

·基础地质·

# 青藏高原西北缘第四纪火山岩的年龄、地球化学特征及意义

王洪燕<sup>1,2</sup>, 张传林<sup>2</sup>

WANG Hong-yan<sup>1,2</sup>, ZHANG Chuan-lin<sup>2</sup>

1. 中国地质科学院, 北京 100037;

2. 中国地质调查局南京地质矿产研究所, 江苏 南京 210016

1. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;

2. Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Nanjing 210016, Jiangsu, China

**摘要:**对青藏高原西北缘普鲁北钾质火山岩进行<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar定年得到的最新年龄为0.81Ma±0.21Ma。火山岩的SiO<sub>2</sub>含量为53.08%~55.12%,全碱含量为7.36%~8.04%,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O比值为1.17~1.2,属橄榄安粗岩系列。岩石以高度富集LREE、LILE(K、Rb、Sr、Ba、Th等)和高度亏损HREE、HFSE(Nb、Ta、Ti等)元素为特征。岩石具高的(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub>比值(0.7088~0.7089)和低的ε<sub>Nd</sub>值(-6.05~-5.54),表明火山岩源区为EM型的经古俯冲作用改造的大陆岩石圈富集地幔。同时,其Ti/Y、Zr/Y、La/Rb、Zr/Rb、K/La、Pb/La比值类似于板内洋岛玄武岩(OIB),可能暗示岩浆源区经历过软流圈流体或者深部流体对古俯冲地幔楔的叠加交代作用。普鲁北钾质火山岩为青藏高原西北缘晚新生代陆-陆碰撞造山深部岩石圈拆沉作用在地表响应的岩浆产物。

**关键词:**钾质火山岩; Sr-Nd同位素; <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar测年; 第四纪; 青藏高原西北缘; 普鲁北

中图分类号: P534.63; P588.14; P597+.3 文献标志码: A 文章编号: 1671-2552(2011)08-1171-11

**Wang H Y, Zhang C L. Age and geochemical characteristics of Quaternary volcanic rocks in the northwestern margin of Tibetan Plateau and their significance. *Geological Bulletin of China*, 2011, 30(8):1171-1181**

**Abstract:** A whole-rock <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar age of 0.81±0.21Ma was obtained for the North Pulu potassic volcanic rocks in the northwestern margin of Tibetan Plateau. The rocks belong to shoshonite series and are mainly composed of shoshonite and trachyandesite. Geochemically, they have coherent content of SiO<sub>2</sub> 53.08%~55.12%, total alkali 7.36%~8.04% and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratios 1.17~1.2. They are significantly enriched in LREE and LILE (K, Rb, Sr, Ba, Th etc.) and remarkably depleted in HREE and HFSE (Nb, Ta, Ti etc.). Elemental geochemistry, combined with high (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> ratios (0.7088~0.7089) and low ε<sub>Nd</sub> ratios (-6.05~-5.54), indicates that the potassic volcanic rocks were most likely derived from EM type enriched continental lithospheric mantle that had been modified by ancient oceanic subduction. Nevertheless, the ratios of Ti/Y, Zr/Y, La/Rb, Zr/Rb, K/La and Pb/La of the potassic volcanic rocks are comparable with those of OIB (ocean island basalt), suggesting that the magma source might have undergone the process of metasomatism of asthenosphere fluid or the deep fluid overlapped the ancient subduction mantle wedge. The North Pulu potassic volcanic rocks might have been the product that responded to the delamination of the mantle lithosphere beneath the northwestern margin of the Tibetan Plateau during the Late Cenozoic continent-continent collision orogeny.

**Key words:** potassic volcanic rocks; Sr-Nd isotopes; <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating; Quaternary; northwestern margin of Tibetan Plateau; North Pulu

收稿日期: 2011-02-23; 修订日期: 2011-05-23

资助项目: 国家自然科学基金项目《塔里木西南新元古代基性岩墙群及玄武岩地球动力学背景》(批准号 40772123, 40721063)

作者简介: 王洪燕(1985-), 女, 在读硕士, 专业方向: 构造地质学。E-mail: why\_spring@163.com

通讯作者: 张传林(1968-), 男, 研究员, 从事区域大地构造和前寒武纪地质研究。E-mail: zchuanlin@yahoo.com.cn

青藏高原是世界上最年轻的造山带之一,而且是仍在演化的碰撞造山带,因此它是研究大陆动力学的天然实验室<sup>[1]</sup>。青藏高原新生代火山岩作为岩石深部的探针,为研究高原隆升机制、深部动力学、壳幔相互作用、上地幔及下地壳物质组成与热状态等重大科学问题提供了重要的线索<sup>[2]</sup>。在青藏高原北部分布有大量新生代火山岩,为反演构造-岩浆作用、揭示高原北部的深部地球动力学过程提供了物质基础。

青藏高原北部伴随岩石圈的缩短、增厚和隆升,发育了一系列新生代钾质火山岩带,自南向北依次为:①羌塘-囊谦火山岩带;②中昆仑-可可西里火山岩带;③西昆仑-东昆仑火山岩带<sup>[3]</sup>。其中昆仑火山岩带主要由钾玄岩系列火山岩组成,岩浆活动时间主体小于 5Ma<sup>[4-8]</sup>,青藏高原最年轻的火山活动主要集中在该岩带内。目前青藏高原北部新生代火山岩的成因研究主要是岩浆源区性质和岩石圈构造演化问题,认识分歧主要是岩浆源区是新生代陆内俯冲作用形成的富集地幔或壳幔混合层<sup>[6,9-10]</sup>还是古俯冲-碰撞作用形成的长期孤立的富集地幔<sup>[3-5,9,11]</sup>。关于形成机制主要有 3 种不同的认识。①陆内俯冲机制:岩浆形成于欧亚大陆岩石圈沿高原北缘向南发生的俯冲作用<sup>[6,12-13]</sup>;②岩石圈地幔拆沉机制:岩浆形成于加厚的富集岩石圈地幔的拆沉作用<sup>[4-5]</sup>;③深部地幔底辟熔融机制<sup>[14]</sup>。

本文对青藏高原西北缘的西昆仑-塔里木南缘普鲁第四纪钾质火山岩进行年代学和详细的地球化学研究,试图探讨火山岩源区的性质和青藏高原北缘新生代岩石圈演化的深部动力学背景。

## 1 区域地质背景和岩石学特征

青藏高原西北缘晚新生代钾质火山岩包括康西瓦、大红柳滩、泉水沟、甜水海、阿什库勒、普鲁等地的火山岩(图 1)。除普鲁火山岩外,其余火山岩均位于西昆仑-喀喇昆仑造山带内,且沿康西瓦走滑断裂南缘分布。普鲁火山岩位于最北缘的塔里木于田县南 80km 的昆仑北坡山前,克里雅河中游。空间上呈多个孤立的熔岩台地,总体上分为 2 个亚区:北区和东区<sup>[15]</sup>。本文研究的北区分布于克里雅河东西两侧,火山岩产在一级阶地之上,中间夹有厚约 0.5m 的砾石层,由此将火山岩分为下层 CY-1 和上层 CY-2 两个旋回(图版 1-a)。火山岩新鲜无蚀

变,岩性单一,由深灰色的橄榄安粗岩和钾玄岩组成,其出露受北昆仑山前活动断裂的控制。火山岩中常常含有辉石巨晶、斜长石等捕虏晶和“捕虏晶”集合体<sup>[16]</sup>(图版 1)。刘嘉麒等<sup>[7]</sup>利用 K-Ar 方法对上、下 2 层熔岩的时代进行测定的结果分别为 1.1 和 1.4Ma。

