

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

西藏拉萨地块高镁超钾质火山岩及对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约

丁林¹⁾, 岳雅慧²⁾, 蔡福龙²⁾, 徐晓霞¹⁾, 张清海¹⁾, 来庆洲¹⁾

1) 中国科学院青藏高原研究所, 北京, 100085; 2) 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029

内容提要: 青藏高原拉萨地块南北向裂谷中发育少量中新世高镁超钾质火山岩, 岩石具有较高的 SiO_2 含量 (53%~50%), 同时具有极高的 K_2O (7%~6%), MgO (11%~8%), Cr ($500 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$), Ni ($400 \times 10^{-6} \sim 260 \times 10^{-6}$) 含量, 较高的放射性成因 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7265~0.7199)、非放射性成因 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.511844~0.511769) 比值, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ 值较高, 变化范围很大 (10.4‰~6.4‰), 其源区为加入了大量俯冲印度地壳的富集地幔。 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年龄指示他们喷发时代为 17~13 Ma。结合正断层与火山岩的切割与覆盖关系, 指出高原正断层强烈活动时间为 23~13 Ma, 持续了 ~10 Ma, 伸展速率为 $5.6 \pm 3.0 \text{ mm/a}$ 。高镁超钾质火山岩与裂谷在时间上的一致和空间上的重合, 指示高镁超钾质火山岩与裂谷的形成演化密切相关, 高原裂谷系统的建立是由于俯冲印度地壳的断离造成的高原岩石圈的伸展破裂, 其活动时期分为 2 个阶段, 首先伴随高原隆升 (23~13 Ma), 随后在重力作用下, 促使高原垮塌 (13 Ma~现在)。

关键词: 西藏拉萨地块; 高镁超钾质火山岩; 南北向裂谷; 形成时间; 切割深度

南北向裂谷是青藏高原地表最显著的地貌特征, 特别是在青藏高原的南部喜马拉雅地块和拉萨地块 (图 1)。地质学家首先通过卫星影像, 结合地震机制解认识了青藏高原近南北向构造的正断层性质, 认为是高原上正在活动的新构造 (Molnar et al., 1978)。随后对中部几个裂谷的地表地质调查和地质对比研究, 推测其伸展时期可能在 5~2 Ma (Armijo et al., 1986; Mercier et al., 1987; Yin et al., 2000)。对裂谷伸展年代研究的最直接方法就是对裂谷的边界断裂进行直接测年, 近期在不同裂谷或同一裂谷的不同地段, 通过裂谷边界断裂带矿物热年代学 (Harrison et al., 1992; Coleman et al., 1995; 张进江等, 1999; Blisniuk et al., 2001) 和岩脉侵入时代 (Williams et al., 2001) 得到边界断裂的活动年龄为 18~8 Ma。上述不同年龄可能代表了不同裂谷在空间演化的过程, 也可能是不同发展阶段的时代。根据上述年代, 高原从挤压状态到伸展状态的起始时间大致限定在 18~14 Ma。另外, 十几种模型被用来解释裂谷系统的形成机制, 如走滑断裂末端的拉张构造 (Amijo et al., 1986, 1989; Mercier et al., 1987)

或弱的下地壳及上地幔的流动造成上部地壳的伸展 (Molnar et al., 1975, 1978; Molnar et al., 1983; Cogan et al., 1998), 或是喜马拉雅弧向外扩展而造成喜马拉雅及青藏高原平行弧的伸展 (Seeber et al., 1984)。上述关于裂谷系统的起始时间和形成机制研究还远未趋于一致, 最本质的分歧是裂谷系统出现所指示的高原隆升状态, 既高原高度开始稳定下降 (Harrison et al., 1992; Molnar et al., 1993) 还是仍处于不断增高过程中 (Kapp et al., 2004)。如果高原裂谷深度仅限于上部地壳, 仅仅是对下地壳和上地幔变形的适应性调整, 高原岩石圈未必减薄, 裂谷出现并不要求青藏高原高度一定下降; 反之, 如果高原裂谷系统是切割高原岩石圈的伸展构造, 那么普遍发育的伸展构造必然造成高原岩石圈的减薄, 势必促使高原高度下降。因而, 除了进一步对高原裂谷系统进行精细的时间约束外, 对裂谷切割深度的深入了解已是目前解决裂谷形成机制的最关键科学问题。本文通过裂谷中一类较特殊的高镁超钾质火山岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年龄测试和地球化学性质的研究, 揭示它们具有地幔源区的性质, 其喷发时代

注: 本文为国家重点基础研究发展规划项目 (编号 2002CB412602), 中国科学院知识创新工程重要方向项目 (编号 KZCX3-SW-143) 资助成果。

收稿日期: 2006-07-01; 改回日期: 2006-08-05; 责任编辑: 郝梓国、刘志强。

作者简介: 丁林, 男, 1965 年生, 博士, 构造地质学专业。现为中国科学院高原研究所研究员, 主要从事构造地质研究; 通讯地址: 100085, 北京市海淀区双清路 18 号; Email: dinglin@mail.iggcas.ac.cn。

与裂谷形成时代的一致性和空间上的重合,指示高原中部裂谷可深入地幔,同时较好地限定了拉萨地块裂谷伸展的起始时间为 23~13 Ma。

1 地质背景

在青藏高原南部,从西向东依次为亚热裂谷,塔口拉(Thakkhola)—隆格尔裂谷,古错—文部裂谷,定结—申扎裂谷,亚东—羊八井裂谷以及错那裂谷等 6 个主要裂谷系(图 1)。上述 6 个裂谷中,最西侧的亚热裂谷主要位于拉萨地块内,最东部的错那裂谷主要发育在喜马拉雅地块内,而中部 4 个裂谷则穿过了雅鲁藏布江缝合线,同时切割了喜马拉雅地块和拉萨地块,它们南端切割了藏南拆离系,到达高喜马拉雅。最北端于班公—怒江缝合线附近被喀喇昆仑—嘉黎走滑断裂系所截。在拉萨地块内裂谷间的距离约为 150 km(Yin et al., 2000),大大高于北美盆地—山脉地区裂谷间的距离(~20~40 km)西藏仲巴县麦嘎高镁超钾质火山岩位于塔口拉—隆格尔裂谷系统中拉萨地块内(江元生等,2003),毕多藏布河的东岸,杰萨错正断裂的上盘(图 1)。此处,杰萨错断裂为一向西倾的正断裂,切割了晚古生代的地层以及早第三纪林子宗火山岩。火山岩出露在几乎干枯的麦嘎盐湖北岸,构成一个陡崖(30°49'10.10"N,84°26'20.80"E)。由于剥蚀作用,目前仅保

