

文章编号: 0258-7106 (2012) 04-0791-22

拉萨地块西段中新世赛利普超钾质火山岩富集地幔源区和岩石成因: Li 同位素制约*

田世洪^{1,2}, 胡文洁^{2,3}, 侯增谦⁴, 莫宣学¹, 杨竹森², 赵悦², 侯可军²,
朱弟成¹, 苏媛娜⁵, 张兆卿¹

(1 中国地质大学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 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 3 江西省地质调查研究院, 江西 南昌 330030; 4 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 5 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 河北 石家庄 050061)

摘要 作为一种“非传统稳定同位素”, 锂同位素地球化学研究已经成为近年来国际上研究的热点之一。文章成功应用锂同位素对青藏高原西南部赛利普超钾质火山岩进行了示范研究。研究表明, 赛利普超钾质火山岩的 $\omega(\text{Li})$ 为 $11.2 \times 10^{-6} \sim 22.9 \times 10^{-6}$, 同位素组成 $\delta^7\text{Li}$ 为 $-1.2\text{‰} \sim +3.5\text{‰}$, 平均值为 0.2‰ , 与平均上地壳的相当。超钾质火山岩的锂同位素组成与岩浆结晶分异程度参数之间不存在任何相关性, 这表明在超钾质火山岩结晶分异过程中没有发生明显的锂同位素分馏, 锂同位素组成特征反映了其形成时的源区特征。超钾质火山岩的锂同位素组成变化范围达 4.7‰ , 并且与 Pb-Sr-Nd 同位素和岩浆结晶分异参数之间亦无任何相关性, 表明锂同位素异常可能反映了不均匀源区岩石特征。通过计算模拟以及与前人的类似研究成果进行对比, 笔者认为俯冲印度地壳而不是特提斯洋壳(包括沉积物)的流体/熔体参与了超钾质火山岩的源区富集, 并在此基础上提出了超钾质火山岩成因模式。

关键词 地球化学 超钾质火山岩 Li 同位素 地幔源区 岩石成因 赛利普 青藏高原

中图分类号 P597

文献标志码 A

Enriched mantle source and petrogenesis of Miocene Sailipu ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibetan Plateau: Lithium isotopic constraints

TIAN ShiHong^{1,2}, HU WenJie^{2,3}, HOU ZengQian⁴, MO XuanXue¹, YANG ZhuSen², ZHAO Yue²,
HOU KeJun², ZHU DiCheng¹, SU AiNa⁵ and ZHANG ZhaoQing¹

(1 School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Jiangxi Provincial Institute of Geological Survey, Nanchang 330030, Jiangxi, China; 4 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 5 Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Shijiazhuang 050061, Hebei, China)

Abstract

As a kind of “non-traditional stable isotopes”, lithium isotope system has been used to study some important geological or geochemical problems. Recently, the research on Li isotope has become one of the most fast developing fields in the study of crust-mantle interaction. Compared with other countries, the study in this

* 本文得到国家重点基础研究发展计划 973 项目(2011CB403102、2011CB403104)、国土资源大调查项目(1212011120298)、公益性行业科研专项(201011027、201011011)、国际地学计划项目(IGCP/SIDA-600)、中国博士后基金、国家自然科学基金面上基金(40973013、41173003)联合资助

第一作者简介 田世洪, 男, 1973 年生, 研究员, 主要从事同位素地球化学和矿床学研究工作。Email: s. h. tian@163.com

收稿日期 2012-05-06; **改回日期** 2012-06-28。秦思婷编辑。

aspect remains in the preliminary stage in China. The authors have successfully applied lithium isotope to the typical study of Sailipu ultrapotassic rocks in southwestern Tibetan Plateau. Lithium concentrations of 14 whole-rock samples from Sailipu show a range from 11.2×10^{-6} to 22.9×10^{-6} . Lithium isotopic compositions exhibits a variable range of $\delta^7\text{Li}$ values (-1.2‰ to $+3.5\text{‰}$) with an average $\delta^7\text{Li}$ of 0.2‰ that corresponds to the average of upper continental crust. Lithium isotopic compositions of UK from Sailipu do not show any significant correlations with the degree of magmatic differentiation, as inferred from various compositional parameters (e.g., SiO_2 , Li, Rb and Ga). This suggests insignificant Li isotope fractionation during ultrapotassic rock differentiation, reflecting the source characteristics. Lithium isotopic compositions of these samples vary by 4.7‰ and do not correlate with radiogenic isotopic compositions or chemical and mineralogical parameters. The Li isotopic heterogeneity therefore likely reflects heterogeneous source rocks. Based on calculation modeling and a comparison with previous similar results, the authors hold that the most probable metasomatic agents were melts or fluids derived from subducted Indian crust instead of from Tethyan crust (including sediments). Therefore, the authors put forward a petrogenetic model of ultrapotassic rocks as follows: With the Neo-Tethyan ocean closure and onset of the Indian-Asian continent collision, the heavy oceanic lithosphere might have dragged mainly Indian plate into the subduction zone. Upon heating under high-pressure conditions the subducted Indian crust probably melted, or at least released high potassium/lithium fluids that metasomatized the overlying Tibetan lithospheric mantle. Slab-derived melts or fluids would have to produce extensive regions in the Tibetan lithospheric mantle of low $\delta^7\text{Li}$ values which would be exchanged with the surrounding lithospheric mantle via diffusive disequilibrium, so successive injections of alkali/Li-rich fluid/melt should ultimately generate a mantle source with an average $\delta^7\text{Li}$ of the slab influx. The northward subducted Indian lithosphere mantle might have experienced slab break-off beneath the Lhasa block along the Yarlung Zangbo suture zone in early Miocene, which caused the asthenospheric upwelling under the Indian plate through the slab window. Upwelling of the hot asthenosphere following the break off presumably caused partial melting of overlying metasomatized and contaminated lithospheric mantle domains that could have produced ultrapotassic primitive magmas, which formed the ultrapotassic volcanic rocks along the weak structure belts.

Key words: geochemistry, ultrapotassic volcanic rocks, lithium isotope, mantle source region, petrogenesis, Sailipu, Tibetan Plateau

印度与亚洲大陆发生碰撞以后,冈底斯产出大量后碰撞钾质-超钾质火山岩,构成一条长达1 000 km 的钾质-超钾质岩浆岩带(图 1)。深入研究这些钾质和超钾质火山岩的岩石学、地球化学和成因,为揭示印-亚大陆碰撞发生后高原岩石圈结构与演化、岩浆作用时空迁移所对应的深部作用以及高原隆升提供了重要的依据(Mo et al., 2006; 赵志丹等, 2003; 2006)。超钾质火山岩强烈富集不相容元素和轻稀土元素、亏损 HFSE、低 SiO_2 、高 $\text{Mg}^\#$ 、Ni 和 Cr、高 Sr-Pb 以及低 ϵ_{Nd} 等地球化学特征表明,超钾质火山岩具有地幔和地壳双重特征,解释为交代富集上地幔发生了低程度部分熔融(Turner et al., 1993; 1996; Chung et al., 1998; Miller et al., 1999; Williams et al., 2001; 2004; Ding et al., 2003; Guo

et al., 2006; Gao et al., 2007; Zhao et al., 2009; Liu et al., 2011; 丁林等, 2006; 赵志丹等, 2006; 2009; 孙晨光等, 2007; 2008),可能源于岩石圈地幔对流减薄(Turner et al., 1993; 1996; Miller et al., 1999; Williams et al., 2001; Chung et al., 1998; 2003; 2005; 赵志丹等, 2006; 2009; 罗照华等, 2006),或者俯冲板片断裂导致软流圈物质上涌(No-made et al., 2004; Guo et al., 2006; 侯增谦等, 2006; 孙晨光等, 2007; 2008)。

源区富集成因观点包括:特提斯向北俯冲消减过程中将大洋沉积物带入地幔源区(Gao et al., 2007)、向北俯冲于高原下部的印度大陆地壳北缘物质加入到地幔(Ding et al., 2003; 赵志丹等, 2003; 莫宣学等, 2006a; 丁林等, 2006; 孙晨光等, 2007; 2008)、

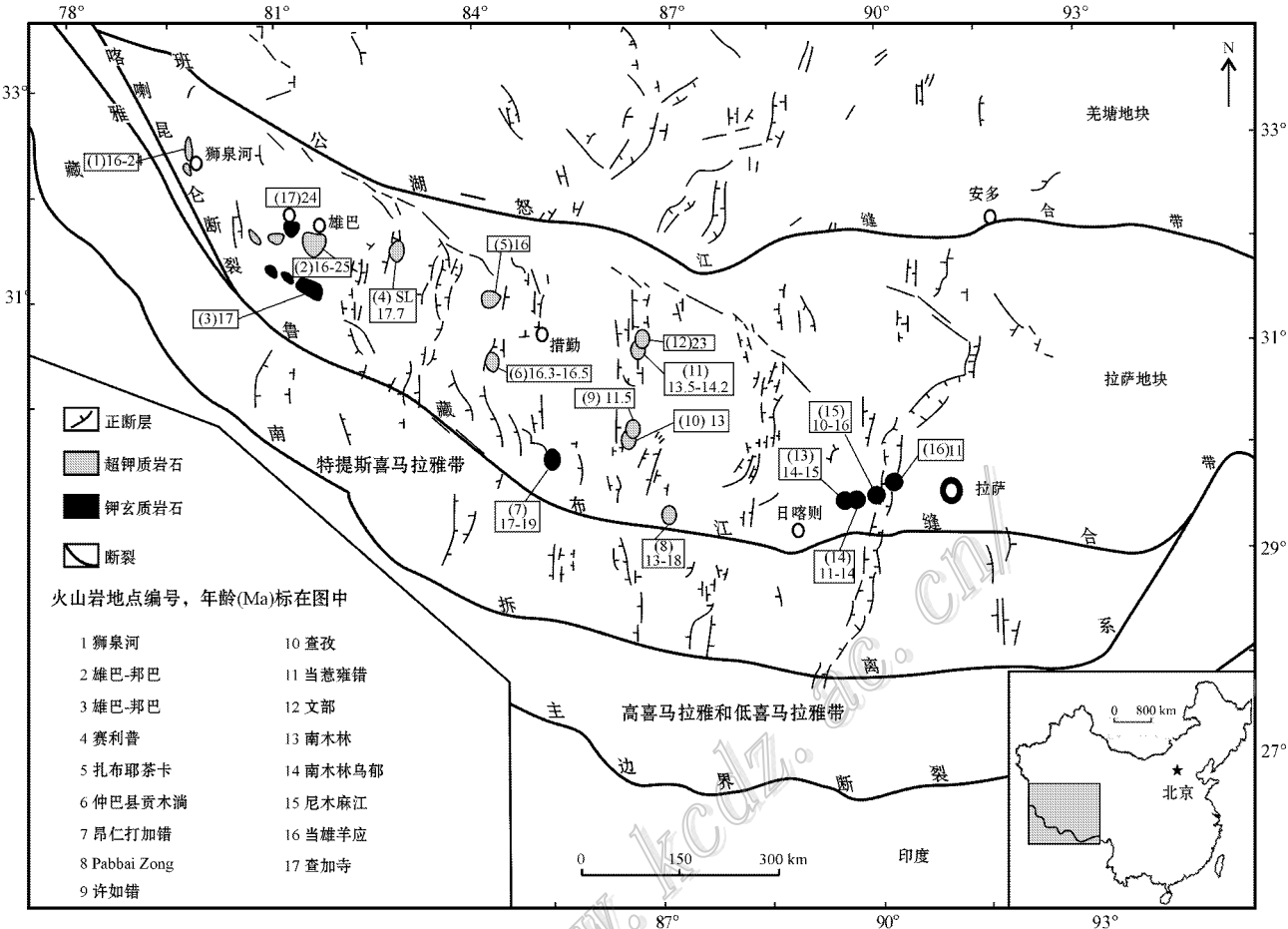


图 1 青藏高原拉萨地块后碰撞钾质和超钾质岩石分布图(据 Zhao et al., 2009 修改)

Fig. 1 Distribution of post-collisional potassic and ultrapotassic rocks in the Lhasa terrane, Tibetan Plateau (modified after Zhao et al., 2009)

部分熔融事件之前存在一个古老的孤立演化的大陆下部岩石圈交代地幔(Turner et al., 1993; 1996; Miller et al., 1999; Chung et al., 2005)。上述观点争议的焦点:是大洋沉积物还是印度地壳参与了超钾质岩的形成?由于超钾质岩石具有特殊的构造属性,其源区富集成因的解释关系到各种构造模式的建立和完善(孙晨光等,2008)。但各种解释均建立在全岩的元素和同位素地球化学基础上,只能反映源区的总体特征,而识别源区演化需要更为精确的工具。因此,开展新的同位素体系研究,以寻找是大洋沉积物还是印度地壳参与了钾质-超钾质火山岩的形成,阐明其源区特征及深部过程,查明其岩石成因进而揭示青藏高原岩石圈结构与演化等,都具有重要的理论意义。

锂同位素作为‘非传统稳定同位素’家族成员之一(Maureen et al., 2009),已成为同位素地球化学领域研究的前沿。锂具有诸多独特的地球化学特

性,使之示踪与流体有关的各种地质作用过程成为可能:① 锂易溶解于热液流体中(Chan et al., 1992; Brenan et al., 1998a; 1998b);② Li 有 2 种稳定同位素—— ${}^6\text{Li}$ 和 ${}^7\text{Li}$,同位素丰度分别为 7.52% 和 92.48%。两者的质量差非常大(达 16.7%),导致锂同位素具有非常强的分馏作用($\delta^7\text{Li}$ 值为 $-35\text{‰} \sim 50\text{‰}$; Tomascak, 2004; Tang et al., 2007a; 2010);③ ${}^6\text{Li}$ 偏向于保留在固相中,而 ${}^7\text{Li}$ 易于进入溶液中(Chan et al., 1992; Huh et al., 1998; 2001; Rudnick et al., 2004; Kisakürek et al., 2004; 2005);④ Li 为单价元素,不受氧化还原条件的影响;⑤ 锂同位素可作为一种有效的示踪手段(如板片流体、地壳物质循环等; Ishikawa et al., 1994; Chan et al., 1999; Kobayashi et al., 2004);⑥ 锂同位素对交代富集作用非常敏感(Magna et al., 2008; Marschall et al., 2009; Penniston-Dorland et al., 2010; Halama et al., 2011)。单纯微量元素模式几

乎不能说明流体来源,因为相似的地球化学特征可以解释为源区特征,也可解释为交代作用期间发生分离结晶作用的结果(Magna et al., 2008)。放射性同位素特征经常提供了一种不明确的解释(Magna et al., 2008)。氧同位素组成对少量壳源氧同位素流体/熔体的加入反应并不灵敏(Magna et al., 2008)。

以上这些特性使锂同位素体系成为一个良好的地球化学示踪工具,应用领域涵盖了从地表到地幔的流体与矿物之间的相互作用(Tang et al., 2007a),如用于示踪陆壳风化作用(Rudnick et al., 2004; Pogge von Strandmann et al., 2008; 2010; Vigier et al., 2009; Qiu et al., 2009; Wimpenny et al., 2010)、洋壳热液活动及蚀变(Vils et al., 2009; Scholz et al., 2009)、板块俯冲及壳幔物质循环(Tang et al., 2007b; Aulbach et al., 2008; 2009; Hamelin et al., 2009; Bell et al., 2009; Chan et al., 2009; Košler et al., 2009; Vlastélic et al., 2009; Janoušek et al., 2009; Kohút et al., 2009; Zhang et al., 2010; Magna et al., 2010)、地表水地球化学(Kloppmann et al., 2009; Millot et al., 2010; Liu et al., 2010)、卤水来源与演化(Bottomley et al., 1999; Chan et al., 2002a; 肖应凯等, 1993; 1994)等重要的地质过程。