火山岩为微晶结构、斑状结构,块状构造,含气孔(气孔中无充填)。斑晶主要为单斜辉石和斜长石(1%~5%),时有少量斜方辉石(?);基质主要为单斜辉石(40%~45%)、斜长石(45%~50%)及它形粒状的含钛磁铁矿(约 5%),偶见少量黑云母、角闪石和碱性长石。单斜辉石的边界有溶蚀现象,颗粒呈浑圆状;斜长石斑晶呈长板状,发育聚片双晶,最长可达 1mm;铁钛氧化物呈它形分布在主要矿物的间隙中,颗粒也明显比主要矿物小,一般只有几微米。

## 2 测试方法

用于 Ar-Ar 定年的全岩样品采自下层 CY-1 熔岩,经纬度坐标为 N36°16'57"、E81°28'52"。首先在钢钵中破碎后过筛至 40~60 目之间,并在双目镜下去除斑晶矿物,样品(包括金云母)用稀硝酸浸泡 10min 后,分别用去离子水和丙酮超声波清洗,然后在低于 100℃的条件下烘干。样品用铝箔包好后与标准样品排列封装于玻璃罐中,在北京中国原子能科学院 49-2 核反应堆照射 48h,累积中子通量为  $(1\sim 1.1)\times 10^{18}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$ ,放置 6 个月后由中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室采用 CO<sub>2</sub> 连续激光阶段加热 GV5400 型稀有气体同位素质谱仪进行 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 同位素定年分析。实验室采用自制的 CO<sub>2</sub> 激光窗口,窗口的 <sup>40</sup>Ar、<sup>39</sup>Ar、<sup>38</sup>Ar、<sup>36</sup>Ar 本底峰值分别为 2.359~3.021、0.029~0.082、0.004~0.006、0.008~0.011mV(5min),表 1 中样品的信号强度 <sup>40</sup>Ar(r)大部分在 0.6~2mV 之间,最大一个样品信号是 09G2117E 阶段的 <sup>39</sup>Ar(k),可达 50.6mV, <sup>38</sup>Ar 多数在 0.025mV 左右, <sup>36</sup>Ar(a)大部分在 0.05mV 之下,但也高于本底值,所以还是可以准确测量和扣除本底的。样品经 CO<sub>2</sub> 连续激光加热所释放的气体经过纯化系统后送入 GV5400 型稀有气体同位素质谱仪进行同位素比值测定,并通过控制激光能量(阶段加大)使样品达到阶段加热。采用年龄为 132Ma 的黑云母 ZBH-2506 作为标样,J 值变化为  $0.0099014\pm 0.0000149$ ;数据处理和年龄坪谱图均由 ArArCALC 软件(v.2.2)完成,分析结果见表 1。

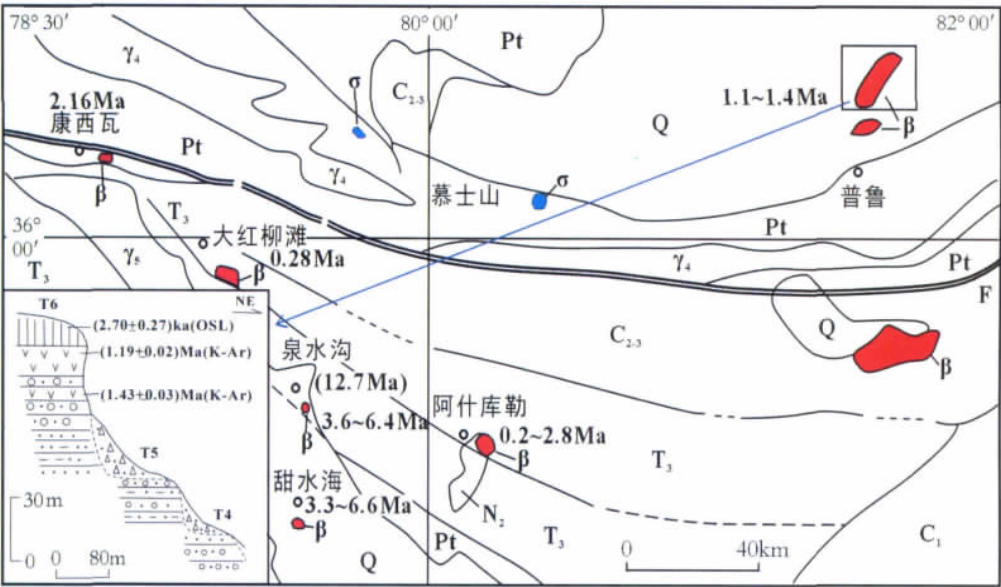
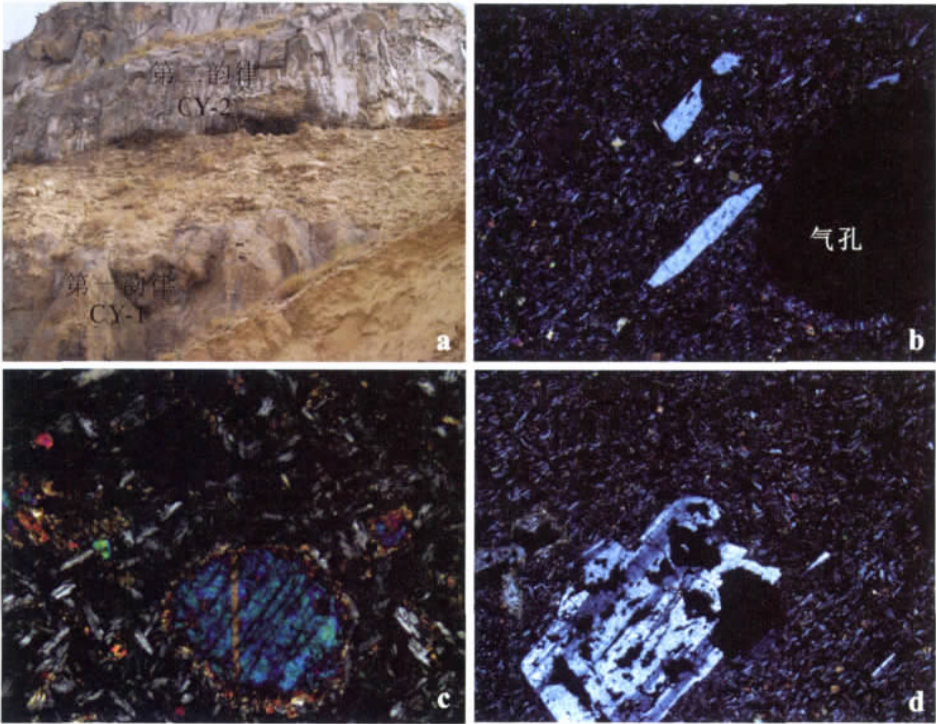


图 1 青藏高原西北缘地质简图(底图引自参考文献[5])

Fig. 1 Simplified geological map of northwestern Tibetan Plateau

Q—第四系;N<sub>2</sub>—上新统;T<sub>3</sub>—上三叠统(火山岩、板岩);C<sub>2-3</sub>—中—上石炭统(碎屑岩、碳酸盐岩);C<sub>1</sub>—下石炭统(碎屑岩与煤和火山岩间层);Pt—元古宇(变质岩);γ<sub>5</sub>—燕山旋回花岗岩;γ<sub>4</sub>—海西旋回花岗岩;β—钾质火山岩(含钾质基性火山岩);σ—超镁铁岩;F—康西瓦走滑断裂;数字—示钾质火山岩的同位素年龄;T4、T5、T6—堆积阶地编号,T6有火山岩夹层

图版 I Plate I



a—两韵律 CY-1 和 CY-2 熔岩层,其间夹有厚约 0.5m 的砾石层;b—可见斜长石斑晶和气孔;  
c—单斜辉石斑晶,其边界有溶蚀现象;d—长板状斜长石斑晶,发育聚片双晶



