

青藏高原北羌塘榴辉岩质下地壳及富集型地幔源区——来自新生代火山岩的岩石地球化学证据^{*}

赖绍聪 刘池阳

LAI ShaoCong and LIU ChiYang

西北大学地质系, 西安 710069

Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

2000-11-10 收稿, 2001-02-18 改回

Lai SC and Liu CY. 2001. Enriched upper mantle and eclogitic lower crust in north Qiangtang, Qinghai-Tibet Plateau: petrological and geochemical evidence from the Cenozoic volcanic rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 17(3): 459-468

Abstract Using the petrological and geochemical method, the Cenozoic volcanic rocks collected from north Qiangtang, Qinghai-Tibet plateau were dealt with in this paper. The research results indicate that the Tertiary volcanic rocks can be divided into two different associations: alkaline (shoshonitic) series and high potassium calc-alkaline series. They originated from a special inhomogeneously enriched upper mantle and a eclogitic lower crust, respectively. It shows that the north part of Qinghai-Tibet plateau develops a enriched mantle source and a eclogitic lower crust in Cenozoic period at the specific tectonic setting of plates collision. This recognition is significant for further discussions about the uplift mechanism and continental dynamics of the Qinghai-Tibet plateau.

Key words Petrology, Geochemistry, Volcanism, Cenozoic period, North Qiangtang

摘 要 利用岩石地球化学的方法, 研究了北羌塘新生代火山岩。结果表明, 北羌塘第三纪火山岩可区分为碱性(钾玄岩质)和高钾钙碱两套不同的火山岩组合, 它们分别起源于一个特殊的、不均一的富集型上地幔和一个加厚陆壳的榴辉岩质下地壳。由于青藏陆块之下软流层物质的上涌而形成幔源碱性岩浆活动, 而幔源岩浆在 Moho 面的底侵作用又为下地壳中酸性高钾钙碱系列火山岩的起源提供了热动力条件。该区两套不同系列和源区类型的火山岩正是在这种特殊的构造环境中形成。

关键词 岩石学; 地球化学; 火山作用; 新生代; 北羌塘

中图法分类号 P588.346; P588.14; P597

1 引言

青藏高原北部新生代火山岩出露面积大, 岩性岩相复杂, 对于探讨青藏高原岩石圈演化过程具有重要意义。而且, 青藏高原隆升机制对全球地质构造演化及环境变迁均有重大影响。近年来, 国内外学者已就青藏高原新生代火山岩的岩石学、地球化学以及同位素地质学等方面作了大量研究并取得了丰硕成果(邓万明, 1993, 1998; 邓万明等, 1998, 1999; 刘嘉麒, 1999; 赖绍聪, 1999; 迟效国等, 1999; Arnaud *et al.*, 1992; Miller *et al.*, 1999)。然而, 相形之下对青藏高原尤其是高原核部的羌塘地区第三纪火山岩源区性质和岩浆起

源机制的专题研究却明显滞后(邓万明, 1998; 王碧香等, 1999)。本文拟对北羌塘新生代碱性(钾玄岩质)及高钾钙碱岩系两个不同系列的火山岩岩石学与痕量元素地球化学进行对比研究, 进而探讨该区上地幔性质和下地壳物质组成以及岩浆起源机制。

2 新生代火山岩地质概况

羌塘微板块北部最主要的地层包括三叠世的若拉岗日群砂页岩(T_3)和侏罗纪的雁石坪组(J_{2ys})碎屑岩、石灰岩、火山岩, 以及白垩纪和老第三纪的陆相断陷盆地碎屑沉积岩系。区内地质构造比较简单, 主要断裂带可分为北西西和北