留火山颈相,出露厚度<100 m,面积<1 km²。

仪仟高镁超钾质火山岩位于古错—文部裂谷中拉萨地块内,当惹雍错湖东侧(廖思平等,2002),覆盖在裂谷东侧边界断裂上,裂谷盆地与断裂交汇的山脚处(图 1)(30°45'25.80"N,86°42'12.60"E)。火山岩为一向西(向湖面)倾斜的熔岩被,长条状,南北长约 5 km,东西宽约 2 km,出露面积<10 km²。火山岩覆盖在断裂上盘的花岗岩之上,花岗岩中可见到破碎带,带内充填有石英脉,但未见与边界正断层的直接接触关系,根据产状和地貌形态,推测也覆盖在正断层之上。因而火山岩的喷发时代可以给出正断层的时代上限。古错—文部裂谷为高原最大的南北向裂谷系,处于高原的中部,近南北向,中部微向西凸出。它切割了 STDS,特提斯喜马拉雅,雅鲁藏布江缝合带,弧前盆地及冈底斯岛弧,向北可能延入羌塘地块。平面上,裂谷为锯齿状断裂系,包括 NE, NW, NS 向三组断裂。边缘断裂都为走滑性质的正断层,运动线理与断裂走向高角度斜交。边界断裂为高角度正断层,倾角 40°~80°。剖面上,拉萨地块中主要为对称的地堑型,在南部喜马拉雅地块中表现为半地堑。正断裂末端多转换为走滑断裂,并与其它 NS 向裂谷相连。裂谷的宽度沿走向变化较大,时宽时窄,最宽处约 30 km,窄处小于 5 km。在古错—文部裂谷中当惹雍错两侧及许如错南侧都有

大量钾质火山岩出露,时代为 8~23 Ma (Ding et al., 2003)。

2 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 地质年代学

⁴⁰Ar/³⁹Ar 同位素年龄测试在中国科学院地质与地球物理研究所 VG 5400 型质谱仪实验室完成。测试样品为 2003T405 和 2003T536,采用磁选和手工挑选等矿物分离技术选出了其中的金云母(纯度>99%),对单矿物金云母进行了阶段加热⁴⁰Ar/³⁹Ar年代学测试,获得了一致的坪年龄和等时线

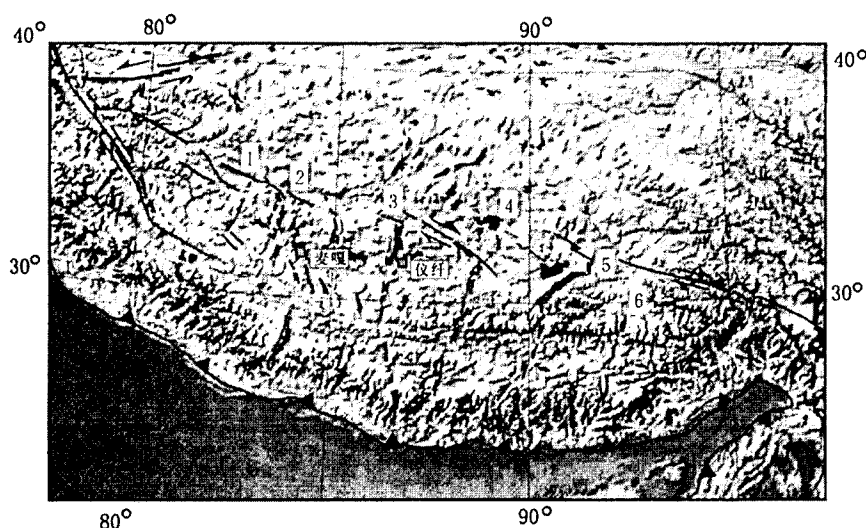


图 1 西藏拉萨地块南北向裂谷分布图(据 Tapponnier, 2001 修改)

Fig. 1 Distribution map of the rift system of Lhasa Block in Tibetan Plateau

(modified from Tapponnier et al., 2001)

- 1—亚热裂谷;2—塔口拉(Thakkhola)—隆格尔裂谷;3—古错—文部裂谷;4—定结—申扎裂谷;
5—亚东—羊八井裂谷;6—错那裂谷
1—Yare rift;2—Thakkhola—Longgeer rift;3—Guco—Wenbu rift;4—Dingjie—Shenzha rift;
5—Yadong—Yangbajing rift;6—Cona rift

年龄(图 2,表 1)。

麦嘎高镁超钾质火山岩样品 2003T405 的 2-13 阶段构成一个很好的年龄坪,占总 ^{39}Ar 的 99.9%,坪年龄为 $17.4 \pm 0.1 \text{ Ma}$,反等时线年龄为 $17.3 \pm 0.1 \text{ Ma}$ (MSWD=0.9)。因而麦嘎高镁超钾质火山岩的喷发时代为 17 Ma,处于拉萨地块南部超钾质岩脉时代范围之内(13~18 Ma) (Williams et al., 2001),比塔口拉正断层白云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 时代稍早(14 Ma) (Coleman et al., 1995)。

仪仟高镁超钾质火山岩样品 2003T536 的 4-13 阶段也构成一个非常好的坪年龄,占总 ^{39}Ar 的 99.9%,坪年龄为 $13.5 \pm 0.1 \text{ Ma}$,反等时线年龄为 $12.8 \pm 0.1 \text{ Ma}$ (MSWD=0.7)。上述坪年龄和等时线年龄指示仪仟高镁超钾质火山岩在 13Ma 左右的喷发,与多处所限定的正断层白云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄非常一致 (Coleman et al., 1995; 张进江等, 1999; Blisniuk et al., 2001)。

3 岩石地球化学和 Sr-Nd-O 同位素特征

3.1 主量元素

西藏仲巴县麦嘎和当惹雍错东侧仪仟地区火山

岩样品的主量元素分析结果见表 2。麦嘎和仪仟地区火山岩样品均具有高的 K_2O 、 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值, SiO_2 不饱和 (50.2%~52.8%) 的特征,其中 K_2O 含量 $> 5\%$, 平均分别为 6.8% 和 6.2%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 多大于 8.0%, 平均分别为 8.4% 和 8.2%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值分别平均为 4.5 和 2.9。除去烧失量后,重新换算成 100%, 在 TAS 图解 (Le Bas et al., 1986) 和 SiO_2 -Alk 图解 (Irvine, 1977) 中分别落在玄武粗安岩—粗安岩区域,分布在碱性岩石系列区域(图 3);在 SiO_2 - K_2O 图解和 Na_2O - K_2O 图解中分别落在白榴石岩和超钾质岩区域(图 3)。此外,两地区火山岩均具有很高的 MgO 含量、较低的 CaO 和 Al_2O_3 。MgO 分别为 9.8%~10.9% 和 8.0%~8.9%, $\text{Mg}^\# [100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})]$ 分别为 76~77 和 71~73; CaO 分别为 5.0%~6.9% 和 5.6%~5.8%; Al_2O_3 分别为 10.8%~11.2% 和 11.6%~12.2%。