分别采自 CY1 和 CY2 两个旋回样品的主量元素、微量元素、稀土元素和 Sr-Nd 同位素分析测试都由中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室完成。主量元素分析采用碱熔玻璃 XRF 法分析完成,分析精度优于 1%~5%;微量元素采用酸溶法,用 Perkin-ElmerSciex ELAN 6000 等离子质谱仪(ICP-MS)测定分析,分析精度一般好于 3%,具体分析流程参阅文献[17]。主量、微量和稀土元素分析结果见表 2。Sr-Nd 同位素比值测定分析在 Micro Mass Isoprobe 型多接受电感耦合等离子质谱仪(MC-ICP-MS)上进行。同位素用国际标样 NBS987 和实验室标准 Sr-GIG 进行监控, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值用  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.1194$  标准化。Nd 同位素用国际标准 Jndi-1 和实验室标准 Nd-GIG 进行监控, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  值用  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$  标准化。详细的分析流程见梁细荣等<sup>[18]</sup>和韦刚健等<sup>[19]</sup>的文献,分析结果见表 3。

### 3 测试结果

#### 3.1 年代学

从表 1 可以看出,样品全岩  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  测试结果具有较大的误差范围,这可能是它年轻的年龄及其与标样之间的年龄差别大造成的。然而,从表面年

龄看,它们在误差范围内一致,获得平均年龄为  $0.81\text{Ma}\pm 0.21\text{Ma}$ (图 2-a),这一年龄比此前报道的 1.0~1.4Ma 的年龄在误差范围内接近;反等时线年龄为  $1.31\text{Ma}\pm 1.23\text{Ma}$ (图 2-b),初始 Ar 的年龄为  $275.9\text{Ma}\pm 93.7\text{Ma}$ ,与大气 Ar 的年龄值接近。所以  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  测试结果还是可靠的。

另外,CY-1 与 CY-2 两层熔岩之间夹有薄的砾石层,说明 2 期岩浆喷发的时间间隔较短。

#### 3.2 主量元素

分析的火山岩样品  $\text{SiO}_2=53.08\%\sim 55.12\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=15.37\%\sim 16.14\%$ ,  $\text{MgO}=3.80\%\sim 4.28\%$ ,  $\text{Mg}^\# = 47\sim 50$ 。全碱含量高,在 7.36%~8.04%之间,平均 7.83%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.17\sim 1.2$ ,属典型的碱性钾质系列火山岩(表 2)。在 TAS 分类命名图解(图 3)中,样品投点集中分布在玄武粗安岩区与粗面安山岩区的边界线上,应为橄榄安粗岩或安粗岩;在  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  图解(图略)上样品点都落入钾玄岩系列区域。值得注意的是,该套火山岩的  $\text{TiO}_2$  含量(2.08%~2.38%,平均 2.19%)明显高于岛弧火山岩(0.58%~0.85%)和典型大洋中脊拉斑玄武岩(1.5%)<sup>[20]</sup>,而与板内玄武岩  $\text{TiO}_2$  含量(2.2%)<sup>[21]</sup>接近。综上所述,2 次喷发的钾质火山岩具有相同的化学成分且变化范围很窄,以低 Mg 高 Ti 高 K 为特征。

表 1 普鲁北第四纪钾质火山岩  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  同位素定年分析结果

Table 1  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic dating results of North Pulu Quaternary potassic volcanic rocks

实验阶段	激光输出能量(W)	$^{36}\text{Ar}(\text{a})$	$^{38}\text{Ar}(\text{cl})$	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})$	Age $\pm 2\sigma$ /Ma	$^{40}\text{Ar}(\text{r})$ /%	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ /%
CY-1(橄榄安粗岩全岩), $t_1 = 0.81 \pm 0.21\text{Ma}$ ; $t_2 = 0.85 \pm 0.36\text{Ma}$ ; $t_3 = 2.68 \pm 1.04\text{Ma}$ ; $t_4 = 1.31 \pm 1.23\text{Ma}$ . MSWD=0.20								
09G2117C	4.3	0.000037	0.000023	0.020652	0.000875	$0.76 \pm 0.80$	7.32	5.45
09G2117D	4.6	0.000058	0.000035	0.041784	0.001802	$0.77 \pm 0.34$	9.32	11.03
09G2117E	4.9	0.000072	0.000054	0.050639	0.002294	$0.81 \pm 0.46$	9.61	13.37
09G2117G	5.2	0.000067	0.000034	0.042429	0.002032	$0.86 \pm 0.76$	9.25	11.20
09G2117H	5.4	0.000042	0.000027	0.030606	0.001547	$0.90 \pm 1.09$	11.03	8.08
09G2117I	5.6	0.000025	0.000012	0.018981	0.001309	$1.23 \pm 1.70$	14.98	5.01
09G2117J	5.9	0.000021	0.000004	0.014443	0.000689	$0.85 \pm 2.24$	9.96	3.81
09G2117L	6.4	0.000018	0.000003	0.014525	0.001296	$1.59 \pm 1.92$	19.63	3.83
09G2117O	9.0	0.000027	0.000021	0.018612	0.001024	$0.98 \pm 3.37$	11.22	4.91
09G2117P	11.0	0.000036	0.000026	0.024794	0.000796	$0.57 \pm 2.58$	6.88	6.55
09G2117R	14.0	0.000068	0.000029	0.041831	0.000885	$0.38 \pm 0.85$	4.18	11.04
09G2117S	16.0	0.000040	0.000024	0.028952	0.001770	$1.09 \pm 0.85$	12.90	7.64
09G2117T	18.0	0.000031	0.000023	0.025064	0.001330	$0.95 \pm 1.87$	12.51	6.62
09G2117U	21.0	0.000006	0.000000	0.005463	0.000400	$1.31 \pm 4.87$	17.80	1.44

注:  $t_1$  为坪年龄;  $t_2$  为全熔年龄;  $t_3$  为等时线年龄;  $t_4$  为反等时线年龄; Ar 同位素单位为 V; 质谱计灵敏度为  $1.64 \times 10^{-15} \text{mol/mV}$

表 2 普鲁北第四纪钾质火山岩主量元素、微量元素和稀土元素 ICP-MS 分析结果

Table 2 ICP-MS analyses of major elements, trace elements and REE  
in North Pulu Quaternary potassic volcanic rocks

