之间,整体呈东西向展布,西起狮泉河,向东沿冈底斯-念青唐古拉山脉至伯舒拉岭,是一个长约 2 500 km、南北最宽处可达 300 km 的狭长地质单元(Molnar *et al.*, 1993; Murphy *et al.*, 1999)。拉萨地块作为一条巨型构造岩浆岩带,其构造演化受到中生代特提斯洋壳俯冲和弧陆碰撞以及新生代陆陆碰撞等一系列地质作用的控制(Xu *et al.*, 1985; Harris *et al.*, 1990),既是中生代羌塘-拉萨地块碰撞和安第斯型活动大陆边缘,又是新生代印亚大陆碰撞的主体场所(Kirstein *et al.*, 2000; 朱弟成等, 2009)。整个拉萨地块上发育有晚古生代-中生代广泛的侵入岩和火山沉积岩(图 1a)。依据拉萨地块在沉积盖层、变质基底和岩浆活动方面的差异,以狮泉河-纳木错蛇绿杂岩带和洛巴堆-米

拉山断裂为界,划分出具有前寒武纪结晶基底的中冈底斯带(中拉萨地块)和两侧具有新生下地壳的南、北冈底斯带(南、北拉萨地块)(Zhu *et al.*, 2011b; Hou *et al.*, 2015)。此外,拉萨地块在地层沉积、岩浆活动和成矿作用等方面,都存在明显的东西向差异性和分段性,大致以许如错-当若雍错裂谷(85°E)和那曲-谷露裂谷(90°E)为界,分为西段、中段和东段,但在深部地壳结构上的分界线偏西(侯增谦等, 2006b, 2008; Hou *et al.*, 2015)。

麻木研究区位于中冈底斯西段革吉县西南,其所处区域属于冈底斯-腾冲地层区的隆格尔-南木林地层分区(陈清泉, 1993)。前人认为麻木研究区内火山岩地层均为古新统典中组(张振利, 2006)<sup>①</sup>,但下伏于下白垩统捷嘎组灰岩的一套火山岩地层明显不同于东北部角度不整合于捷嘎组灰岩之上的典中组安山岩和安山质火山碎屑岩(图1b)。这套有差异的地层为巨厚层火山岩,下部为强硅化、粘土化的灰白色凝灰岩,中部为紫红色、灰黑色含斜长石斑晶安山岩与灰色流纹质晶屑凝灰岩互层,上部为浅紫红色流纹岩与浅灰色流纹质晶屑凝灰岩(含有火山角砾)互层,顶部夹有凝灰质砂岩,普遍发育一组产状为 $255^{\circ}\angle 80^{\circ}$ 的透入性劈理,且中部的灰色流纹质晶屑凝灰岩锆石 U-Pb 年龄为 119.7 Ma,据此将其厘定为上侏罗统-下白垩统则弄群(刘畅等, 2021)。此外区内沟谷广泛分布第四系冲洪积砾石层。区内主要构造形迹为一条北西西向的逆断层,产状为 $210^{\circ}\angle 75^{\circ}$ ,破碎带宽 5~10 m,由构造透镜体和碎裂岩组成,沿破碎带发生较强的硅化和粘土化。区内侵入岩为花岗斑岩,呈岩株状,出露面积约为 1 km<sup>2</sup>,锆石 U-Pb 年龄为 117.6 Ma(刘畅等, 2021),呈岩株状沿北西西向断裂两侧产出,局部穿切有绿帘石细脉。在花岗斑岩与捷嘎组灰岩的外接触带,发育由石榴子石、钙铁辉石、阳起石、绿帘石、石英、方解石组成的矽卡岩,其中有磁铁矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和黄铜矿化。用于测试的花岗斑岩、流纹质晶屑凝灰岩样品的采样位置、样品特征及分析项目见表1。

花岗斑岩作为矽卡岩型铅锌矿的成矿岩体(图1b)呈岩株状产出,对岩石的手标本进行切面剖光后观察,颜色呈浅灰色,斑状结构,斑晶含量约

30%,粒度 0.5~2.0 mm,由石英、钾长石以及少量黑云母组成,基质隐晶质(图2a)。图2b中可以看到石英斑晶呈碎裂状,钾长石斑晶发生部分粘土化,呈板状自形,可见卡氏双晶,黑云母斑晶形状为片状,在正交偏光下呈黄绿色至浅黄褐色的多色性;图2c中可以更清楚地观察到部分石英边缘具有溶蚀港湾。

流纹质晶屑凝灰岩所在的火山岩地层普遍具有一定的蚀变,选取蚀变最弱的中部露头进行样品采集,所采集的样品呈灰绿色,凝灰结构,块状构造,主要由晶屑、火山尘和少量岩屑组成(图2d)。图2e中的晶屑均呈碎棱角状,且部分棱角已经熔融圆化,晶屑含量约为 10%,主要由石英(20%)、长石(30%)和少量黑云母(5%)组成;而从图2f中不难发现岩石整体仍具有一定程度的硅化,溶蚀港湾现象普遍。

## 2 分析方法

岩石的主、微量及稀土元素测试在核工业北京地质研究院完成。将野外采集的新鲜无蚀变、未风化的样品进行预处理粉碎,制备成 200 目的岩石粉末进行测试。主量元素的分析方法使用 X 射线荧光熔片法(XRF),激发电压可达 50 kV。针对 Fe 元素不同价态的测定,实验室首先通过化学滴定法测得 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的含量,再从总铁中将其去除,得到 FeO 的含量。微量、稀土元素采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)进行分析,在此过程中不断用标样对测试样品进行校对,由此相对标准偏差可保持在小于 10%的标准内(Liu *et al.*, 2008)。

锆石年代学以及微量元素测定在中国地质科学院地质研究所矿物/包裹体微区分析实验室完成。使用激光剥蚀-电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)进行测试,束斑直径 30 μm,剥蚀频率 5 Hz,激光能量密度 2 J/cm<sup>2</sup>,数据处理采用 Iolite 程序。锆石 Hf 同位素测试在中国地质科学院国家测试中心完成。利用 Neptune plus 型多接收等离子体质谱仪进行测试。采用 Coherent Geolas Pro 型激光剥蚀,测试束斑选取标准为 20 μm×40 μm,依据锆石原位微区 Hf 同位素详细测试流程选取 15~18 个点备用(李

① 张振利. 2006. 亚热幅 H44C001003 普兰县幅 H44C002003 国内部分 1:25 万区域地质调查报告.



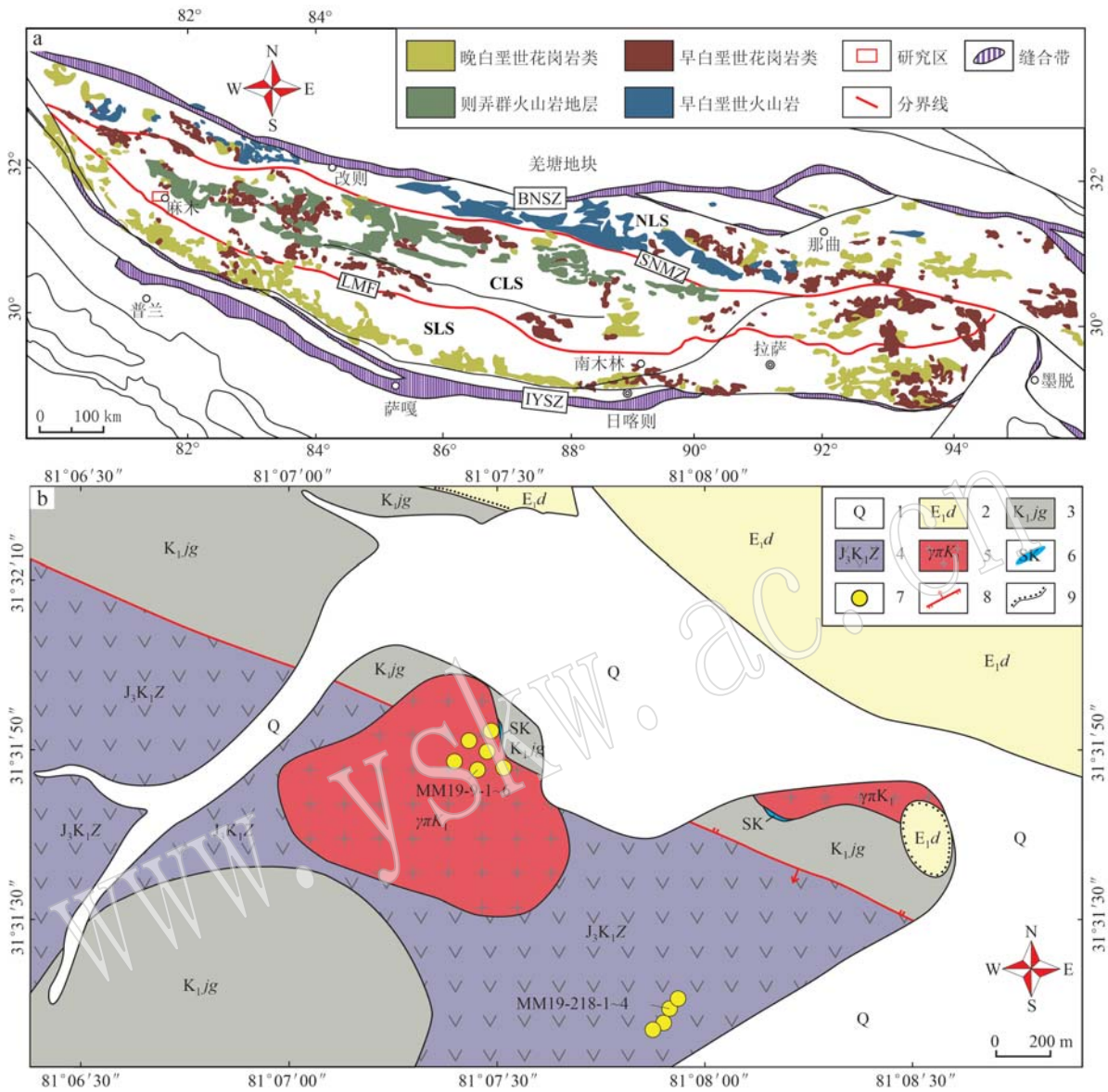


图 1 拉萨地块白垩纪岩浆岩分布图(a, 据 Zhu *et al.*, 2019)和麻木研究区地质图(b)  
Fig. 1 Distribution map of Cretaceous magmatic rocks in Lhasa Terrane(a, modified from Zhu *et al.*, 2019) and geological map of Mamu study area(b)

BNSZ—班公湖-怒江缝合带; IYSZ—印度-雅鲁藏布缝合带; LMF—洛巴堆-米拉山断裂带; SNMZ—狮泉河-纳木错混杂岩带; NLS—北拉萨地块; CLS—中拉萨地块; SLS—南拉萨地块; 1—第四系; 2—典中组火山岩; 3—捷嘎组灰岩; 4—则弄群火山岩; 5—晚白垩世花岗岩类; 6—矽卡岩型铅锌矿体; 7—采样点; 8—逆断层; 9—不整合接触

BNSZ—Bangong-Nujiang suture zone; IYSZ—India-Yarlung Zangbo suture zone; LMF—Luobadui-Milashan fault zone; SNMZ—Shiquanhe-Namco ophiolitic belt; NLS—north Lhasa Terrane; CLS—central Lhasa Terrane; SLS—southern Lhasa Terrane; 1—Quaternary; 2—Dianzhong Formation volcanic rocks; 3—Jiega Formation limestone; 4—Zenong Group volcanic rocks; 5—Late Cretaceous granitoids; 6—skarn orebody; 7—sampling points; 8—reverse fault; 9—unconformity contact