锂同位素的重要特征之一是在高温的岩浆作用过程中不发生有意义的分馏(Tomascak et al., 1999b; Halama et al., 2007; 2008),分馏主要来自风化作用过程(Rudnick et al., 2004; Kisakürek et al., 2004)。因此,俯冲带岩浆作用的锂同位素组成能够对源区存在俯冲地壳组分,尤其是沉积物提供有效的约束,这对解决青藏高原超钾质火山岩岩石成因是一种有效的手段。

本文选择前人研究较多的西藏赛利普超钾质火山岩进行锂同位素示范研究,以反演碰撞后超钾质火山岩的岩浆起源演化及其深部过程,进而查明超钾质火山岩的岩石成因。

1 地质背景与样品特征

青藏高原是新特提斯洋闭合、印度-亚洲大陆碰撞及高原隆升的产物。新特提斯洋在青藏由 2 个分支构成。北部班公湖-怒江洋可能于晚三叠世开始打开,在侏罗纪达到最大规模,大致于早白垩世初期

(约 140 Ma)—早白垩世末期(约 100 Ma)关闭,完成拉萨地块与羌塘地块的碰撞拼合(莫宣学等, 2006b)。南部雅鲁藏布洋大致与班公湖-怒江洋同时打开,但闭合较晚,到白垩纪—古近纪之交(70~65 Ma 左右)印度大陆才开始与拉萨地块(即欧亚大陆南缘)碰撞对接(Yin et al., 2000; Mo et al., 2002; Wan et al., 2002; Ding et al., 2005; 莫宣学等, 2003; 2005),经历 20 Ma 时间,于 40 Ma 左右完成了两个大陆的碰撞,新特提斯洋完全消失,此后青藏高原进入后碰撞期(Mo et al., 2006; 莫宣学等, 2006a; 2007a; 2007b)。

拉萨地体自晚三叠世从印度板块分离以来(Yin et al., 2000),相继经历了侏罗纪岛弧造山、白垩纪陆缘弧叠加、古近纪碰撞造山及碰撞后地壳变形等构造事件,形成了现今厚达 70~80 km 的巨厚地壳和长达 1 500 km 的冈底斯岩浆带(侯增谦等, 2005)。在上述构造事件中,古近纪碰撞造山及碰撞后地壳变形等事件,与冈底斯带钾质-超钾质火山岩的形成关系密切,特别是以大规模逆冲推覆系统(30~24 Ma, Yin et al., 2000)、冈底斯岩基快速抬升剥露(21~18 Ma, Copeland et al., 1987; Harrison et al., 1992)、EW 向伸展(18 Ma, Williams et al., 2001)、SN 向裂谷(23~13.5 Ma, Blisniuk et al., 2001; Ding et al., 2003)等发育为特征的碰撞后地壳变形事件,直接诱发或控制冈底斯带钾质-超钾质火山岩的形成。

研究区位于拉萨地块西部仲巴县仁多乡与革吉县交界处的赛利普盆地,盆地呈 SN 向展布,水系发育,被大面积第四系沉积物覆盖。赛利普盆地还出露大面积林子宗火山岩、部分白垩系火山岩和花岗岩以及少量石炭系—侏罗系沉积岩(图 2)。赛利普组火山岩集中分布于赛利普盆地及其周边约 200 km² 范围内,以熔岩为主,主要岩石类型为气孔状和块状黑云母粗安岩,岩石新鲜。火山地层产状一般较平缓,最大厚度在 100 m 以上,最薄处仅 1~2 m,局部保存有火山颈相和复合火山锥的残余。

本文选择赛利普盆地的 3 个地点进行了系统采样。其中,第一个点(位置: N31°17'47.7", E82°58'32.3", H=4 870 m)采集 3 件样品,第二个点(位置: N31°15'31.6", E83°00'4.0", H=5 000 m)采集 2 件样品,第三个点(位置: N31°16'43.9", E82°56'22.5", H=4 870 m)采集 9 件样品,共采集岩石样品 14 件,均进行了详细的薄片镜下观察。样品主要为灰色块

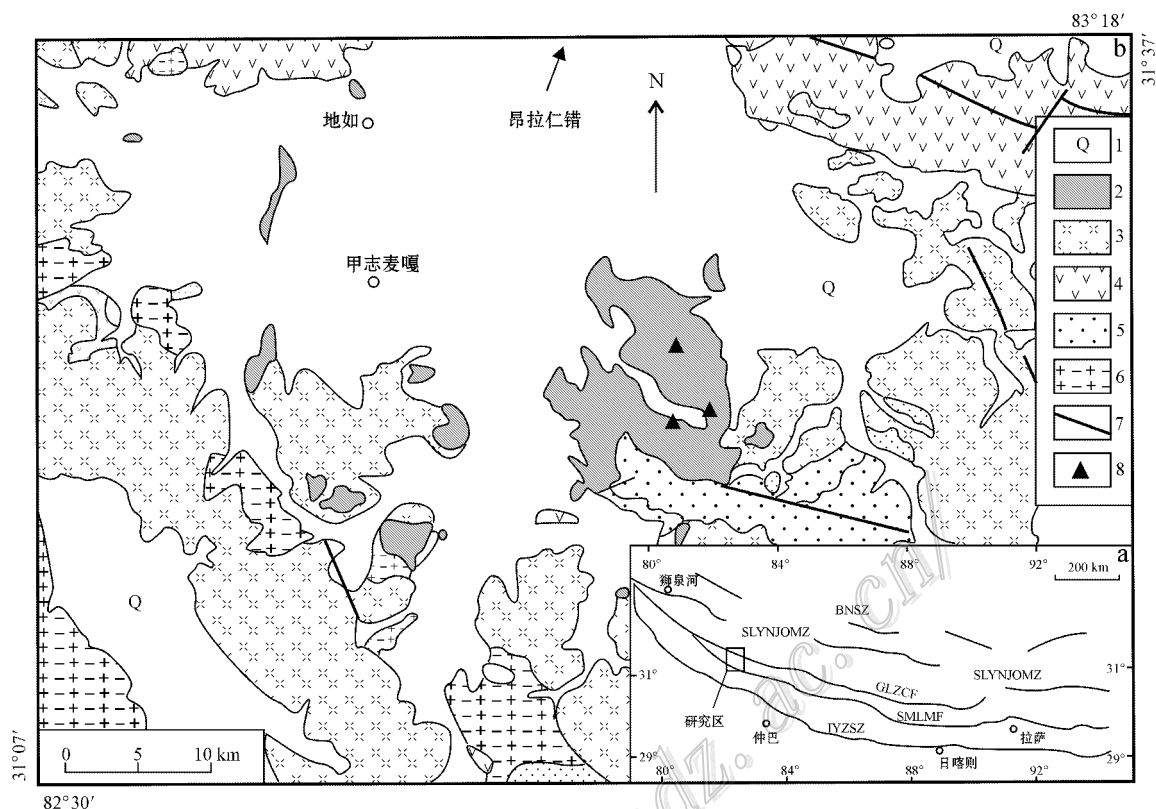


图 2 青藏高原拉萨地块构造简图(a)和拉萨地块西段赛利普火山岩地质简图(b)(据孙晨光等,2008 修改)

1—第四系沉积物;2—中新世赛利普组火山岩;3—古近纪林子宗群火山岩;4—下白垩统火山岩;5—石炭系—侏罗系沉积岩;6—白垩纪花岗岩;7—断层;8—采样位置;SLYNJOMZ:狮泉河-拉果错-永珠-纳木错-嘉黎蛇绿混杂岩带;GLZCF:噶尔-隆格爾-扎日南木错-措麦断裂带;SMLMF:沙莫勒-麦拉-洛巴堆-米拉山断裂带;IYZSZ:印度-雅鲁藏布缝合带;BNSZ:班公湖-怒江缝合带

Fig. 2 Geological sketch map of Lhasa block in Tibetan Plateau (a) and Sailipu volcanic rocks in western Lhasa block, Tibet (b) (modified after Sun et al., 2008)

1—Quaternary sediments;2—Miocene Sailipu volcanic rocks;3—Paleogene Linzizong volcanic rocks;4—Early Cretaceous volcanic rocks;5—C-J sedimentary rock;6—Cretaceous granites;7—Fault;8—Sample locations;SLYNJOMZ:Shiquan River-Laguo Co-Yongzhu-Namu Co-Jiali Ophiolitic Melange Zone;GLZCF:Gar-Lunggar-Zhari Namu Co-Comai Fault;SMLMF:Shamolei-Maila-Luobadui-Milashan Fault;IYZSZ:Indus-Yarlung Zangbo Suture Zone;BNSZ:Bangong-Nujiang Suture Zone

状、气孔状粗面安山岩。火山岩多具斑状或玻基斑状结构,气孔或块状构造,斑晶含量 9%~28%,粒径 0.1~1 mm,主要成分为黑云母、普通辉石、顽火辉石、橄榄石。黑云母呈片状或不规则状,粒径 0.2~2.0 mm,具浅黄-红褐色多色性,具特征的铁质暗化边,含量为 8%~12%;普通辉石,无色,半自形-自形,粒径 0.3~2.0 mm,辉石式解理,二级蓝绿干涉色,含量为 1%~14%;顽火辉石,无色,半自形-自形,粒径 0.2~2.0 mm,辉石式解理,一级灰白干涉色,平行消光,正延性,含量为 1%~6%;橄榄石呈半自形,粒径 0.1~1.5 mm,无解理,有裂纹,二级干涉色,平行消光,大部分橄榄石已伊丁石化,含量为 2%~18%。基质含量 72%~91%,交织、玻璃质-隐晶质、微晶-隐晶、玻璃质、间粒间隐结构,主要成分为斜长石、普通辉石、单斜辉石、金云母、橄榄石、磁铁

矿、隐晶质、火山玻璃。斜长石为板状、板条状、不规则粒状、针状,宽 0.01~0.04 mm,长 0.03~0.2 mm,一级灰白干涉色,可见聚片双晶,为中长石,略有定向分布,含量为 32%~72%;普通辉石,无色,半自形粒状、柱状、他形粒状,粒径 0.01~0.05 mm,斜消光,二级蓝绿干涉色,含量为 14%~30%;单斜辉石呈针状、柱状,长 0.05~0.1 mm,宽 0.01 mm,正中-高突起,含量为 5%~18%;金云母为片状,粒径 0.01~0.05 mm,具黄-黄褐色弱多色性,含量为 3%~5%;橄榄石为他形粒状,粒径 0.05~0.1 mm,特征与斑晶相同,含量为 3%~5%;磁铁矿呈他形粒状,粒径 0.005 mm,黑色不透明,含量为 1%~2%;隐晶质粒径<0.002 mm,分布在斜长石间,含量为 8%~65%;火山玻璃为灰色、浅黄褐色,正交偏光下全消光,部分玻璃已脱玻化,形成极细的隐晶质,含

量为 23%~69%。

2 分析方法

2.1 主量元素、微量元素和稀土元素分析

超钾质火山岩的主量元素,由国家地质实验测试中心用 X 光荧光光谱法(XRF)测定;微量元素和稀土元素含量,由国家地质实验测试中心用等离子体质谱法(ICP-MS)测定。分析过程中,以国际标准样品 AMH-1(安山岩)为标样,分析误差小于 5%。后者具体操作步骤如下:称取 200 目 50 mg 样品置于带不锈钢外套的密封样装置中,加入 1 ml HF,在电热板上蒸干去掉大部分的 SiO_2 ,再加入 1 ml HF 和 0.5 ml HNO_3 ,盖上盖子,在烘箱中于 200℃ 分解 12 h 以上,取出冷却后,于电热板上低温蒸至近干,加入 1 ml HNO_3 再蒸干,重复一次。最后加入 2 ml HNO_3 和 5 ml H_2O ,重新盖上盖子,于 130℃ 溶解残渣 3 h,取出冷却后加入 500 ng Rh 内标溶液,转移至 50 ml 离心管中,进行 ICP-MS 测定。主量、微量和稀土元素分析结果见表 1。

2.2 Pb-Sr-Nd 同位素分析

样品经 HF + HNO_3 或 HCl + HNO_3 溶解后,用 0.2 mL 1 mol/L HBr 浸取,然后通过 AG1-X8 阴离子交换树脂,分别用 5 * 1 mL 1 mol/L HBr 和 1 * 0.5 mL 2 mol/L HCl 淋洗,淋洗液经 1 * 1 mL 6 mol/L HCl 和 1 * 0.5 mL 6 mol/L HCl 解吸后实量蒸干,上质谱分析;实验全流程空白 Pb 含量少于 1 ng。标样 NBS-981 长期测定的统计结果为: $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.16736 \pm 0.00066$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.91488 \pm 0.00028$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9386 \pm 0.0131$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4968 \pm 0.0107$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7119 \pm 0.0331 (\pm 2\sigma)$ 。铅同位素比值在中国地质科学院地质研究所的多接收器等离子体质谱仪(MC-ICPMS)上测定,所用仪器为英国 Nu Plasma HR,质量分馏以 Ti 同位素外标校正,样品中 Ti 的加入量约为铅含量的 1/2(何学贤等,2005)。

Sr、Nd 同位素分析流程相似。首先称取 50 mg 样品,在加入适量 Rb-Sr、Sm-Nd 稀释剂后,加入 HF 和 HClO_4 ,拧紧 TEFLON 溶样罐,在电热板上调温至 150℃ 加热,样品蒸干后加入 1 ml 6 mol/L HCl,再次蒸干,再加入 1 ml 2.5 mol/L HCl 放置过夜,将样品溶液移至离心管中,5 000 转/分钟条件下离心。选用 AGW50 * 12(H)(100~200 目)阳离子交换柱

将 Rb、Sr 和 REE 分离,将接收的 Rb、Sr 和 REE 分别蒸干。用 200 μl 0.1 mol/L HCl 再次溶解 REE,将其转移到萃淋树脂离子交换柱上进行 Sm-Nd 分离。Sr、Nd 同位素分析由中国地质科学院地质研究所完成。其中,Rb-Sr 含量和 Sm-Nd 含量均使用 MAT262 固体同位素质谱计进行测试,而 Sr 同位素和 Nd 同位素分别采用 MAT262 固体同位素质谱计和 Nu Plasma HR MC-ICP-MS(DSN-100 膜去溶)。分析全流程空白 $\text{Rb} = 50 \times 10^{-11} \text{ g/g}$, $\text{Sr} = 50 \times 10^{-11} \text{ g/g}$, $\text{Sm} = 7 \times 10^{-11} \text{ g/g}$, $\text{Nd} = 8 \times 10^{-11} \text{ g/g}$ 。标样 NBS-987 SrCO_3 的分析结果 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710252 \pm 12 (\pm 2\sigma)$,标样 JMC Nd_2O_3 的分析结果 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511128 \pm 10 (\pm 2\sigma)$ 。Sr 同位素质量分馏采用 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ 校正,Nd 同位素质量分馏采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 校正。 Rb/Sr 和 Sm/Nd 分析误差均优于 0.1%。有关 Nd 同位素详细分析方法参见何学贤等(2007)。