样品	CY1-1	CY1-2	CY1-4	CY1-5	CY1-6	CY1-7	CY1-8	CY1-9	CY1-10
SiO <sub>2</sub>	54.51	54.08	54.36	54.36	53.08	54.24	54.57	54.54	54.11
TiO <sub>2</sub>	2.13	2.14	2.29	2.26	2.38	2.27	2.12	2.11	2.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.50	15.46	15.74	15.75	15.91	15.69	15.43	15.44	15.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.80	8.82	8.94	8.93	8.97	8.96	8.74	8.74	8.82
MnO	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
MgO	4.22	4.21	3.95	3.98	4.11	4.00	4.28	4.18	4.12
CaO	5.84	5.80	5.71	5.71	5.88	5.78	5.76	5.77	5.77
Na <sub>2</sub> O	3.64	3.52	3.64	3.66	3.80	3.64	3.56	3.56	3.54
K <sub>2</sub> O	4.27	4.20	4.30	4.31	4.24	4.27	4.25	4.29	4.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.95	0.95	1.00	1.00	1.14	1.02	0.90	0.89	0.97
LOI	-0.37	0.27	-0.46	-0.49	-0.07	-0.40	-0.14	-0.06	0.23
Total	99.58	99.56	99.58	99.58	99.55	99.58	99.57	99.57	99.56
Mg <sup>#</sup>	49	49	47	47	48	47	50	49	48
Sc	13.4	13.1	12.8	13.6	11.6	12.2	13.8	12.9	12.5
Ti	12986	12684	13782	14099	14092	13118	13295	12575	12732
V	147	140	147	161	126	144	144	140	148
Cr	71.8	66.3	46.2	48.9	31.9	47.4	69.3	67.1	59.7
Mn	969	943	944	966	945	922	935	937	921
Co	33.0	33.6	38.9	29.6	32.2	33.5	30.5	31.5	31.4
Ni	41.6	37.2	28.8	29.4	34.3	29.6	39.9	39.6	35.8
Cu	32.0	23.4	21.6	24.0	16.1	18.3	25.0	25.2	24.9
Zn	111	105	109	113	130	113	108	106	113
Ga	24.4	23.6	24.0	24.7	24.8	23.7	23.7	23.2	24.7
Ge	1.20	1.21	1.20	1.26	1.20	1.11	1.23	1.23	1.26
Rb	115	109	111	112	108	108	114	114	112
Sr	1157	1143	1192	1199	1410	1173	1142	1156	1145
Y	29.2	28.8	28.3	29.0	28.1	28.6	27.7	27.7	28.6
Zr	526	518	531	527	607	512	526	523	520
Nb	45.1	44.8	46.7	46.0	54.4	45.4	44.9	45.3	45.0
Ba	2127	2087	2156	2191	2467	2146	2089	2109	2107
La	132	127	124	129	158	128	123	122	128
Ce	292	282	275	285	351	280	275	271	286
Pr	32.6	31.1	30.8	31.5	38.8	31.1	30.3	29.7	31.2
Nd	117.5	113.2	113.1	113.6	139.8	113.7	110.6	107.7	113.2
Sm	16.6	16.2	16.2	16.1	19.3	16.3	15.6	15.6	16.0
Eu	3.65	3.60	3.81	3.70	4.32	3.71	3.55	3.51	3.52
Gd	11.1	11.6	11.5	11.4	12.8	11.2	10.9	10.9	11.4
Tb	1.32	1.33	1.33	1.30	1.40	1.33	1.24	1.28	1.31
Dy	5.92	5.74	5.78	5.70	5.89	5.73	5.58	5.47	5.70
Ho	0.95	0.94	0.92	0.91	0.90	0.92	0.88	0.88	0.91
Er	2.39	2.35	2.27	2.28	2.21	2.32	2.34	2.22	2.29
Tm	0.34	0.33	0.31	0.33	0.30	0.33	0.32	0.31	0.32
Yb	2.08	2.03	1.92	2.00	1.79	1.94	1.94	1.83	1.95
Lu	0.31	0.30	0.30	0.31	0.27	0.29	0.30	0.27	0.30
Hf	10.26	10.09	10.09	10.41	11.57	9.78	10.36	9.76	10.30
Ta	2.52	2.49	2.53	2.54	2.81	2.42	2.53	2.42	2.52
Pb	78.1	67.6	68.1	64.3	73.8	75.3	69.8	64.5	66.2
Th	19.6	19.2	19.4	18.3	20.7	18.0	19.6	18.8	18.1
U	3.32	3.32	3.24	3.11	3.39	3.07	3.34	3.16	3.06
Ti/Y	444	441	488	487	502	459	479	454	445
Zr/Y	18.0	18.0	18.8	18.2	21.6	17.9	19.0	18.9	18.2

续表 2

样品	CY1-11	CY2-1	CY2-2	CY2-3	CY2-4	CY2-5	CY2-6	CY2-7	CY2-8
SiO <sub>2</sub>	54.58	54.09	53.57	54.12	54.17	54.32	55.12	54.37	54.16
TiO <sub>2</sub>	2.13	2.28	2.23	2.26	2.13	2.11	2.20	2.13	2.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.42	15.71	15.54	15.68	15.42	15.46	16.14	15.57	15.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.77	8.95	8.82	8.96	8.76	8.73	8.54	8.74	8.73
MnO	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11	0.11
MgO	4.25	4.04	3.98	4.03	4.21	4.26	3.80	4.15	4.25
CaO	5.79	5.78	6.06	5.81	5.96	5.87	5.41	5.83	5.99
Na <sub>2</sub> O	3.57	3.62	3.56	3.61	3.52	3.56	3.40	3.60	3.55
K <sub>2</sub> O	4.27	4.28	4.20	4.28	4.24	4.25	3.96	4.27	4.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.89	1.04	1.03	1.04	0.97	0.95	1.01	0.96	0.94
LOI	-0.21	-0.31	0.44	-0.32	0.08	-0.05	-0.10	-0.16	0.14
Total	99.58	99.57	99.54	99.58	99.56	99.57	99.57	99.57	99.56
Mg <sup>#</sup>	49	47	47	47	49	49	47	49	49
Sc	13.3	13.2	12.6	12.4	13.2	13.0	12.2	13.3	13.2
Ti	12545	14025	13422	13338	12575	12685	13286	13218	12716
V	138	151	143	145	141	142	142	149	142
Cr	74.6	47.1	47.3	48.6	68.1	72.2	45.9	66.2	72.7
Mn	972	955	937	891	931	945	931	973	940
Co	32.0	38.1	34.1	34.6	31.3	31.6	35.2	33.5	32.9
Ni	40.5	29.6	30.7	28.9	37.3	40.0	28.4	36.9	39.4
Cu	21.3	21.6	23.5	21.0	24.7	25.5	22.3	22.0	25.8
Zn	108	105	109	107	107	107	107	109	104
Ga	23.6	23.9	23.9	23.6	24.0	23.5	24.0	23.9	22.9
Ge	1.20	1.19	1.23	1.14	1.19	1.23	1.15	1.23	1.17
Rb	113	110	109	106	112	111	107	113	109
Sr	1145	1222	1219	1185	1180	1168	1215	1189	1137
Y	28.1	29.3	28.8	28.5	29.1	28.6	28.7	28.5	27.9
Zr	518	532	517	513	516	520	526	523	506
Nb	44.7	46.0	45.0	45.5	44.3	44.3	45.9	44.9	43.6
Ba	2128	2193	2166	2151	2100	2105	2170	2177	2066
La	125	130	131	129	128	128	129	129	124
Ce	276	293	293	289	288	288	291	286	278
Pr	30.1	32.2	32.2	31.9	31.7	31.5	32.1	31.4	30.5
Nd	109.4	117.7	117.1	116.0	115.1	114.4	116.0	114.8	111.0
Sm	15.7	16.7	16.6	16.5	16.2	16.4	16.4	16.3	15.7
Eu	3.67	3.70	3.72	3.60	3.61	3.60	3.68	3.64	3.50
Gd	11.4	11.2	11.5	10.9	11.8	11.3	11.3	11.5	11.0
Tb	1.29	1.31	1.33	1.29	1.33	1.29	1.30	1.32	1.26
Dy	5.72	5.80	5.85	5.55	5.90	5.68	5.61	5.77	5.53
Ho	0.93	0.94	0.93	0.91	0.93	0.92	0.93	0.93	0.89
Er	2.32	2.37	2.40	2.31	2.36	2.29	2.30	2.35	2.25
Tm	0.32	0.34	0.33	0.33	0.34	0.32	0.33	0.32	0.31
Yb	1.91	1.98	1.99	1.96	1.98	1.93	1.89	1.95	1.89
Lu	0.29	0.29	0.30	0.30	0.30	0.31	0.29	0.30	0.29
Hf	9.85	9.98	9.96	10.11	9.77	9.87	9.87	10.18	9.63
Ta	2.49	2.53	2.46	2.50	2.38	2.39	2.48	2.51	2.39
Pb	84.2	63.7	77.0	63.3	65.4	64.2	63.3	63.1	65.6
Th	18.7	18.6	17.9	18.5	18.6	18.4	17.4	18.8	17.9
U	3.21	3.12	3.02	3.05	3.16	3.25	2.91	3.26	3.04
Ti/Y	447	478	466	469	432	444	463	464	456
Zr/Y	18.5	18.1	18.0	18.0	17.8	18.2	18.3	18.4	18.2