Foley (1987) 把超钾质火山岩定义为具有以下特征的岩石:全岩化学成分上, $\text{K}_2\text{O} > 3\%$, $\text{MgO} > 3\%$ 和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$, 把超钾质火山岩划分为四个主要类型:钾镁煌斑岩、钾霞橄黄长岩、斜长白榴岩和成分上处于钾镁煌斑岩和钾霞橄黄长岩之间的

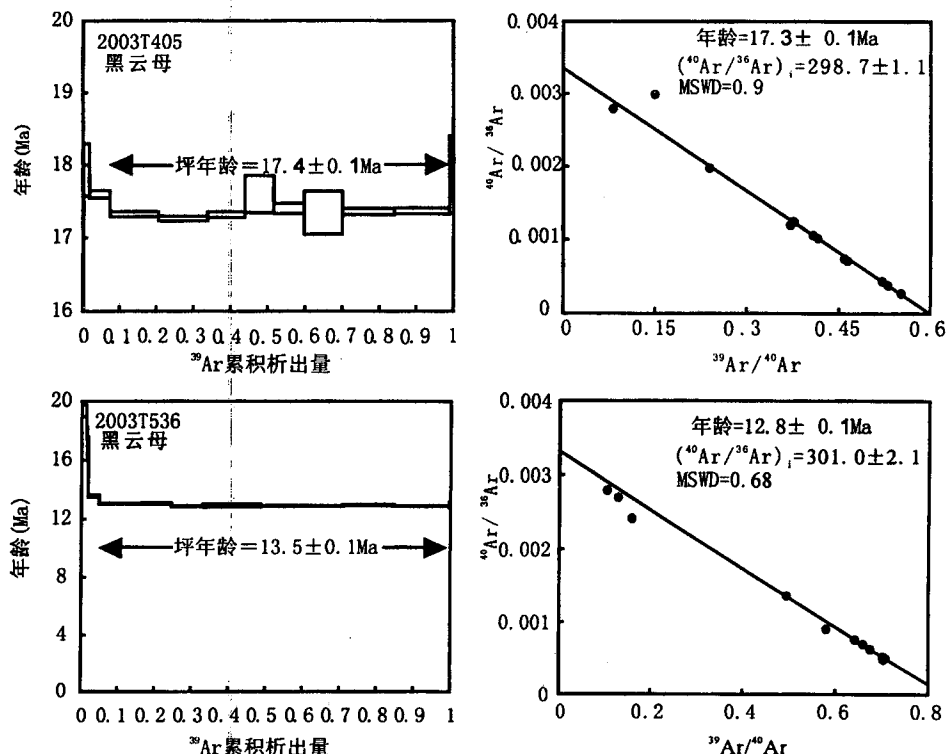


图 2 拉萨地块麦嘎和仪仟高镁超钾质火山岩(2003T405, 2003T536)黑云母 Ar 年龄谱和等时线图解

Fig. 2 Argon age spectrum and isochron plots for high-Mg ultrapotassic rocks of Maiga and Yiqian areas in Lhasa Block

表 1 拉萨地块麦嘎和仪仟高镁超钾质火山岩⁴⁰Ar/³⁹Ar 阶段升温测年数据表

Table 1 Argon chronological data for high-Mg ultrapotassic rocks of Maiga and Yiqian areas in Lhasa Block

温度(℃)	cum. ³⁹ Ar	Atmos(%)	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	年龄(Ma)	误差
样品号:2003T405,金云母		称重(g):0.0315						J=0.00575	
650	0.001	82.53	0.035	0.178	0.019	12.380	358	22.3	2.8
750	0.003	88.33	0.020	0.161	0.019	6.703	335	8.1	0.1
850	0.018	58.47	0.008	0.084	0.013	4.207	507	17.9	0.4
930	0.075	21.85	0.002	0.013	0.012	2.206	1366	17.6	0.1
1000	0.206	11.23	0.001	0.008	0.012	1.915	2660	17.3	0.0
1040	0.339	7.98	0.000	0.004	0.012	1.842	3748	17.3	0.0
1080	0.439	12.82	0.001	0.007	0.012	1.949	2332	17.3	0.0
1120	0.516	20.96	0.002	0.013	0.012	2.182	1424	17.6	0.3
1160	0.598	31.27	0.003	0.025	0.013	2.477	953	17.4	0.1
1200	0.7	36.91	0.003	0.059	0.013	2.688	805	17.3	0.3
1250	0.84	36.62	0.003	0.101	0.013	2.677	809	17.4	0.0
1300	0.989	30.09	0.002	0.046	0.013	2.431	988	17.4	0.0
1350	1	35.34	0.003	0.049	0.012	2.721	841	18.0	0.4
样品号:2003T536,金云母		称重(g):0.0305						J=0.00597	
650	0.011	71.40	0.015	0.000	0.014	6.341	416	19.4	0.4
750	0.012	82.57	0.027	0.131	0.018	9.611	358	17.9	0.3
830	0.015	79.77	0.021	0.038	0.016	7.820	372	16.9	0.7
900	0.039	26.79	0.002	0.013	0.012	1.751	1117	13.6	0.1
940	0.128	14.66	0.001	0.007	0.012	1.450	2049	13.0	0.0
980	0.196	14.54	0.001	0.006	0.012	1.449	2066	13.1	0.0
1020	0.263	15.86	0.001	0.005	0.012	1.451	1895	12.9	0.0
1060	0.337	7.75	0.000	0.006	0.012	1.433	3869	13.9	0.7
1100	0.463	18.80	0.001	0.005	0.012	1.508	1598	12.9	0.1
1150	0.641	20.85	0.001	0.005	0.012	1.543	1440	12.9	0.0
1200	0.752	22.61	0.001	0.019	0.012	1.584	1324	13.0	0.0
1250	0.878	2.84	0.000	0.033	0.012	1.547	10010	15.9	1.1
1300	0.998	15.12	0.001	0.017	0.012	1.439	1979	12.9	0.0
1500	1	40.32	0.003	0.086	0.013	2.049	737	13.0	0.2

过渡类型岩石,麦嘎和仪仟地区火山岩属于 Foley 分类中的钾镁煌斑岩类,但以较高的 MgO, 较低的 Al₂O₃ 和 CaO 为特征区别于钾镁煌斑岩类岩石,是一种高镁超钾质火山岩。