* 国家自然科学基金项目(批准号:40072029)和国家重点基础研究发展规划(批准号:G1998040800)资助

第一作者简介: 赖绍聪, 男, 1963年生, 副教授, 博士后, 岩石学及地球化学专业

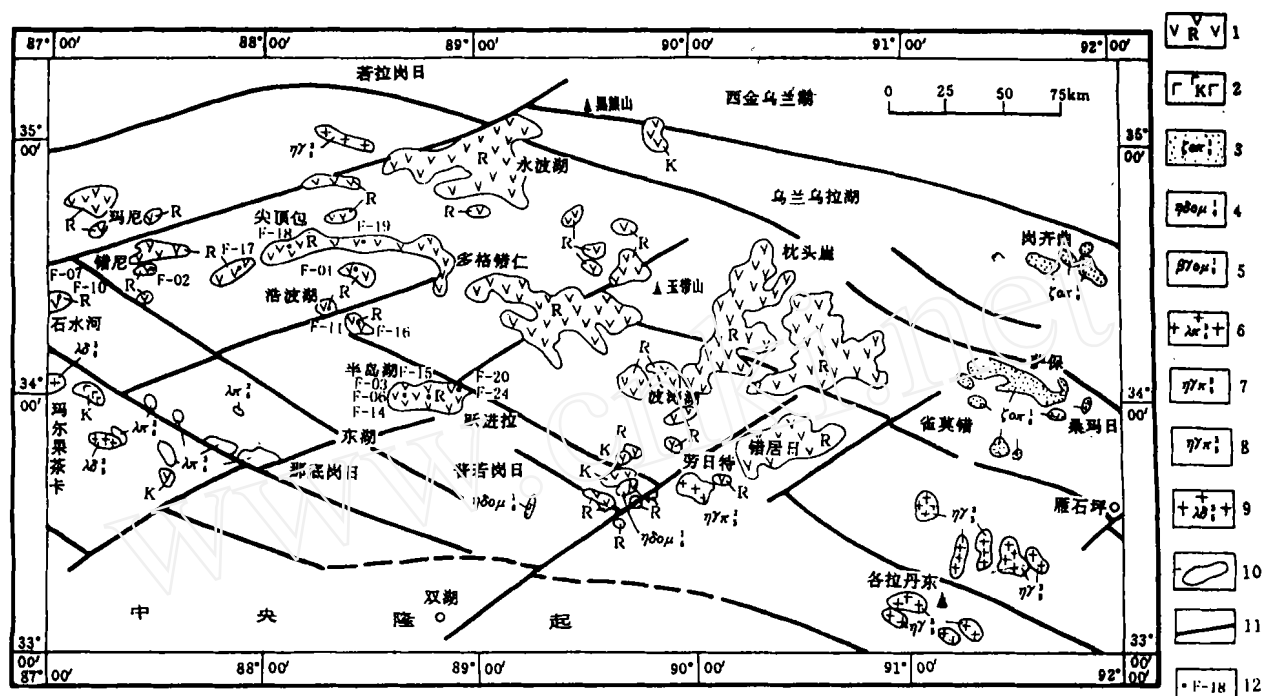


图1 羌塘地区燕山晚期—喜马拉雅期岩浆岩区域分布图

1. 第三纪火山岩; 2. 白垩纪火山岩; 3. 喜马拉雅早期石英正长斑岩; 4. 喜马拉雅早期石英二长闪长玢岩; 5. 喜马拉雅早期玄武粗安玢岩;
6. 燕山晚期流纹斑岩; 7. 燕山晚期二长花岗斑岩; 8. 燕山晚期二长花岗岩; 9. 燕山晚期花岗闪长岩; 10. 超浅成侵入岩; 11. 断裂构造;
12. 取样位置及样品编号

Fig.1 Sketch map of the regional distribution for the igneous rocks in Qiangtang area during late Yanshan-Himalaya period

东东两组(图1),褶皱比较平缓,背斜紧闭而向斜宽缓,呈轴向近东西向的箱状褶曲(邓万明,1998)。羌塘北部第三纪火山岩较为发育,在石水河、浩波湖、多格错仁、枕头崖、雁石坪等地均有分布,主要见于羌北地层分区的第三纪石坪顶组。火山岩产状主要为熔岩被,与下伏的地层呈明显的角度不整合接触关系。我们的样品主要取自半岛湖—浩波湖—石水河一带(图1)。

3 岩石学及岩石化学

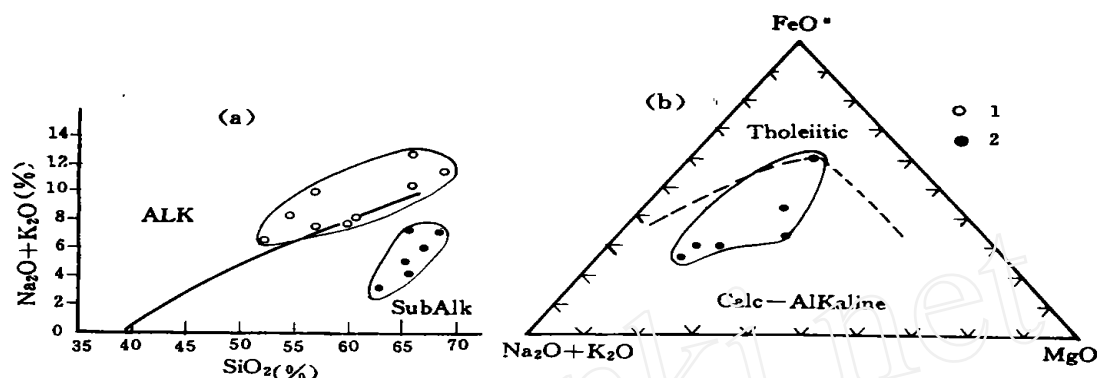
北羌塘第三纪火山岩岩石新鲜,无明显的蚀变和后期交代现象。以斑状结构和无斑隐晶结构为主,部分样品发育气孔及杏仁构造。斑状结构岩石的斑晶为它形粒状橄榄石、长条状辉石、角闪石及斜长石,基质见有粗玄结构、间粒间隐结构、粗面结构、交织结构及玻晶交织结构等。根据化学成分分析结果(表1),本区火山岩可区分为碱性系列和钙碱系列两套不同的火山岩岩石组合(图2)。

3.1 碱性系列火山岩

本区碱性系列火山岩为一套钾质粗面玄武岩—橄榄玄

粗岩—安粗岩—粗面岩岩石组合(图3),主要分布于半岛湖及浩波湖以南地区。其中钾质粗面玄武岩类 SiO_2 含量为 51.13%, 岩石 TiO_2 (1.23%) 低于大陆内部拉斑玄武岩和碱性玄武岩 TiO_2 平均值 (2.2%) (Pearce, 1983); 而 K_2O (2.92%)、 P_2O_5 (1.58%) 则明显高于正常钙碱系列玄武岩 (Wilson, 1989); 钾质粗面玄武岩的另一特点是 Al_2O_3 (12.16%) 较低, 而 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 含量较高。由钾质粗面玄武岩—橄榄玄粗岩—安粗岩—粗面岩, 岩石的化学成分特征具明显演化规律, SiO_2 含量逐渐升高, 平均值分别由 51.13% 53.99% 58.72% 65.95%, K_2O 含量明显增加, 由 2.92% 5.71% 5.31% 8.57%, 符合碱性岩浆系列的正常演化趋势; 岩石中 TiO_2 和 P_2O_5 含量则呈明显降低的趋势, TiO_2 平均值由 1.23% 1.22% 0.84% 0.54%, P_2O_5 则由 1.58% 1.38% 0.92% 0.42%; 而岩石中 Al_2O_3 含量较为稳定, 虽略有升高趋势, 但不明显。总体而言, 本区碱性系列火山岩以高钾和高磷含量, 而 TiO_2 、 Al_2O_3 偏低, 低于正常大陆内部火山岩为其显著特征。

该组岩石在 SiO_2 - K_2O 图上(文中未附)均位于钾玄武岩系列范围内, 表明该组岩石具陆内造山带钾玄武岩系列火山岩特征(邓晋福等, 1996; Turner *et al.*, 1995)。从该组岩石的


 图2 火山岩 SiO_2 - $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 图解(a)和 AFM 图解(b)

Alk. 碱性; SubAlk. 亚碱性; Tholeiitic. 拉斑系列; Calc-Alkaline. 钙碱系列; . 本区碱性系列火山岩; . 本区亚碱性钙碱系列火山岩