艳广等, 2015)。分析点每达到 10 个样品测点, 随即分析两次锆石标准 GJ-1 和 191500 作为监控, 根据实验室标准, 本次实验 GJ-1 的测试精准度为 0.282 45~0.282 49 (2 $\sigma$ ), 191500 的测试精准度为 0.282 24~0.282 32 (2 $\sigma$ ) (Meng *et al.*, 2014; 侯可

军等, 2017)。

为了排除晶屑凝灰岩作为火山喷发岩可能包裹进其他岩屑杂质的影响, 对这些锆石进行了筛选, 首先作为流纹质酸性火山岩, 其应发育有较多的岩浆岩锆石, 将不具备环带特征的锆石除去, 又删除



表 1 麻木样品采样位置、样品特征及分析项目一览表

Table 1 Summary of sample sampling location, sample characteristics and analytical methods in Mamu

岩性	样品号	纬度	经度	样品特征	分析项目
花岗斑岩 (117.6 Ma)	MM19-9-1	31°31'52.44"	81°07'29.18"	斑状结构，基质隐晶质，主要矿物为石英、钾长石以及少量黑云母	锆石微量元素、Hf 同位素分析
	MM19-9-2	31°31'51.25"	81°07'27.57"	斑状结构，基质隐晶质，由石英、钾长石以及黑云母组成	全岩主微量元素分析
	MM19-9-3	31°31'48.54"	81°07'27.39"	斑状结构，基质隐晶质，由石英、钾长石以及黑云母组成	全岩主微量元素分析
	MM19-9-4	31°31'47.37"	81°07'28.30"	斑状结构，基质隐晶质，由石英、钾长石以及黑云母组成	全岩主微量元素分析
	MM19-9-5	31°31'47.48"	81°07'30.78"	斑状结构，基质隐晶质，由石英、钾长石以及黑云母组成	全岩主微量元素分析
	MM19-9-6	31°31'49.88"	81°07'29.80"	斑状结构，基质隐晶质，由石英、钾长石以及黑云母组成	全岩主微量元素分析
晶屑凝灰岩 (119.7 Ma)	MM19-218-1	31°31'19.39"	81°07'52.35"	凝灰结构，晶屑含量约 10%，由石英、长石和少量黑云母组成	锆石微量元素、Hf 同位素分析
	MM19-218-2	31°31'16.90"	81°07'51.32"	凝灰结构，由石英、长石和少量黑云母组成	全岩主微量元素分析
	MM19-218-3	31°31'14.37"	81°07'50.36"	凝灰结构，由石英、长石和少量黑云母组成	全岩主微量元素分析
	MM19-218-4	31°31'11.88"	81°07'49.35"	凝灰结构，由石英、长石和少量黑云母组成	全岩主微量元素分析

注：表中年龄数据来自于刘畅等(2021)。

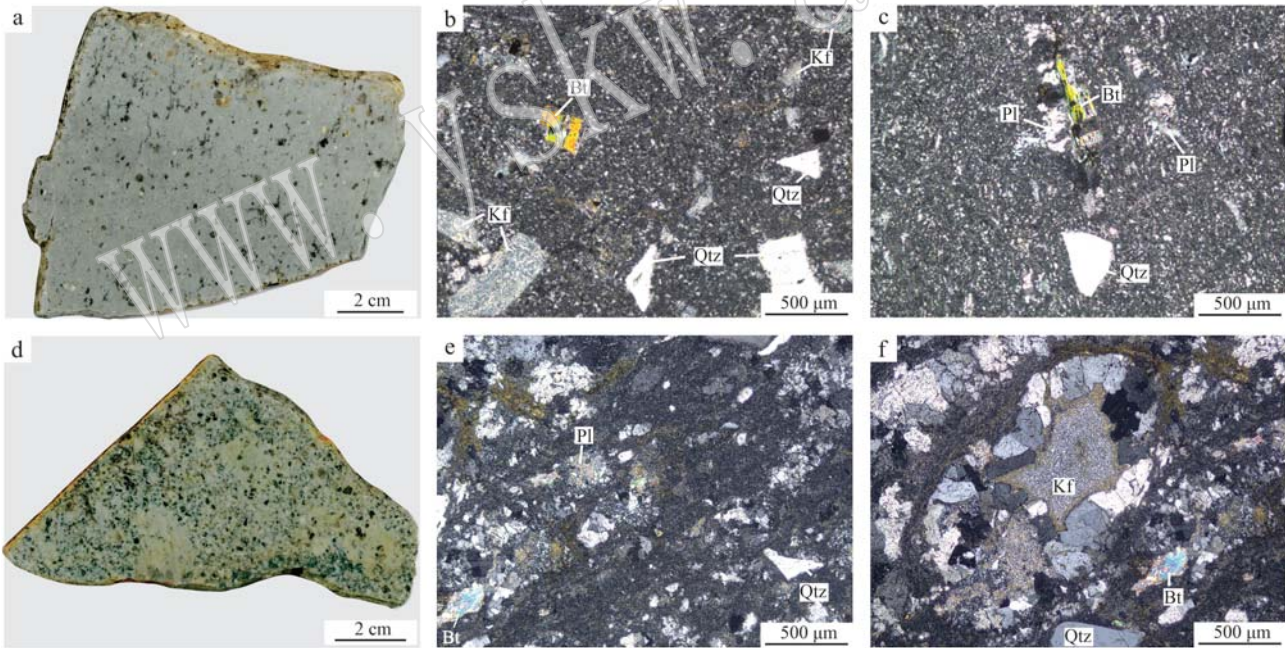


图 2 麻木花岗斑岩手标本(a)、显微镜正交偏光照片(b,c)和流纹质晶屑凝灰岩手标本(d)、显微镜正交偏光照片(e,f)

Fig. 2 Granite porphyry hand specimen(a), microscope cross-polarized light photographs(b, c) and rhyolitic crystal tuff hand specimen(d), microscope cross-polarized light photographs(e, f) in Mamu

Qtz—石英; Kf—钾长石; Pl—斜长石; Bt—黑云母  
Qtz—quartz; Kf—K-feldspar; Pl—plagioclase; Bt—biotite

掉谐和性不好的测点后，留下了充足的、符合加权年龄误差范围的年代学数据，这些测点所在的锆石理应为凝灰岩原始岩浆中发育的锆石，年代学数据的分析和锆石 Hf 同位素的测定均是在这些锆石上进行的。详细可见刘畅等(2021)。

3 全岩主、微量元素特征

对花岗斑岩的5件样品和流纹质晶屑凝灰岩的3件样品进行了岩石主微量元素含量分析，分析结果见表2。

表2 麻木花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩全岩主量( $w_B/\%$ )、微量元素( $w_B/10^{-6}$ )分析结果Table 2 Analysis of major ( $w_B/\%$ ) and trace ( $w_B/10^{-6}$ ) elements in granite porphyry and rhyolitic crystal tuff in Mamu

岩性	花岗斑岩					流纹质晶屑凝灰岩		
样品原号	MM19-9-2	MM19-9-3	MM19-9-4	MM19-9-5	MM19-9-6	MM19-218-2	MM19-218-3	MM19-218-4
SiO <sub>2</sub>	73.42	76.23	74.89	76.06	76.64	78.67	77.78	80.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.73	12.84	14.05	12.70	12.82	10.82	11.84	9.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.47	1.72	1.48	1.81	1.45	2.34	1.84	1.75
MgO	0.70	0.33	0.35	0.29	0.28	0.54	0.51	0.45
CaO	2.08	0.97	0.65	0.71	0.66	0.54	0.14	0.25
Na <sub>2</sub> O	1.11	0.30	0.56	0.32	0.63	0.29	0.20	0.28
K <sub>2</sub> O	5.73	5.84	5.80	5.95	5.48	5.17	5.64	4.93
MnO	0.17	0.14	0.08	0.23	0.10	0.03	0.03	0.04
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.12	0.14	0.12	0.13	0.10	0.11	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
烧失量*	1.28	1.47	1.97	1.73	1.78	1.88	1.18	1.12
总量	99.95	99.98	99.99	99.94	99.99	100.41	99.28	99.78
Li	20.50	20.30	19.00	18.70	16.90	21.10	19.70	23.50
Be	0.89	1.08	1.56	1.10	2.00	2.03	2.31	2.03
Sc	7.13	4.65	6.57	5.83	5.85	4.26	3.90	4.21
V	37.80	10.20	10.80	8.80	11.00	9.51	9.43	8.41
Cr	16.50	18.00	8.81	10.40	10.70	18.40	12.30	11.40
Co	8.21	3.04	1.97	2.38	2.13	3.54	2.43	2.24
Ni	3.75	2.00	1.25	1.36	1.43	1.50	4.23	1.86
Cu	20.80	9.65	6.21	8.36	5.17	3.55	3.08	4.71
Zn	78.00	412.00	347.00	194.00	125.00	40.20	43.60	60.00
Ga	12.90	14.40	16.00	15.00	13.70	11.80	13.20	10.40
Rb	200.00	228.00	222.00	220.00	201.00	193.00	241.00	193.00
Sr	93.00	41.00	42.10	40.10	49.40	38.10	23.70	24.70
Y	26.60	28.80	58.00	29.70	36.30	31.50	26.90	35.00
Mo	0.56	0.28	0.19	0.36	0.37	0.24	0.27	0.23
Cd	0.39	2.61	0.44	0.42	0.21	0.30	0.17	0.22
In	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.10	0.12
Sb	0.79	0.78	0.72	1.33	0.69	0.52	0.92	0.99
Cs	6.05	17.40	14.20	11.80	8.20	14.20	26.80	16.90
Ba	933.00	995.00	883.00	1 042.00	926.00	532.00	473.00	512.00
La	46.30	58.10	63.70	57.60	75.10	39.90	36.10	33.80
Ce	86.00	102.00	104.00	107.00	105.00	73.20	49.50	66.60
Pr	9.60	12.10	13.00	11.70	14.50	7.95	7.22	7.27
Nd	37.40	48.50	48.10	43.80	53.90	29.80	25.70	25.40
Sm	6.35	7.48	7.80	7.00	8.92	5.05	4.22	4.78
Eu	1.41	1.35	1.36	1.28	1.24	0.71	0.59	0.60
Gd	5.35	6.89	8.65	6.73	8.33	4.49	4.13	4.59
Tb	1.00	1.16	1.66	1.12	1.44	0.95	0.71	0.93
Dy	4.87	5.19	8.86	5.34	6.84	4.84	3.85	4.87
Ho	0.88	1.03	1.81	0.99	1.24	0.93	0.81	1.12
Er	2.64	2.93	5.22	3.04	3.38	2.92	2.64	2.85
Tm	0.47	0.53	0.90	0.46	0.60	0.56	0.49	0.56
Yb	3.74	3.96	6.62	4.16	4.76	4.05	3.97	3.72
Lu	0.41	0.49	0.79	0.47	0.51	0.46	0.44	0.40
W	2.25	2.51	2.77	2.50	2.83	1.46	1.31	1.29
Re	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tl	3.46	3.40	2.84	3.06	2.75	1.88	2.28	2.01
Pb	145.00	178.00	61.30	44.60	54.50	22.70	14.50	22.70
Bi	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.08	0.66
Th	16.10	21.70	23.00	21.40	20.80	21.00	21.90	19.00
U	2.27	2.11	2.51	2.02	2.42	2.92	3.04	2.80
Nb	6.10	7.79	9.32	8.23	7.66	6.40	7.11	6.20
Ta	0.57	0.76	0.78	0.74	0.76	0.68	0.78	0.65
Zr	56.20	82.40	90.00	77.10	85.70	55.50	59.00	50.00
Hf	2.20	3.10	3.35	2.98	2.94	2.17	2.63	2.13
LREE	187.06	229.00	238.00	228.00	258.66	156.61	123.33	138.00
HREE	19.35	22.20	34.50	22.30	27.10	19.20	17.04	19.00
ΣREE	206.41	251.71	272.46	250.68	285.76	175.81	140.36	157.48
δEu	0.74	0.57	0.51	0.57	0.44	0.45	0.43	0.39
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.18	1.44	1.08	1.34	1.45	0.92	0.86	1.02
(La/Sm) <sub>N</sub>	4.71	5.01	5.27	5.31	5.44	5.10	5.52	4.56
(La/Yb) <sub>N</sub>	8.88	10.52	6.90	9.93	11.32	7.07	6.52	6.52