3.2 稀土和微量元素

西藏仲巴县麦嘎和当惹雍错东侧仪仟地区高镁超钾质火山岩的稀土和微量元素分析结果见表 2。球粒陨石标准化稀土元素配分图解表明(图 4),两地区火山岩样品具有相同的稀土配分模式,即都是轻稀土元素强烈富集 [(La/Yb)_N = 46~57; La_N 可高达 493]、重稀土为相对严重亏损的右倾型分配模式,轻稀土元素分馏程度很低 [(La/Sm)_N = 1.7~2.6],重稀土元素则具有较高分馏 [(Gd/Yb)_N = 6.8~11.5],轻重稀土元素分馏的程度,麦嘎要高于仪仟地区,同时两地区样品均具有较明显的 Eu 负异常 (Eu/Eu = 0.56~0.63)。两地区火山岩均具有很高的稀土元素总含量,ΣREE 分别为 945.8~1045.3 和 737.3~751.9。

微量元素组成上,麦嘎和仪仟两地区样品均具有非常高的不相容元素 (U、Th、Pb、Zr、Rb、Ba、Sr、Cs、LREE 等) 和过渡族元素 Cr (400×10⁻⁶~500×10⁻⁶) 和 Ni (260×10⁻⁶~400×10⁻⁶) 含量。微量元素蜘蛛图解中(图 4),两地区样品均表现为大离子亲石元素 Rb、Ba、K、Th、Sr 和 LREE (La 和 Ce) 强烈富集、高场强元素 Nb、Ta、P、Hf、Zr、Eu、Ti、Tb 和 HREE (Y 和 Yb) 相对亏损为特征,具有极高的 LILE/HFSE 比值。二者均呈现具有岛弧特征的 Nb、Ta 和 Ti (P) 的负异常的同时,均具有 Sr 甚至 Ba 的负异常 [(Sr/Nd)_N = 0.23~0.33, (Ba/Th)_N = 0.15~0.19]。

3.3 Sr-Nd-O 同位素

青藏高原南部仲巴县麦嘎和当惹雍错东侧仪仟地区高镁超钾质火山岩 Sr、Nd 同位素测试分析结果见表 3。Sr-Nd 同位素组成上(图 5),二者均具有异常高的放射性成因 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值和非放射性成因 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值,麦嘎 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值为 0.72229~

表 2 拉萨地块麦嘎和仪仟高镁超钾质火山岩主量和微量元素数据表

Table 2 Major (%) and trace elements ($\times 10^{-6}$) concentrations for high-Mg ultrapotassic rocks of Maiga and Yiqian areas in Lhasa Block

采样地点	麦嘎乡					仪仟		
样品号	2003T403	2003T404	2003T405	2003T406	2003T408	2003T534	2003T536	2003T539
岩石名称	粗安岩	粗安岩	粗安岩	粗安岩	玄武粗安岩	粗安岩	粗安岩	粗安岩
SiO ₂	51.85	51.05	52.14	51.87	50.16	52.77	51.81	51.88
TiO ₂	1.29	1.36	1.32	1.32	1.30	1.41	1.42	1.41
Al ₂ O ₃	10.75	11.21	10.90	10.90	11.10	12.17	11.57	11.72
Fe ₂ O ₃	6.05	6.14	6.05	6.15	6.77	6.53	6.74	6.57
MnO	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	10.41	9.78	10.11	10.12	10.88	8.02	8.73	8.87
CaO	4.99	5.74	5.21	5.13	6.48	5.75	5.64	5.59
Na ₂ O	1.35	1.63	1.45	1.44	2.07	2.09	2.09	2.09
K ₂ O	7.22	6.89	7.23	7.21	5.58	6.22	6.15	6.07
P ₂ O ₅	1.21	1.19	1.24	1.21	1.14	0.73	0.71	0.71
LOI	0.42	0.70	0.52	0.48	0.97	0.87	1.15	1.05
TOTAL	95.64	95.78	96.27	95.92	96.55	96.66	96.11	96.05
Mg [#]	77	76	77	77	76	71	72	73
U	38	32	40	40	33	15	17	15
Co	33	33	35	36	37	33	33	33
Ta	1.70	1.85	1.78	1.81	1.72	1.85	2.59	1.85
Sc	17	18	18	17	19	19	19	19
Cs	16	112	36	22	74	35	176	247
Hf	20	21	20	20	17	21	24	24
Cr	503	480	515	547	584	396	451	419
V	111	107	126	116	126	148	132	119
Ni	400	367	395	396	378	263	277	288
Pb	102	102	129	105	103	87	89	88
Th	289	270	301	303	255	163	160	158
Nb	32	34	34	34	32	33	35	33
Zr	669	682	718	689	598	722	722	747
Sr	942	1037	1061	998	1144	932	927	923
Rb	568	624	590	599	294	588	1511	1924
Ba	4196	3602	4029	3791	3637	2455	2548	2495
La	145	144	151	153	145	125	120	121
Ce	393	379	412	413	381	315	307	303
Pr	58	56	61	60	55	43	44	44
Nd	265	250	279	270	243	181	190	187
Sm	53	47	56	55	48	31	31	30
Eu	7.6	7.7	8.1	7.9	7.0	4.7	4.8	4.8
Gd	25	24	27	26	23	15	15	15
Tb	2.31	2.03	2.50	2.39	2.12	1.42	1.42	1.28
Dy	8.3	7.7	9.1	8.8	7.9	5.6	5.4	5.3
Ho	1.16	1.08	1.32	1.21	1.04	0.93	0.85	0.80
Er	2.79	2.52	2.99	2.95	2.51	2.35	2.24	1.98
Tm	0.31	0.29	0.34	0.35	0.30	0.28	0.27	0.25
Yb	1.79	1.69	1.92	1.89	1.75	1.74	1.75	1.50
Lu	0.24	0.22	0.25	0.24	0.23	0.23	0.24	0.21
Y	31.2	31.5	33.9	32.3	29.3	24.1	22.5	22.3

0.726453 (初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.72209 ~ 0.726044), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为 0.511769 ~ 0.511795, ϵ_{Nd} 值为 -16.4 ~ -16.9; 仪仟地区火山岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.71991 ~ 0.72193 (初始铈比值

为 0.71955 ~ 0.71984), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为 0.511815 ~ 0.511844, ϵ_{Nd} 值为 -15.5 ~ -16.0, 部分样品进入喜马拉雅浅色花岗岩分布区。