Pb-Sr-Nd 同位素分析结果亦见表 1。

2.3 锂同位素分析

锂同位素分析详细实验流程和质谱测试参见苏媛娜等(2011)、田世洪等(2011)、胡文洁(2012)和 Tian 等(2012)。锂同位素化学前处理和 MC-ICP-MS 质谱分析测试在国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成。首先称取 30~40 mg 超钾质火山岩 200 目样品,加入 HNO_3 :HF = 1 :6 于 PFA 敞口溶样瓶中,然后置于超声波中震荡 10 min,转移至加热板于 100~120℃ 条件下加热 24 h 直到蒸至小米粒大小,加入一定量的浓 HNO_3 ,转移至加热板于 100~120℃ 条件下加热 24 h(一般加浓 HNO_3 2~4 次),加入 3 mL 浓 HCl 并加热 24 h 蒸干,加入适量的 4 mol/L HCl 备用。经过上述化学前处理的样品,使用 3 根阳离子交换树脂(AG 50W-X8)进行化学分离和提纯,然后使用 MC-ICP-MS 仪器测试 $\delta^7\text{Li}$ 值,而锂含量使用国家地质实验测试中心等离子体质谱仪器(ICP-MS)测定。该实验方法于 2010 年建成,2011 年进一步完善,3 件国际标样 BHVO-2、AGV-2 和 IRMM-016 的 $\delta^7\text{Li}$ 值分别为 $+4.33\text{‰} \pm 0.76\text{‰} (2\sigma, n = 18)$ 、 $+5.68\text{‰} \pm 1.04\text{‰} (2\sigma, n = 18)$ 和 $-0.01\text{‰} \pm 0.72\text{‰} (2\sigma, n = 15)$ (Tian et al., 2012),与前人分析结果吻合,分析精度与国际同类实验室水平相当(Chan et al., 2002a; Zack et al., 2003; Jeffcoate et al., 2004; Magna et al., 2004; Marschall et al., 2007; Qiu et al., 2009)。 $\delta^7\text{Li}$ 分析

表 1 拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩主量元素、微量元素、稀土元素和 Pb-Sr-Nd-Li 同位素分析结果

Table 1 Major elements, trace elements, REE and Pb-Sr-Nd-Li isotopic compositions of Sailipu ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibet

	GJ10-8-1-1	GJ10-8-2	GJ10-8-3	GJ10-9-1	GJ10-9-2	GJ10-10-1-1	GJ10-10-1-2	GJ10-10-2	GJ10-10-3-1	GJ10-10-3-2	GJ10-10-4	GJ10-10-5	GJ10-10-6	GJ10-10-7
主量元素 $w(B)/\%$														
SiO ₂	58.56	58.06	57.94	53.45	53.87	55.94	56.17	56.49	55.71	56.57	56.89	56.64	56.82	56.69
TiO ₂	1.37	1.39	1.42	1.54	1.54	1.43	1.44	1.40	1.46	1.40	1.37	1.40	1.40	1.41
Al ₂ O ₃	13.85	13.83	14.12	11.92	12.01	12.27	12.76	11.82	12.01	11.88	12.22	12.05	12.19	12.09
TF _{e2} O ₃	5.00	5.19	5.28	6.28	6.27	6.20	6.23	5.92	5.91	5.94	6.06	6.02	6.02	6.06
MnO	0.08	0.09	0.09	0.11	0.11	0.09	0.10	0.11	0.10	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11
MgO	5.12	5.32	5.28	8.55	8.60	7.13	6.46	8.58	8.34	8.58	8.37	8.80	8.83	8.95
CaO	4.84	5.03	4.90	5.69	5.68	5.15	5.07	4.88	5.12	4.91	5.01	4.99	5.01	5.04
Na ₂ O	2.54	2.59	2.62	1.96	1.98	1.82	1.90	1.78	1.84	1.77	1.89	1.84	1.94	1.96
K ₂ O	5.76	5.64	5.66	7.15	7.19	6.36	6.17	6.20	6.63	6.23	5.76	6.02	5.92	5.91
P ₂ O ₅	0.74	0.76	0.77	1.13	1.12	0.91	0.86	0.86	0.94	0.87	0.81	0.85	0.85	0.84
LOI	1.52	1.65	1.01	0.29	0.27	1.92	2.51	0.89	1.13	1.16	0.63	0.43	0.17	0.25
Total	99.38	99.55	99.09	98.07	98.64	99.22	99.67	98.93	99.19	99.43	99.13	99.15	99.26	99.31
K ₂ O/Na ₂ O	2.27	2.18	2.16	3.65	3.63	3.49	3.25	3.48	3.60	3.52	3.05	3.27	3.05	3.02
Mg [#]	64.60	64.63	64.06	70.82	70.97	67.21	64.89	72.09	71.55	72.03	71.11	72.27	72.33	72.47
A/CNK	0.72	0.71	0.73	0.56	0.56	0.64	0.67	0.64	0.61	0.64	0.66	0.65	0.65	0.64
A/NK	1.33	1.33	1.35	1.09	1.09	1.24	1.30	1.22	1.17	1.23	1.31	1.26	1.27	1.25
微量元素 $w(B)/10^{-6}$														
Li	18.1	20.9	22.9	15.1	15.3	12.9	11.2	13.8	12.6	13.1	12.6	13.1	14.9	14.9
Be	11.8	12.5	11.8	13.4	12.4	12.1	12.1	12.6	12.7	12.2	10.4	11.1	10.8	11.7
Sc	18.5	20.0	21.6	25.9	26.1	23.8	21.8	23.2	21.1	21.3	20.0	20.4	22.0	23.7
V	114	122	127	153	153	129	128	136	127	131	126	129	128	136
Cr	245	285	294	480	496	504	482	538	489	521	469	482	479	518
Co	24.0	27.2	27.4	37.7	39.1	34.5	34.6	37.4	34.0	36.6	35.6	33.3	34.9	37.4
Ni	127	140	145	202	204	279	259	290	245	287	310	241	253	279
Cu	32.8	28.5	28.0	32.1	29.8	43.1	44.0	42.0	33.9	39.8	47.2	38.1	33.2	48.2
Zn	94.6	98.0	103	98.5	96.3	86.7	90.7	93.9	86.0	86.5	85.0	86.3	86.8	94.1
Ga	25.7	27.7	28.9	26.6	26.9	24.8	25.5	25.0	24.7	24.8	22.6	23.7	23.4	25.3
Ge	2.51	2.62	2.99	3.42	3.21	3.05	3.02	3.04	2.70	2.72	2.68	2.58	2.68	2.76
Rb	568	567	540	590	583	648	641	689	691	691	600	629	622	634
Sr	947	1015	1063	1306	1304	972	940	970	1000	958	905	966	939	965
Zr	540	597	623	719	730	652	627	666	668	657	590	625	600	609
Nb	25.1	26.6	28.3	37.2	38.0	31.1	31.0	31.5	31.4	31.3	28.4	30.1	29.5	29.7
Cs	27.5	22.3	16.0	104	58.4	21.5	27.8	34.7	31.8	32.0	29.7	32.4	32.2	33.7
Ba	2571	2756	2915	4294	4287	2556	2416	2610	2583	2604	2244	2334	2327	2466
Hf	13.7	14.4	14.7	19.0	18.5	16.5	15.5	16.4	16.8	16.4	14.4	15.6	15.1	15.4
Ta	1.43	1.46	1.47	2.09	2.03	1.72	1.72	1.73	1.75	1.68	1.54	1.77	1.69	1.62
Pb	66.1	64.6	66.4	86.9	86.2	44.8	51.1	53.4	60.8	55.6	50.3	54.3	55.4	53.9
Th	158	167	172	216	213	182	169	183	191	183	157	169	165	166
U	20.8	21.1	21.2	26.8	26.8	23.5	23.0	24.5	25.6	24.5	21.5	22.9	22.2	22.7
Zr/Hf	39.4	41.5	42.4	37.8	39.5	39.5	40.5	40.6	39.8	40.1	41	40.1	39.7	39.5

续表 1
Continued Table 1

稀土元素 $w(B)/10^{-6}$	GJ10-8-1-1	GJ10-8-2	GJ10-8-3	GJ10-9-1	GJ10-9-2	GJ10-10-1-1	GJ10-10-1-2	GJ10-10-2	GJ10-10-3-1	GJ10-10-3-2	GJ10-10-4	GJ10-10-5	GJ10-10-6	GJ10-10-7
La	132	136	141	154	151	118	113	114	120	113	98.8	104	105	107
Ce	330	356	363	422	401	321	301	312	332	307	274	290	278	287
Pr	42.5	45.5	46.6	55.4	53.0	43.5	40.6	42.8	44.6	41.9	36.3	38.5	38.4	39.4
Nd	181	192	200	239	229	194	185	189	195	186	162	172	173	178
Sm	32.5	34.6	34.7	45.5	43.9	35.5	34.3	34.9	36.6	34.7	30.1	31.6	32.1	33.5
Eu	5.32	5.59	5.61	7.19	6.73	5.38	5.13	5.09	5.46	5.36	4.63	4.76	4.77	4.89
Gd	15.3	16.2	17.3	23.4	22.8	16.7	16.1	16.2	16.6	15.7	14.1	14.3	14.1	15.0
Tb	1.86	1.95	2.09	2.80	2.82	2.05	2.04	2.02	2.04	2.01	1.77	1.87	1.87	1.86
Dy	6.06	6.56	6.79	9.52	9.63	7.33	7.50	7.24	7.03	7.14	6.62	6.88	6.67	6.64
Ho	0.97	1.03	1.02	1.53	1.41	1.13	1.27	1.14	1.11	1.08	1.04	1.10	1.11	1.05
Er	2.72	2.92	2.97	4.06	3.90	3.25	3.73	3.36	3.09	3.17	2.96	3.07	3.17	3.15
Tm	0.29	0.29	0.30	0.40	0.39	0.35	0.37	0.36	0.32	0.34	0.33	0.31	0.33	0.32
Yb	1.57	1.68	1.81	2.34	2.28	2.11	2.40	2.30	1.92	2.10	2.10	2.09	2.09	2.11
Lu	0.25	0.28	0.29	0.34	0.36	0.30	0.35	0.35	0.29	0.31	0.31	0.31	0.33	0.31
Y	26.8	28.6	30.3	41.1	40.1	33.2	37.2	34.0	31.5	33.2	30.2	32.0	30.6	31.6
ΣREE	752.34	800.6	823.48	967.48	928.22	750.60	712.79	730.76	766.06	719.81	635.06	670.79	660.94	680.23
LREE	723.32	769.69	790.91	923.09	884.63	717.38	679.03	697.79	733.66	687.96	605.83	640.86	631.27	649.79
HREE	29.02	30.91	32.57	44.39	43.59	33.22	33.76	32.97	32.40	31.85	29.23	29.93	29.67	30.44
LREE/HREE	24.92	24.90	24.28	20.79	20.29	21.59	20.11	21.16	22.64	21.60	20.73	21.41	21.28	21.35
(La/Yb) _N	60.31	58.07	55.88	47.21	47.51	40.11	33.77	35.55	44.83	38.60	33.75	35.69	36.04	36.37
La/Sm	4.06	3.93	4.06	3.38	3.44	3.32	3.29	3.27	3.28	3.26	3.28	3.29	3.27	3.19
La/Yb	84.08	80.95	77.90	65.81	66.23	55.92	47.08	49.57	62.50	53.81	47.05	49.76	50.24	50.71
δEu	0.64	0.63	0.62	0.60	0.58	0.59	0.59	0.57	0.59	0.61	0.60	0.60	0.59	0.58
Pb-Sr-Nd-Li 同位素														
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.6753	18.6759	18.6752	18.7211	18.7232	18.7387	18.7131	18.7149	18.7089	18.7111	18.7042	18.7007	18.7042	18.7022
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.7463	15.7484	15.7480	15.7530	15.7545	15.7569	15.7498	15.7525	15.7496	15.7527	15.7523	15.7505	15.7536	15.7521
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39.7413	39.7560	39.7542	39.8704	39.8742	39.8651	39.7854	39.8034	39.7853	39.7934	39.7640	39.7643	39.7739	39.7684
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	2.2250	2.2120	1.9970	1.7780	1.8710	2.7740	2.8130	2.9360	2.5870	2.8840	2.3170	2.6830	2.7020	2.6670
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.718596	0.718920	0.718885	0.721434	0.721428	0.719614	0.719082	0.719860	0.719471	0.719909	0.718974	0.719076	0.719073	0.719036
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.718037	0.718364	0.718383	0.720987	0.720958	0.718917	0.718375	0.719122	0.718821	0.719184	0.718392	0.718402	0.718394	0.718366
ε _{Nd} (T)	192.4	197.1	197.4	234.3	233.9	204.9	197.2	207.9	203.6	208.7	197.5	197.6	197.5	197.1
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1087	0.1098	0.1092	0.1145	0.1151	0.1124	0.1138	0.1129	0.1131	0.1130	0.1129	0.1146	0.1138	0.1136
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.511923	0.511908	0.511916	0.511905	0.511895	0.511887	0.511897	0.511906	0.511901	0.511898	0.511904	0.511905	0.511901	0.511924
ε _{Nd} (T)	-13.7	-14.0	-13.9	-14.1	-14.3	-14.5	-14.3	-14.1	-14.2	-14.2	-14.1	-14.1	-14.2	-13.7
T _{DM} (Ga)	1.78	1.82	1.80	1.91	1.94	1.90	1.91	1.88	1.89	1.89	1.88	1.91	1.90	1.87
δ ⁷ Li/‰	0.7	-0.3	-0.2	-0.8	-0.1	-0.6	3.5(3.1-3.8)	-0.2	0.0	-0.1	0.6	1.3	0.7	-1.2

注: TFeO=FeO+0.8998×Fe₂O₃; Mg[#]=100×Mg/(Mg+Fe^T); Λ/CNK=Λ₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O); Λ/NK=Λ₂O₃/(Na₂O+K₂O); ε_{Nd}(T)和 ε_{Nd}(T)使用 T=17.7 Ma(孙晨光等,2008)计算。

结果见表 1。

3 分析结果

3.1 主量元素与岩石定名

赛利普火山岩样品具有中性 $w(\text{SiO}_2)$ (53.45% ~ 58.56%), 全碱 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 为 7.65% ~ 9.17%, 在 TAS 图解中全部落入碱性系列的粗面安山岩区域(图 3a)。在 SiO_2 - K_2O 图解中,粗面岩位于钾玄岩系列区域(图 3b)。高 $w(\text{K}_2\text{O})$ (5.64% ~

7.19%)和 $w(\text{Na}_2\text{O})$ (1.77% ~ 2.62%), 高 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比 (2.16 ~ 3.65), 高 $w(\text{MgO})$ (5.12% ~ 8.95%)和高 $\text{Mg}^\#$ (64.06~72.47), 在 K_2O - Na_2O 图解中,所有样品都属于 Foley 等(1987)定义的超钾质岩石(图 3c)。 Al_2O_3 饱和度($A/\text{CNK}=0.56\sim0.73$, $A/\text{NK}=1.09\sim1.35$)显示为准铝质(图 3d)。在主量元素与 SiO_2 的 Harker 图解中(图 4),赛利普粗安岩中 Al_2O_3 与 SiO_2 呈明显的正相关关系, TiO_2 、 CaO 、 MgO 与 SiO_2 呈明显的负相关关系,而 Na_2O 、 K_2O 与 SiO_2 无明显的相关关系。