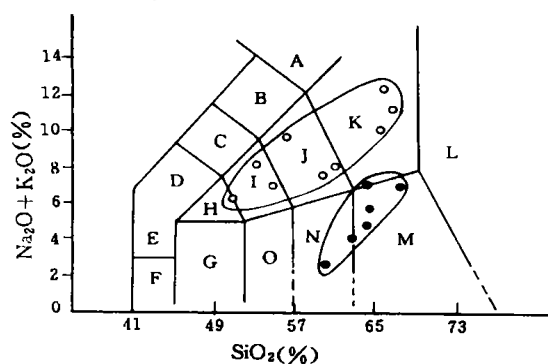
 Fig.2 SiO_2 - $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ diagram (a) and AFM diagram (b) of the volcanic rocks


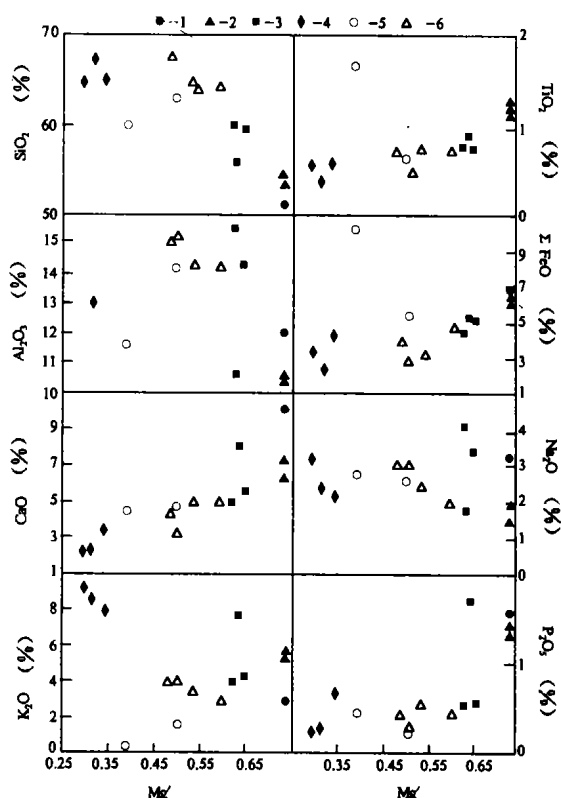
图3 火山岩 TAS 分类图解(据 Le Bas, 1986)

A. 响岩; B. 碱玄质响岩; C. 响岩质碱玄岩; D. 碧玄岩; E. 碱玄岩; F. 苦橄玄岩; G. 玄武岩; H. 粗面玄武岩; I. 橄榄玄粗岩; J. 安粗岩; K. 粗面岩; L. 流纹岩; M. 英安岩; N. 安山岩; O. 玄武安山岩;

本区碱性系列火山岩; 本区亚碱性钙碱系列火山岩

Fig.3 TAS diagram for the volcanic rock classification (after Le Bas, 1986)

化学成分变异特征(图4)可以看出, 从钾质粗面玄武岩—橄榄玄粗岩—安粗岩—粗面岩, 岩石的 Mg^* 值逐渐降低, 具明显变化规律, 钾质粗面玄武岩和橄榄玄粗岩具较高的 Mg^* 值(0.69)。通常将玄武岩类的镁值(Mg^*)作为识别原生玄武岩浆的一个重要标志, 一般认为, 原生玄武岩浆的 Mg^* 值应为 0.68 ~ 0.75 (Freg, 1978) 或 0.65 ~ 0.75 (邓晋福, 1983)。因此看来, 本区钾质粗面玄武岩和橄榄玄粗岩大体具有原生岩浆或进化程度较低的、近似于原生岩浆的岩石类型和性质, 它们的地球化学特征将在一定程度上反映源区的物质组成和特性。而安粗岩 Mg^* 值($\text{Mg}^* = 0.63 \sim 0.66$, 平均 0.64)仍较高, 仅略低于原生岩浆的 Mg^* 值(0.65 ~ 0.75)范围, 这表明本区安粗岩类应为原生岩浆经过较低程度的进化衍生而


 图4 火山岩氧化物与 Mg^* 值标绘图解

1. 钾质粗面玄武岩; 2. 橄榄玄粗岩; 3. 安粗岩; 4. 粗面岩; 5. 安山岩; 6. 英安岩

Fig.4 $\text{Mg}^*/(\text{Mg} + \text{TFe}^{2+})$ vs. major element variation diagrams

成。而本区粗面岩 Mg' 值 ($Mg' = 0.30 \sim 0.35$, 平均 0.32) 明显低于其它三类碱性岩石, 远离原生岩浆的 Mg' 值 (0.65 ~ 0.75) 范围, 说明粗面岩乃是本区原生碱性岩浆经过较强烈的结晶分异演化而成。随着 Mg' 值的降低, 该组岩石中 SiO_2 含量增高; TiO_2 、 P_2O_5 含量降低, K_2O 含量则呈明显的迅速增高的趋势, 而 FeO 、 CaO 含量总体呈下降的趋势, 表明该组岩石为一套同源岩浆火山岩岩石系列 (Wilson, 1989)。

值得注意的是, 在图 4 中, 本区碱性系列火山岩自钾质粗面玄武岩 橄榄玄粗岩 安粗岩, 大体呈连续递进的演化趋势, 而安粗岩和粗面岩之间却存在一个间断, 这与岩石 Mg' 值的变化规律相对应, 表明本区碱性系列火山岩在化学成分变化上的这种不连续性特征很可能与原生岩浆在过渡岩浆房中产生的结晶分异作用有关。事实上, 由于青藏陆壳的水平挤压缩短和加厚可以更好地封闭壳底岩浆池 (海), 从而使本区幔源成因的碱性岩浆在 Moho 底部滞留, 并产生底侵和结晶分异作用, 其结果是造成本区碱性系列火山岩中进化程度较高的粗面岩和低进化、接近原生岩浆性质的钾质粗面玄武岩、橄榄玄粗岩以及安粗岩之间出现一个化学成分变化上的不连续性。