注:氧化物含量为%,微量和稀土元素含量为 10<sup>-6</sup>

表 3 普鲁北第四纪钾质火山岩 Sr-Nd 同位素组成

Table 3 Sr-Nd isotopic compositions of North Pulu Quaternary potassic volcanic rocks

样号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_{\text{DM}}/\text{Ma}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$
CY1-1	0.287606	0.708912	0.7089	0.085456	0.512344	960	-5.73
CY1-6	0.221635	0.708908	0.7089	0.083413	0.512332	959	-5.97
CY1-7	0.266641	0.708865	0.7089	0.086664	0.512346	967	-5.69
CY2-3	0.258833	0.708870	0.7089	0.085935	0.512339	969	-5.83
CY2-6	0.254822	0.708834	0.7088	0.085205	0.512328	977	-6.05
CY2-8	0.277392	0.708792	0.7088	0.085286	0.512354	947	-5.54

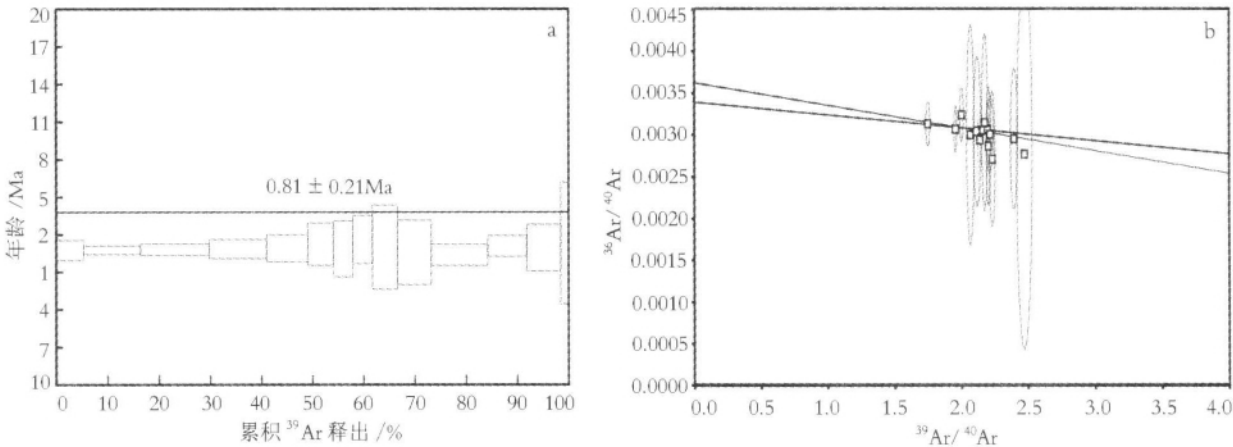


图 2 普鲁北钾质火山岩  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄坪谱和反等时线图

Fig. 2  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra and inverse isochron age of North Pulu potassic volcanic rocks

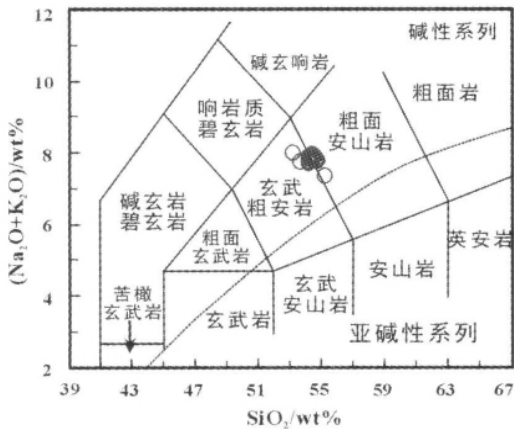


图 3 火山岩 TAS 图解(底图据 Le Maitre, 1989)

Fig. 3 Classification diagram of  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$ (TAS) of volcanic rocks

3.3 微量元素和稀土元素

岩石以极高的  $\Sigma\text{REE}$  和强烈的轻重稀土元素分异为特征(表 2)。 $\Sigma\text{REE}$  在  $(573\sim736)\times10^{-6}$  之间变化, 平均为  $608\times10^{-6}$ ;  $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}=16.36\sim$

19.13,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=45.0\sim63.16$ ,  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=4.94\sim5.28$ ,  $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{N}}=2.0\sim2.39$ 。上述特征说明岩浆来源深度大, 且岩浆源区残留有以低轻重稀土元素比值为特征的石榴子石。 $\delta\text{Eu}$  略小于 1, 在 0.80~0.85 之间变化, 平均为 0.82, 表明岩浆演化过程中有少量的斜长石分离结晶和/或源区受到地壳的混染。在球粒陨石标准化配分图(图 4-a)上, 本区火山岩显示为右倾负斜率的轻稀土元素高度富集型分布模式, 有别于典型的板内 OIB 型碱性玄武岩的稀土元素地球化学特征。

原始地幔标准化配分图解(图 4-b)显示, 18 个样品具有十分一致的配分型式。曲线的前半部不相容元素(Rb、Ba、Th、U 和 K)总体呈富集状态, 显示了青藏陆内造山带火山岩总体高 K 的共同特点。而曲线后半部不相容元素 Nd、Hf、Sm、Y 和 Yb 等富集度相对较低, 这种地球化学特征符合钙碱系列岩浆演化的普遍规律<sup>[22]</sup>。另外, 本区火山岩不相容元素原始地幔标准化配分型式图中存在显著的

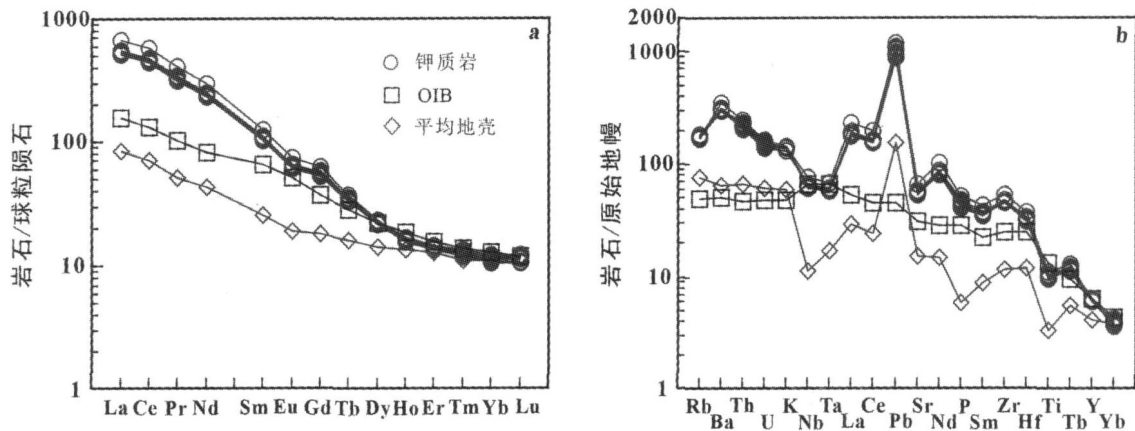


图4 普鲁北钾质火山岩稀土元素配分模式(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(原始地幔值据文献[30])

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace elements spidergrams (b) of North Pulu potassic volcanic rocks

Nb、Ta 和 Ti 谷, 这与青藏高原北部广泛分布的新生代钾质—超钾质火山岩相同<sup>[3-6,8-11,14]</sup>, 并与活动陆缘和岛弧火山岩相对亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素的地球化学特征相类似<sup>[22]</sup>。同时存在的 Sr 相对亏损谷指示岩浆演化过程中发生过低压环境下斜长石的分离结晶作用, 这与稀土配分图上出现 Eu 弱负异常相一致。