麦嘎和仪仟两地区高镁超钾质火山岩氧同位素

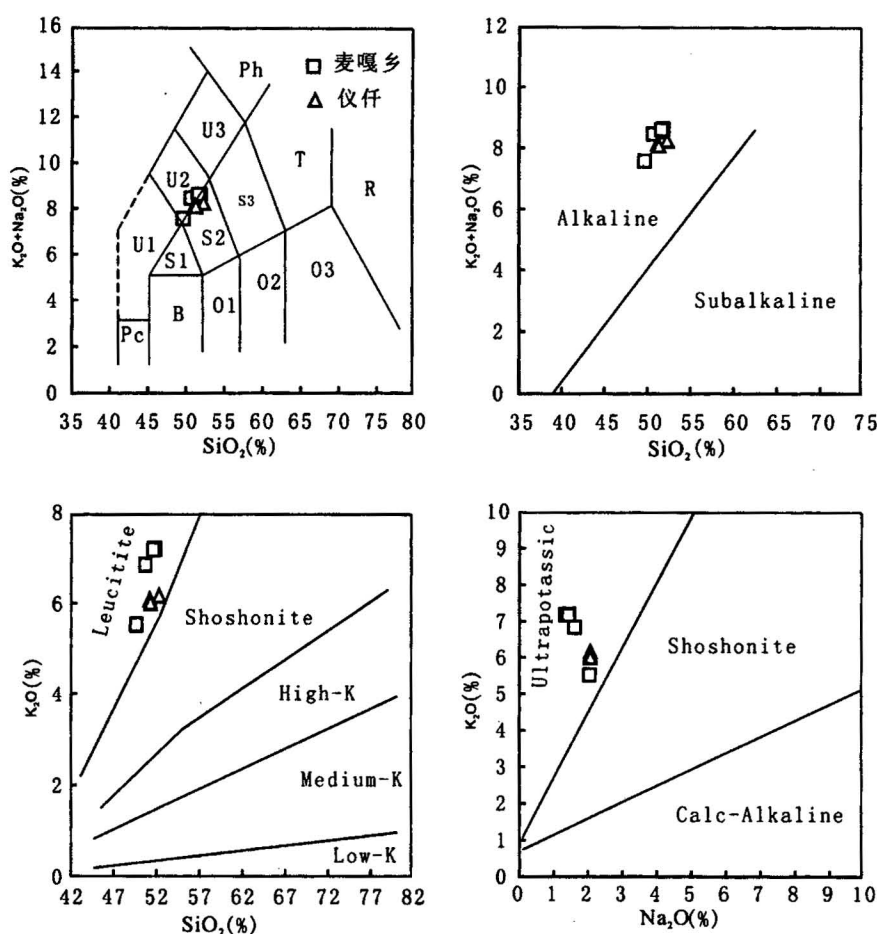


图3 拉萨地块麦嘎和仪仟高镁超钾质火山岩的 TAS 图解 (Le Bas et al., 1986)、 SiO_2 —Alk 图解 (Irvine, 1977)、 SiO_2 — K_2O 和 Na_2O — K_2O 图解 (Miller et al., 1999)

Fig. 3 TAS (Le Bas et al., 1986), SiO_2 —Alk (Irvine, 1977), SiO_2 — K_2O 和 Na_2O — K_2O (Miller et al., 1999) diagrams for high-Mg ultrapotassic rocks of Maiga and Yiqian areas in Lhasa Block

Pc—苦橄玄武岩; B—玄武岩; O1—玄武安山岩; O2—安山岩; O3—英安岩; R—流纹岩; S1—粗面玄武岩; S2—玄武粗安岩; S3—粗安岩; T—粗面岩或粗面英安岩; U1—碧玄岩或碱玄岩; U2—响岩质碱玄岩; U3—碱玄岩响岩; Ph—响岩

Pc—Picrobasalt; B—basalt; O1—basaltic andesite; O2—andesite; O3—dacite; R—rhyolite; S1—trachybasalt; S2—basaltic trachyandesite; S3—trachyandesite; T—trachyte; U1—basanite; U2—phonotephrite; U3—tephriphonolite; Ph—phonolite; F—foiidite

测试分析结果见表3。麦嘎地区火山岩 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ 变化较大,为 $6.4\text{‰} \sim 10.4\text{‰}$ 。仪仟地区火山岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $7.4\text{‰} \sim 9.2\text{‰}$ 。上述两地火山岩 $\delta^{18}\text{O}$ 均大大高于地幔岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值 ($5.3\text{‰} \pm 0.3\text{‰}$, Valley et al., 1998)。

4 讨论

4.1 高镁超钾质火山岩成因

麦嘎及仪仟高镁超钾质火山岩都有很高的 MgO 含量 ($8\% \sim 11\%$), $\text{Mg}^\#$ 在 $71 \sim 77$ 之间变化,

同时 Cr、Ni 含量也非常高,分别为 $400 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$ 和 $260 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$ 。指示它们为未经分异的地幔原始岩浆结晶而成。同时,强烈的轻稀土和不相容元素富集,较高的放射性成因 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和非放射性成因 $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ 比值及 $\delta^{18}\text{O}$ 指示其源区是经过强烈交代的富集地幔。高 K_2O ($6\% \sim 7\%$) 含量指示其地幔交代矿物为金云母或非闪石等高钾矿物。

拉萨地块在碰撞前后其火山岩(包括林子宗火山岩)主要为钙碱性火山岩,是拉萨地块岩石圈地幔部分熔融的岩浆与少量来至软流圈的流体混合而成 (Coulon et al., 1986; 董国臣等, 2002; 莫宣学等, 2003)。拉萨地块碰撞后火山岩包括两种类型,除上面介绍的钾质或高镁超钾质火山岩,另一类是埃达克岩 ($26 \sim 10 \text{ Ma}$),是拉萨地块下地壳或上地幔部分熔融形成 (Chung et al., 2003; Hou et al., 2004),二者在 Sr-Nd 同位素图上分布一致。埃达克岩与钙碱性火山岩 Sr-Nd 同位素变异的一致性指示它们同为冈第斯岛弧正常的下地壳和上地幔部分熔融的产物。而高镁超钾质火山岩的源区则为强烈富集的地幔,是一个长期孤立演化的地幔 (Turner et al., 1993, 1996; Miller et al., 1999; Chung et al., 2005) 或被俯冲印度地壳强烈交代的地幔 (Ding et al., 2003),我们倾向于后者。

麦嘎及仪仟高镁超钾质火山岩都具有明显的 Eu 负异常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.56 \sim 0.63$),而拉萨地块钙碱性火山岩及埃达克岩都没有明显的 Eu 负异常 (Coulon et al., 1986; 董国臣等, 2002; 莫宣学等, 2003)。这种未经结晶分异的地幔原始岩浆火山岩,

表 3 拉萨地块麦嘎和仪仟高镁超钾质火山岩 Sr-Nd-O 同位素数据表

Table 3 Sr, Nd, and O isotopic data for high-Mg ultrapotassic rocks of Maiga and Yiqian areas in Lhasa Block