### 3.1 主量元素

花岗斑岩的主量元素  $\text{SiO}_2$  含量为 73.42% ~ 76.64%; ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) 含量为 6.11% ~ 6.84%;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  值为 5.16 ~ 19.34, 变化范围较大, 且比值大于 2;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  的含量为 11.73% ~ 14.05%;  $\text{MgO}$  的含量为 0.28% ~ 0.70%;  $\text{TiO}_2$  的含量为 0.12% ~ 0.20%。铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  值范围是 1.32 ~ 2.01,  $A/\text{NK}$  值介于 1.71 ~ 2.21 之间, 属于过铝质岩石。在 TAS 图解(图 3a)中落于花岗岩区域内; 在  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图(图 3b)中被划在钾玄岩系列区域。

流纹质晶屑凝灰岩的  $\text{SiO}_2$  含量为 77.78% ~ 80.98%, 可能与其具有一定的硅化相关(图 2e、2f); ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) 含量为 5.21% ~ 5.83%;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  值为 17.61 ~ 28.92, 变化较大, 且比值大于 2;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  的含量为 9.86% ~ 11.84%;  $\text{MgO}$  的含量为 0.45% ~ 0.54%;  $\text{TiO}_2$  的含量为 0.10% ~ 0.11%。铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  值是 1.80 ~ 1.98,  $A/\text{NK}$  值介于 1.89 ~ 2.03 之间, 属于过铝质岩石。样品在 TAS 图解图上落于花岗岩区域内(图 3a); 在  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图(图 3b)中落在高钾钙碱质系列区域。

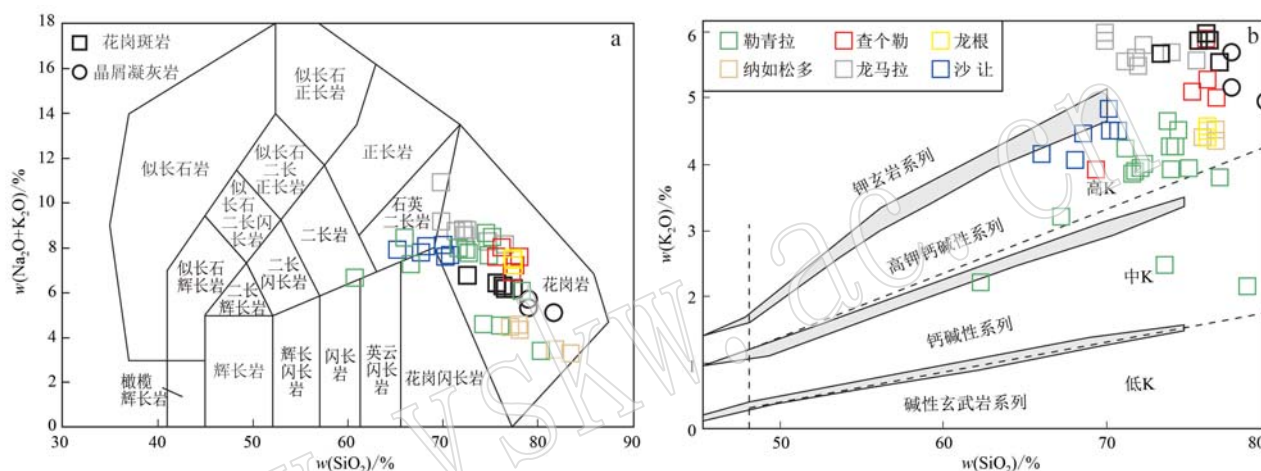


图3 麻木花岗斑岩、流纹质晶屑凝灰岩与冈底斯中东段 Pb-Zn 成矿岩体的主量元素图解

Fig. 3 Schematic diagram of major elements of granite porphyry, rhyolitic crystal tuff in Mamu and Pb-Zn ore-forming intrusions in the middle section of Gangdese

a—TAS 图解(底图据 Middlemost, 1994); b— $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图解(底图据 Le Maitre, 1989; Rickwood, 1989); 文献数据来自于纪现华等(2012); 王保弟等(2012); 张林奎等(2012); 付强等(2014, 2015); 马旺等(2015)  
a—TAS diagram (base map according to Middlemost, 1994); b— $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  diagram (base map according to Le Maitre, 1989; Rickwood, 1989); literature data from Ji Xianhua *et al.* (2012); Wang Baodi *et al.* (2012); Zhang Linkui *et al.* (2012); Fu Qiang *et al.* (2014, 2015); Ma Wang *et al.* (2015)

### 3.2 微量及稀土元素

由表 2 可见, 花岗斑岩的稀土元素总量  $\Sigma \text{REE}$  变化范围是  $206.41 \times 10^{-6}$  ~  $285.76 \times 10^{-6}$ , 平均为  $253.41 \times 10^{-6}$ , 高于地壳岩浆平均值  $164 \times 10^{-6}$ ; LREE 为  $187.06 \times 10^{-6}$  ~  $258.66 \times 10^{-6}$ , HREE 为  $19.35 \times 10^{-6}$  ~  $34.50 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 为 6.90 ~ 10.35。 $\delta \text{Eu}$  为 0.44 ~ 0.74,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  值为 6.90 ~ 11.32,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  值为 1.08 ~ 1.45,  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  值为 4.71 ~ 5.44。稀土元素球粒陨石标准化曲线呈总体右倾(图 4a), 轻稀土元素富集, 中稀土元素略亏损, 重稀土元素平坦, 有明显的中等程度 Eu 负异常。微量元素蛛网图(图 4b)中显示大离子亲石元素 Rb、Th、U 略富集, 而高场强元素 Nb、Ta、Ti、P 强

烈亏损, 此外 Pb 强烈富集, Sr 强烈亏损。

流纹质晶屑凝灰岩的稀土元素总量  $\Sigma \text{REE}$  变化范围是  $140.36 \times 10^{-6}$  ~  $175.81 \times 10^{-6}$ , LREE 为  $123.33 \times 10^{-6}$  ~  $156.61 \times 10^{-6}$ , HREE 为  $17.04 \times 10^{-6}$  ~  $19.20 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 为 7.24 ~ 8.16。 $\delta \text{Eu}$  为 0.39 ~ 0.45。 $(\text{La}/\text{Yb})_N$  值为 6.52 ~ 7.07;  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  值为 0.86 ~ 1.02;  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  值为 4.56 ~ 5.52。除稀土元素总含量略低于花岗斑岩外, 稀土元素球粒陨石标准化曲线与花岗斑岩相似, 总体呈右倾型(图 4a), 仅轻重稀土元素分馏程度略低于花岗斑岩, Eu 负异常比花岗斑岩更明显。从微量元素蛛网图(图 4b)中可以明显看出流纹质晶屑凝灰岩具有与花岗斑岩十分相似的微量元素特征, 仅部分微量元素含量低



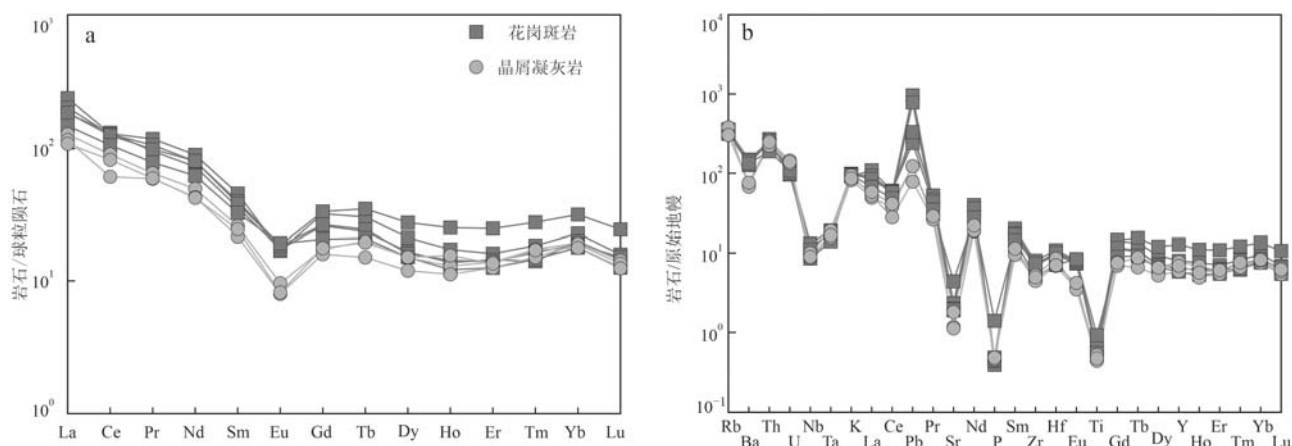


图4 麻木花岗斑岩、流纹质晶屑凝灰岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图(a, 球粒陨石数据来自于 Boynton, 1984) 和微量元素原始地幔标准化配分曲线图(b, 标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized rare earth element pattern (a, chondrite data according to Boynton, 1984) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b, normalized values according to Sun and McDonough, 1989) of granite porphyry and rhyolitic crystal tuff in Mamu

于花岗斑岩, Ba 负异常相对明显, Pb 正异常相对不明显。

(图 5c), 在  $\lg(U/Yb) - \lg(Nb/Yb)$  图中, 又全部分布在大陆弧型区域内(图 5d)。

## 4 锆石微量及 Hf 同位素

### 4.2 锆石 Hf 同位素

#### 4.1 锆石微量

花岗斑岩的 17 颗锆石 Hf 同位素分析点数据见表 4, 数据显示  $^{176}Yb/^{177}Hf$  为 0.017 451~0.068 524,  $^{176}Hf/^{177}Hf$  值为 0.282 432~0.282 605。  $^{176}Lu/^{177}Hf$  为 0.000 698~0.002 567(平均值为 0.001 325), 除 1 号测点外全部小于 0.002, 说明锆石中  $^{177}Hf$  的质量数远远大于  $^{176}Lu$  及其衰变而成的  $^{176}Hf$  的质量之和, 故可用  $^{176}Hf/^{177}Hf$  值近似代表  $^{176}Hf/^{177}Hf$  初始值(吴福元等, 2007)。结合各测点对应的 U-Pb 年龄计算得到  $\varepsilon_{Hf}(t)$  值的范围为 -9.57~-3.43(加权平均值为 -7.48), 亏损地幔模式年龄  $t_{DM}$  为 1 173~917 Ma(平均值为 1 086 Ma), 地壳模式年龄  $t_{DM2}$  为 1 774~1 388 Ma(平均值为 1 644 Ma)。

花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩样品的锆石稀土与微量元素分析测试数据见表 3。花岗斑岩锆石的  $\Sigma REE$  变化范围是  $624.37 \times 10^{-6} \sim 2 043.38 \times 10^{-6}$ , LREE 为  $11.58 \times 10^{-6} \sim 39.83 \times 10^{-6}$ , HREE 为  $611.22 \times 10^{-6} \sim 2 018.30 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 为 0.01~0.04;  $\delta Eu$  为 0.03~0.22, 平均为 0.11<0.95, 为负异常;  $\delta Ce$  为 55.79~146.36, 平均为 91.38>1.05, 为正异常。