#### 3.4 Sr-Nd 同位素

6 个样品的全岩 Sr-Nd 同位素分析结果表明, 本区钾玄岩具有高 Sr、低 Nd 的同位素地球化学组成,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7088 \sim 0.7089$ ,  $\varepsilon_{\text{Nd}} = -6.05 \sim -5.54$ ,  $t_{\text{DM}} = 947 \sim 977 \text{ Ma}$ 。根据  $\varepsilon_{\text{Nd}} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  相关图解(图 5), 本区火山岩的 Sr-Nd 同位素组成特征样品投点远离 DM、HIMU、BSE, 而位于 EM 的区域, 示意其来自部分熔融之前被交代富集的岩石圈地幔源区。

#### 4 岩浆源区和岩浆演化

已有的研究资料表明, 玄武质火山岩的地球化学和同位素地球化学资料, 能对地幔岩浆源区的性质作出有效的约束<sup>[2,23]</sup>。然而, 岩浆演化过程中的地壳混染、结晶分异等使原始岩浆的成分发生改变, 因此需要对岩浆的演化过程进行有效的分析。从测试结果看, 普鲁钾质玄武岩具有低 Mg (MgO 平均为 4.11%,  $\text{Mg}^\#$  平均为 48)、Cr ( $< 75 \times 10^{-6}$ )、Ni ( $< 42 \times 10^{-6}$ ) 的特征, 说明它们是经过演化的岩浆。所以在讨论岩浆源区性质前, 必须先讨论地壳混染、结晶分异等岩浆演化过程。

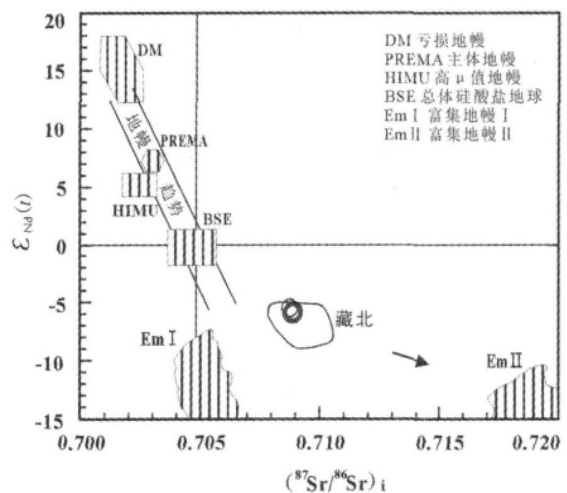


图5 普鲁北钾质火山岩  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  图解

Fig. 5 Sr-Nd isotopic composition of North Pulu potassic volcanic rocks

##### 4.1 地壳混染

从岩相学分析, 藏北西昆仑地区至今未在钾质火山岩中发现有地壳捕虏体。另外, 火山岩的 Sr、Nd 和不相容元素 (Nb、Ta、Zr、Sm 等) 的丰度都远高于地壳的<sup>[24]</sup>, 且岩石的 Sr-Nd 同位素比值均非常接近, 在 REE 配分模式图和不相容元素蛛网图上各样品的曲线几乎都重叠, 若发生地壳混染作用, 岩石具有异常高的 LILE 和 REE, 稀土和微量元素配分图的形态会发生变化, 故可排除有大量地壳混染作用的可能。此外, 岩石低的 Th/Ce 比值 (0.06, 表 2) 和微弱的 Eu 负异常也指示在岩浆上升过程中陆壳混染没



有起到有意义的作用,因为陆壳有相对高的 Th/Ce 比值(约 0.15)和强的 Eu 负异常,而地幔来源的岩浆的 Th/Ce 比值较低(0.02~0.05)<sup>[21]</sup>。综上所述,普鲁北钾质火山岩没有明显受到陆壳的混染,与一般认为富钾岩石因快速喷出地表而很少受到地壳物质的混染<sup>[25]</sup>的认识一致。

#### 4.2 结晶分异过程

显微镜下观察到火山岩中含有单斜辉石和斜长石的斑晶,未见到橄榄石斑晶。根据和田钾质玄武岩具有低  $Mg^\#$ 、低 Cr、低 Ni 的特征可推测存在一个深部岩浆房,岩浆发生了大量的橄榄石和部分辉石等镁铁矿物的分离结晶作用。在 Harker 图解上(图略),和田钾质玄武岩的  $Mg^\#$  与 CaO 呈正相关关系,表明存在单斜辉石的结晶分离作用,相应于岩石中出现的单斜辉石斑晶; $Mg^\#$  与  $TiO_2$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $P_2O_5$ 、 $Al_2O_3$  的正相关关系,反映了钛铁氧化物和磷灰石的结晶分异。岩石具有弱的 Eu 负异常和 Sr 的负异常,说明在岩浆作用过程中有少量长石矿物的分离结晶,这与岩石中存在斜长石斑晶是一致的。综上所述,岩浆上升过程可简述为:原始岩浆在可能位于岩石圈地幔的深部岩浆房中发生了橄榄石和辉石的结晶分异作用,产生的玄武质岩浆上升侵位到相对浅部的岩浆房停留了较短的时间,经过少量的单斜辉石、斜长石及钛铁氧化物、磷灰石等副矿物的结晶分异后形成钾质玄武岩浆,再快速喷发出地表形成普鲁北钾质火山岩。

#### 4.3 岩浆源区的性质

普鲁北火山岩的微量元素和 Sr-Nd 同位素组成均显示出明显的壳源组分特征<sup>[25]</sup>:①富钾( $K_2O > 3.0\%$ ,  $K_2O/Na_2O > 1$ );②在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上具 Nb、Ta、Ti 负异常和 Pb 正异常;③不相容元素含量极高,同时具有高的 LILE/HFSE 比值;④具高的  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  比值、低的  $\epsilon_{Nd}$  值。但这些钾质火山岩的壳源组分特征不可能由软流圈地幔来源的岩浆经地壳混染或岩浆混合作用形成的,因为所有样品都具有 LREE 和 HREE 的高度分异,La/Yb 比值在 62.7~88.1 之间,而软流圈地幔的 La/Yb 比值在 9 到低于 1 的范围内。原始地幔和 DM 的 Nb/La 比值都接近于 1<sup>[21]</sup>,所有样品均具有较低且一致的 Nb/La 比值(0.35,表 2),低于地壳平均值(Nb/La=0.5)<sup>[21]</sup>,故单纯的地壳混染或者岩浆混合作用都不可能使样品的 Nb/La 比值如此明显地低于地壳平均值;同样,原始地幔、DM 与地壳物质在 Sr-Nd

同位素组成上存在巨大差别<sup>[26]</sup>,地壳物质的混染或者岩浆混合作用必然会造成各样品在同位素组成上的明显差异,但是普鲁北第四纪钾质火山岩的 Sr-Nd 同位素比值均一,也排除了发生大量地壳混染或者岩浆混合作用的可能性。