3.2 钙碱系列火山岩

本区钙碱系列火山岩为一套安山岩—英安岩岩石组合 (图 3), 主要出露于石水河—浩波湖以北地区。 SiO_2 含量较为稳定, 变化在 59.58 ~ 67.45% 之间, 平均为 63.82%。 TiO_2 含量 (0.50 ~ 1.70%, 平均 0.85%) 略低于大陆裂谷同类岩石 TiO_2 平均值 (1.16%) (Pearce, 1983), K_2O 含量变化大 (0.28 ~ 3.97%, 平均为 2.66%)。岩石 P_2O_5 含量平均为 0.40%, MgO 含量大多低于 4%。与本区碱性系列火山岩比较, 本区钙碱系列火山岩 K_2O 含量明显较低。然而, 需要指出的是, 北羌塘第三纪钙碱系列火山岩 K_2O 含量相对于正常钙碱系列火山岩而言, 仍然表现为较高含量, 就 K_2O 含量而言, 不同于通常的岛弧区钙碱系列火山岩, 其 K_2O 显著偏高, 在 SiO_2 - K_2O 图中 (文中未附) 大多属高钾钙碱系列火山岩, 具有陆内火山岩高钾的典型地球化学特征。该组火山岩成分稳定, 未见玄武质等基性岩石端元, 它们与来自大陆地壳局部熔融的壳源中酸性火山岩组合具有一致的特征 (Wilson, 1989)。上述分析表明, 北羌塘第三纪碱性和高钾钙碱性两组火山岩具有完全不同的岩石组合类型和化学成分演化规律。

4 微量及稀土元素地球化学特征

4.1 碱性系列火山岩

从表 1 和图 5 中可以看到, 本区碱性系列火山岩中 Cr 和 Ni 与 Mg' 值具有显著的正相关关系, 钾质粗面玄武岩和橄榄玄粗岩具有最高的 Cr 、 Ni 含量, 分别高达 403~456 $\mu g/g$ 和 252~355 $\mu g/g$, 而粗面岩类 Cr 、 Ni 含量最低, 分别为 8.95

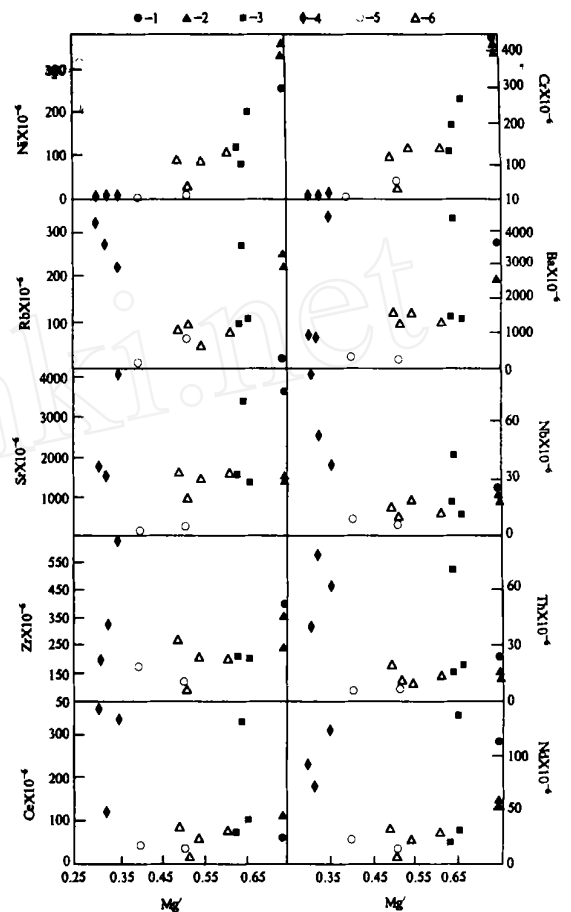


图 5 火山岩微量元素与 Mg' 值标绘图解

1. 钾质粗面玄武岩; 2. 橄榄玄粗岩; 3. 安粗岩; 4. 粗面岩; 5. 安山岩; 6. 英安岩

Fig.5 $Mg'/(Mg + TFe^{2+})$ vs. selected trace element variation diagrams

~ 22.8 $\mu g/g$ 和 3.02 ~ 12.3 $\mu g/g$; 从而说明, 在该组火山岩中, 钾质粗面玄武岩和橄榄玄粗岩最具原生岩浆性质 (Wilson, 1989), 而粗面岩类则为进化程度较高的岩浆冷凝结晶的产物。

需要指出的是, 本区碱性系列火山岩中大离子亲石元素 Rb 、 Ba 、 Sr 具有很高的丰度值 (表 1, 图 5), 远高于大洋拉斑玄武岩、岛弧拉斑玄武岩和岛弧钙碱系列火山岩平均值 (Pearce, 1983), 除 Ba 与 Mg' 具正相关关系外, Rb 和 Sr 与 Mg' 值的相关性不明显, 钾质粗面玄武岩、橄榄玄粗岩和粗面岩均具有较高的 Rb 、 Sr 丰度, 表明本区碱性系列火山岩大离子亲石元素的富集并不完全取决于岩浆的演化机理, 而应与源区物质组成具有密切的联系 (Wilson, 1989)。从图 5 中可以看到, 在粗面岩与钾质粗面玄武岩、橄榄玄粗岩、安粗岩之间, 同样存在一个微量元素演化的不连续性, 这与图 4 中主量元素所显示的变化特征相吻合, 可能与本区幔源碱性岩浆在 Moho 面及其之下的滞留、底侵和结晶分异作用有关。

表 1 北羌塘第三系火山岩化学成分(%)及微量稀土元素(μg/g)分析结果

Table 1 Major (%) and trace element (μg/g) analyses of the Tertiary volcanic rocks from north Qiangtang