采样地点	样品号	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}})_i$	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	ΣNd	t_{DM} (Ga)	t_{CHUR} (Ga)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	年龄 (Ma)
麦嘎乡	2003T403	670.43	1012.45	1.9047	0.72652 ± 1	0.726044	52.59	269.26	0.1182	0.511784 ± 1	-16.7	2.18	1.66	6.4	17.4 (Bio)
	2003T404	625.33	1074.86	1.6735	0.72457 ± 1	0.724160	50.68	263.12	0.1166	0.511791 ± 1	-16.5	2.13	1.61	7.4	
	2003T405	680.41	1082.69	1.8058	0.72635 ± 1	0.725901	53.57	268.84	0.1206	0.511769 ± 1	-16.9	2.26	1.74	7.9	
	2003T406	652.56	1025.87	1.8351	0.72608 ± 1	0.725626	52.23	269.69	0.1172	0.511778 ± 1	-16.8	2.16	1.65	10.4	
	2003T408	313.94	1130.92	0.7982	0.72229 ± 1	0.722090	45.23	238.42	0.1149	0.511795 ± 1	-16.4	2.09	1.57	8.3	
仪仟	2003T534	628.97	948.90	1.9105	0.71991 ± 1	0.719552	30.11	182.43	0.0999	0.511844 ± 1	-15.5	1.75	1.25	9.2	13.1 (Bio)
	2003T536	1745.6	906.73	5.5412	0.72066 ± 1	0.719633	30.91	187.22	0.0999	0.511822 ± 1	-15.9	1.78	1.28	8.6	
	2003T539	1901.8	929.34	5.8715	0.72093 ± 1	0.719838	31.58	191.41	0.0999	0.511815 ± 1	-16.0	1.79	1.29	7.4	

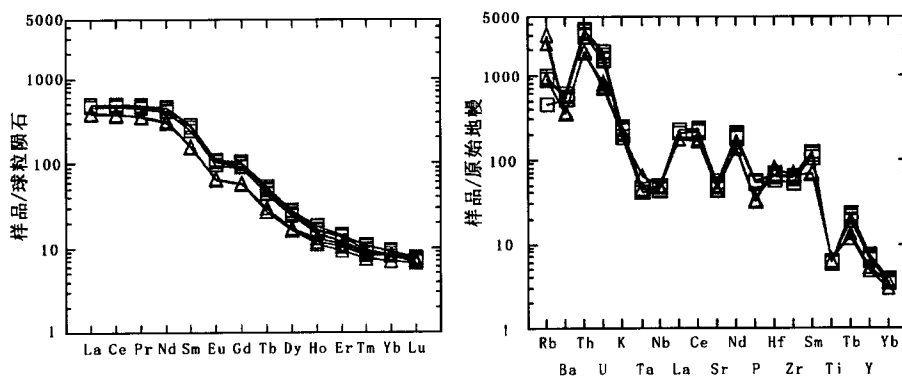


图 4 拉萨地块麦嘎和仪仟高镁超钾质火山岩球粒陨石标准化稀土元素配分图解 (Boynton, 1984) 和原始地幔标准化蛛网图 (Sun 等, 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized (Boynton, 1984) rare earth element diagrams and primitive mantle-normalized (Sun et al., 1989) for high-Mg ultrapotassic rocks of Maiga and Yiqian areas in Lhasa Block

且具有明显 Eu 负异常特征指示其源区地幔中含有具 Eu 负异常的金云母。这类具 Eu 负异常的金云母可能是俯冲地壳释放出的流体交代地幔岩石形成。模拟表明,如果把高喜马拉雅浅色花岗岩作为印度地壳的平均采样,则需要 17%~22% 的喜马拉雅地壳加入到 MORB 地幔中才能形成高镁超钾质火山岩(图 5) (Ding et al., 2003),如果其地幔端元是经过初步富集的拉萨地块岛弧地幔,则所需地壳物质的比例则大大减少。

4.2 裂谷形成的时代

拉萨地块南部,南北向超钾质岩脉最老的时间为 18.3 ± 2.7 Ma (Williams et al., 2001),岩脉无疑指示了东西向的扩展;麦嘎火山岩的年龄为 17.3 ± 0.1 Ma,在误差范围内非常接近最老岩脉的时间,考虑麦嘎火山岩形成在裂谷系统内,因而,麦嘎火山岩也形成在伸展过程中。仪仟高镁超钾质火山岩覆盖在正断裂之上,说明裂谷形成在高镁超钾质火山岩喷发之前,即文部裂谷的形成年代肯定大于 13 Ma。在当惹雍错西侧,正断层切割最新的火山岩时代为 23 Ma (Ding et al., 2003),因而,文部—古错

裂谷正断层活动的时限为 23~13 Ma,即早期裂谷伸展活动持续了~10 Ma。此处裂谷最大宽度~30 km,在拉萨地块 1100 km 裂谷系发育地区,累计伸展量为 56 ± 35 km,则该时段的扩展速率为 5.6 ± 3.5 mm/a。由于裂谷目前仍在活动,因此裂谷的扩展可能是阶段性的。目前已发现最老的超钾质火山岩的时代为 25 Ma,最新的时代为 8 Ma,因而在早期裂谷伸展活动前和之后仍有火山岩浆喷发,但数量都非常小,最主要的超钾质火山岩喷发都集中在 17~13 Ma (Miller et al., 1999; Williams et al., 2001; Ding et al., 2003; Nomade et al., 2004; Chung et al., 2005),非常接近不同裂谷系边界正断层变形带白云母矿物 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 冷却时代 (13~14 Ma) (Coleman et al., 1995; 张进江等, 1999; Blisniuk et al., 2001)。

裂谷系边界正断层变形带冷却年龄和覆盖在边界断裂的高镁超钾质火山岩给出了裂谷系起始的上限年代,被裂谷切割的火山岩给出了裂谷伸展起始的下限年代。综上所述,本文认为拉萨地块裂谷伸展的起始时间为 23~13 Ma。

4.3 裂谷的深度

上部地壳的斜向挤出 (Tapponnier et al., 2001), 弧形扩展 (Seeber et al., 1984) 或印度地壳挤入已增厚的西藏岩石圈 (Kapp et al., 2004) 都可以造成上部地壳的伸展。这样, 正断层仅局限于上部地壳, 是由于软弱的下地壳或上地幔的流动或蠕变造成高原上部脆性地壳的伸展。但这很难解释超钾质岩脉及高镁超钾质火山岩与伸展的密切关系。青藏高原裂谷扩展的宽度太小, 单个裂谷最宽处不过 35 km, 不至于造成地幔减压部分熔融 (Williams et al., 2001)。况且, 在拉萨地块, 火山岩的时代早于裂谷活动的时代, 高镁超钾质火山岩最早开始于 ~25 Ma, 一直持续到 ~8 Ma, 而裂谷活动主要出现在 ~23~13 Ma, 其伸展活动一直持续到今天 (大量的正断层地震出现在高原内部, 特别是拉萨地块内)。另外一种情况是, 火山岩的喷发和裂谷扩展是拉萨地块岩石圈热边界的扰动所触发, 如加厚的高原岩石圈对流减薄 (England et al., 1989; Turner et al., 1993, 1996) 或太平洋板块的俯冲造成软流圈的对流 (Yin, 2000)。在这种情况下, 软流圈的上涌引岩石圈热边界的扰动, 地幔岩石圈下部发生部分熔融形成高镁超钾质火山岩, 同时引起裂谷的伸展。在这种情况下, 裂谷的活动源于软流圈地幔的对流活动, 裂谷可切割整个岩石圈。