流纹质晶屑凝灰岩锆石的  $\Sigma REE$  变化范围是  $588.51 \times 10^{-6} \sim 1 919.54 \times 10^{-6}$ , LREE 为  $10.28 \times 10^{-6} \sim 30.53 \times 10^{-6}$ , HREE 为  $577.00 \times 10^{-6} \sim 1 889.01 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 为 0.01~0.02;  $\delta Eu$  为 0.07~0.23, 平均为 0.11<0.95, 为负异常;  $\delta Ce$  为 26.71~148.83, 平均为 94.42>1.05, 为正异常。

花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩的锆石均呈现出明显的 Eu 负异常和 Ce 正异常, 具有亏损 LREE 并逐步富集 HREE 的左倾配分模式(图 5a、5b), 显示出典型的岩浆锆石稀土元素配分模式。利用锆石微量数据进行投图, 在 Th-Pb 图中, 花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩的数据点全部落入 I 型花岗岩区域内

流纹质晶屑凝灰岩的 16 颗锆石 Hf 同位素分析点的  $^{176}Yb/^{177}Hf$  为 0.019 416~0.062 767,  $^{176}Hf/^{177}Hf$  值为 0.282 453~0.282 568。  $^{176}Lu/^{177}Hf$  为 0.000 776~0.002 396(平均值为 0.001393), 绝大部分小于 0.002, 故可用  $^{176}Hf/^{177}Hf$  值近似代表  $^{176}Hf/^{177}Hf$  初始值(吴福元等, 2007)。利用各测点的 U-Pb 年龄计算得到  $\varepsilon_{Hf}(t)$  为 -8.79~-4.80(加权平均值为 -7.66), 亏损地幔模式年龄  $t_{DM}$  为 1 153~1 005 Ma(平均值为 1 097 Ma), 地壳模式年龄  $t_{DM2}$  为 1 727~1 477 Ma(平均值为 1 657 Ma)。

表 3 麻木花岗岩斑岩和流纹质晶屑凝灰岩锆石稀土与微量元素分析结果

Table 3 Analytical results of rare earth and trace elements of zircons from granite porphyry and rhyolitic crystal tuff in Mamu																	
样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	LREE	HREE	ΣREE
MM19-9-01	0.08	18.06	0.09	1.55	4.95	0.34	41.10	17.10	233.80	98.80	481.00	94.30	884.00	168.20	25.08	2 018.30	2 043.38
MM19-9-02	0.00	13.75	0.03	0.83	3.80	0.12	35.10	14.83	205.50	85.90	429.00	85.80	798.00	160.20	18.53	1 814.33	1 832.86
MM19-9-03	0.03	12.52	0.06	0.86	3.32	0.20	28.00	11.54	164.90	67.20	335.00	67.60	629.00	122.30	17.00	1 425.54	1 442.54
MM19-9-04	0.00	11.38	0.04	1.15	2.43	0.29	18.10	6.59	83.80	34.30	171.40	33.90	303.00	62.40	15.28	713.49	728.77
MM19-9-05	0.00	11.84	0.03	0.69	2.20	0.22	17.10	7.02	92.20	38.10	192.80	40.70	391.00	79.40	14.98	858.32	873.30
MM19-9-06	0.00	9.16	0.06	1.00	3.15	0.46	23.00	8.78	114.10	46.80	235.20	47.30	474.00	89.80	13.83	1 038.98	1 052.81
MM19-9-08	0.00	29.70	0.15	2.77	6.37	0.84	42.00	14.87	197.20	78.80	405.00	85.70	807.00	160.90	39.83	1 791.47	1 831.30
MM19-9-09	0.00	7.87	0.03	0.86	2.47	0.34	19.50	7.17	96.60	39.50	202.30	43.50	385.00	79.70	11.58	873.27	884.85
MM19-9-11	0.06	12.83	0.07	1.14	2.77	0.32	18.10	6.71	92.50	36.60	188.60	39.60	376.00	76.20	17.18	834.31	851.49
MM19-9-12	0.00	13.00	0.03	0.88	3.59	0.16	30.00	12.83	181.20	72.20	379.00	75.40	685.00	134.70	17.66	1 570.33	1 587.99
MM19-9-13	0.01	13.75	0.05	1.18	3.87	0.52	25.90	8.91	116.60	47.80	246.60	48.20	435.00	86.20	19.38	1 015.21	1 034.59
MM19-9-14	0.00	20.14	0.12	1.97	4.08	0.71	27.50	8.98	111.30	41.70	212.20	41.20	387.00	76.70	27.02	906.58	933.60
MM19-9-15	0.00	10.28	0.03	0.63	2.42	0.28	17.40	6.31	80.20	32.30	163.20	32.00	292.00	59.40	13.64	682.81	696.45
MM19-9-16	0.01	19.21	0.08	1.37	3.41	0.59	19.30	5.98	78.60	28.60	144.40	29.50	267.00	57.00	24.67	630.38	655.05
MM19-9-17	0.00	14.23	0.05	0.76	2.80	0.28	18.20	6.37	88.70	34.60	178.90	36.60	344.00	69.90	18.11	777.27	795.38
MM19-9-19	0.02	12.04	0.04	1.08	3.12	0.24	27.60	10.64	145.70	56.80	285.00	61.70	545.00	109.70	16.54	1 242.14	1 258.68
MM19-9-20	0.00	10.64	0.03	0.50	1.80	0.19	12.51	4.51	66.20	26.70	139.30	30.00	274.80	57.20	13.15	611.22	624.37
MM19-9-24	0.00	10.86	0.02	0.51	2.48	0.18	22.80	8.54	123.60	50.20	262.80	55.00	502.00	101.20	14.05	1 126.14	1 140.19
MM19-9-25	0.02	10.99	0.04	0.97	2.81	0.33	19.70	7.18	96.90	38.00	196.80	39.00	359.00	72.30	15.15	828.88	844.03
MM19-9-26	0.00	9.82	0.03	0.41	2.11	0.18	18.30	7.21	103.70	41.80	207.90	42.40	374.00	76.90	12.55	872.21	884.76
MM19-9-27	0.00	12.01	0.04	0.84	3.26	0.37	20.20	7.47	102.90	41.70	208.90	43.60	387.00	78.10	16.52	889.87	906.39
MM19-9-28	0.00	12.20	0.02	0.85	2.79	0.13	27.40	11.61	165.50	66.80	339.90	71.10	639.00	130.20	16.00	1 451.51	1 467.51
MM19-9-29	0.00	14.10	0.04	0.77	3.50	0.14	32.20	13.28	187.00	73.40	382.00	77.60	681.00	136.60	18.56	1 583.08	1 601.64
MM19-9-30	0.00	13.18	0.04	0.95	3.11	0.38	26.00	9.73	138.10	54.00	267.00	53.80	472.00	98.90	17.66	1 119.33	1 136.99
MM19-218-01	0.00	14.33	0.04	0.90	2.96	0.30	22.50	8.60	120.90	48.20	251.30	53.00	477.00	99.90	18.53	1 081.40	1 099.93
MM19-218-02	0.00	12.02	0.03	0.70	1.76	0.28	13.82	5.00	66.80	26.92	135.10	29.34	265.60	55.70	14.78	598.28	613.06
MM19-218-04	0.00	10.87	0.03	0.66	1.96	0.20	14.00	5.55	76.50	30.05	161.70	34.20	318.00	65.60	13.72	705.60	719.32
MM19-218-06	0.01	13.37	0.07	1.51	3.69	0.52	26.80	9.61	126.20	51.20	248.70	54.50	494.00	95.60	19.17	1 106.61	1 125.78
MM19-218-08	0.02	18.37	0.07	1.27	4.06	0.47	24.50	9.42	135.20	52.40	272.00	55.10	503.00	101.40	24.26	1 153.02	1 177.28
MM19-218-09	0.00	15.89	0.07	1.55	4.16	0.52	28.10	9.67	135.90	54.70	279.30	56.70	531.00	106.60	22.19	1 201.97	1 224.16
MM19-218-10	0.07	13.23	0.10	0.98	2.57	0.16	21.80	8.70	119.80	49.90	245.80	54.90	503.00	98.90	17.12	1 102.80	1 119.92
MM19-218-12	0.00	9.09	0.05	0.84	2.85	0.37	16.10	6.21	81.90	31.70	156.60	32.10	296.00	56.70	13.20	677.31	690.51
MM19-218-13	0.06	14.30	0.05	1.06	2.46	0.30	18.70	6.72	92.60	36.80	183.00	39.90	359.00	72.50	18.24	809.22	827.46
MM19-218-14	0.04	12.17	0.05	0.74	1.82	0.28	14.00	5.54	71.70	29.00	146.00	33.30	316.00	62.10	15.09	677.64	692.73
MM19-218-15	0.01	17.41	0.07	1.47	3.03	0.41	24.40	9.25	127.50	51.80	264.80	56.30	546.00	108.00	22.40	1 188.05	1 210.45
MM19-218-17	0.03	8.89	0.35	6.12	13.15	2.00	71.60	22.51	278.20	97.40	438.00	87.10	755.00	139.20	30.53	1 889.01	1 919.54
MM19-218-18	0.07	14.92	0.07	1.58	2.90	0.28	18.40	6.91	99.40	39.30	201.00	45.10	413.00	81.00	19.83	904.11	923.94
MM19-218-19	0.00	7.91	0.02	0.47	1.61	0.26	12.43	4.65	62.00	25.94	129.30	27.44	265.20	54.20	10.28	581.16	591.44
MM19-218-22	0.00	11.18	0.12	2.64	4.77	0.87	28.00	10.26	138.90	54.90	270.90	54.30	502.00	97.90	19.58	1 157.16	1 176.74
MM19-218-24	0.00	9.91	0.03	0.62	1.58	0.20	12.90	4.81	68.80	29.40	158.60	35.70	352.00	72.80	12.34	735.01	747.35
MM19-218-25	0.17	10.55	0.10	0.88	1.89	0.22	14.80	5.44	76.00	30.50	158.10	34.70	320.00	64.50	13.81	704.04	717.85
MM19-218-26	0.34	12.82	0.19	1.46	2.62	0.38	17.50	6.27	86.40	34.70	173.50	36.70	342.00	68.90	17.82	765.97	783.79
MM19-218-27	0.00	9.33	0.04	0.54	1.41	0.19	10.50	4.60	65.70	25.70	127.10	28.40	259.00	56.00	11.51	577.00	588.51
MM19-218-28	0.01	9.55	0.03	0.44	1.55	0.17	13.63	5.21	69.60	28.30	140.90	31.20	300.00	58.70	11.75	647.54	659.29