系列	高 钾 钙 碱						碱 性								
岩性	安 山 岩		英 安 岩				钾质粗面玄武岩	橄榄玄粗岩		安 粗 岩			粗 面 岩		
取样位置	石 水 河		尖顶包	石渠河	浩波湖	合作湖		半 岛 湖		浩 波 湖			半 岛 湖		
编号	F-07	F-10	F-18	F-19	F-17	F-02	F-03	F-06	F-15	F-16	F-11	F-01	F-20	F-24	F-14
SiO ₂	59.58	62.87	63.83	64.33	64.85	67.45	51.13	53.40	54.58	55.78	59.55	60.82	65.33	65.48	67.05
TiO ₂	1.70	0.64	0.74	0.73	0.77	0.50	1.23	1.25	1.19	0.94	0.77	0.82	0.59	0.64	0.39
Al ₂ O ₃	11.74	14.22	14.24	15.24	14.32	15.25	12.16	10.44	10.51	10.70	14.30	15.56	13.52	12.13	13.05
Fe ₂ O ₃	2.67	2.10	2.05	2.89	2.57	1.49	4.22	3.01	2.97	3.43	2.20	1.72	2.31	2.78	0.87
FeO	7.93	3.75	2.80	1.33	1.14	1.72	3.10	4.04	3.71	2.35	3.19	3.03	1.38	1.89	1.76
MnO	0.10	0.08	0.08	0.03	0.05	0.04	0.12	0.12	0.11	0.11	0.08	0.07	0.07	0.05	0.07
MgO	3.85	3.33	4.17	2.08	2.27	1.75	8.12	8.47	8.09	5.39	5.60	4.29	0.85	1.32	0.69
CaO	4.27	4.60	4.96	4.39	4.91	3.63	10.12	7.31	6.31	8.08	5.62	5.04	2.26	3.37	2.17
Na ₂ O	2.70	2.59	2.04	3.00	2.42	2.92	3.27	2.08	1.59	1.84	3.44	4.04	3.23	2.21	2.44
K ₂ O	0.28	1.53	2.90	3.94	3.32	3.97	2.92	5.96	5.45	7.74	4.18	4.00	9.20	8.00	8.50
P ₂ O ₅	0.46	0.23	0.43	0.45	0.55	0.30	1.58	1.43	1.32	1.68	0.55	0.55	0.26	0.72	0.29
H ₂ O ⁺	4.08	2.98	0.94	0.91	1.18	1.16	1.97	2.01	2.09	1.11	0.44	0.28	0.38	0.75	2.70
H ₂ O ⁻	0.51	0.67	0.35	1.19	1.07	0.27	0.62	0.97	1.53	1.28	0.55	0.17	0.23	0.73	0.45
Total	99.87	99.59	99.53	100.51	99.42	100.45	100.56	100.49	99.45	100.43	100.47	100.39	99.61	100.07	100.43
Mg	0.40	0.51	0.61	0.49	0.54	0.51	0.69	0.69	0.69	0.64	0.66	0.63	0.30	0.35	0.32
Cs	3.4	10.5	6.54	2.23	2.19	6.14	6.65	8.34	5.71	14.2	2.63	2.5	1.88	7.00	14.9
Rb	9.95	6.13	7.41	7.9.7	4.7.9	8.9.5	1.8.7	2.5.7	2.2.9	2.7.7	1.0.6	1.0.1	3.2.8	2.2.5	2.7.6
Ba	2.67	2.56	13.00	15.90	15.74	12.76	3.67.6	2.5.8.8	2.5.9.7	4.4.4.7	1.3.9.7	1.5.4.7	9.6.9	4.5.0.3	9.0.2
Th	5.97	6.54	1.42	1.8.3	1.0.8	1.1.6	2.4.6	1.6.5	1.5.7	7.1.6	2.1.8	1.6.1	4.1.5	6.2.5	8.0.7
U	0.71	1.47	3.10	2.22	1.7.0	2.6.3	4.8.4	4.2.8	3.9.5	1.4.1	4.9.8	2.7.7	2.3.7	1.0.7	1.5.3
Ta	0.56	0.61	0.67	0.7.6	1.0.5	0.7.3	1.2.9	1.0.9	1.1.9	2.0.7	0.7.3	1.2.4	4.7.3	1.9.6	2.7.9
Nb	9.7	7.32	1.2.9	1.5.8	1.9.5	8.1.2	2.6.1	2.2.1	2.1.8	4.4	1.2.7	1.8.8	8.9	3.8.9	5.3.4
Sr	1.20	2.51	15.23	15.74	14.4.9	9.1.5	3.7.2.9	1.4.3.8	1.5.7.9	3.4.5.8	1.3.5.6	1.5.9.6	1.6.8.0	4.1.2.2	1.4.9.3
Hf	4.91	2.88	4.4.9	5.5.2	4.2.9	2.1.8	8.7	9.4	7.2.5	1.4.9	4.6.7	4.9	2.5.1	1.5.1	9.9.7