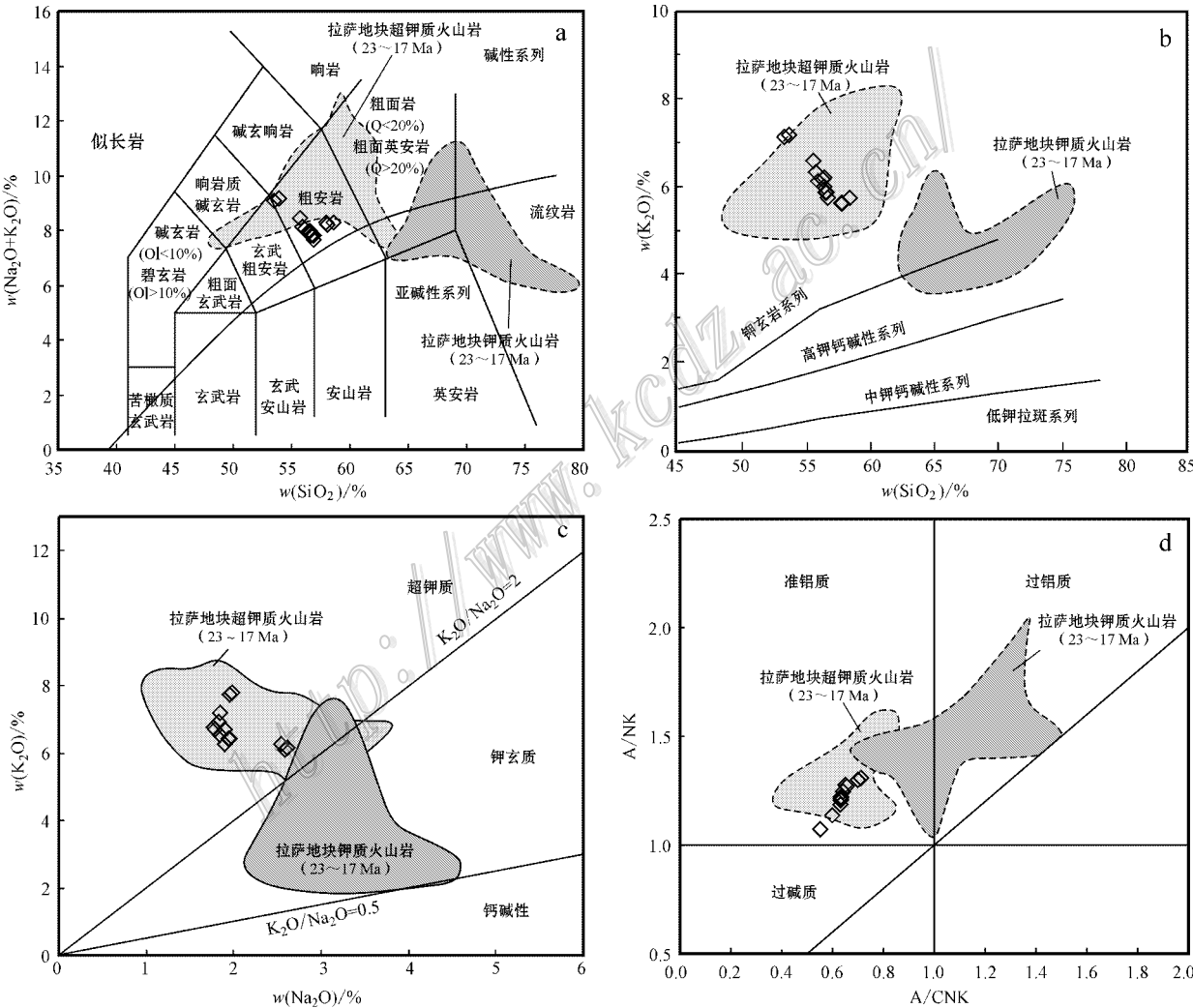


图 3 拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩分类图解

a. TAS 分类图解(据 Le Maitre, 2002 碱性及亚碱性系列的岩石区域界线据 Irvine et al., 1971); b. K_2O - SiO_2 分类图解(据 Rickwood, 1989); c. K_2O - Na_2O 分类图解; d. A/NK - A/CNK 分类图解(拉萨地块钾质-超钾质火山岩底图据刘栋等, 2011)

Fig. 3 Diagram of Sailipu ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibet

a. TAS diagram (after Le Maitre, 2002 ;Boundary of region of alkaline and subalkaline series rocks after Irvine et al., 1971); b. K_2O - SiO_2 diagram (after Rickwood, 1989); c. K_2O - Na_2O diagram; d. A/NK - A/CNK diagram (base maps of potassic and ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibetan Plateau after Liu et al., 2011)

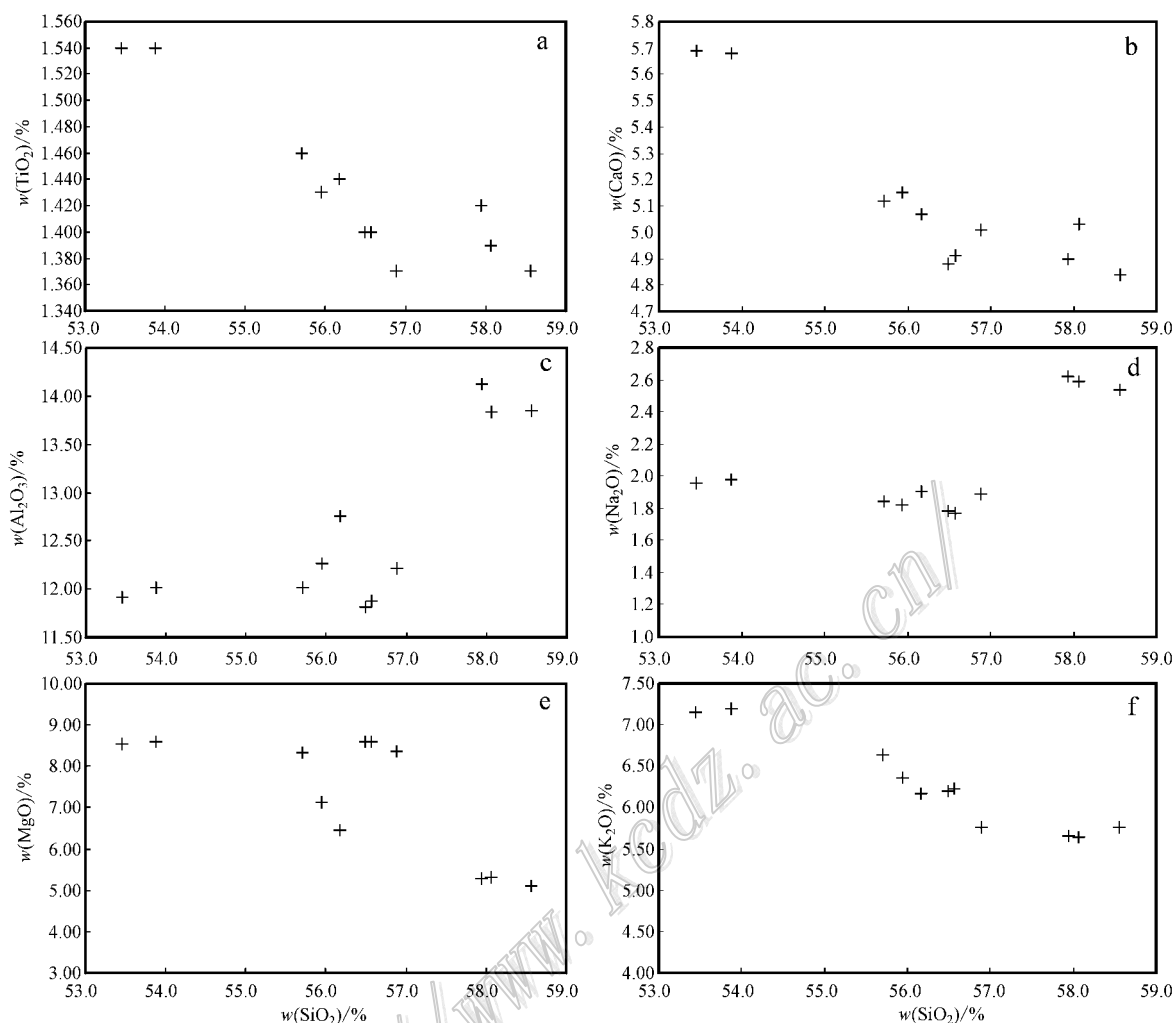


图 4 拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩主量元素 Harker 图解

Fig. 4 Harker variation diagrams of major elements for Sailipu ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibet

3.2 稀土元素和微量元素

在球粒陨石标准化配分型式图解(图 5a)中,赛利普超钾质粗安岩轻稀土元素(LREE)明显富集,重稀土元素(HREE)相对亏损,轻稀土元素和重稀土元素强烈分异 $[(La/Yb)_N = 33.75 \sim 60.31]$,HREE 分异不明显, Eu 具弱负异常 $(\delta Eu = 0.57 \sim 0.64)$,总体为平滑的右倾型。 ΣREE 为 $635.06 \times 10^{-6} \sim 967.48 \times 10^{-6}$, $LREE/HREE = 20.11 \sim 24.92$ 。赛利普超钾质粗安岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式图与拉萨地块超钾质火山岩相类似(Zhao et al., 2009 孙晨光等, 2007 2008 汪保弟等, 2008 刘栋等, 2011)。

在原始地幔标准化图解(图 5b)中,赛利普超钾质粗安岩显示强烈富集 K、Rb、Ba 和 Th、U、Pb 等大离子亲石元素(LILE),相对亏损高场强元素(HFSE),尤其是 Ti、Nb、Ta 和 P 出现明显的负异

常, Sr 具负异常,具有岛弧岩浆的特征(Arnaud et al., 1992)。此外,赛利普粗安岩相容元素 $w(Cr)$ 、 $w(Ni)$ 分别为 $245 \times 10^{-6} \sim 538 \times 10^{-6}$ 、 $127 \times 10^{-6} \sim 310 \times 10^{-6}$,与拉萨地块其他地区的超钾质火山岩相似(Zhao et al., 2009 孙晨光等, 2007 2008 汪保弟等, 2008 刘栋等, 2011),指示其具有原始岩浆的特征。

3.3 Pb-Sr-Nd 同位素

在 Pb-Sr-Nd 同位素图解(图 6 和图 7)中,赛利普超钾质粗安岩显示富集放射性成因的 Pb、Sr、Nd 同位素组成($^{206}Pb/^{204}Pb = 18.6752 \sim 18.7387$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.7463 \sim 15.7569$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 39.7413 \sim 39.8742$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.718596 \sim 0.721434$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511887 \sim 0.511924$),较低的 ϵ_{Nd} 值 $(-14.5 \sim -13.7)$ 和古老的 Nd 模式年龄($T_{DM} = 1.78 \sim 1.94$ Ga),这些地球化学特征与拉萨地块超钾质岩

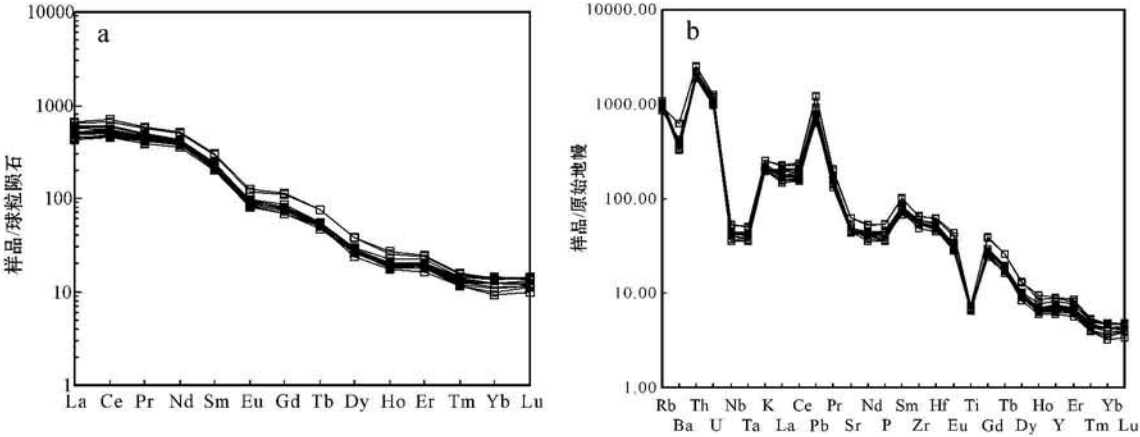


图 5 拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)
(球粒陨石及原始地幔据 Sun et al., 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b) for Sailipu ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibet (chondrite and primitive mantle values after Sun et al., 1989)

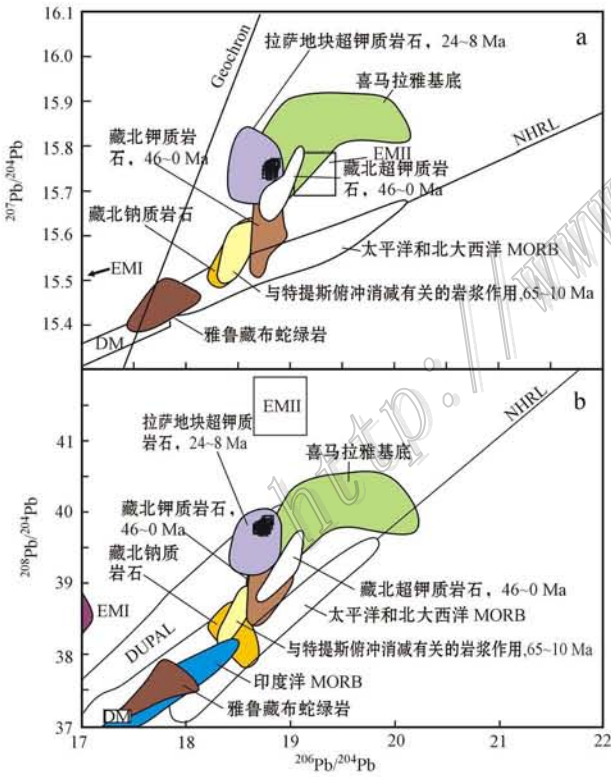


图 6 拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩 Pb 同位素图解
(底图据 Zhao et al., 2009)

Fig. 6 Pb isotopic diagram of Sailipu ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibet (base maps after Zhao et al., 2009)

石特征一致,揭示出超钾质岩石的富集特征源于 EMII 型富集地幔源区(Zhao et al., 2009)。

3.4 Li 同位素

14 件赛利普超钾质火山岩的锂含量和同位素组成见表 1 和图 8。其 $w(\text{Li})$ 为 $11.2 \times 10^{-6} \sim 22.9 \times 10^{-6}$, 同位素组成 $\delta^7\text{Li}$ 为 $-1.2\text{‰} \sim +3.5\text{‰}$, 平均值为 0.2‰ , 与平均上地壳的相当(Teng et al., 2004)。

4 讨论

上述元素和同位素地球化学特征表明,赛利普超钾质火山岩有较低的 $w(\text{SiO}_2)$, 高 $\text{Mg}^\#$, 高 Cr、高 Ni, 指示其具有原始岩浆的特征。同时,赛利普超钾质火山岩显示强烈富集 K、Rb、Ba 和 Th、U、Pb 等大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素, 相对亏损高场强元素(HFSE), 强烈富集 Sr-Pb 同位素以及较低的 ϵ_{Nd} 值, 说明其源区是经过强烈交代的富集地幔源区, 源区有着与俯冲相关的壳源物质存在。高 $w(\text{K}_2\text{O})$ 指示地幔交代矿物为金云母或非闪石等高钾矿物(丁林等, 2006)。在主量元素的 Harker 图解(图 4)中, 赛利普超钾质火山岩中 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{CaO})$ 、 $w(\text{MgO})$ 与 $w(\text{SiO}_2)$ 呈明显的负相关关系, 表明在岩浆演化的初期, 可能有橄榄石、单斜辉石和钛铁矿等矿物的结晶分异(孙晨光等, 2008; 王