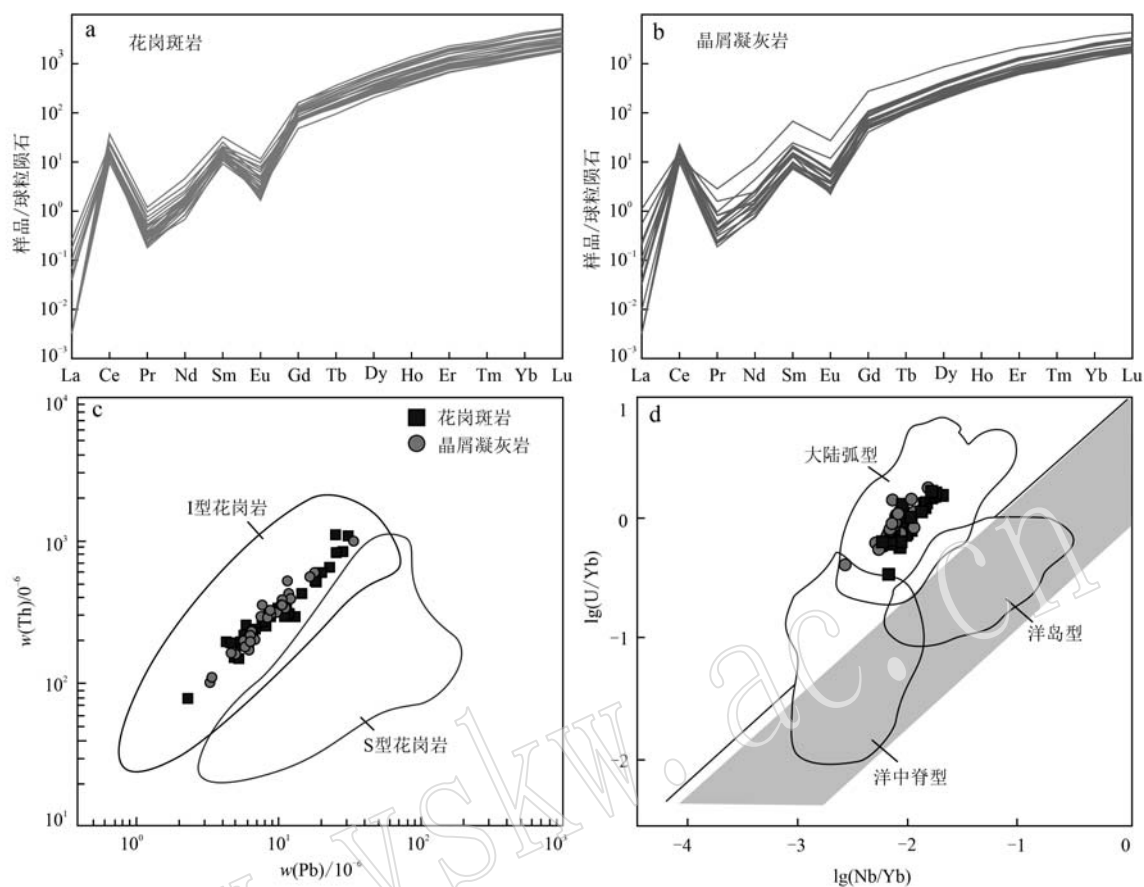


图5 麻木花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩的锆石稀土元素配分图(a、b), I、S型花岗岩锆石微量元素成分Th-Pb判别图(c, 底图据赵志丹等, 2018)和锆石微量元素  $\lg(\text{U}/\text{Yb})$ - $\lg(\text{Nb}/\text{Yb})$  判别图(d, 底图据赵志丹等, 2018)

Fig. 5 Zircon REE distribution diagram(a, b), zircon trace element Th-Pb discriminant diagram of I- and S-type granites(c, the base map is based on Zhao Zhidan *et al.*, 2018) and zircon trace element  $\lg(\text{U}/\text{Yb})$ - $\lg(\text{Nb}/\text{Yb})$  discriminant diagram(d, the base map is based on Zhao Zhidan *et al.*, 2018) of granite porphyry and rhyolitic crystal tuff in Mamu

利用麻木花岗斑岩、晶屑凝灰岩锆石的 Hf 同位素数据进行  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  和 U-Pb 年龄的投图(图 6), 结合前人的数据进行分析, 麻木研究区花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩与白垩纪亚贵拉石英斑岩  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  介于  $-21.5 \sim -7.8$  以及洞中拉花岗斑岩  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  介于  $-19.7 \sim -10.6$  的特征相似(高一鸣等, 2011), 而不同于纳如松多、查个勒、勒青拉、龙马拉等主碰撞期 Pb-Zn 矿床成矿岩体  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  值有正有负的特征(纪现华等, 2012; 王保弟等, 2012; 付强等, 2014; 马旺等, 2015)。

## 5 讨论

### 5.1 岩石成因及源区性质

花岗斑岩的全岩数据投图显示, 在锆石微量元素 Th-Pb 图解(图 5c)中, 数据点也全部落入 I 型花

岗岩区域内; 全岩的磷元素含量较低( $\text{P}_2\text{O}_5$  含量为  $0.02\% \sim 0.06\% < 0.2\%$ ), 且  $\text{P}_2\text{O}_5$  与  $\text{SiO}_2$  负相关(图 7a), 显示出一定的 I 型花岗岩特征(邓晋福等, 2004), 但花岗斑岩的微量元素分离结晶作用图解表明(图 8), 岩浆经历了角闪石、黑云母、锆石、斜长石和钾长石等矿物的分离结晶, 暗示了分离结晶的岩浆大规模上升侵位, 从而形成了似斑状花岗斑岩的岩株, 说明岩浆经历了高程度的分异过程, 在此前提下, 结合花岗斑岩过铝质的特点以及白云母矿物的存在, 不能将其直接定义为 I 型花岗岩。在不同构造背景岩石锆石微量元素  $\lg(\text{U}/\text{Yb})$ - $\lg(\text{Nb}/\text{Yb})$  判别图(图 5d)中, 花岗斑岩属于大陆弧型岩浆岩, 其具有富集大离子亲石元素(LILE)、亏损高场强元素(HFSE)的特征, 且根据 Nb 与  $\text{SiO}_2$  的无负相关性(图 7b)特征, 可推断其并未由于金红石等富含高场强元素的矿物的分离结晶而导致高场强元素



表 4 麻木花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩锆石 Hf 同位素分析结果

Table 4 Zircon Hf isotopic analysis of granite porphyry and rhyolitic crystal tuff in Mamu

样号	点号	U-Pb 年龄/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	$t_{\text{DM}}/\text{Ma}$	$t_{\text{DM2}}/\text{Ma}$
MM19-09	1	117.70	0.068 524	0.002 567	0.282 521	-0.92	-6.48	1 078	1 581
	2	117.10	0.038 022	0.001 471	0.282 432	-0.96	-9.57	1 173	1 774
	3	118.60	0.025 959	0.001 013	0.282 439	-0.97	-9.25	1 149	1 755
	4	117.50	0.038 278	0.001 461	0.282 476	-0.96	-8.00	1 110	1 676
	5	116.00	0.038 635	0.001 477	0.282 461	-0.96	-8.57	1 132	1 711
	6	118.20	0.021 249	0.000 856	0.282 433	-0.97	-9.47	1 153	1 769
	7	116.50	0.017 451	0.000 698	0.282 477	-0.98	-7.95	1 087	1 672
	8	118.00	0.024 291	0.000 920	0.282 477	-0.97	-7.91	1 093	1 671
	9	118.10	0.045 506	0.001 772	0.282 494	-0.95	-7.37	1 093	1 637
	10	116.80	0.028 256	0.001 121	0.282 492	-0.97	-7.44	1 078	1 641
	11	118.90	0.025 038	0.000 997	0.282 457	-0.97	-8.59	1 123	1 715
	12	118.60	0.040 265	0.001 558	0.282 499	-0.95	-7.16	1 080	1 625
	13	116.90	0.045 044	0.001 723	0.282 494	-0.95	-7.41	1 093	1 639
	14	118.60	0.023 818	0.000 937	0.282 498	-0.97	-7.18	1 065	1 626
	15	118.80	0.039 138	0.001 525	0.282 491	-0.95	-7.45	1 091	1 643
	16	116.50	0.028 310	0.001 055	0.282 605	-0.97	-3.43	917	1 388
	17	117.10	0.034 921	0.001 368	0.282 590	-0.96	-3.96	945	1 422
MM19-218	1	118.50	0.040 312	0.001 585	0.282 464	-0.95	-8.41	1 131	1 702
	2	120.10	0.022 111	0.000 867	0.282 454	-0.97	-8.67	1 123	1 720
	3	119.40	0.024 365	0.000 962	0.282 479	-0.97	-7.82	1 091	1 666
	4	120.60	0.042 709	0.001 674	0.282 488	-0.95	-7.53	1 099	1 649
	5	120.40	0.047 520	0.001 833	0.282 485	-0.94	-7.65	1 108	1 656
	6	120.50	0.043 958	0.001 725	0.282 501	-0.95	-7.06	1 082	1 620
	7	120.50	0.033 918	0.001 338	0.282 494	-0.96	-7.28	1 080	1 633
	8	119.30	0.019 416	0.000 776	0.282 491	-0.98	-7.37	1 069	1 638
	9	118.40	0.029 694	0.001 157	0.282 486	-0.97	-7.61	1 087	1 652
	10	119.90	0.046 801	0.001 802	0.282 453	-0.95	-8.79	1153	1 727
	11	119.10	0.062 767	0.002 396	0.282 568	-0.93	-4.80	1 005	1 477
	12	117.50	0.042 662	0.001 708	0.282 514	-0.95	-6.68	1 063	1 594
	13	119.40	0.026 667	0.001 077	0.282 479	-0.97	-7.83	1 095	1 667
	14	118.70	0.027 734	0.001 159	0.282 468	-0.97	-8.25	1 113	1 693
	15	120.20	0.025 512	0.001 012	0.282 466	-0.97	-8.26	1 111	1 695
	16	120.50	0.029 916	0.001 216	0.282 459	-0.96	-8.51	1 126	1 710

注: 表中 U-Pb 定年数据来自于刘畅等(2021)。

(HFSE) 亏损(纪伟强等, 2009), 综合证据表明, 花岗斑岩为大陆弧型岩浆岩。花岗斑岩属于典型的酸性岩浆岩, 而其主量元素数据落在钾玄岩系列, 综合其高  $\text{SiO}_2$  (73.42%~76.64%)、贫  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1.45%~3.47%)、高  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11.73%~14.05%)、低  $\text{TiO}_2$  (0.12%~0.20%<1.3%) 以及富集 P、Rb、Sr、Ba、Pb、LREE 且与  $\text{K}_2\text{O}$  线性相关等特点(图 7c、7d), 应将其归为钾玄质岩石。钾玄质岩石起源于与俯冲相关的富钾和大离子亲石元素交代地幔, 结合岩石中锆石的  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  范围为 -9.57~-3.43(加权平均值为 -7.48), 均小于 0, 以及  $\text{MgO}$  (0.28%~0.70%)、Cr ( $8.81\times 10^{-6}$ ~ $18.00\times 10^{-6}$ )、Ni ( $1.25\times 10^{-6}$ ~ $3.75\times 10^{-6}$ ) 含量较高的特点, 得出其可能来源于地壳岩石

的部分熔融, 并有地幔物质的加入, 作为矽卡岩型铅锌矿的成矿岩体, 与拉萨地块东部的很多同类型矿床的成矿岩体表征一致(王立强, 2014; 段志明等, 2015; 龚雪婧等, 2018)。根据公式  $f_{\text{Lu/Hf}} = (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{测试值}}/0.0332-1$  计算得到  $f_{\text{Lu/Hf}}$  的范围为 -0.098~-0.092, 明显小于镁铁质地壳的 -0.34 和硅铝质地壳的 -0.72, 因此可选用地壳模式年龄  $t_{\text{DM2}}$  为 1 774~1 388 Ma(平均值为 1 644 Ma)来代表源区物质从亏损地幔中抽取的时间(Amelin *et al.*, 2000)。

流纹质晶屑凝灰岩与花岗斑岩性质十分相似, 同样属于过铝钾玄质岩石, 利用锆石微量元素 Th-Pb 图解(图 5c) 和锆石微量元素  $\lg(\text{U}/\text{Yb})-\lg(\text{Nb}/\text{Yb})$