Zr	1.81	1.22	1.9.6	2.7.3	2.0.7	9.7.3	4.0.6	3.6.6	2.5.6	5.9.4	2.1.2	2.1.5	1.9.9	6.2.6	3.2.8
Y	3.40	1.5.5	1.4.3	9.6.4	6.7.2	3.0.0	2.4.6	2.0.8	2.1.1	3.0.1	9.2.4	6.4.8	2.0.5	2.8.2	1.9.9
V	2.67	1.22	8.4.9	5.3.5	5.9.4	4.5.2	1.3.3	1.2.3	1.2.1	9.6	8.3.5	6.5.2	4.3	6.0.7	2.3
Cr	1.0.3	5.5.6	1.4.3	1.1.4	1.4.6	2.6.8	4.5.6	4.0.3	4.3.7	2.0.3	2.7.9	1.3.9	8.9.5	2.2.8	1.4.1
Co	2.2.6	1.4.6	1.4.6	5.3.6	1.1.3	4.0.2	3.4.9	3.4.9	3.3.8	2.0.3	2.0.8	1.5.5	-	2.0.6	-
Ni	7.8.9	1.3.7	1.0.9	9.5.4	9.1.3	1.5.2	2.5.2	3.2.7	3.5.5	8.0.6	2.0.2	1.2.0	3.0.2	1.2.3	5.7.8
Cu	3.0.9	5.3.9	3.1.5	3.4.9	2.7.1	2.1.3	1.5.7	5.7.1	5.1.9	5.2.3	3.6.9	3.8.6	2.4.4	1.6.8	2.4.2
Zn	1.4.4	9.2.7	8.5.1	7.6.2	6.1.2	5.9.4	1.1.8	1.0.1	8.8.3	1.0.1	8.0	9.3.9	9.0.3	9.0.4	6.8.9
La	2.0.6	1.5.1	4.0.7	4.6.8	3.0.6	9.3.6	1.2.5	6.0.5	6.1.7	1.6.8	4.3.2	3.2.2	1.4.7	1.7.2	1.1.5
Ce	4.5.3	3.2.7	8.0.2	8.4.9	6.1.6	2.8.7	6.3.9	1.2.4	1.2.8	3.3.0	1.0.7	7.8.2	3.6.2	3.3.1	1.2.4
Pr	5.6.1	3.4.7	8.2.9	9.7.1	6.6.2	2.2.3	2.8.1	1.4.4	1.4.7	3.6.1	8.4.8	6.2.2	2.7.4	3.3.8	2.0.9
Nd	2.4.9	1.4.1	3.1.7	3.6.4	2.5.7	8.7.5	1.1.4	5.8.9	5.9.1	1.3.9	3.2.2	2.3.6	9.5.7	1.2.6	7.4.5
Sm	5.9.1	2.9.1	5.2.9	5.4.9	4.1.4	1.5.9	1.8.3	9.7.9	9.8.2	2.2	4.7.9	3.7.6	1.3.4	1.8.5	1.1
Eu	1.7.2	0.8.5	1.4.6	1.4.9	1.1.3	0.4.6	4.9.5	2.7.2	2.6.7	5.5	1.2.2	1.0.3	3.1.0	4.7	2.4.9
Gd	6.6.0	2.8.7	4.3.4	3.8.6	2.8.5	1.1.0	1.2.6	7.6.9	7.5.1	1.5.3	3.4.9	2.7.3	9.2.9	1.2.9	7.7.4
Tb	1.0.7	0.4.7	0.5.4	0.0.4.8	0.3.5	0.1.5	1.3.9	0.9.3	0.9.5	1.6.8	0.4.0	0.3.3	1.0.7	1.4.3	0.9.4
Dy	6.5.1	2.9.4	2.9.2	2.1.9	1.5.0	0.8.2	5.6.5	4.4.7	4.5.7	7.0.5	1.9.7	1.4.0	4.7.0	6.1.6	4.2.5
Ho	1.8.4	0.7.8	0.7.1	0.5.1	0.3.9	0.2.0	1.2.6	1.1.1	1.0.7	1.4.7	0.4.9	0.3.4	1.0.9	1.4.2	1.0.2
Er	4.0.9	1.7.3	1.5.3	1.0.3	0.7.8	0.4.1	2.4.7	2.2.1	2.2.0	2.9.7	0.9.9	0.7.2	2.3.1	2.9.3	2.1.9
Tm	0.6.5	0.2.7	0.2.2	0.1.5	0.0.9	0.4.8	0.3.2	0.3.2	0.3.0	0.3.8	0.1.4	0.0.8.4	0.3.4	0.4.2	0.3.1
Yb	4.8	2.1.7	1.7.6	1.1.9	0.8.5	0.5.4	2.3.5	2.4.3	2.2.0	2.9.6	1.1.4	0.7.9	2.6.7	3.0.8	2.5.7
Lu	0.6.6	0.3.0	0.2.4	0.1.7	0.1	0.0.5.3	0.3.2	0.3.1	0.3.0	0.3.5	0.1.6	0.5.8	0.3.2	0.3.9	0.3.3
(La/Yb) _N	2.7.8	4.5.0	1.4.9.6	2.5.4.5	2.3.2.9	1.1.2.2	3.4.4.2	1.6.1.1	1.8.1.5	3.6.7.2	2.4.5.2	2.6.3.7	3.5.6.2	3.6.1.3	2.8.9.5
(Ce/Yb) _N	2.2.8	3.6.4	1.1.0.2	1.7.2.5	1.7.5.2	1.2.8.5	6.5.7	1.2.3.4	1.4.0.7	2.6.9.5	2.2.6.9	2.3.9.3	3.2.7.8	2.5.9.8	1.1.6.6
δEu	0.8.5	0.9.0	0.9.1	0.9.5	0.9.6	1.0.2	0.9.5	0.9.3	0.9.2	0.8.8	0.8.8	0.9.5	0.8.1	0.8.9	0.7.9