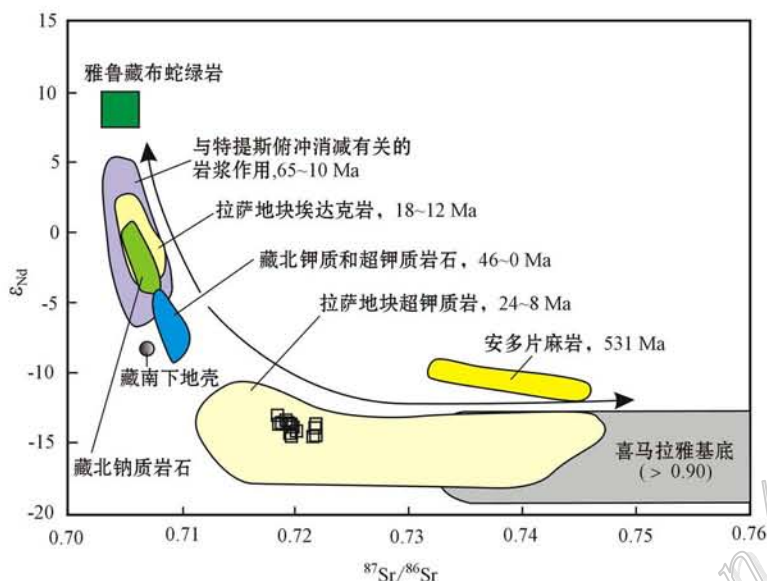


图 7 拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩 Sr-Nd 同位素图解(底图据 Zhao et al., 2009)

Fig. 7 Sr-Nd isotopic diagram of Sailipu ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibet (base maps after Zhao et al., 2009)

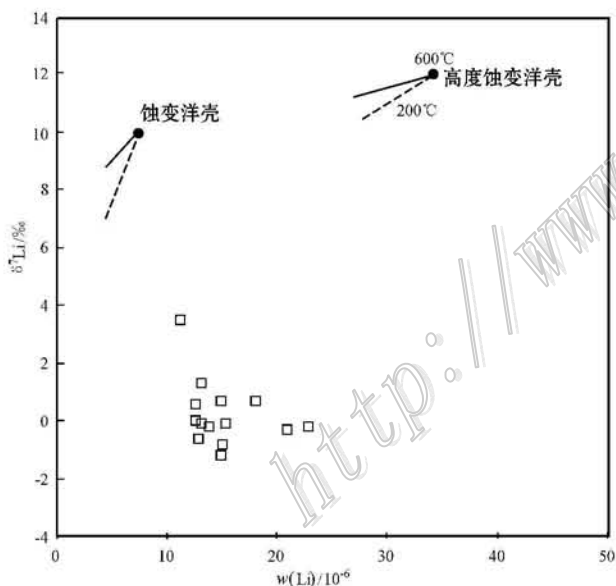


图 8 拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩 $\delta^7\text{Li}$ -Li 关系图解

Fig. 8 Plot of $\delta^7\text{Li}$ versus Li for Sailipu ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibet

保弟等, 2011)。同时, 在 La-La/Sm 和 La-La/Yb 图解(图 9)中, 赛利普超钾质火山岩主要是通过部分熔融形成的。

综上所述, 笔者认为赛利普超钾质火山岩直接起源于富集地幔, 属于源区富集, 而不是在岩浆上升

过程中混染导致的富集。

4.1 超钾质火山岩锂同位素分馏

前人对岩浆结晶过程中的锂同位素分馏进行了大量研究, 结果显示在地幔熔融和玄武质熔体的分离结晶过程中(Tomascak et al., 1999b; Schuessler et al., 2009)或者岩浆碳酸岩结晶过程中锂同位素分馏不明显(Halama et al., 2007)。根据 Teng 等(2009)研究结果, 如果 $\delta^7\text{Li}$ 与 Li(图 8)、 SiO_2 (图 10a)、 Fe_2O_3 (图 10b)、Rb(图 10c)和 Ga(图 10d)等成分之间一定的相关性, 则表明存在 Li 同位素的分馏作用, 但是本文的数据表明, 不存在这种变化趋势。因此, 赛利普超钾质火山岩在结晶分异过程中没有发生明显的锂同位素分馏。锂同位素组成反映了其形成时的源区特征, 未受到岩浆结晶分异作用和蚀变作用的影响。

此外, Halama 等(2008)研究表明, 富 Li 碱性碳酸岩 $\delta^7\text{Li}$ 变化 2‰, 将需要大约 80% 地壳物质混染, 这与该岩石的主量元素组成不一致。赛利普超钾质火山岩具有高 $\text{Mg}^\#$ 、高 Cr 和 Ni 特征, 指示其来源于地幔。因此, 赛利普超钾质火山岩的锂同位素组成未受到地壳物质混染。

4.2 超钾质火山岩锂同位素组成

拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩的锂同位素组成变化范围达 4.7‰, 并且与 Pb(图 11a)、Sr(图 11b)和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (图 11c), 以及与岩浆结晶分异参数 Li

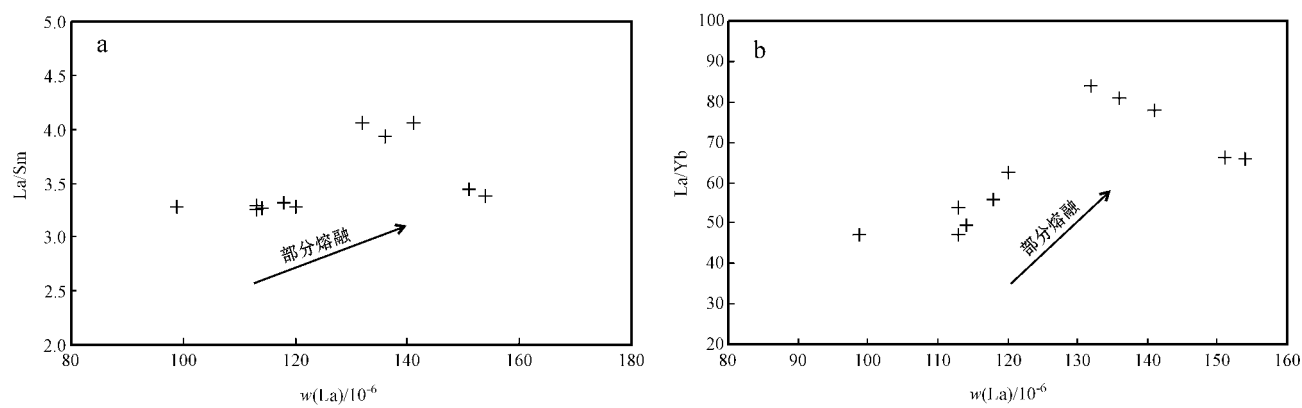


图 9 拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩 La-Lu/Sm 和 La-Lu/Yb 图解

Fig. 9 La-Lu/Sm and La-Lu/Yb diagrams of Sailipu ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibet

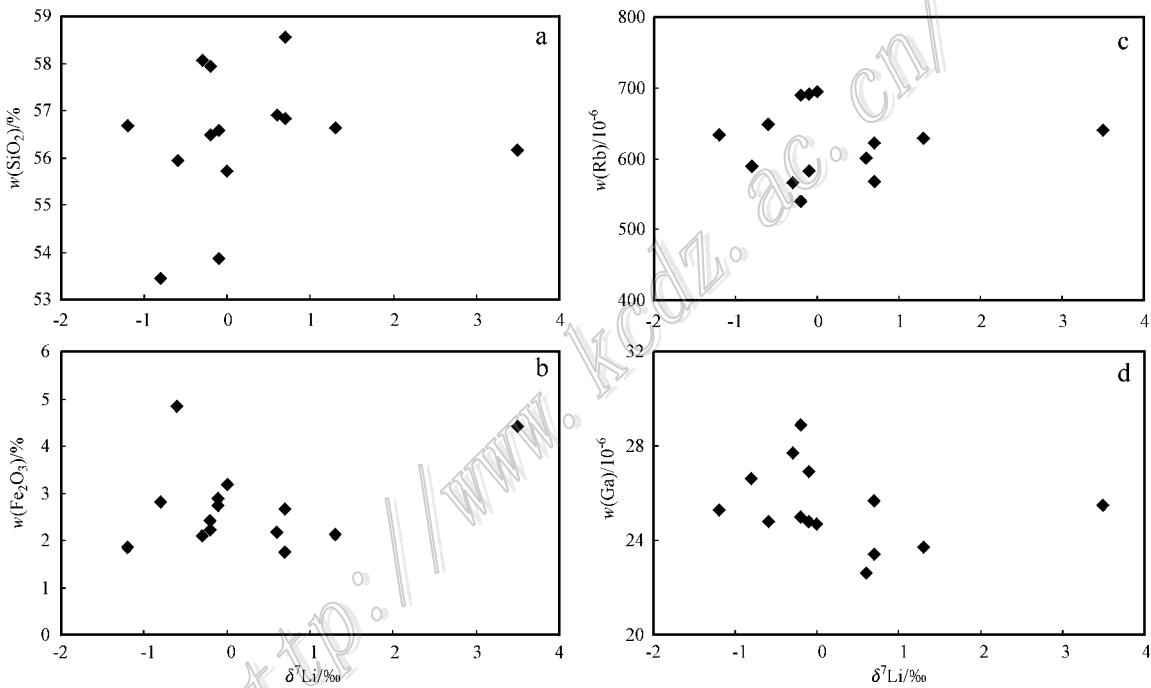


图 10 拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩 $\delta^7\text{Li-SiO}_2$ 、 $\delta^7\text{Li-Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\delta^7\text{Li-Rb}$ 和 $\delta^7\text{Li-Ga}$ 关系图解

Fig. 10 Plots of $\delta^7\text{Li}$ versus SiO_2 , Fe_2O_3 , Rb and Ga for Sailipu ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibet

(图 8)、 SiO_2 (图 10a)、 Fe_2O_3 (图 10b)、 Rb (图 10c)和 Ga (图 10d)之间无任何相关性。因此,锂同位素异常可能反映了不均匀源区岩石的特征(Teng et al., 2009)。

4.3 超钾质火山岩源区富集

拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩强烈富集轻稀土元素和大离子亲石元素,明显亏损高场强元素(孙晨光等,2007;王保弟等,2008;胡文洁,2012;Zhao et al., 2009)以及具有较高的 Zr/Hf 比值(表 1 和图 11d),认为是不相容元素交代富集不同程度部分熔融的结果(Magna et al., 2008)。然而,富集事

件的属性、地幔交代作用的来源、交代作用发生的地点与时间以及部分熔融的程度等问题,仍然没有得到很好解释。

藏北(包括北羌塘、松潘-甘孜和北昆仑地块)富集上地幔的属性研究比较深入,始于二十世纪八十年代中-英和中-法合作(Coulon et al., 1986; Arnund et al., 1992; Turner et al., 1993; 1996; Ding et al., 2003; 邓万明, 1998; 丁林等, 1999)。Turner 等(1996)认为,最可能的富集事件是来源于俯冲沉积物的熔体和流体,并注意到藏北与藏南钾质-超钾质火山岩之间存在差别。Guo等(2006)通过

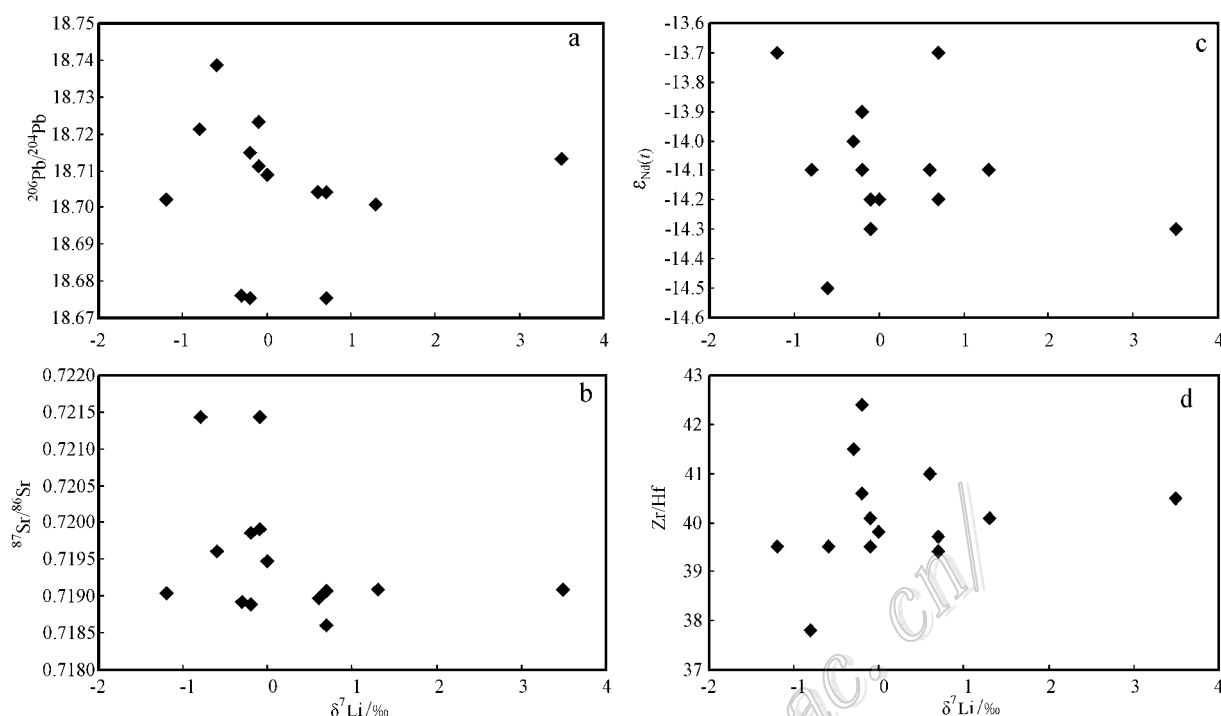


图 11 拉萨地块西段赛利普超钾质火山岩 $\delta^7\text{Li}$ -Pb、 $\delta^7\text{Li}$ -Sr、 $\delta^7\text{Li}$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 和 $\delta^7\text{Li}$ -Zr/Hf 关系图解

Fig. 11 Plot of $\delta^7\text{Li}$ versus Pb, Sr, $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ and Zr/Hf for Sailipu ultrapotassic rocks in western Lhasa block, Tibet

Pb-Sr-Nd 同位素地球化学研究,确定全球俯冲沉积物是上地幔交代作用的最可能解释(Plank et al., 1998),并认为交代作用可能发生于几个阶段,藏北熔岩岩石地球化学和同位素数据支持了这样的解释。

碰撞后超钾质岩浆作用所揭露的拉萨地块地幔交代作用,可能涉及不同类型沉积物。如 Miller 等(1999)认为,深海沉积物是拉萨地块西缘地幔富集的最合适候选对象。Gao 等(2007)根据铅同位素研究结果认为,拉萨地块西缘地幔富集与印度河沉积物和印度洋浊积岩俯冲有关。然而,Williams 等(2004)认为,全球沉积物和西藏钾质-超钾质火山岩之间不存在明显的混合趋势,任何端员也不能用合适的 Pb-Sr-Nd 同位素组成加以鉴别。