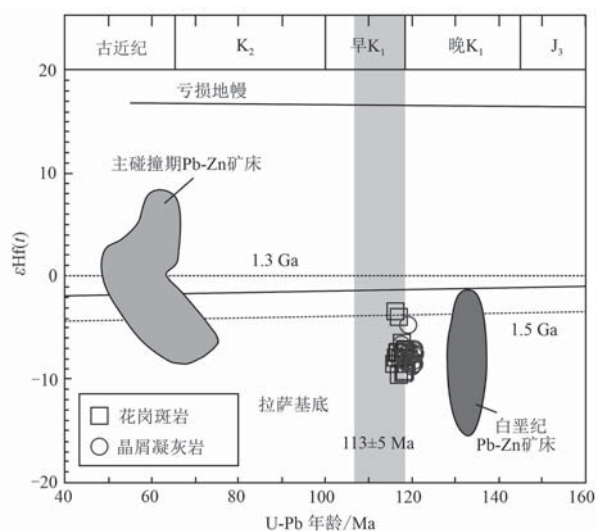


图6 麻木花岗斑岩、流纹质晶屑凝灰岩锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 与U-Pb年龄图[底图据朱弟成等(2008),数据来自于高一鸣等(2011);纪现华等(2012);王保弟等(2012);付强等(2014);马旺等(2015)]

Fig. 6 Zircon  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  and U-Pb age diagram of granite porphyry and rhyolitic crystal tuff in Mamu (the base map is modified from Zhu Dicheng *et al.*, 2008; data according to Gao Yiming *et al.*, 2011; Ji Xianhua *et al.*, 2012; Wang Baodi *et al.*, 2012; Fu Qiang *et al.*, 2014; Ma Wang *et al.*, 2015)

判别图(图5d)进行归类,显示流纹质晶屑凝灰岩属于大陆弧型花岗岩。 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 范围为 $-8.79 \sim -4.80$ (加权平均值为 $-7.66$ ),均小于0,且具有较高的MgO( $0.45\% \sim 0.54\%$ )、Cr( $11.40\% \sim 18.40 \times 10^{-6}$ )、Ni( $1.50 \sim 4.23 \times 10^{-6}$ )含量,说明其可能来源于地壳岩石的部分熔融,并有地幔物质的加入。地壳模式年龄 $t_{\text{DM2}}$ 为 $1727 \sim 1477$  Ma(平均值为 $1657$  Ma),结合其与花岗斑岩的锆石结晶年龄十分相近且主微量元素特征极其相似的现象,推测花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩分别为同一期岩浆作用的侵入岩和喷出岩。

## 5.2 深部动力学过程

对于拉萨地块晚侏罗世-早白垩世的深部动力学过程,一般认为,拉萨地块中北部以及羌塘地块产出的岩浆作用分别由雅鲁藏布江和班公湖-怒江新特提斯洋北向俯冲引起(Coney and Reynolds, 1977; Ding *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2004; Kapp *et al.*, 2005, 2007; Decelles *et al.*, 2007),而大量的岩浆岩证据表明,拉萨地块南部和北部存在着几乎同期的晚侏罗世-早白垩世岩浆作用,并未显示由

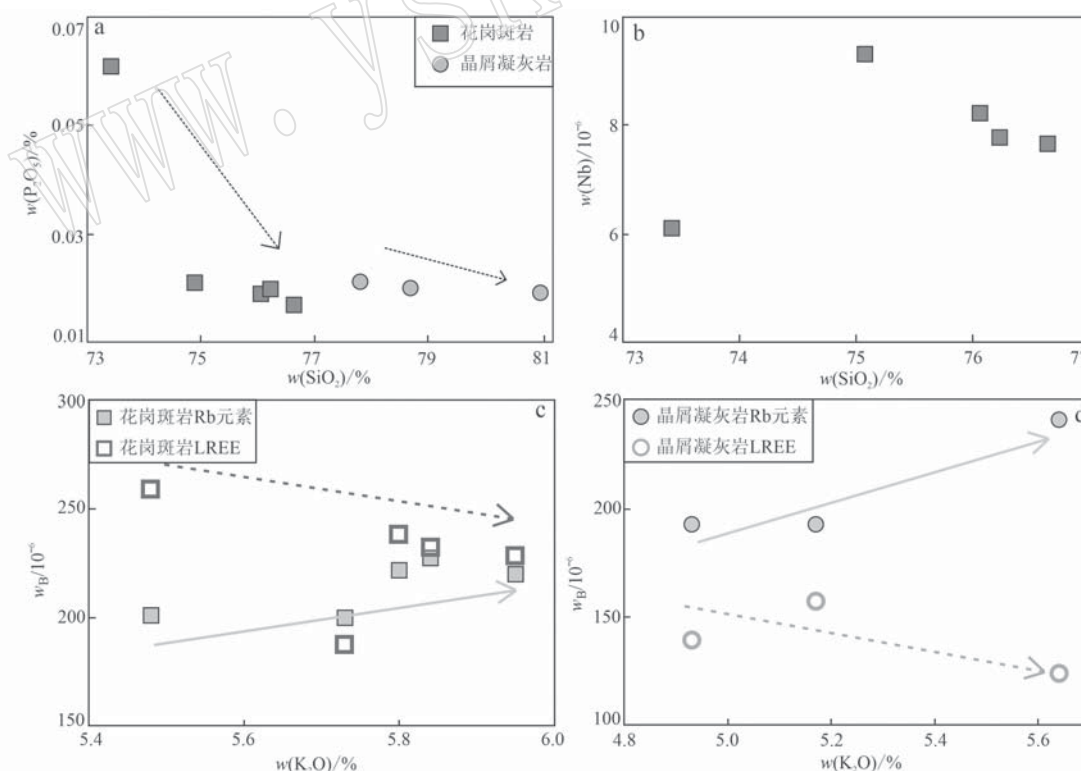


图7 麻木花岗斑岩和晶屑凝灰岩 $\text{P}_2\text{O}_5$ - $\text{SiO}_2$ 判别图解(a)、花岗斑岩Nb- $\text{SiO}_2$ 判别图解(b)、花岗斑岩(c)和晶屑凝灰岩(d)的Rb、LREE- $\text{K}_2\text{O}$ 判别图

Fig. 7  $\text{P}_2\text{O}_5$ - $\text{SiO}_2$  discriminant diagram of granite porphyry and crystalline tuff (a), Nb- $\text{SiO}_2$  discriminant diagram of granite porphyry (b), Rb, LREE- $\text{K}_2\text{O}$  discriminant diagram of granite porphyry (c) and rhyolitic crystal tuff (d) in Mamu

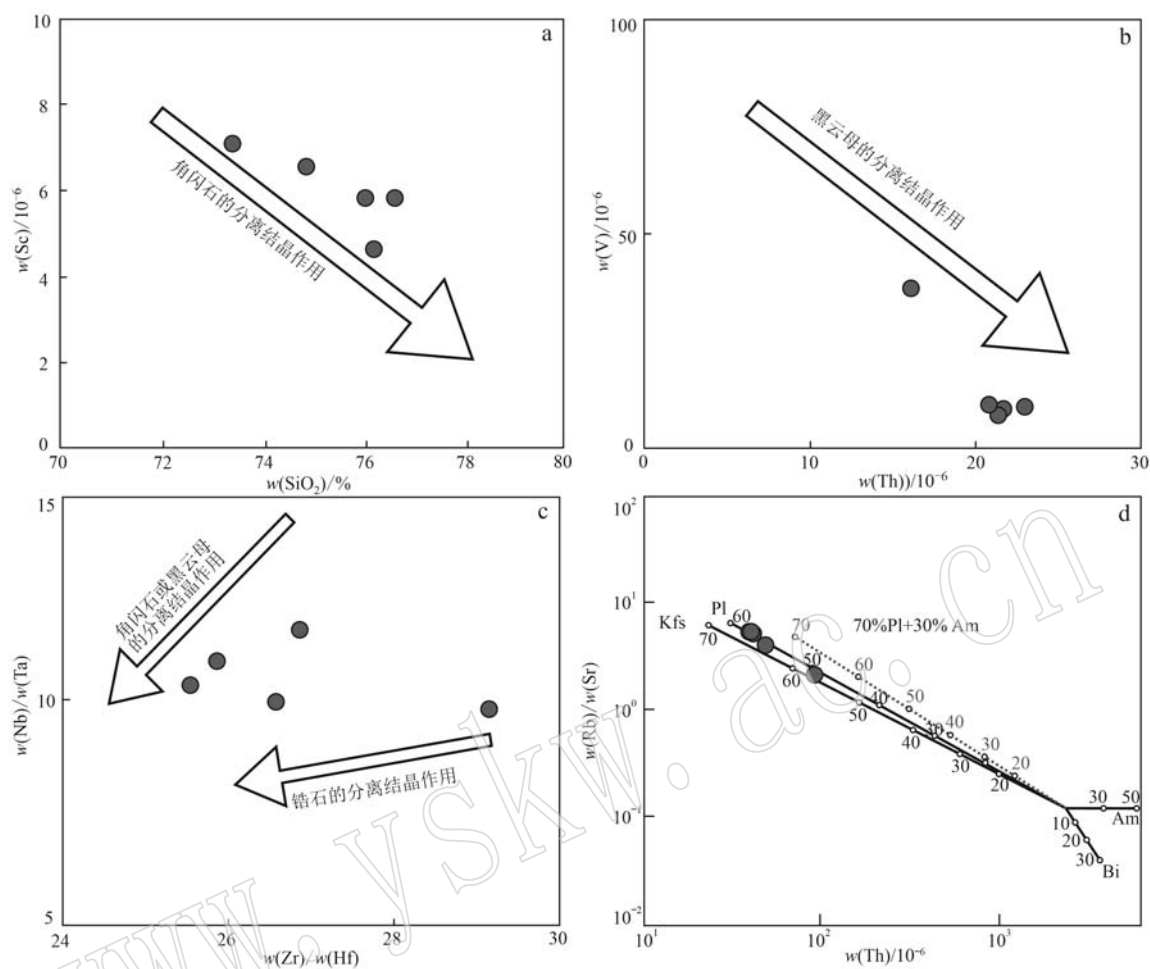


图8 麻木花岗斑岩的分离结晶作用图解

Fig. 8 Diagram of separation and crystallization of granite porphyry in Mamu

南向北逐渐变化的时空分布规律 (Zhu *et al.*, 2009b; Pullen *et al.*, 2011; Zhu *et al.*, 2011a; Li *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2017)。仅靠拉萨地块南侧单一的雅鲁藏布江洋壳平坦低角度俯冲似乎很难形成这样的现象, 所以, 对于拉萨地块中北部的岩浆作用, 应注重班公湖-怒江缝合带南向俯冲的观点进行考量。前人对于拉萨地块岩浆岩的年代学研究资料显示, 拉萨地块北部的岩浆作用活动时间范围多是 160~150 Ma, 中部的岩浆作用活动时间范围多是 140~130 Ma (Zhu *et al.*, 2009b; 姜昕等, 2010; Zhu *et al.*, 2013, 2016), 本次的研究区位于中拉萨地块南缘, 花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩分别形成于 117.6 Ma 和 119.7 Ma (刘畅等, 2021), 符合由北向南递减的时空变化规律, 而拉萨和羌塘地块的钙碱性弧岩浆岩没有显示出从南拉萨到北拉萨再到南羌塘的时空变化规律。综合起来, 研究区内形成