* 中国科学院地球化学研究所资源与环境测试分析中心分析(1998)。(其中常量元素采用湿法分析;微量及稀土元素采用ICP-MS 法分析)

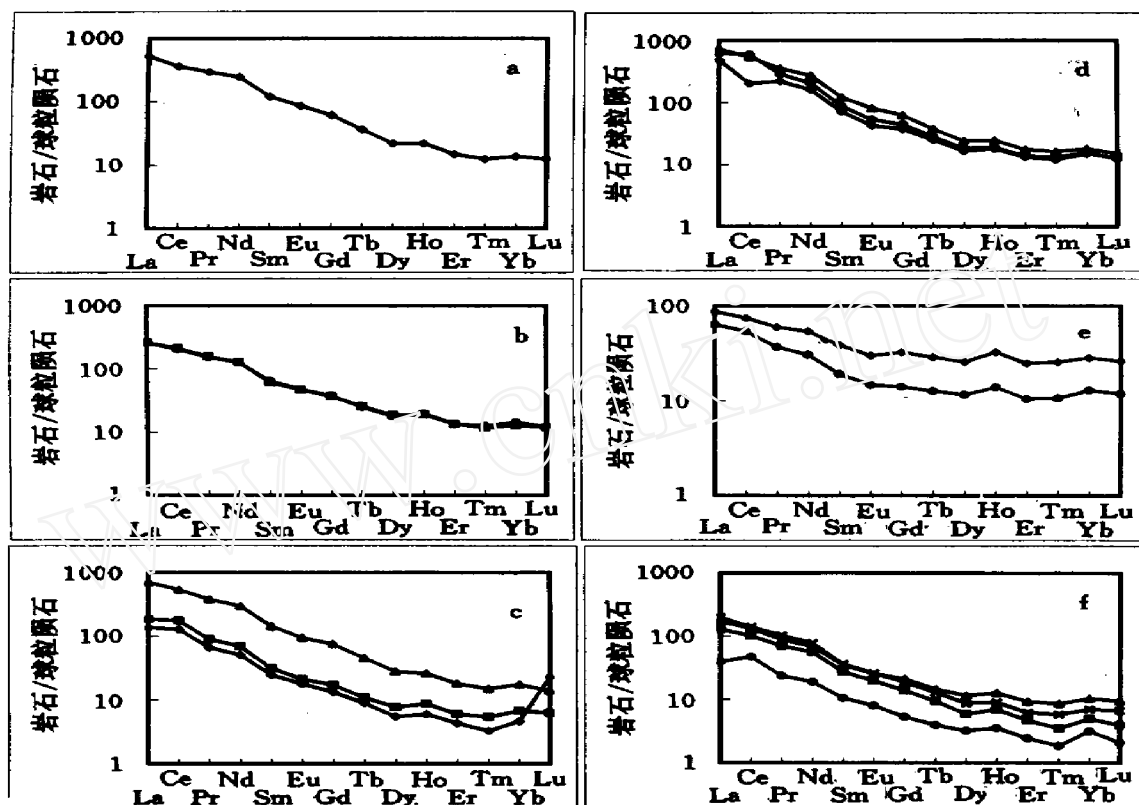


图6 火山岩稀土元素球粒陨石标准化配分图解

a 钾质粗面玄武岩; b 橄榄玄粗岩; c 安粗岩; d 粗面岩; e 安山岩; f 英安岩

Fig.6 Chondrite-normalized REE distribution patterns

本区第三纪碱性系列火山岩中, 钾质粗面玄武岩 $(La/Yb)_N=34.42$, $(Ce/Yb)_N=6.57$, $\delta Eu=0.95$; 橄榄玄粗岩 $(La/Yb)_N$ 介于 16.11 ~ 18.15 之间, 平均为 17.13; $(Ce/Yb)_N$ 介于 12.34 ~ 14.07 之间, 平均为 13.21, δEu 介于 0.92 ~ 0.93 之间; 安粗岩类 $(La/Yb)_N=24.52 \sim 36.72$, 平均 29.30, $(Ce/Yb)_N=22.69 \sim 26.95$, 平均 24.52, $\delta Eu=0.88 \sim 0.95$, 平均 0.90; 而本区粗面岩类 $(La/Yb)_N=28.95 \sim 36.13$, 平均 33.57, $(La/Yb)_N=11.66 \sim 32.78$, 平均 23.47, 其 δEu 介于 0.79 ~ 0.89 之间, 平均为 0.83。从而表明, 本区碱性系列火山岩均属轻稀土强烈富集型, 并基本不显示 Eu 异常。从稀土元素球粒陨石标准化配分型式图中(图 6a, b, c, d)也可以看出, 本区碱性系列火山岩均为右倾负斜率轻稀土强烈富集型, Eu 基本无异常。

4.2 钙碱系列火山岩

从图 7e, f 中可以看到, 本区高钾钙碱系列火山岩不相容元素原始地幔标准化配分型式图总体呈右倾型式。自安山岩英安岩, 曲线略有抬高, 负斜率呈增大的趋势, Ti 谷逐渐加深, 说明 Ti 的相对亏损与岩浆分异过程有关, 可能归因于钛铁氧化物的分离结晶(Wilson, 1989)。K、U、Th 等元素的富集度逐渐增高, 说明它们在岩浆分异过程中的不相容元素性

质, 显示了青藏陆内火山岩总体高钾的共同特点。自安山岩

英安岩, 岩石中 Rb、Sr 丰度呈升高趋势, Rb 由较强的相对亏损转变为较弱的相对亏损; 而 Sr 则由相对亏损的低谷状态转变为相对富集的低峰状态, 说明 Rb、Sr 等大离子亲石元素富集于岩浆演化的晚期阶段, 符合钙碱系列岩浆演化的普遍规律。需要指出的是本区新生代高钾钙碱系列安山岩和英安岩中均存在明显的 Nb、Ta 谷, Nb、Ta 呈明显的相对亏损状态, 这与典型的岛弧火山岩的地球化学特征(Wilson, 1989; Pearce, 1983)十分类似。

本区高钾钙碱系列安山岩类 $(La/Yb)_N$ 介于 2.78 ~ 4.50 之间, 平均为 3.64, $(Ce/Yb)_N$ 介于 2.28 ~ 3.64 之间, 平均为 2.96, 表明岩石属轻稀土低度富集型, 这与本区碱性系列火山岩均强烈富集轻稀土的特征明显不同。岩石 δEu 介于 0.85 ~ 0.90 之间, 平均为 0.875, 说明岩石中仅有微弱的铈亏损现象。本区钙碱系列英安岩类 $(La/Yb)_N$ 介于 11.22 ~ 25.45 之间, 平均为 18.73; $(Ce/Yb)_N$ 介于 11.02 ~ 17.52 之间, 平均为 14.66, 表明岩石属轻稀土中富富集型, 其轻稀土富集程度明显低于本区碱性系列火山岩中 SiO_2 含量相当的岩石类型。岩石 δEu 介于 0.91 ~ 1.02 之间, 平均为 0.96, 说明岩石基本无铈异常。从稀土元素球粒陨石标准化配分图解中(图 6e, f)可以看出, 安山岩和英安岩类均为右倾负斜率轻稀土富