在探寻地幔混染来源上,大多数研究者集中于与新特提斯洋岩石圈有关的俯冲沉积物上。然而, Mahéo 等(2002)认为,由于印度俯冲在西藏之下,富集应该与印度板块大陆物质的俯冲有关。使用高喜马拉雅结晶基底 Sr-Nd 同位素数据,认为藏南上地幔在板片断裂期间已经被来源于俯冲印度大陆物质的熔体所交代。然而,正如 Williams 等(2004)所指出的,这种假设很难通过简单的 Sr-Nd 同位素模拟

加以确定。Williams 等(2004)进一步研究认为,俯冲沉积物或者印度板块大陆物质可能解释了地幔交代作用,但更多的数据需要区别这 2 种模式。

Ding 等(2003)认为,高喜马拉雅结晶基底解释了地幔的 Sr-Nd 同位素富集。Zhao 等(2009)认为,喜马拉雅大陆物质的俯冲解释了超钾质火山岩地球化学和 Pb-Sr-Nd-O 同位素特征。在 Pb-Sr-Nd-O 同位素图解中,超钾质火山岩沿喜马拉雅基底方向的趋势分布。与特提斯沉积物相比(Gao et al., 2007),喜马拉雅基底岩石具有更高的 Pb、Sr、O 同位素比值,以及更低的 Nd 同位素比值。

地球物理(Zhou et al., 2005; Owens et al., 1997; Tilmann et al., 2003)和岩石学(Zhao et al., 2009; 莫宣学等, 2006a; 侯增谦等, 2006)研究表明,印度大陆北向俯冲到班公湖-怒江带。因此,上述富集成因观点争议的焦点是:特提斯洋壳还是俯冲的印度地壳参与了超钾质火山岩的源区富集?下面从锂同位素的角度来解释超钾质火山岩的富集机制。

4.3.1 特提斯洋壳

超钾质火山岩的锂同位素组成与其 Pb-Sr-Nd 同位素组成之间不存在正相关关系(图 11a、11b、11c),表明 $\delta^7\text{Li}$ 不可能来自蚀变洋壳。如果来自蚀

变洋壳的 $\delta^7\text{Li}$ 特征被保持在超钾质火山岩中,那么,具有高锂含量的岩石将显示其 $\delta^7\text{Li}$ 值大多数为正值 (Chan et al., 1992; Marschall et al., 2007; Halama et al., 2011)。然而,超钾质火山岩中并没有指示锂含量与 $\delta^7\text{Li}$ 值之间存在正相关关系,表明在俯冲作用过程中锂同位素特征是通过交代作用获得的 (图 8, Halama et al., 2011)。

下面通过计算模拟来论证特提斯洋壳也没有参与超钾质火山岩的源区富集。在图 8 中,蚀变洋壳 (AOC) 和高度蚀变洋壳 (HAOC) 的锂含量和同位素组成来自 Marschall 等 (2007)。图中的脱水曲线以瑞利蒸馏模型相类似的方式进行了模拟 (Zack et al., 2003), 锂在全岩和流体之间的分配系数 $D = 0.15$, 200°C (虚线) 和 600°C (实线) 锂同位素分馏系数 (定义为 $(^7\text{Li}/^6\text{Li})_{\text{流体}} / (^7\text{Li}/^6\text{Li})_{\text{岩石}}$) 分别为 1.007 和 1.003 (Wunder et al., 2006)。使用下列公式计算脱水后剩余固体的锂含量: $C_s = C_0 (1-F)^{1/(D-1)}$, C_s 代表剩余固体的锂含量, C_0 代表含水蚀变玄武岩的初始锂含量, F 代表岩石中流体释放的份数, D 为分配系数。假定 w (含水玄武岩) 有 6% 的层间水。使用下列公式计算脱水后剩余固体的锂同位素组成 $\delta^7\text{Li}: \delta^7\text{Li}_{\text{岩石}} = (\delta^7\text{Li}_0 + 1000) f^{(\alpha-1)} - 1000$, α 为锂同位素分馏系数, $f (= C_s/C_0)$ 代表岩石中剩余锂的份数。通过计算模拟,正如图 8 所示,洋壳的脱水模式并不能解释拉萨地块超钾质火山岩的低 $\delta^7\text{Li}$ 、高 Li 特征。总体来说,新鲜和蚀变洋壳具有正的 $\delta^7\text{Li}$ 值 (Chan et al., 1992, 2002b), 脱水作用只能引起俯冲洋壳锂同位素组成的微小变化 (Marschall et al., 2007), 简单的瑞利蒸馏模型表明单纯的脱水作用不能解释 $\delta^7\text{Li}$ 值小于 0‰ (图 8)。正如前文所述,赛利普超钾质火山岩在结晶分异过程中没有发生明显的锂同位素分馏,锂同位素组成特征反映了其形成时的源区特征,未受到岩浆结晶分异作用和地壳混染作用的影响。因此,来自脱水洋壳 (可能包括随之一同俯冲的大洋沉积物) (Moriguti et al., 1998) 部分熔融产生的熔体将不具有低的 $\delta^7\text{Li}$ 值。因此,脱水洋壳部分熔融产生的熔体与西藏岩石圈地幔 ($\delta^7\text{Li} = 4\text{‰}$, Chan et al., 1992, 2002b; Tomascak et al., 1999a) 的混合不可能造成超钾质火山岩的低 $\delta^7\text{Li}$ 值,从而特提斯洋壳没有参与超钾质火山岩的源区富集。

4.3.2 印度地壳

既然特提斯洋壳没有参与超钾质火山岩的源区

富集,那么俯冲的印度地壳则参与了超钾质火山岩的源区富集。这也可以通过赛利普超钾质火山岩的锂同位素地球化学特征加以解释。

赛利普超钾质火山岩的锂同位素组成 $\delta^7\text{Li}$ 为 $-1.2\text{‰} \sim +3.5\text{‰}$, 平均值为 0.2‰ , 与平均上地壳的相当 ($\delta^7\text{Li} = 0 \pm 2\text{‰}$, Teng et al., 2004), 绝大多数不具有地幔锂同位素地球化学特征, 因此, 只有板片提供了加入到超钾质火山岩中的锂 (Agostini et al., 2008)。与 K 一样, Li 在高级变质条件下具有强烈活动性 (Sighinolfi et al., 1978), Li 和 K 在高温条件下从板片加入到地幔楔是合理的 (Janoušek et al., 2007; Agostini et al., 2008)。地球物理研究表明, 印度大陆北向俯冲到班公湖-怒江带 (Zhou et al., 2005; Owens et al., 1997; Tilmann et al., 2003), 因此, 赛利普超钾质火山岩中的 Li 主要来自印度大陆板片, 代表了深部板片高温条件下 Li 的输出。

拉萨地块超钾质火山岩具高锂含量、低 $\delta^7\text{Li}$ 值特征, 与 Marschall 等 (2007) 研究的榴辉岩、Agostini 等 (2008) 研究的超钾质熔岩和 Janoušek 等 (2009) 研究的辉长岩-花岗闪长岩、高钾质二长岩-花岗闪长岩-花岗岩和超钾质暗色正长岩-暗色花岗岩-云煌岩相类似。那么, 什么作用才能导致与俯冲有关的熔岩具有锂富集、而 $\delta^7\text{Li}$ 值低的特征呢? Agostini 等 (2008) 和 Janoušek 等 (2009) 认为, 形成超钾质熔岩需要地幔与俯冲板片富碱/锂流体/熔体相互作用。板片输入的锂特征支配了任何产生岩浆的特征, 因此来源于这些岩浆的任何熔岩应该主要保持了板片输入的 $\delta^7\text{Li}$ 特征 (Agostini et al., 2008)。

穿越板片和地幔的板片来源熔体/流体在西藏岩石圈地幔中形成具有低 $\delta^7\text{Li}$ 值的区域, 任何形成于此的岩浆将能保持这种特征。这些区域的 $\delta^7\text{Li}$ 值与周围岩石圈地幔 ($\delta^7\text{Li} = 4\text{‰}$, Chan et al., 1992; 2002b; Tomascak et al., 1999a) 的相差较大, 导致锂同位素发生扩散分馏, 因此, 富碱/锂流体/熔体连续注入将最终形成具有平均俯冲板片锂同位素组成的地幔源区 (Agostini et al., 2008), 这与赛利普超钾质火山岩具有平均上地壳组成的 $\delta^7\text{Li}$ 值相一致。因此, 俯冲印度地壳的流体/熔体参与了超钾质火山岩的源区富集。

5 超钾质火山岩成因模型

拉萨地块碰撞后, 超钾质火山岩为研究西藏岩

石圈深部组成、结构和印度板块俯冲到亚洲之下提供了良好契机(Beghoul et al., 1993)。地质学者们认为,青藏高原造山垮塌形成了 SN 向正断层或 EW 向伸展(Molnar et al., 1978; Dilek et al., 1999a)。碰撞后超钾质火山岩在时间上与埃达克质含矿斑岩、EW 向伸展构造、冈底斯岩基剥露作用以及磨拉石沉积作用相重叠,暗示与 24 Ma 左右的深部岩石圈作用有成因联系,即拆沉作用(Chung et al., 2005)、板片回转(Ding et al., 2003)或者板片断裂(Mahéo et al., 2002; Kohn et al., 2002)。形成于深部岩石圈的碰撞后岩浆作用是对大陆俯冲和高原隆升的响应(Harrison et al., 1992; Tapponnier et al., 2001),因此,解释钾质-超钾质火山岩形成的所有模式不得不考虑青藏高原的演化。对青藏高原超钾质-钾质火山岩的成因解释主要有 2 种:

(1) 岩石圈地幔对流减薄模型:主要应用于解释高原北部的岩石成因(England et al., 1988; Arund et al., 1992; Turner et al., 1993; 1996; Chung et al., 1998; 2003; 2005; Ding et al., 2003),认为岩石形成于未受俯冲作用影响的陆内构造环境。岩石圈地幔对流减薄模型认为:青藏高原大陆岩石圈地幔由于新生代缩短地壳均匀增厚导致重力不稳,部分大陆岩石圈地幔快速分离并被上涌的热的软流圈替换,从而导致残留的大陆下部岩石圈地幔发生部分熔融,并伴随明显的地表隆升(孙晨光等, 2007)。该模型可以较好地解释 EW 向伸展导致的 SN 向裂谷以及高原内部广泛分布的小体积钾质火山岩,但很难解释钾质-超钾质火山岩系在拉萨地块上呈 EW 向的延伸分布(王保弟等, 2008)。

(2) 俯冲板片断离模型:主要应用于解释拉萨地块碰撞后岩浆作用(Mahéo et al., 2002; Kohn et al., 2002)。认为俯冲板片的断离使印度岩石圈下部的软流圈物质上涌,并引发了青藏高原下部岩石圈地幔的熔融(孙晨光等, 2007)。该模型可以为 EW 向带状展布的超钾质-钾质岩浆源区熔融提供理想的热源(王保弟等, 2008)。

在上述 2 种模型基础上,很多学者提出了改进模型。如 Williams 等(2001)认为,藏南日喀则西部的 Pabbai Zong 超钾质火山岩与次大陆岩石圈地幔的减薄有关,而 Mahéo 等(2002)则认为,在藏南板片断离比岩石圈地幔对流减薄更有效。Kohn 等(2002)也认为,板片断离很容易解释藏南始新世榴辉岩、中新世部分熔融和晚始新世富钾岩浆岩。

Ding 等(2003)认为,特提斯洋壳断离和印度大陆北向俯冲对超钾质岩浆作用的形成起了关键性作用。Guo 等(2006)赞成 Ding 等(2003)的模式,认为钾质火山岩是印度大陆俯冲诱发软流圈上涌的产物。Williams 等(2004)则综合了岩石圈地幔对流减薄模型和俯冲板片断离模型,认为两者的联合模型可以解释拉萨地块钾质岩浆作用和伸展变形,岩石圈地幔减薄可能源于板片窗或者板片断离产生的软流圈上涌和热扰动。侯增谦等(2006)提出印度亚洲大陆强烈碰撞后,可能由于俯冲前缘物质密度加大发生拆沉,从而导致印度大陆板片前缘撕裂和分段俯冲。板片撕裂带类似于板片断离窗,为深部软流圈物质上涌和幔源岩浆底侵提供了条件,软流圈物质于中新世伴随后碰撞伸展和地幔对流减薄逐渐向北迁移扩散。Zhao 等(2009)提出了两阶段拆沉模式,都需要软流圈上涌在上地幔中产生部分熔融,第一阶段是特提斯洋壳南向俯冲于北羌塘地块金沙江缝合带之下发生早期拆沉作用,形成了高钾岩浆岩;第二阶段是印度大陆俯冲导致洋壳岩石圈和印度大陆物质北向板片发生断离,晚期的拆沉作用在拉萨地块、南羌塘地块和可可西里形成了高钾岩石。板片拆沉为印度大陆进一步北向俯冲提供了空间。该板片拆沉模式与 Mahéo 等(2002)提出的板片断离模式相类似。

综合上述各种超钾质火山岩的成因模型,本文结合赛利普超钾质火山岩的锂同位素地球化学特征,提出如下成因模型:

随着新特提斯洋闭合和印度-亚洲大陆板块碰撞开始,重的洋壳岩石圈牵引印度板片进入俯冲带,地球物理资料(Zhou et al., 2005; Owens et al., 1997; Tilmann et al., 2003)和岩石学资料(Zhao et al., 2009)表明印度大陆板片北向俯冲到班公湖-怒江缝合带附近。在高压高温条件下,俯冲印度地壳可能发生熔融,或者至少释放出高钾/锂流体交代上覆岩石圈地幔(图 12a, Janoušek et al., 2007; Agostini et al., 2008)。板片来源熔体/流体在西藏岩石圈地幔中形成具有低 $\delta^7\text{Li}$ 值的区域,并与周围岩石圈地幔发生锂同位素扩散分馏,因此,富碱/锂的流体/熔体连续注入并将最终形成具有平均俯冲板片锂同位素组成的地幔源区(Agostini et al., 2008)。SN 向地堑或者 EW 向伸展(23~8 Ma, Yin et al., 2000; Williams et al., 2001; 陈建林等, 2010)与拉萨地块超钾质、钾质和钙碱性埃达克质岩浆活