花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩的岩浆作用可能处于班公湖-怒江缝合带向南俯冲的背景下 (Allégre *et al.*, 1984; Gutscher *et al.*, 2000; Sui *et al.*, 2013)。拉萨地块古老基底的富集地幔在早白垩世时期俯冲的班公湖-怒江板片流体的作用下发生熔融 (Chiu *et al.*, 2009), 并伴随着板片的回转 (Zhu *et al.*, 2009b; 陈越等, 2010), 软流圈物质的上涌, 混入了更多的亏损地幔物质或新生地壳物质, 使其 Mg、Cr、Ni 元素含量变高 (表 2), 这些物质被俯冲板片释放的流体交代并熔融形成基性岩浆, 作用于下地壳, 使得拉萨地块古老地壳物质发生重融 (朱弟成等, 2009), 并与基性岩浆发生一定程度的岩浆混合作用, 在下地壳底部发生 MASH 作用形成中酸性岩浆, 随后岩浆大规模上升侵位形成浅部岩浆房, 随着挥发分不断释放, 造成岩浆爆发 (李万伦, 2011; 史大年等, 2012), 从而在 119.7 Ma 左右形成则弄



群火山岩地层(刘畅等, 2021); 岩浆房受冷收缩, 分异出挥发分和成矿流体, 流体发生运移侵位, 经历了不同程度的角闪石、钾长石和斜长石等矿物的分离结晶(图8), 最终形成花岗斑岩岩体, 并在此过程中与围岩发生强烈的接触交代作用, 在围岩内形成蚀变与矿化(刘畅等, 2021), 深部过程卡通图如图9所示。

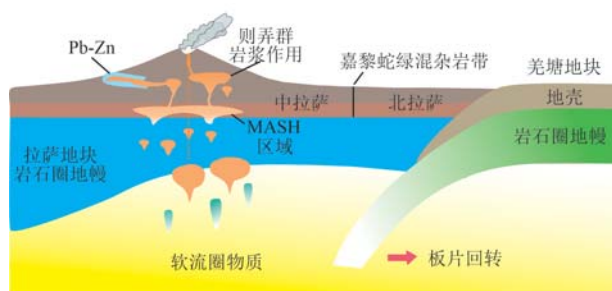


图9 麻木研究区深部过程卡通图(据 Hou *et al.*, 2015 修改)

Fig. 9 Deep process simulation diagram in Mamu (modified from Hou *et al.*, 2015)

## 6 结论

(1) 麻木花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩均为钾玄岩系列的大陆弧型 I 型花岗岩, 微量元素富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 具有中等的 Eu 负异常, 两者具有高度相似的形成年龄、主微量元素特征, 指示它们是同一期岩浆作用的产物。

(2) 麻木早白垩世花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩锆石  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  均为较高的负值, Hf 同位素地壳模式年龄较为古老, 可能来源于古老下地壳物质的重熔, 并有地幔物质的加入。

(3) 中拉萨地块麻木地区早白垩世花岗斑岩和流纹质晶屑凝灰岩的岩浆作用可能主要受控于班公湖-怒江特提斯洋板片的南向俯冲作用。

## References

Allégre C, Courtillot V, Tapponnier P, *et al.* 1984. Structure and evolution of the Himalaya Tibet orogenic belt[J]. *Nature*, 307(5 946): 17~22.

Amelin Y, Lee D C and Halliady A N. 2000. Early-middle archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(4):

4 205~4 225.

Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies[J]. *Developments in Geochemistry*, 2(3): 63~114.

Cao M J, Qin K Z, Li G M, *et al.* 2016. Tectono-magmatic evolution of Late Jurassic to Early Cretaceous granitoids in the west central Lhasa subterrane, Tibet[J]. *Gondwana Research*, 39: 386~400.

Chen Qingquan. 1993. Regional Geology of Tibet Autonomous Region [M]. Tibet Autonomous Region Geological and Mineral Exploration and Development Bureau (in Chinese).

Chen Yue, Zhu Dicheng, Zhao Zhidan, *et al.* 2010. Geochemistry and petrogenesis of the Bamco andesites from the northern Gangdese, Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(7): 2 093~2 206 (in Chinese with English abstract).

Chiu H, Chung S L and Wu F Y. 2009. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet[J]. *Tectonophysics*, 477: 3~19.

Coney P J and Reynolds S J. 1977. Cordilleran Benioff zones[J]. *Nature*, 270(5 636): 403~406.

Decelles G, Kapp P, Ding L, *et al.* 2007. Late Cretaceous to middle Tertiary basin evolution in the central Tibetan Plateau: Changing environments in response to tectonic partitioning, aridification, and regional elevation gain[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 119(5~6): 654~680.

Deng Jinfu, Luo Zhaohua, Su Shangguo, *et al.* 2004. Petrogenesis, Tectonic Setting and Mineralization [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).

Dewey J F, Shackleton R M, Chengfa C, *et al.* 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau; Philosophical transactions of the royal society of London a mathematical physical[J]. *Engineering Sciences*, 327(1 594): 379~413.

Ding L, Kapp P, Zhong D L, *et al.* 2003. Cenozoic Volcanism in Tibet: Evidence for a Transition from Oceanic to Continental Subduction[J]. *Journal of Petrology*, 44(10): 1 833~1 865.

Duan Zhiming, Li Guangming, Wang Baodi, *et al.* 2015. Geochronology and its geological significance of the ore-bearing porphyry in Chagele lead-zinc deposit in Middle-Gangdese metallogenic belt, Tibet[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 45(6): 104~127 (in Chinese with English abstract).

Fu Qiang, Huang Kexian, Zheng Yuanchuan, *et al.* 2015. Ar-Ar age of muscovite from skarn orebody of the Mengya'a lead-zinc deposit in Tibet and its geodynamic significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 89

- (3): 569~582(in Chinese with English abstract).
- Fu Qiang, Yang Zhusen, Zheng Yuanchuan, *et al.* 2014. Ar-Ar age of phlogopite from the Longmala copper-iron-lead-zinc deposit in Tibet and its geodynamic significance[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 33(2): 283~293(in Chinese with English abstract).
- Gao Yiming, Chen Yuchuan, Wang Chenghui, *et al.* 2011. Zircon Hf isotopic characteristics and constraints on petrogenesis of Mesozoic-Cenozoic magmatic rocks in Nyainqentanglha region, Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 30(2): 279~291(in Chinese with English abstract).
- Gong Xuejing, Yang Zhusen, Zhao Xiaoyan, *et al.* 2018. Formation mechanism of Late Cretaceous intrusive rocks in Narusongduo Pb-Zn deposit, Tibet: Evidence from magmatic zircon[J]. *Mineral Deposits*, 37(1): 94~107(in Chinese with English abstract).
- Gutscher M A, Maury R, Eissen J P, *et al.* 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? [J]. *Geology*, 28(6): 535~538.
- Harris N B W, Inger S and Ronghua X. 1990. Cretaceous plutonism in Central Tibet: An example of post-collision magmatism? [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(1): 21~32.
- Hou Kejun, Li Yanhe, Zou Tianren, *et al.* 2017. Laser ablation-MC-ICP-MS technique for Hf isotope microanalysis of zircon and its geological applications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(10): 2 595~2 604(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q and Cook N J. 2009. Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: A review and introduction to the special issue[J]. *Ore Geology Reviews*, 36(1~3): 2~24.
- Hou Z Q, Duan L A, Lu Y J, *et al.* 2015. Lithospheric Architecture of the Lhasa Terrane and Its Control on Ore Deposits in the Himalayan-Tibetan Orogen[J]. *Economic Geology*, 110(6): 1 541~1 575.
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue and Yang Zhiming. 2006a. Metallogenesis in the collisional orogen of the Qinghai-Tibet Plateau: Tectonic setting, tempo-spatial distribution and ore deposit types[J]. *Geology in China*, 33(2): 340~351(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Song Yucai, Li Zheng, *et al.* 2008. Thrust-controlled, sediments-hosted Pb-Zn-Ag-Cu deposits in eastern and northern margins of Tibetan orogenic belt: Geological features and tectonic model [J]. *Mineral Deposits*, 27(2): 123~144(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Zhao Zhidan, Gao Yongfeng, *et al.* 2006b. Tearing and dischronal subduction of the Indian continental slab: Evidence from Cenozoic Gangdese volcano-magmatic rocks in south Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 761~774(in Chinese with English abstract).
- Ji Weiqiang, Wu Fuyuan, Zhong Sunlin, *et al.* 2009. Geochronology and petrogenesis of granitic rocks in Gangdese batholith, southern Tibet [J]. *Science in China: Series D*, 39(7): 849~871(in Chinese with English abstract).
- Ji Xianhua, Yang Zhusen and Yu Yushuai. 2012. Formation mechanism of magmatic rocks in Narusongduo lead-zinc deposit of Tibet: Evidence from magmatic zircon[J]. *Mineral Deposits*, 31(4): 758~774(in Chinese with English abstract).
- Jiang Xin, Zhao Zhidan, Zhu Dicheng. 2010. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic geochemistry of Jiangba, Bangba, and Xiongba granitoids in western Gangdese, Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(7): 2 155~2 164(in Chinese with English abstract).
- Kapp P, Decelles G, Gehrels G E, *et al.* 2007. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 119(7~8): 917~932.
- Kapp P, Yin A, Harrison T M, *et al.* 2005. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 117(7): 865~878.
- Kirstein L A, Peate D W, Hawkesworth C J, *et al.* 2000. Early Cretaceous basaltic and rhyolitic magmatism in Southern Uruguay associated with the opening of the South Atlantic [J]. *Journal of Petrology*, 41(9): 1 413~1 438.
- Le Maitre R W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms[M]. Oxford U. K: Blackwell Scientific Publications.
- Li J X, Qin K Z, Li G M, *et al.* 2014. Geochronology, geochemistry, and zircon Hf isotopic compositions of Mesozoic intermediate-felsic intrusions in central Tibet: Petrogenetic and tectonic implications[J]. *Lithos*, 198~199(1): 77~91.
- Li Wanlun. 2011. Advances in study of shallow fertile magma chambers below porphyry copper deposits[J]. *Mineral Deposits*, 30(1): 149~155(in Chinese with English abstract).
- Li Xiaobo, Wang Baodi, Liu Han, *et al.* 2015. The Late Jurassic high-Mg andesites in the Daru Tso area, Tibet: Evidence for the subduction of the Bangong Co-Nujiang River oceanic lithosphere[J]. *Geological Bulletin of China*, 34(2): 251~261(in Chinese with English abstract).
- Li Yanguang, Wang Shuangshuang, Liu Minwu, *et al.* 2015. U-Pb dating study of baddeleyite by LA-ICP-MS: Technique and application [J]. *Acta Geologica Sinica*, 89(12): 2 400~2 418(in Chinese with English abstract).
- Liu Chang, Yang Zhusen, Xu Peiyan, *et al.* 2021. Zircon U-Pb age of