但对流减薄或太平洋板块俯冲对流模式仍无法合理解释拉萨地块火山岩成分的转变, 既从碰撞前

后的钙碱性到碰撞后高镁超钾质碱性火山岩的变化。如果同时考虑地幔结构和成分 2 个约束条件, 虽然西藏裂谷、贝加尔及山西等东亚裂谷产生的时代巧合, 也不可能形成在同一个地幔对流条件下, 西藏裂谷最有可能是一个局部的区域地幔对流。拉萨高镁超钾质火山岩可能是已俯冲印度地壳物质释放的流体加入到西藏的软流圈或下岩石圈地幔所形成的富集地幔部分熔融的岩浆结晶而成。由于部分熔融和榴辉岩化等作用, 已俯冲的印度大陆壳比重增大、最终在 ~25 Ma 发生断裂, 软流圈上涌附加的浮力作用使高原的应力状态发生改变, 使应力 (1 由水平方向 (平行印度板块的挤压方向) 转为铅直方向, 使地表发生伸展, 几乎同时或稍早, 富集地幔发生部分熔融、高镁超钾质火山岩喷发。

总结上述讨论, 本文倾向拉萨地块裂谷根源于高原岩石圈地幔, 只有这样才能合理解释高原裂谷中大量高镁超钾质火山岩的喷发及与伸展构造密切的伴生关系。

4.4 裂谷与高原最大高度

如果裂谷的形成不是由于重力势能造成的垮塌, 而是软流圈对流等深部结构调整的结果, 那么, 高原裂谷系统的建立并不表示高原在此刻达到了最大高度。最新的研究结果表明, 塔口拉和乌郁盆地在 14~15 Ma 以前就达到了目前的高度 (Carmala et al., 2000; Widdowson, 2003), 而伦坡拉和尼玛盆地的结果指示, 拉萨地块北部在 35 Ma 或 26 Ma 以前就与现在的高度一致 (Rowley et al., 2006; DeCelles et al., in review)。因而, 在裂谷活动之前 ~10 Ma, 拉萨地块可能就达到了目前的高度。在裂谷系统出现之前 (>23 Ma), 青藏高原在周边印度板块、塔里木地块和华南地块夹持下, 仅靠重力势能还不至于使岩石圈发生广泛伸展作用。23~13 Ma 裂谷系统建立之后, 青藏高原的岩石圈被切割为许多条带状, 在高原巨大的重力作用下进一步蠕变伸展。青藏高原裂谷系统的变形可能经历两个阶段, 前一阶段是在软流圈流动作用下的快速破裂变形, 变形速率为 5.6 ± 3.5 mm/a, 后期在重力作用下发生慢速蠕变。在前一阶段, 青藏高原的高度不仅不降, 可能进一步抬升, 后期在重力作用下, 缓慢下降。

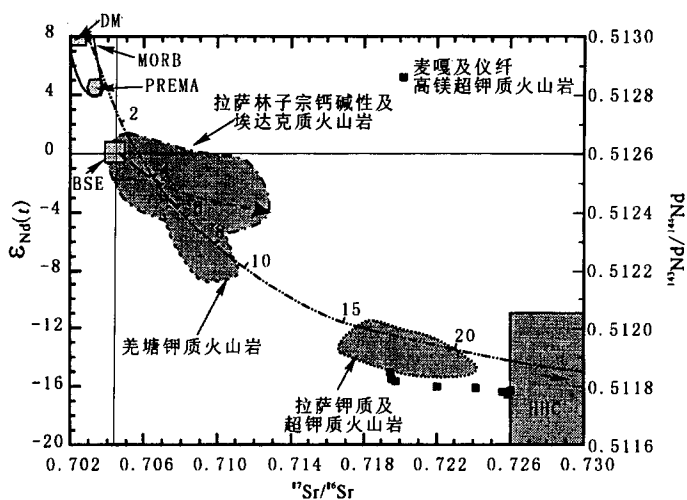


图5 拉萨地块麦嘎和仪纤高镁超钾质火山岩 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{N}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关图(据 Ding 等, 2003 修改)

Fig. 5 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{N}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram for high-Mg ultrapotassic rocks of Maiga and Yiqian areas in Lhasa Block (modified from Ding et al., 2003)

5 结论

拉萨地块高镁超钾质火山岩来源于强烈富

集地幔部分熔融形成的原始地幔岩浆,其源区为青藏高原的软流圈或下岩石圈热边界层,其中加入了大量俯冲的印度地壳物质。拉萨地块中部麦嘎及仪纤高镁超钾质火山岩的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 年龄分别为 17 和 13 Ma,是拉萨地块高镁超钾质火山岩最强烈的喷发时期,结合正断层与火山岩的切割关系,指示高原裂谷系强烈活动时间为 23~13 Ma,持续了~10 Ma,伸展速率为 $5.6 \pm 3.5 \text{ mm/a}$ 。高原裂谷系统是由于俯冲印度地壳的断离造成的高原岩石圈的伸展破裂,其活动时期可能分为 2 个阶段。开始阶段,软流圈的上涌,高镁超钾质火山岩喷发,裂谷快速扩张,高原进一步抬升;后期,岩石圈发生冷却,在重力作用下裂谷进一步伸展,岩石圈减薄,促使高原高度降低。

致谢: 火山岩地球化学分析,Ar/Ar 年代学测试得到了中国科学院地质与地球物理研究所有关实验室的李禾、靳新娣、陈福坤、储著银、桑海青、王非等科学家的协助,在此一并表示谢意。