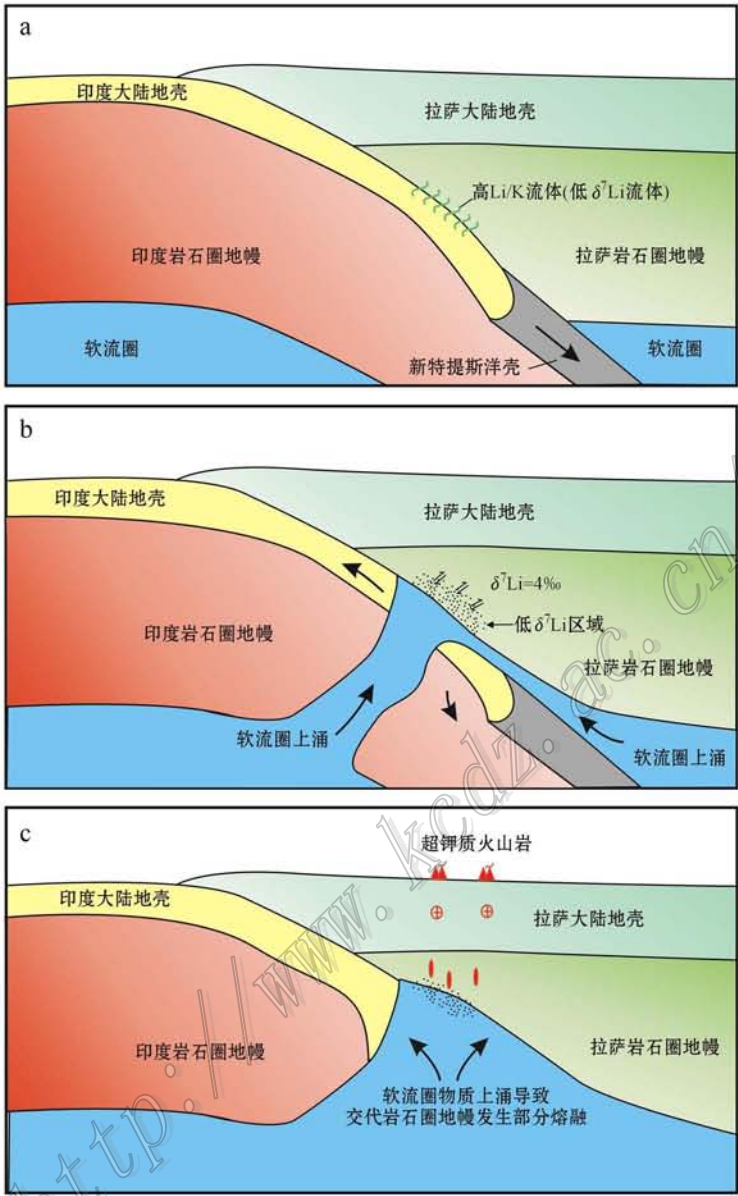


图 12 青藏高原后碰撞超钾质火山岩成因模式卡通图

Fig. 12 Cartoon showing a genetic model for the post-collisional magmatism in Tibetan plateau

动(25~10 Ma, Turner et al., 1993; Miller et al., 1999; Williams et al., 2001; Ding et al., 2003; Chung et al., 2003; 2005; Hou et al., 2004; 丁林等, 2006)的形成时间相当, 指示在中新世初期北向俯冲的印度岩石圈可能在印度-雅鲁藏布江缝合带附近发生断离(王保弟等, 2008; 陈建林等, 2010), 导致软流圈物质通过板片窗上涌(图 12b), 使上覆已发生交代的岩石圈地幔发生部分熔融, 形成超钾质火山岩的母岩浆, 沿着构造薄弱带上升形成赛利普超钾质火山岩(图 12c)。

6 结 论

(1) 赛利普超钾质火山岩的 $w(\text{Li})$ 为 $11.2 \times 10^{-6} \sim 22.9 \times 10^{-6}$, 同位素组成 $\delta^7\text{Li}$ 为 $-1.2\text{‰} \sim +3.5\text{‰}$, 平均值为 0.2‰ , 与平均上地壳的相当。

(2) 赛利普超钾质火山岩的锂同位素组成与岩浆结晶分异程度参数(Li 、 SiO_2 、 Rb 、 Ga 和 Fe_2O_3)之间没有任何相关性, 表明在超钾质火山岩结晶分异过程中没有发生明显的锂同位素分馏, 锂同位素组

成特征反映了其形成时的源区特征,未受到岩浆结晶分异作用和地壳混染作用的影响。

(3) 赛利普超钾质火山岩的锂同位素组成变化范围达 4.7‰,并且与 Pb-Sr-Nd 同位素和岩浆结晶分异参数之间亦无任何相关性,表明锂同位素异常可能反映了不均匀源区岩石特征。

(4) 赛利普超钾质火山岩的锂同位素地球化学特征表明,俯冲印度地壳而不是特提斯洋壳(包括沉积物)的流体/熔体参与了超钾质火山岩的源区富集。

(5) 基于锂同位素地球化学研究,提出了超钾质火山岩成因模式:随着新特提斯洋闭合和印度-亚洲大陆板块碰撞开始,重的洋壳岩石圈牵引印度板片进入俯冲带,在高压高温条件下,俯冲印度地壳可能发生熔融,或者至少释放出高钾/锂流体交代上覆西藏岩石圈地幔,板片来源熔体/流体在西藏岩石圈地幔中形成具有低 $\delta^7\text{Li}$ 值的区域,并与周围岩石圈地幔发生锂同位素扩散分馏,因此,富碱/锂的流体/熔体连续注入将最终形成具有平均俯冲板片锂同位素组成的地幔源区,在中新世初期北向俯冲的印度岩石圈在雅鲁藏布江缝合带附近发生断离,导致印度板块下部软流圈物质通过板片窗上涌,使上覆已发生交代和混染的岩石圈地幔发生部分熔融,形成超钾质火山岩的母岩浆,沿着构造薄弱带上升形成赛利普超钾质火山岩。

参考文献/References

- 陈建林,许继峰,王保弟,唐志强. 2010. 青藏高原拉萨地块新生代超钾质岩与南北向地堑成因关系[J]. 岩石矿物学杂志,29(4): 341-354.
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩[M]. 北京:地质出版社. 180 页.
- 丁林,张进江,周勇,邓万明,许荣华,钟大赉. 1999. 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,15(3): 408-421.
- 丁林,岳雅慧,蔡福龙,徐晓霞,张清海,来庆洲. 2006. 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[J]. 地质学报,80(9): 1252-1261.
- 何学贤,朱祥坤,杨淳,唐索寒. 2005. 多接收器等离子体质谱(MC-ICP-MS)Pb 同位素高精度研究[J]. 地球学报,26(05): 19-22.
- 何学贤,唐索寒,朱祥坤,王进辉. 2007. 多接收器等离子体质谱(MC-ICPMS)高精度测定 Nd 同位素方法[J]. 地球学报,28(4): 405-410.
- 侯增谦,孟祥金,曲晓明,高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达

- 克质斑岩含矿性:源岩相变及深部过程约束[J]. 矿床地质,24(2): 108-121.
- 侯增谦,赵志丹,高永丰,杨志明,江万. 2006. 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-岩浆作用的证据[J]. 岩石学报,22(4): 761-774.
- 胡文洁. 2012. 青藏高原西南部碰撞后超钾质火山岩的锂同位素地球化学特征及其岩石成因(硕士论文)[D]. 导师:侯增谦,田世洪. 江西:东华理工大学. 91 页.
- 刘栋,赵志丹,朱弟成,王青,隋清霖,刘勇胜,胡兆初,莫宣学. 2011. 青藏高原拉萨地块西部雄巴盆地后碰撞钾质-超钾质火山岩年代学与地球化学[J]. 岩石学报,27(7): 2045-2059.
- 罗照华,莫宣学,侯增谦,邓万明,王江海,赵志丹,喻学惠,李建平. 2006. 青藏高原新生代形成演化的整合模型:来自火成岩的约束[J]. 地学前缘,13(4): 196-211.
- 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响应[J]. 地学前缘,10(3): 135-148.
- 莫宣学,董国臣,赵志丹,周肃,王亮亮,邱瑞照,张凤琴. 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,11(3): 281-290.
- 莫宣学,赵志丹,DePaolo D J,周肃,董国臣. 2006a. 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,22(4): 795-803.
- 莫宣学,潘桂堂. 2006b. 从特提斯到青藏高原形成:构造-岩浆事件的约束[J]. 地学前缘,13(6): 43-51.
- 莫宣学,赵志丹,邓晋福,喻学惠,罗照华,董国臣. 2007a. 青藏新生代钾质火山活动的时空迁移及向东部玄武岩省的过渡:壳幔深部物质流的暗示[J]. 现代地质,21(2): 255-264.
- 莫宣学,赵志丹,周肃,董国臣,廖忠礼. 2007b. 印度-亚洲大陆碰撞的时限[J]. 地质通报,26(10): 1240-1244.
- 苏媛娜,田世洪,李真真,侯增谦,侯可军,胡文洁,高延光,杨丹,李延河,杨竹森. 2011. MC-ICP-MS 高精度测定 Li 同位素分析方法[J]. 地学前缘,18(2): 304-314.
- 孙晨光,赵志丹,莫宣学,朱弟成,董国臣,周肃,董昕,谢国刚. 2007. 青藏高原拉萨地块西部中新世赛利普超钾质岩石的地球化学与岩石成因[J]. 岩石学报,23(11): 2715-2726.
- 孙晨光,赵志丹,莫宣学,朱弟成,董国臣,周肃,陈海红,谢烈文,杨岳衡,孙金凤,于枫. 2008. 青藏高原西南部赛利普超钾质火山岩富集地幔源区和岩石成因:锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素制约[J]. 岩石学报,24(2): 249-264.
- 田世洪,苏媛娜,李真真,侯增谦,侯可军,胡文洁,杨丹,李延河,杨竹森. 2011. 多接收器电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICPMS)测定 Li 同位素分析方法[A]. 李延河编著. 同位素分析和定年新方法[C]. 北京:地质出版社. 69-80.
- 王保弟,许继峰,张兴国,陈建林,唐志强,董彦辉. 2008. 青藏高原西部赛利普中新世火山岩源区:地球化学及 Sr-Nd 同位素制约[J]. 岩石学报,24(2): 265-278.
- 王保弟,陈陵康,许继峰,刘鸿飞,陈建林,唐志强. 2011. 拉萨地块麻江地区具有“超钾质”成分的钾质火山岩的识别及成因[J]. 岩石学报,27(6): 1662-1674.
- 肖应凯,祁海平,王蕴慧,刘卫国. 1993. 察尔汗首采区卤水中锂同位

- 素组成盐湖研究[J]. 盐湖研究, 1(3): 52-56.
- 肖应凯, 祁海平, 王蕴慧, 金琳. 1994. 青海柴达木湖卤水、沉积物和水源中锂同位素组成[J]. 地球化学, 23(4): 329-338.
- 赵志丹, 莫宣学, 罗照华, 周肃, 董国臣, 王亮亮, 张凤琴. 2003. 印度-亚洲俯冲带结构——岩浆作用证据[J]. 地学前缘, 10(3): 149-157.
- 赵志丹, 莫宣学, Nomade S, Renne P R, 周肃, 董国臣, 王亮亮, 朱弟成, 廖忠礼. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞后超钾质岩石的时空分布及其意义[J]. 岩石学报, 22(4): 787-794.
- 赵志丹, 莫宣学, 朱弟成, Niu Y L, 董国臣, 周肃, 廖忠礼, DePaolo D J. 2009. 西藏拉萨地块西部扎布耶茶卡火山岩的成因与意义[J]. 地质通报, 28(12): 1730-1740.
- Agostini S, Ryan J G, Tonarini S and Innocenti F. 2008. Drying and dying of a subducted slab: Coupled Li and B isotope variations in Western Anatolia Cenozoic Volcanism[J]. Earth and Planetary Science Letters, 272: 139-147.
- Arund N O, Vidal P H, Tapponnier P, Matte P H and Deng W M. 1992. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implications[J]. Earth Planetary Science Letters, 111: 351-367.
- Aulbach S, Rudnick R L and McDonough W F. 2008. Li-Sr-Nd isotope signatures of the plume and cratonic lithospheric mantle beneath the margin of the rifted Tanzanian craton (Labiit)[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 155: 79-92.
- Aulbach S and Rudnick R L. 2009. Origins of non-equilibrium lithium isotopic fractionation in xenolithic peridotite minerals: Examples from Tanzania[J]. Chem. Geol., 258: 17-27.
- Beghoul N, Barazangi M and Isacks B L. 1993. Lithospheric structure of Tibet and Western North America: Mechanisms of uplift and a comparative study[J]. Journal of Geophysical Research, 98: 1997-2016.
- Bell D R, Hervig R L, Buseck P R and Aulbach S. 2009. Lithium isotope analysis of olivine by SIMS: Calibration of a matrix effect and application to magmatic phenocrysts[J]. Chem. Geol., 258: 5-16.
- Blisniuk P M, Hacker B, Glodny J, Ratschbacher L, Bill S, Wu Z H, McWilliams M O and Calvert A. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago[J]. Nature, 412: 628-632.
- Bottomley D J, Katz A, Chan L H, Starinsky A, Douglas M, Clark I D and Raven K G. 1999. The origin and evolution of Canadian Shield brines: Evaporation or freezing of seawater? New lithium isotope and geochemical evidence from the Slave craton[J]. Chem. Geol., 155: 295-320.
- Brenan J M, Neroda E, Lundstrom C C, Shaw H F, Ryerson F J and Phinney D L. 1998a. Behaviour of boron, beryllium and lithium during melting and crystallization: Constraints from mineral-melt partitioning experiments[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 62: 2129-2141.
- Brenan J M, Ryerson F J and Shaw H F. 1998b. The role of aqueous fluids in the slab-to-mantle transfer of boron, beryllium and lithium during subduction: Experiments and models[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 62: 3337-3347.
- Chan L H, Edmond J M, Thompson G and Gillis K. 1992. Lithium isotopic composition of submarine basalts: Implications for the lithium cycle in the oceans[J]. Earth and Planetary Science Letters, 108: 151-160.
- Chan L H, Leeman W P and You C F. 1999. Lithium isotopic composition of central American volcanic arc lavas: Implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids[J]. Chem. Geol., 160: 255-280.
- Chan L H, Starinsky A and Katz A. 2002a. The behavior of lithium and its isotopes in oilfield brines: Evidence from the Heletz-Kokhav field, Israel[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66: 615-623.
- Chan L H, Alt J C and Teagle D A H. 2002b. Lithium and lithium isotope profiles through the upper oceanic crust: A study of seawater-basalt exchange at ODP Sites 504B and 896A[J]. Earth and Planetary Science Letters, 201: 187-201.
- Chan H L, Lassiter J C, Hauri E H, Hart S R and Blusztajn J. 2009. Lithium isotope systematics of lavas from the Cook-Austral Islands: Constraints on the origin of HIMU mantle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 277: 433-442.
- Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y, Xie Y, Li X, Wang K L and Wang P L. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40 Myr ago[J]. Nature, 394: 769-773.
- Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, Chu M F, Lee H Y, Wen D J, Lo C H, Lee T Y, Qian Q and Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet[J]. Geology, 31: 1021-1024.
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y, Xie Y, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X, Zhang Q and Wang Y. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism[J]. Earth Science Reviews, 68: 173-196.
- Copeland P, Harrison T M, Kidd W S F, Xu R H and Zhang Y Q. 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese Belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision[J]. Earth and Planetary Science Letters, 86: 240-252.
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C and Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating, petrological characteristics and geodynamical significance[J]. Earth and Planetary Science Letters, 79: 281-302.
- Dilek Y and Moores E M. 1999. A Tibetan model for the Early Tertiary western United States[J]. Journal of the Geological Society of London, 156: 929-942. doi:10.1144/gsjgs.156.5.0929.
- Ding L, Kapp P, Zhong D and Deng W. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction[J]. Journal of Petrology, 44: 1833-1865.
- Ding L, Kapp P and Wan X. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asian collision, south central Tibet[J]. Tectonics, 24: 1-18.
- England P C and Houseman G. 1988. The mechanics of the Tibetan plateau [A]. London: Philosophical Transactions of the Royal Society. 301-319.
- Foley S F, Venturelli G, Green D H and Toscani L. 1987. The ultra-