- granitoids from the Mamu Pb-Zn skarn mineralized area in Western Gangdese and its geological significance [J]. *Geoscience*, 35(2): 466~476 (in Chinese with English abstract).
- Liu Min, Zhao Zhidan, Guan Qi, *et al.* 2011. Tracing magma mixing genesis of the middle Early-Jurassic host granites and enclaves in Nyainrong microcontinent, Tibet from zircon LA-ICP-MS U-Pb dating and Hf isotopes [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(7): 1 931~1 937 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y, Hu Z, Gao S, *et al.* 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): 34~43.
- Ma Wang, Yang Zhusen, Hou Zengqian, *et al.* 2015. Zircon U-Pb dating and geochemical characteristics of metallogenetic rock from the Lietinggang-Leqingla Fe-Cu-Pb-Zn deposit in Tibet [J]. *Acta Geologica Sinica*, 89(9): 1 655~1 672 (in Chinese with English abstract).
- Meng E, Liu F L and Liu P H. 2014. Petrogenesis and tectonic significance of Paleoproterozoic meta-mafic rocks from central Liaodong Peninsula, northeast China: Evidence from zircon U-Pb dating and in situ Lu-Hf isotopes, and whole-rock geochemistry [J]. *Precambrian Research*, 247: 92~109.
- Middlemost E. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system [J]. *Earth-Science Reviews*, 37(3~4): 215~224.
- Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L, *et al.* 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet [J]. *Lithos*, 96(1~2): 225~242.
- Mo Xuanxue, Dong Guochen and Zhao Zhidan. 2005. Spatial and temporal distribution and characteristics of granitoids in the Gangdese, Tibet and implication for crustal growth and evolution [J]. *Geological Journal of China Universities*, 3: 281~290 (in Chinese with English abstract).
- Molnar P, England P and Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon [J]. *Reviews of Geophysics*, 31(4): 357~396.
- Murphy M A, Yin A and Harrison T M. 1999. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau?: Reply [J]. *Geology*, 27(3): 285~286.
- Pullen A, Kapp P, Gehrels G E, *et al.* 2011. Metamorphic rocks in central Tibet: Lateral variations and implications for crustal structure [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3~4): 585~600.
- Rickwood C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements [J]. *Lithos*, 22(4): 247~263.
- Shi Danian, Lü Qingtian, Xu Wenyi, *et al.* 2012. Crustal structures beneath the Mid-Lower Yangtze metallogenic belt and its adjacent regions in Eastern China—Evidences from P-wave receiver function imaging for a MASH metallization process? [J]. *Acta Geologica Sinica*, 86(3): 389~399 (in Chinese with English abstract).
- Sui Q L, Wang Q, Zhu D C, *et al.* 2013. Compositional diversity of ca. 110 Ma magmatism in the northern Lhasa Terrane, Tibet: Implications for the magmatic origin and crustal growth in a continent-continent collision zone [J]. *Lithos*, 168~169: 144~159.
- Sun and McDonough. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society London Special Publications*, 42(1): 313~345.
- Wang Baodi, Guo Lin, Wang Liquan, *et al.* 2012. Geochronology and petrogenesis of the ore-bearing pluton in Chagele deposit in middle of the Gangdese metallogenetic belt [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(5): 1 647~1 662 (in Chinese with English abstract).
- Wang Liqiang. 2014. Geochronology, geochemistry and Hf isotopic compositions of the granite porphyry in the Mengya'a Pb-Zn deposit, Tibet [J]. *Acta Geologica Sinica*, 88(12): 2 572~2 583 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y, Tang J X, Wang L Q, *et al.* 2017. Petrogenesis of Jurassic granitoids in the west central Lhasa subterranean, Tibet, China: The Geji example [J]. *International Geology Review*, 60(9): 1~17.
- Wu Fuyuan, Li Xianhua, Zheng Yongfei, *et al.* 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185~220 (in Chinese with English abstract).
- Xu R H, Schäfer U and Allègre C J. 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa Block (Tibet): A geochronological study [J]. *Journal of Geology*, 93(1): 41~57.
- Xu Zhiqin, Yang Jingsui, Li Haibing, *et al.* 2011. On the tectonics of the India-Asia collision [J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(1): 1~33 (in Chinese with English abstract).
- Yan Jingjing, Zhao Zhidan, Liu Dong, *et al.* 2017. Geochemistry and petrogenesis of the Late Jurassic Xuru Tso batholith in central Lhasa Terrane [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(8): 2 437~2 453 (in Chinese with English abstract).
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 211~280.
- Zhang K J, Xia B, Wang G M, *et al.* 2004. Early Cretaceous stratigraphy, depositional environments, sandstone provenance, and tectonic setting of central Tibet, western China [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 116(9): 1 202~1 222.

- Zhang Linkui, Fan Wenyu and Gao Dafa. 2012. A discussion on the metallogenic model of the Leqingla iron-lead-zinc deposit, Tibet[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 12(4): 288~295 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Zhidan, Liu Dong, Wang Qing, *et al.* 2018. Zircon trace elements and their use in probing deep processes[J]. *Earth Science Frontiers*, 25(6): 130~141 (in Chinese with English abstract).
- Zhu D C, Li S M, Cawood A, *et al.* 2016. Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction[J]. *Lithos*, 245: 7~17.
- Zhu D C, Mo X X, Niu Y L, *et al.* 2009a. Geochemical investigation of Early Cretaceous igneous rocks along an east-west traverse throughout the central Lhasa Terrane, Tibet[J]. *Chemical Geology*, 268(3~4): 298~312.
- Zhu D C, Wang Q, Chung S L, *et al.* 2019. Gangdese magmatism in southern Tibet and India-Asia convergence since 120 Ma[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 483(1): 583~604.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, *et al.* 2011a. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1~2): 241~255.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, *et al.* 2011b. Lhasa terrane in southern Tibet came from Australia[J]. *Geology*, 39(8): 727~730.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, *et al.* 2013. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Gondwana Research*, 23(4): 1429~1454.
- Zhu D C, Zhao Z D, Pan G T, *et al.* 2009b. Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction?[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(3): 298~309.
- Zhu Dicheng, Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, *et al.* 2009. Permian and Early Cretaceous tectonomagmatism in southern Tibet and Tethyan evolution: New perspective[J]. *Geological Bulletin of China*, 16(2): 3~22 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Dicheng, Pan Guitang, Wang Liquan, *et al.* 2008. Tempo-spatial variations of Mesozoic magmatic rocks in the Gangdise belt, Tibet, China, with a discussion of geodynamic setting-related issues[J]. *Geological Bulletin*, 27(9): 187~202 (in Chinese with English abstract).
- 年代学、地球化学及岩石成因[J]. *岩石学报*, 26(7): 2093~2096.
- 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等. 2004. 岩石成因、构造环境与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社.
- 段志明, 李光明, 王保弟, 等. 2015. 西藏中冈底斯成矿带查个勒铅锌矿床含矿斑岩年代学及其地质意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 45(6): 104~127.
- 付强, 黄克贤, 郑远川, 等. 2015. 西藏蒙亚啊铅锌矿床矽卡岩型矿体白云母 Ar-Ar 年代学研究及其地球动力学意义[J]. *地质学报*, 89(3): 569~582.
- 付强, 杨竹森, 郑远川, 等. 2014. 西藏龙马拉 Cu-Fe-Pb-Zn 多金属矿床金云母 Ar-Ar 定年及其地球动力学意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 33(2): 283~293.
- 高一鸣, 陈毓川, 王成辉, 等. 2011. 亚贵拉-沙让-洞中拉矿集区中新世代岩浆岩 Hf 同位素特征与岩浆源区示踪[J]. *矿床地质*, 30(2): 279~291.
- 龚雪婧, 杨竹森, 赵晓燕, 等. 2018. 西藏纳如松多铅锌矿区晚白垩世石英闪长岩形成机制及其地质意义: 岩浆锆石证据[J]. *矿床地质*, 37(1): 94~107.
- 侯可军, 李延河, 邹天人, 等. 2017. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用[J]. *岩石学报*, 23(10): 2595~2604.
- 侯增谦, 莫宣学, 杨志明. 2006a. 青藏高原碰撞造山带成矿作用: 构造背景, 时空分布和主要类型[J]. *中国地质*, 33(2): 340~351.
- 侯增谦, 赵志丹, 高永丰, 等. 2006b. 印度大陆板片前缘撕裂与分段俯冲: 来自冈底斯新生代火山-岩浆作用证据[J]. *岩石学报*, 22(4): 761~774.
- 侯增谦, 宋玉财, 李政, 等. 2008. 青藏高原碰撞造山带 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床新类型: 成矿基本特征与构造控矿模型[J]. *矿床地质*, 27(2): 123~144.
- 纪伟强, 吴福元, 鍾孙霖, 等. 2009. 西藏南部冈底斯岩基花岗岩时代与岩石成因[J]. *中国科学: D 辑*, 39(7): 849~871.
- 纪现华, 杨竹森, 于玉帅. 2012. 西藏纳如松多铅锌矿床成矿岩体形成机制: 岩浆锆石证据[J]. *矿床地质*, 31(4): 758~774.
- 姜昕, 赵志丹, 朱弟成. 2010. 西藏冈底斯西部江巴、邦巴和雄巴岩体的锆石 U-Pb 年代学与 Hf 同位素地球化学[J]. *岩石学报*, 26(7): 2155~2164.
- 李万伦. 2011. 斑岩铜矿浅部富矿岩浆房研究进展[J]. *矿床地质*, 30(1): 149~155.
- 李波, 王保弟, 刘函, 等. 2015. 西藏达如错地区晚侏罗世高镁安山岩-班公湖-怒江洋壳俯冲消减的证据[J]. *地质通报*, 34(2): 251~261.

## 附中文参考文献

- 陈清泉. 1993. 西藏自治区区域地质志[M]. 西藏自治区地矿局.
- 陈越, 朱弟成, 赵志丹, 等. 2010. 西藏北冈底斯巴木错安山岩的



- 李艳广, 汪双双, 刘民武, 等. 2015. 斜锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年方法及应用[J]. 地质学报, 89(12): 2 400~2 418.
- 刘畅, 杨竹森, 徐培言, 等. 2021. 冈底斯西段麻木矽卡岩型铅锌矿化区岩浆岩锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J]. 现代地质, 35(2): 466~476.
- 刘敏, 赵志丹, 管琪, 等. 2011. 西藏聂荣微陆块早侏罗世中期花岗岩及其包体的岩浆混合成因: 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年和 Hf 同位素证据[J]. 岩石学报, 27(7): 1 931~1 937.
- 马旺, 杨竹森, 侯增谦, 等. 2015. 西藏列廷冈-勒青拉 Fe-Cu-Pb-Zn 矿区成矿岩体锆石 U-Pb 年代学与岩石地球化学特征[J]. 地质学报, 89(9): 1 655~1 672.
- 莫宣学, 董国臣, 赵志丹. 2005. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息[J]. 高校地质学报, 3: 281~290.
- 史大年, 吕庆田, 徐文艺, 等. 2012. 长江中下游成矿带及邻区地壳结构——MASH 成矿过程的 P 波接收函数成像证据? [J]. 地质学报, 86(3): 389~399.
- 王保弟, 郭琳, 王立全, 等. 2012. 中冈底斯成矿带查个勒矿床含矿岩体的年代学及成因[J]. 岩石学报, 28(5): 1 647~1 662.
- 王立强. 2014. 西藏蒙亚啊铅锌矿区花岗岩岩年代学、地球化学及 Hf 同位素组成特征[J]. 地质学报, 88(12): 2 572~2 583.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 23(2): 185~220.
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 2011. 印度-亚洲碰撞大地构造[J]. 地质学报, 85(1): 1~33.
- 闫晶晶, 赵志丹, 刘栋, 等. 2017. 西藏中拉萨地块晚侏罗世许如错花岗岩地球化学与岩石成因[J]. 岩石学报, 33(8): 2 437~2 453.
- 张林奎, 范文玉, 高大发. 2012. 西藏勒青拉铁铅锌矿床成矿模式探讨[J]. 地球学报, 12(4): 288~295.
- 赵志丹, 刘栋, 王青, 等. 2018. 锆石微量元素及其揭示的深部过程[J]. 地学前缘, 25(6): 130~141.
- 朱弟成, 莫宣学, 赵志丹, 等. 2009. 西藏南部二叠纪和早白垩世构造岩浆作用与特提斯演化: 新观点[J]. 地学前缘, 16(2): 3~22.
- 朱弟成, 潘桂棠, 王立全, 等. 2008. 西藏冈底斯带中生代岩浆岩的时空分布和相关问题的讨论[J]. 地质通报, 27(9): 187~202.