在 Sr-Nd 相关图解上,普鲁北钾质火山岩位于典型的 EM ( $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.707$ ) 区间范围内,说明这种富集地幔可能是上地幔与沿着古俯冲带被带入地幔楔的壳源物质、大洋沉积物发生了混合交代作用的产物<sup>[27]</sup>。普鲁北钾质火山岩明显的 Nb、Ta、Ti 负异常和 Pb 正异常,高的 LILE/HFSE 比值,十分类似于岛弧和活动大陆边缘岩浆的特性,表明源区的性质与相应的大洋岩石圈消减组分有关<sup>[28]</sup>。实验岩石学证明不相容元素的活动性通过俯冲板片的脱水作用随离子半径的增大而增强<sup>[29]</sup>,俯冲板片释放的脱水流体将有利于 LILE 的富集,且碱金属元素出现优先富集  $Rb > K$  的顺序,在图 4-b 中原始地幔标准化的 K 值略小于 Rb 值,暗示地幔源区形成过程中存在脱水流体作用的参与;另一方面,HFSE 更可能被保留到残留在俯冲板片的金红石和/或钛铁矿相中,造成流(熔)体中 HFSE 的亏损<sup>[30]</sup>。具有相同或相近固/熔体分配系数值的不相容元素(如 Ce 和 Pb、Nb 和 Ta、U 和 Th 等)的比值在成岩过程中一般不会发生明显的分异,因此熔体的组分可以大体地反映地幔源区的不相容元素的比值<sup>[21]</sup>。普鲁北钾质火山岩具有低的 Ce/Pb 比值(平均值为 6.0),明显低于 MORB 或 OIB 的高 Ce/Pb 比值(约为 25)<sup>[31]</sup>,很可能是因为在俯冲大洋板片脱水作用过程中 Pb 更倾向于被优先抽取进入熔体中,实验岩石学资料表明来自俯冲板片释放的流(熔)体的 Ce/Pb 比值低到 0.1 甚至更低<sup>[32]</sup>。综上所述,普鲁北钾质火山岩可能来源于继承了受古俯冲大洋沉积物和/或古俯冲板片释放的含  $H_2O$  流(熔)体交代改造的大陆岩石圈富集地幔源区。

但是,笔者还注意到普鲁北钾质火山岩同时具有高 Ti 板内碱性玄武岩的特征( $Ti/Y > 410$ ,  $Zr/Y > 6$ )<sup>[33]</sup>,其 Ti/Y 比值平均为 460, Zr/Y 平均为 18。藏东的中新世钾质玄武岩和甘肃礼县富镁铁钾质火山岩,它们的岩浆源区均为受近期地幔柱或软流圈起源流体交代混合的软流圈地幔<sup>[34]</sup>,具有高 La/Rb、Zr/Rb、La/Ba 和低 K/La、Rb/Nb、Th/Nb、Pb/La 比值的特征<sup>[3]</sup>。类似地,普鲁北钾质火山岩也具有高 La/Rb (1.17)、Zr/Rb (4.75) 和低 K/La (274)、Pb/La (0.53) 比值

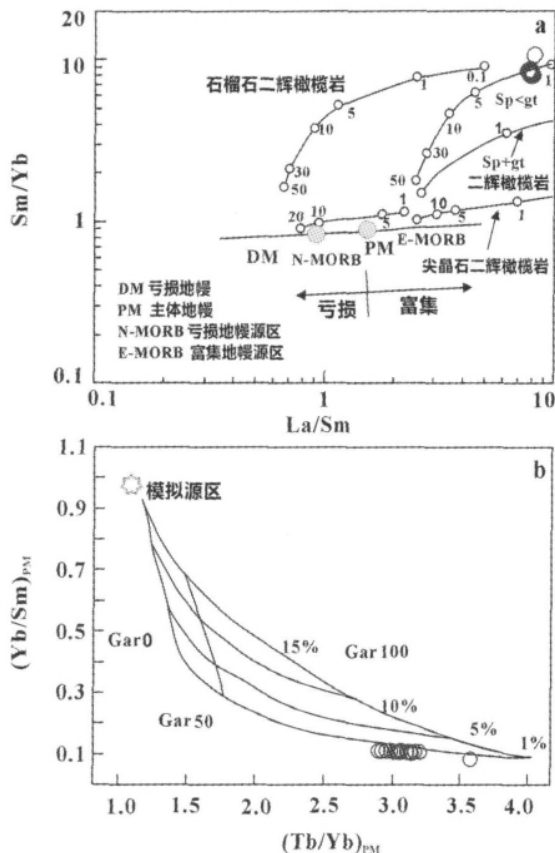


图6 普鲁北钾质火山岩 Sm/Yb-La/Sm 和  
(Tb/Yb)<sub>PM</sub>-(Yb/Sm)<sub>PM</sub> 图解

Fig. 6 La/Sm versus Sm/Yb and (Tb/Yb)<sub>PM</sub>  
versus (Yb/Sm)<sub>PM</sub> diagrams

的特征,很可能反映的是岩浆源区经历过软流圈地幔流体或者深部流体叠加交代古俯冲地幔楔的作用。鉴于藏北地区约自 42Ma 以来形成的钾质和超钾质火山岩,其同位素地球化学特征一直保持稳定没有明显变化, Sr-Nd 同位素成分比较均一, 同位素比值的分布范围较窄,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707101 \sim 0.710536$ ,  $\varepsilon_{\text{Nd}} = -2 \sim -9$ ,  $t_{\text{DM}} = 0.7 \sim 1.3 \text{ Ga}$  [23]。可考虑上述交代作用可能发生在地质演化的历史时期, 在藏北发生岩浆活动之前已达到普遍的均一化。

#### 4.4 部分熔融深度和熔融比例

本区钾质火山岩中  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  及其相关大离子亲石元素的高含量反映了源区的特征, 暗示在富集地幔源区很可能存在金云母和普通角闪石类的富钾矿物相 [35]。钾质火山岩高 Sm/Yb 比值 (8~11), 表明岩浆来源于石榴子石相的稳定域; 极高的 La/Yb 比值 (62.7~88.1), 说明岩浆是源区经低度部分熔融的产

物, 且岩浆来源深度应大于 75km [36]。在 Sm/Yb 对 La/Sm 和 (Tb/Yb)<sub>PM</sub> 对 (Yb/Sm)<sub>PM</sub> 图解 (图 6) 中可以清楚地看到, 本区钾质火山岩来自石榴子石-尖晶石橄榄岩的部分熔融, 熔融的比例小于 5%, 此熔体能产生本区钾质火山岩 LREE 高度富集的特征, 这一点与青藏其它地区钾质、超钾质火山岩的特征类似。

## 5 构造意义

位于青藏高原西北缘 (西昆仑、塔里木及其邻区) 的西昆仑-喀喇昆仑山属青藏高原西构造结的东侧, 是当前国际地学界关注的热点地区之一。这是因为西构造结是印度洋向北扩张挤压应力集聚的地带, 涉及青藏高原西北缘的形成演化、隆升机制及其效应等重大问题, 同时也是陆-陆碰撞造山带典型的地区之一 [37]。因此探测和揭示青藏高原北部陆-陆碰撞造山带的岩石圈结构和演化对研究青藏高原的隆升动力机制有重要意义。青藏高原西北缘出露的晚新生代火山岩及其中发现的深源包体作为“探针”, 为研究本区的岩石圈加厚、减薄等深层次地质作用和高原隆升打开了窗口。已有的青藏高原西北缘钾质火山岩和本文普鲁北钾质火山岩的研究表明, 本区来源于 EM 型的大陆岩石圈富集地幔的钾质火山岩是在“南北双向挤压模式”下发生岩石圈拆沉作用引起的软流圈的上涌和热侵蚀的产物 [4-5]。相伴地, 青藏高原西北缘新生代后期地壳加厚、隆升是在南北向挤压应力、软流圈上浮力、热力作用等综合因素影响下的结果 [37]。

## 6 结 论

(1) 普鲁北钾质火山岩为橄榄安粗岩系列, 其下层熔岩  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄为  $0.81 \text{ Ma} \pm 0.21 \text{ Ma}$ 。

(2) 普鲁北钾质火山岩具有高度富集 LREE、LILE, 亏损 Nb、Ta、Ti, 高  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  比值 ( $0.7088 \sim 0.7089$ ) 和低  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  值 ( $-6.05 \sim -5.54$ ) 的地球化学特征, 表明钾质火山岩是古俯冲作用改造的含金云母、普通角闪石和石榴子石的大陆岩石圈地幔低程度 (<5%) 部分熔融的产物。