- potassic rocks :Characteristics, classification and constraints for petrogenetic models[J]. *Earth Science Review*,24 :81-134.
- Gao Y,Hou Z,Kamber B S,Wei R,Meng X and Zhao R. 2007. Lamproitic rocks from a continental collision zone :Evidence for recycling of subducted Tethyan oceanic sediments in the mantle beneath Southern Tibet[J]. *Journal of Petrology*,48 :729-752.
- Guo Z,Wilson M,Liu J and Mao Q. 2006. Post-collisional,potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau :Constraints on characteristics of the mantle source,geodynamic setting and uplift mechanisms[J]. *Journal of Petrology*, 47 :1177-1220.
- Halama R,McDonough W F,Rudnick R L,Ionov D A,Keller J and Klaudius J. 2007. The Li isotopic composition of Oldoinyo Lengai : Nature of the mantle sources and lack of isotopic fractionation during carbonatite petrogenesis[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 254 :77-89.
- Halama R,McDonough W F,Rudnick R L and Bell K. 2008. Tracking the lithium isotopic evolution of the mantle using carbonatites[J]. *Earth and Planetary Science Letters*,265 :726-742.
- Halama R,John T,Herns P,Haufl F and Schenk. 2011. A stable(Li, O) and radiogenic (Sr, Nd) isotope perspective on metasomatic processes in a subducting slab[J]. *Chem. Geol.*, 281(3/4) :151-166.
- Hamelin C,Seitz H M,Barrat J A,Dosso L,Maury R C and Chaussidon M. 2009. A low $\delta^7\text{Li}$ lower crustal component : Evidence from an alkalic intraplate volcanic series (Chaîne des Puys, French Massif Central)[J]. *Chem. Geol.*, 266 :205-217.
- Harrison T M,Copeland P,Kidd W S F and Yin A. 1992. Raising Tibet [J]. *Science*,255 :1663-1670.
- Hou Z Q,Gao Y F,Qu X M,Rui Z Y and Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220 :139-155.
- Huh Y S,Chan L H,Zhang L B and Edmond J M. 1998. Lithium and its isotopes in major world rivers : Implications for weathing and the oceanic budget[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 :2039-2051.
- Huh Y S,Chan L H and Edmond J M. 2001. Lithium isotopes as a probe of weathering processes :Orinoco River[J]. *Earth and Planetary Science Letters*,194 :189-199.
- Irvine T N and Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks[J]. *Canadian Journal of Earth Science*,8 :523-548.
- Ishikawa T and Nakamura E. 1994. Origin of the slab component in arc lavas from across-arc variation of B and Pb isotopes [J]. *Nature*, 370 :205-208.
- Janoušek V and Holub F V. 2007. The causal link between HP-HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens : Study from the Moldanubian zone of the Bohemian Massif[A]. *Proceedings of the Geologists Association*,118 :75-86.
- Janoušek V,Magna T,Holub F V,Oberli F and Wiechert U. 2009. On the origin of Li isotope signatures in magmatic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex[A]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,73 :A586.
- Jeffcoate A B,Elliott T,Thomas A and Bouman C. 2004. Precise, small sample size determinations of lithium isotopic compositions of geological reference materials and modern seawater by MC-ICPMS [J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*,28161-172.
- Kisakürek B,Widdowson M and James R H. 2004. Behavior of Li isotopes during continental weathering :The Bidar laterite profile [J]. *India Chem. Geol.*,212 :27-44.
- Kisakürek B,James R H and Harris N B W. 2005. Li and $\delta^7\text{Li}$ in Himalayan rivers :Proxies for silicate weathering [J]. *Earth and Planetary Science Letters*,237 :387-401.
- Kloppmann W,Chikurel H,Picot G,Guttman J,Pettenati M,Aharoni A, Guerrot C,Millot R,Gaus I and Wintgens T. 2009. B and Li isotopes as intrinsic tracers for injection tests in aquifer storage and recovery systems[J]. *Applied Geochemistry*,24 :1214-1223.
- Kobayashi K,Tanaka R,Moriguti T,Shimizu K and Nakamura E. 2004. Lithium, boron, and lead isotope systematics of glass inclusions in olivines from Hawaiian lavas :Evidence for recycled components in the Hawaiian plume[J]. *Chem. Geol.*,212(1/2) :143-161.
- Kohn M J and Parkinson C D. 2002. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision[J]. *Geology*,30 :591-594.
- Kohút M,Magna T,Janoušek V,Oberli F and Wiechert U. 2009. Fingerprinting sources of granitic rocks with Li isotopes[A]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,73 :A676.
- Kosler J,Magna T,Mlčoch B,Mixa P,Nyvt D and Holub F V. 2009. Combined Sr, Nd, Pb and Li isotope geochemistry of alkaline lavas from northern James Ross Island (Antarctic Peninsula) and implications for back-arc magma formation[J]. *Chem. Geol.*,2009 :207-218.
- Le Maitre R W. 2002. Igneous rocks :A classification and glossary of terms(2 nd edition) [J]. Cambridge University Press. 33-39.
- Liu C Q,Wang Q L,Zhao Z Q and Chetelat B. 2010. Lithium isotope composition of the dissolved and suspended loads of the Changjiang River[A]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,74 :A609.
- Liu C Z,Wu F Y,Chung S L and Zhao Z D. 2011. Fragments of hot and metasomatized mantle lithosphere in Middle Miocene ultrapotassic lavas, southern Tibet[J]. *Geology*,39(10) :923-926.
- Magna T,Wiechert U H and Halliday A N. 2004. Low-blank isotope ratio measurement of small samples of lithium using multiple-collector ICPMS[J]. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes*,239 :67-76.
- Magna T,Ionov D A,Oberli F and Wiechert U. 2008. Links between mantle metasomatism and lithium isotopes : Evidence from glass-bearing and cryptically metasomatized xenoliths from Mongolia[J]. *Earth and Planetary Science Letters*,276 :214-222.
- Magna T,Janoušek V,Kohút M,Oberli F and Wiechert U. 2010. Fingerprinting sources of orogenic plutonic rocks from Variscan belt with lithium isotopes and possible link to subduction-related origin of some A-type granites[J]. *Chem. Geol.*,274 :94-107.
- Mahéo G,Guillot S,Blichert-Toft J,Rolland Y and Pêcher A. 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of south

- Karakorum and south Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 195 **245**: 55.
- Marschall H R, Pogge von Strandmann P A E, Seitz H M, Elliott T and Niu Y L. 2007. The lithium isotopic composition of orogenic eclogites and deep subducted slabs [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 262 **563**: 580.
- Marschall H R, Altherr R, Gmélín K and Kasztovszky Z. 2009. Lithium, boron and chlorine as tracers for metasomatism in high-pressure metamorphic rocks: A case study from Syros (Greece) [J]. *Mineral. Petrol.*, **95** **291**: 302.
- Maureen F, Sarah P D, Franck P and Stefan W. 2009. Applications of non-traditional stable isotopes in high-temperature geochemistry [J]. *Chem. Geol.*, **258** **1**: 4.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W and Grasemann B. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis [J]. *Journal of Petrology*, **40** (9): 1399-1424.
- Millot R, Scaillet B and Sanjuan B. 2010. Lithium isotopes in island arc geothermal systems: Guadeloupe, Martinique (French West Indies) and experimental approach [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74** **1852**: 1871.
- Mo X X, Zhao Z D, Zhou S, Dong G C, Guo T Y and Wang L. 2002. Evidence for timing of the initiation of India-Asia collision from igneous rocks in Tibet [A]. *EOS Trans. AGU*, **83** (47), F1003, Fall Meeting. Abstract, S62B-1201.
- Mo X, Zhao Z, Deng J, Flower M, Yu X, Luo Z, Li Y, Zhou S, Dong G, Zhu D and Wang L. 2006. Petrology and geochemistry of postcollisional volcanic rocks from the Tibetan plateau: Implications for lithosphere heterogeneity and collision-induced asthenospheric mantle flow [A]. In Dilek Y and Pavlides S, eds. *Post-collisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia* [C]. *Geological Society of America Special Paper*, 409 **507**: 530.
- Molnar P and Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet [J]. *Journal of Geophysical Research*, **85** **5361**: 5375.
- Moriguti T and Nakamura E. 1998. Across-arc variation of Li isotopes in lavas and implications for crust/mantle recycling at subduction zones [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, **163** (1/4) **167**: 174.
- Nomade S, Renne P R, Mo X X, Zhao Z D and Zhou S. 2004. Miocene volcanism in the Lhasa block, Tibet: Spatial trends and geodynamic implications [J]. *Earth Planetary Science Letters*, **221** **227**: 243.
- Owens T J and Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution [J]. *Nature*, **387** **37**: 43.
- Penniston-Dorland S C, Sorensen S S, Ash R D and Khadke S V. 2010. Lithium isotopes as tracer of fluids in a subduction zone mélange: Franciscan Complex, CA [J]. *Earth Planetary Science Letters*, **292** **181**: 190.
- Plank T and Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle [J]. *Chem. Geol.*, **145** **325**: 394.
- Pogge von Strandmann P A E, James R H, Calsteren P, Gislason S R and Burton K W. 2008. Lithium, magnesium and uranium isotope behaviour in the estuarine environment of basaltic islands [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, **274** (3/4) **462**: 471.
- Pogge von Strandmann P A E, Burton K W, James R H, Calsteren P and Gislason S R. 2010. Assessing the role of climate on uranium and lithium isotope behaviour in rivers draining a basaltic terrain [J]. *Chem. Geol.*, **270** **227**: 239.
- Qiu L, Rudnick R L, McDonough W F and Merriman R J. 2009. Li and ⁷Li in mudrocks from the British Caledonides: Metamorphism and source influences [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73** **7325**: 7340.
- Richwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements [J]. *Lithos*, **22** **247**: 263.
- Rudnick R L, Tomasack P B, Njo H B and Gardner L R. 2004. Extreme lithium isotopic fractionation during continental weathering revealed in saprolites from South Carolina [J]. *Chem. Geol.*, **212** **45**: 57.
- Scholz F, Hensen C, Reitz A, Römer R L, Liebetrau V, Meixner A, Weise S M and Haeckel M. 2009. Isotopic evidence (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ⁷Li) for alteration of the oceanic crust at deep-rooted mud volcanoes in the Gulf of Cadiz, NE Atlantic Ocean [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73** **5444**: 5459.
- Schuessler J A, Schoenberg R and Sigmarsson O. 2009. Iron and lithium isotope systematics of the Hekla volcano, Iceland: evidence for stable Fe isotope fractionation during magma differentiation [J]. *Chem. Geol.*, **258** **78**: 91.
- Sighinolfi G P and Gorgoni C. 1978. Chemical evolution of high grade metamorphic rocks: Anatexis and remotion of material from granulite terranes [J]. *Chem. Geol.*, **22** **157**: 176.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for the mantle composition and processes [A]. In Saunders A D and Norry M J, eds. *Magmatism in Ocean Basins* [C]. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* **313**: 345.
- Tang Y J, Zhang H F and Ying J F. 2007a. Review of the lithium isotope system as a geochemical tracer [J]. *International Geology Review*, **49** **374**: 388.
- Tang Y J, Zhang H F, Nakamura E, Moriguti T, Kobayashi K and Ying J F. 2007b. Lithium isotopic systematics of peridotite xenoliths from Hannuoba, North China Craton: Implications for melt-rock interaction in the considerably thinned lithospheric mantle [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71** **4327**: 4341.
- Tang Y J, Zhang H F and Ying J F. 2010. A brief review of isotopically light Li-a feature of the enriched mantle [J]. *International Geology Review*, **52** **964**: 976.
- Tappinier P, Xu Z, Rogers F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G and Yang J. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau [J]. *Science*, **294** **1671**: 1677.
- Teng F Z, McDonough W F, Rudnick R L, Dalpé C, Tomasack P B, Chappell B W and Gao S. 2004. Lithium isotopic composition and concentration of the upper continental crust [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68** **4167**: 4178.

- Teng F Z, Rudnick R L, McDonough W F and Wu F Y. 2009. Lithium isotopic systematics of A-type granites and their mafic enclaves: Further constraints on the Li isotopic composition of the continental crust [J]. *Chem. Geol.*, 262: 370-379.
- Tian S H, Hou Z Q, Su A N, Hou K J, Hu W J, Li Z Z, Zhao Y, Gao Y Y, Li Y H, Yang D and Yang Z S. 2012. Separation and precise measurement of lithium isotopes in three reference materials using MC-ICPMS [J]. *Acta Geologica Sinica (English edition)* (in press).
- Tilmann F, Ni J and INDEPTH III Seismic Team. 2003. Seismic imaging of the downwelling Indian lithosphere beneath Central Tibet [J]. *Science*, 300: 1424-1427.
- Tomascak P B and Langmuir C H. 1999a. Lithium isotope variability in MORB [A]. *EOS*, 80: F1086-1087.
- Tomascak P B, Tera F, Helz R T and Walker R J. 1999b. The absence of lithium isotope fractionation during basalt differentiation: New measurements by multicollector sector ICP-MS [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 907-910.
- Tomascak P B. 2004. Developments in the understanding and application of lithium isotopes in the earth and planetary sciences [A]. In: Johnson C, Beard B, Albarede F, eds. *Geochemistry of non-traditional isotopes systems* [C]. America: Mineralogical Society of America geochemical society. 153-195.
- Turner S, Hawkesworth C, Liu J Q, Rogers N, Kelley S and van Calsteren P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks [J]. *Nature*, 364: 50-54.
- Turner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N and Kelley S. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts [J]. *Journal of Petrology*, 37: 45-71.
- Vigier N, Gislason S R, Burton K W, Millot R and Mokadem F. 2009. The relationship between riverine lithium isotope composition and silicate weathering rates in Iceland [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 287: 434-441.
- Vils F, Tonarini S, Kalt A and Seitz H M. 2009. Boron, lithium and strontium isotopes as tracers of seawater-serpentinite interaction at Mid-Atlantic ridge, ODP Leg 209 [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 286: 414-425.
- Vlastélic I, Koga K, Chauvel C, Jacques G and Télouk P. 2009. Survival of lithium isotopic heterogeneities in the mantle supported by HIMU-lavas from Rurutu Island, Austral Chain [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 286: 456-466.
- Wan X, Jansa L F and Sarti M. 2002. Cretaceous and Paleogene boundary strata in southern Tibet and their implication for the India-Eurasia collision [J]. *Lethaia*, 35(2): 131-146.
- Williams H, Turner S, Kelley S and 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 [J]. *Geology*, 29: 339-342.
- Williams H M, Turner S P, Pearce J A, Kelley S P and Harris N B W. 2004. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling [J]. *Journal of Petrology*, 45: 555-607.
- Wimpenny J, James R H, Burton K W, Gannoun A, Mokadem F and Gislason S. 2010. Glacial effects on weathering processes: New insights from the elemental and lithium isotopic composition of West Greenland rivers [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 290: 427-437.
- Wunder B, Meixner A, Römer R L and Heinrich W. 2006. Temperature-dependent isotopic fractionation of lithium between clinopyroxene and high-pressure hydrous fluids [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151: 112-120.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogeny [J]. *Annu. Rev. Earth and Planetary Science Letters*, 28: 211-280.
- Zack T, Tomascak P B, Rudnick R L, Dalpé C and McDonough W F. 2003. Extremely light Li in orogenic eclogites: The role of isotope fractionation during dehydration in subducted oceanic crust [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 208: 279-290.
- Zhang H F, Deloule E, Tang Y J and Ying J F. 2010. Melts/rock interaction in remains of refertilized Archean lithospheric mantle in Jiaodong Peninsula, North China Craton: Li isotopic evidence [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, doi: 10.1007/s00410-00009-00476-00414.
- Zhao Z D, Mo X X, Dilek Y, Niu Y L, DePaolo D J, Robinson P, Zhu D C, Sun C G, Dong G C, Zhou S, Luo Z H and Hou Z Q. 2009. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet [J]. *Lithos*, 113: 190-212.
- Zhou H W and Murphy M A. 2005. Tomographic evidence for wholesale underthrusting of India beneath the entire Tibetan plateau [J]. *Journal of Asian Earth Science*, 25: 445-457.