参 考 文 献

- 江元生,周幼云,王明光,谢云喜,李建兵,彭波. 2003. 西藏冈底斯山中段第四纪火山岩特征及地质意义. 地质通报, 22:16~20.
- 廖思平,陈振华,罗小川,邹爱建. 2002. 西藏当惹雍错地区白榴石响岩的发现及地质意义. 地质通报, 21:735~738.
- 莫宣学,赵志丹,邓晋福,董国臣,周肃,郭铁鹰,张双全,王亮亮. 2003. 印度—亚洲大陆主碰撞过程的火山作用相应. 地学前缘, 10(3):135~148.
- 张进江,丁林,钟大赉,周勇. 1999. 喜马拉雅平行于造山带伸展——是垮塌的标志还是挤压隆升过程的产物? 科学通报, 44:2031~2036.
- Armijo R, Tapponnier P, Mercier J L, Han T L. 1986. Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 91: 13803 ~ 13872.
- Armijo R, Tapponnier P, Tonglin H. 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 94: 2787~2838.
- Blisniuk P M, Hacker B R, Glodny J, Ratschbacher L, Bi S, Wu Z, McWilliams M O, Calvert A. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Ma ago. *Nature*, 412: 628~632.
- Boynnton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier; 63 ~ 114.
- Carmala N G, Dettman D L, Quade J, DeCelle P G, Butler R F. 2000. High times on the Tibetan Plateau: Paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. *Geology*, 28:339~342.
- Chung S L, D Liu, J Ji, M F Chu, H Y Lee, D J Wen, C H Lo, T Y Lee, Q Qian, Q Zhang. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31:1021~1024.
- Chung S L, M F Chu, Y Zhang, Y Xie, C H Lo, T Y Lee, C Y Lan, X Li, Q Zhang, Y Wang. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews* 68:173~196.
- Cogan M J, K D Nelson, W S F Kidd, C Wu, project INDEPTH. 1998. Shallow structure of the Yadong-Gulu rift, southern Tibet, from refraction analysis of project INDEPTH common midpoint data. *Tectonics*, 17: 46~61.
- Coleman M E, Hodges K V. 1995. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 a ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 374: 49~52.
- Coulon C, H Maluski, C Bollinger, S Wang. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ^{39}Ar - ^{40}Ar dating, petrological characteristics and geodynamical significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 79:281~302.
- Ding L, P Kapp, D Zhong, W Deng. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *Journal of Petrology*, 44: 1833~1865.
- England P, G Houseman. 1989. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan plateau. *Journal of Geophysical Research*, 94: 17,561~17,579.
- Foley S F, G Venturelli, D H Green, L Toscani. 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Review*, 24:81~134.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, Yin A. 1992. Raising Tibet. *Science*. 255: 1663~1670.
- Hou Z Q, Y F Gao, X M Qu, Z Y Rui, X X Mo. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220:139~155.
- Irvine I. 1977. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can J. Earth Sci.*, 8: 532 ~ 548.
- Kapp P, J H Guynn. 2004. Indian punch rifts Tibet. *Geology*, 32: 993~996.
- Le Bas M J, R W Le Maitre, A Streckeisen, B Zanettin. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27:745~750.
- Liao S P, Z H Chen, X C Luo, A J Zhou. 2002. Discovery of leucite phonolite in the Tangra Yumco area, Tibet and its geological significance. *Geological Bulletin of China*, 21: 735~738.
- Mercier J L, R Armijo, P Tapponnier, E Carey-Gailhardis, T L Han. 1987. Change from Late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. *Tectonics*, 6: 275~304.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W, Purtscheller F. 1999. Post-collision potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40: 1399 ~ 1424.
- Mo X, Zhao Z, Deng J, Dong G, Zhou S, Guo T, Zhang S, Wang L. 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision. *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)*, 10: 135~148 (in Chinese with English abstract).
- Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 183: 419~426.
- Molnar P, Tapponnier. 1978. Active tectonics of Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5361~5375.
- Molnar P, W P Chen. 1983. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan plateau. *Journal of Geophysical*

- Research, 88: 1180~1196.
- Molnar P, P England, J Martinod. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the India monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31: 357~396.
- Nomade S, P R Renne, X Mo, Z Zhao, S Zhou. 2004. Miocene volcanism in the Lhasa block, Tibet: spatial trends and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 221: 227~243.
- Rowley D B, B S Currie. 2006. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 439:677~681.
- Seeber L, Armbruster J G. 1984. Some elements of continental subduction along the Himalayan front. *Tectonophysics*, 105: 263~278.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process. In: Saunders A. D. & Norry M. J. (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42: 313~345.
- Tapponnier P, Z Xu, F Roger, B Meyer, N Arnaud, G Wittlinger, J Yang. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294:1671~1677.
- Turner S, C Hawkesworth, J Liu, N Rogers, S Kelley, P Calsteren. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364:50~54.
- Turner S, N Arnaud, J Liu, N Rogers, C Hawkesworth, N Harris, S Kelley, P Van Calsteren, W Deng. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37:45~71.
- Valley J W, P D Kinny, D J Schulze, M J Spicuzza. 1998. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts. *Contrib Mineral Petrol*, 133: 1~11.
- Widdowson N B, A B Herman, S Guo, P J Valdes, J A Wolfe, S P Kelley. 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature*. 421(6923):622~624.
- Williams H, Turner S, Kelley S, Harris N. 2001. Age and composition of dikes in southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism. *Geology*, 29: 339~342.
- Yin A, T M Harrison. 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 28:211~280.
- Zhang J J, L Ding, D L Zhong, Y Zhou. 2000. Orogen-parallel extension in Himalaya: Is it the indicator of collapse or the product in process of compressiveuplift? *Chinese Science Bulletin*, 45: 114~120.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology, Geochemical and Sr-Nd-O Isotopic Characteristics of the High-Mg Ultrapotassic Rocks in Lhasa Block of Tibet: Implications in the Onset Time and Depth of NS-Striking Rift System

DING Lin¹⁾, YUE Yahui²⁾, CAI Fulong²⁾, XU Xiaoxia¹⁾, ZHANG Qinghai¹⁾, LAI Qingzhou¹⁾

1) *Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100085*

2) *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*

Abstract

High-Mg ultrapotassic rocks present in the NS-striking rift system of Lhasa Block in Tibetan Plateau. Geochemically these High-Mg ultrapotassic rocks are characterized by relatively high SiO_2 (53%~50%), and high K_2O (7%~6%), MgO (11%~8%), Cr ($500 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$), Ni ($400 \times 10^{-6} \sim 260 \times 10^{-6}$) contents. Isotope data show these volcanic rocks have high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7265~0.7199) and low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{N}$ (0.511844~0.511769) ratios, and a relatively broad oxygen isotope range ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$: 10.4‰~6.4‰). These geochemical and isotopic characteristics indicate these ultrapotassic rocks are derived from a source of enriched mantle, which were mixed a large quantity component of the subducted India crust. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results show these rocks were erupted in 17~13 Ma. Combined with the relation between the normal faults and volcanic rocks, the normal faults were inferred retaining active intensively in 23~13 Ma and lasting about 10 Ma, and spreading at a rate of 5.6 ± 3.0 mm/a. The high-Mg ultrapotassic rocks and the rift system are consistent temporally and overlapped spatially, which indicates the high-Mg ultrapotassic rocks are closely correlated with the form and evolution of the rift system in Tibetan Plateau. The break-off of the subducted India crust result in the extension of the lithosphere of Tibetan Plateau. The rifts in Lhasa Block were mainly active in two phases: Firstly, going with the uplift of the Tibetan Plateau (23~13 Ma), and then occurring gravitational collapse with decrease in elevation of the Tibetan Plateau (13 Ma~present).

Key words: Lhasa block; High-Mg ultrapotassic rocks; NS-striking rift; onset age; incision depth