(3) 普鲁北钾质火山岩同时具有高 Ti/Y 和 Zr/Y 比值, 显示具有高 Ti 玄武岩的特征。结合其高 La/Rb、Zr/Rb 和低 K/La、Pb/La 比值的特征, 很可能反映的是岩浆源区经历过软流圈地幔流体或者深部流体叠加交代古俯冲地幔楔的作用。

(4)普鲁北钾质火山岩为青藏高原西北缘晚新生代陆-陆碰撞造山背景下深部岩石圈拆沉作用在地表响应的岩浆产物。

致谢:中国科学院广州地球化学研究所邱华宁研究员协助 Ar-Ar 分析,刘颖高级实验师、梁细荣研究员协助主量元素、微量元素、稀土元素和 Sr-Nd 同位素分析,在此一并致谢。

## 参考文献

- [1]莫宣学. 青藏高原岩浆岩成因研究: 成果与展望[J]. 地质通报, 2009, 28(12): 1693-1703.
- [2]赖绍聪, 秦江锋, 李永飞, 等. 青藏高原木苟日王新生代火山岩地球化学及 Sr-Nd-Pb 同位素组成——底侵基性岩浆地幔源区性质的探讨[J]. 中国科学(D 辑), 2007, 37(3): 308-318.
- [3]迟效国, 李才, 金巍. 藏北羌塘地区新生代火山作用与岩石圈构造演化[J]. 中国科学(D 辑), 2005, 35(5): 399-410.
- [4]Zhaochong Zhang, Xuchang Xiao, Jun Wang, et al. Post-collisional Plio -Pleistocene shoshonitic volcanism in the western Kunlun Mountains, NW China: Geochemical constraints on mantle source characteristics and petrogenesis [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 31: 379-403.
- [5]鲍佩声, 肖序常, 苏犁. 西藏高原西北缘钾质火山岩地球化学特征及其地质涵义[J]. 地质学报, 2006, 80(10): 1578-1587.
- [6]邓万明. 青藏高原北部新生代板内火山岩[M]. 北京: 地质出版社, 1998: 1-180.
- [7]刘嘉麒, 买买提依民. 西昆仑第四纪火山的分布与 K-Ar 年龄[J]. 中国科学(B 辑), 1990, (2): 180-189.
- [8]宁维坤, 迟效国, 刘建峰, 等. 青藏高原北部黑石北湖新生代钾质火山岩的成因[J]. 地质通报, 2009, 28(9): 1355-1360.
- [9]丁林, 张进江, 周勇, 等. 青藏高原岩石圈演化的记录: 藏北超钾质及钠质火山岩的岩石学与地球化学特征[J]. 岩石学报, 1999, 15(3): 408-421.
- [10]赖绍聪, 秦江锋, 李永飞, 等. 青藏高原新生代火车头山碱性及钙碱性两套火山岩的地球化学特征及其物源讨论[J]. 岩石学报, 2007, 23(4): 709-718.
- [11]江东辉, 刘嘉麒, 丁林. 青藏高原北部可可西里地区新生代钾质火山岩地球化学特征及成因[J]. 岩石学报, 2008, 24(2): 279-290.
- [12]刘燊, 胡瑞忠, 迟效国, 等. 藏北新生代两套钾质火山岩系列地球化学特征[J]. 矿物岩石, 2003, 23(2): 66-71.
- [13]李光明. 藏北羌塘地区新生代火山岩岩石特征及其成因探讨[J]. 地质地球化学, 2000, 28(2): 38-43.
- [14]杨经绥, 吴才来, 史仁灯, 等. 青藏高原北部鲸鱼湖地区中新世和更新世两期橄榄玄粗质系列火山岩[J]. 岩石学报, 2002, 18(2): 161-176.
- [15]张招崇, 肖序常, 王军, 等. 西昆仑普鲁新生代火山岩的矿物化学特征及其对岩浆演化过程的约束[J]. 矿物学报, 2005, 25(3): 237-248.
- [16]张招崇, 肖序常, 王军, 等. 西昆仑普鲁新生代火山岩中包体的发现及其地质意义[J]. 地球科学, 2002, 27(4): 386-390.
- [17]刘颖, 刘海臣, 李献华. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素[J]. 地球化学, 1996, 25(6): 552-558.
- [18]梁细荣, 韦刚健, 李献华, 等. 利用 MC-ICPMS 精确测定  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  和  $\text{Sm}/\text{Nd}$  比值[J]. 地球化学, 2003, 32(1): 91-96.
- [19]韦刚健, 梁细荣, 李献华, 等. (LP)MC-ICPMS 方法精确测定液体和固体样品的 Sr 同位素组成[J]. 地球化学, 2002, 31(3): 295-299.
- [20]Pearce J A. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins [M]//Hawkesworth C J, et al. Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich Shiva, 1983: 230-249.
- [21]Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. Geol. Soc. London Spec. Pub., 1989, 42: 313-345.
- [22]Wilson M. Igneous Petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman Press, 1989: 295-323.
- [23]莫宣学, 赵志丹, Don J Depaolo, 等. 青藏高原拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr-Nd 同位素证据[J]. 岩石学报, 2006, 22(4): 795-803.
- [24]Rudnick, Gao S. Composition of the Continental Crust[M]//Treatise on Geochemistry, Volume 3. ISBN 0-08-043751-6, Elsevier, 2003: 1-64.
- [25]黄小龙, 徐义刚, 杨启军, 等. 滇西晚始新世高镁富钾火山岩的地球化学特征及其岩石成因机制探讨[J]. 地球化学, 2007, 36(2): 120-138.
- [26]Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics[J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 1986, 14: 493-573.
- [27]Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle[J]. Nature, 1984, 309: 753-757.
- [28]Pearce J A, Parkinson I J, Peate D W. Geochemical evidence for mantle melting processes above subduction zones[J]. Mineralogical Magazine, 1994, 58A: 701-702.
- [29]Tatsumi Y, Hamilton D L, Nesbitt R W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks[J]. Volcanol. Geotherm. Res., 1986, 29: 293-309.
- [30]Ryerson F J, Watson E B. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1987, 86: 225-239.
- [31]Hofmann A W. Mantle geochemistry—the message from oceanic volcanism[J]. Nature, 1997, 385: 219-229.
- [32]Brenan J M, Shaw H F, Ryerson F J. Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas[J]. Nature, 1995, 378: 54-56.
- [33]Erlank A J, Duncan A R, Marsh J S, et al. A laterally extensive geochemical discontinuity in the subcontinental Gondwana lithosphere [C]//Abstracts of conference on geochemical evolution of the continental crust, Vol 1. Brazil, 1988: 1-10.
- [34]喻学惠, 赵志丹, 莫宣学, 等. 甘肃西秦岭新生代钾霞徽黄长岩和碳酸岩的微量、稀土和 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学: 地幔柱——岩石圈交换的证据[J]. 岩石学报, 2004, 20(3): 483-494.
- [35]Mengel K, Green D H. Stability of amphibole and phlogopite in metasomatized peridotite under water-saturated and water-under-saturated conditions: Kimberlites and related rocks[M]//Ross J. Geological Society of Australia, vol. 14. Special Publication, 1989: 571-581.
- [36]Nickel K G. Phase equilibria in the system  $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-Cr}_2\text{O}_3$  (SMACCR) and their bearing on spinel/garnet lherzolite relationships[J]. Neues Jahrb. Miner. Abh., 1986, 155: 259-287.
- [37]肖序常, 刘训, 高锐, 等. 西昆仑及邻区岩石圈结构构造演化——塔里木南—西昆仑多学科地学断面简要报道[J]. 地质通报, 2002, 21(2): 63-68.