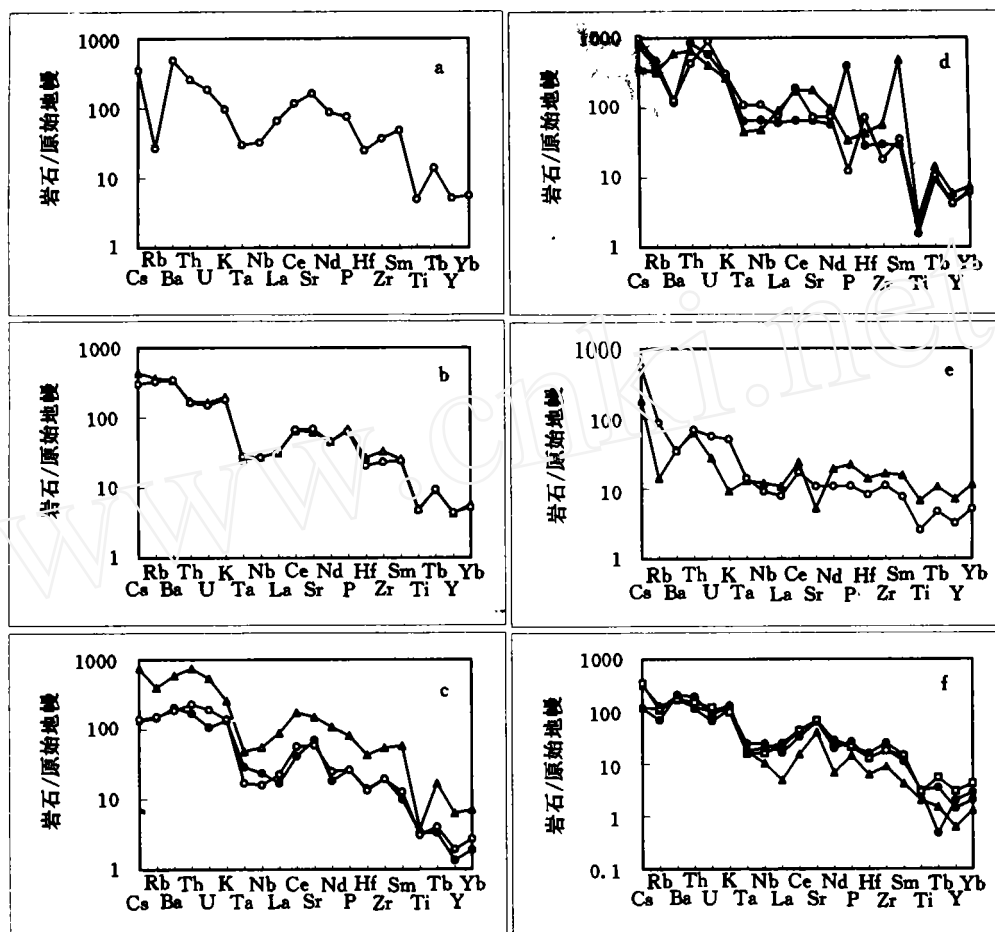


图7 火山岩不相容元素原始地幔标准化分配图解

a 钾质粗面玄武岩; b 橄榄玄粗岩; c 安粗岩; d 粗面岩; e 安山岩; f 英安岩

Fig.7 Primary mantle-normalized incompatible element distribution patterns

集型, 安山岩类轻稀土部分斜率陡, 而重稀土部分则相对较平缓。

5 关于岩石成因和源区性质的讨论

北羌塘第三纪碱性系列(钾玄武岩质)火山岩组合, 无论是其常量元素还是微量和稀土元素均具有明显的演化规律, 随岩石 Mg 的降低, 自钾质粗面玄武岩 橄榄玄粗岩 安粗岩

粗面岩, SiO_2 , K_2O , CaO , TiO_2 , $TFeO$ 等常量元素, 以及 Ni 、 Cr 、 Ba 等微量元素具明显的演化趋势, 这表明它们为一组同源岩浆火山岩系列。其中钾质粗面玄武岩和橄榄玄粗岩类具较高的 Mg 值(0.69), 这表明本区钾质粗面玄武岩和橄榄玄粗岩基本代表了源自上地幔的原生岩浆类型, 或进化程度较低的类似于原生岩浆的岩石类型, 安粗岩($Mg = 0.63 \sim 0.66$, 平均为 0.64)为弱进化岩浆结晶产物, 粗面岩($Mg = 0.30 \sim 0.35$, 平均 0.32)则是高度进化岩浆冷凝结晶的产物。该组火山岩钾及其相关大离子亲石元素的高含量可能暗示了它们乃是源区低程度部分熔融的产物(Mckenzie *et al.*,

1995)。同时高钾质还说明源区应存在富钾相。本区碱性系列火山岩高 K_2O 含量, K_2O/Na_2O 大多大于 1, 在 $SiO_2 - K_2O$ 图中(文中未附)落入 Shoshonite 区内, 均表明它们应为钾玄武岩质火山岩(Morrison, 1980)。值得注意的是, 本区碱性系列火山岩的高 K_2O 含量不仅表现在粗面岩和玄粗岩中, 而且在低硅含量($SiO_2 = 51.13 \sim 54.58\%$)的、代表原生岩浆性质的钾质粗面玄武岩和橄榄玄粗岩中同样具有很高的 K_2O 含量(2.92 ~ 5.96%, 平均 4.78%), 这种特征表明, 该组岩石中钾及其相关大离子亲石元素的高含量并不能简单地归因于岩浆分馏作用(fractionation), 而更主要的应取决于岩浆体系的源区特征(Platt *et al.*, 1994)。Meen (1987)的研究结果表明, 钾玄武岩中钾的富集主要受高压下高铝玄武质母岩浆中以斜方辉石为主的分离作用影响, 这种分离作用将产生钾的高度富集, 而 SiO_2 的升高却很小。然而, 本区碱性火山岩中 K_2O 与 SiO_2 具有明显的共同增高的趋势(图 4), 这与 Meen (1987)提出的富钾机理是不吻合的。实验结果(Mengel *et al.*, 1989)表明, 含 K_2O 约 3.5% 的玄武质熔浆在高压下是饱含金云母的, 这一 K_2O 含量值与本区钾质粗面玄武岩接近。

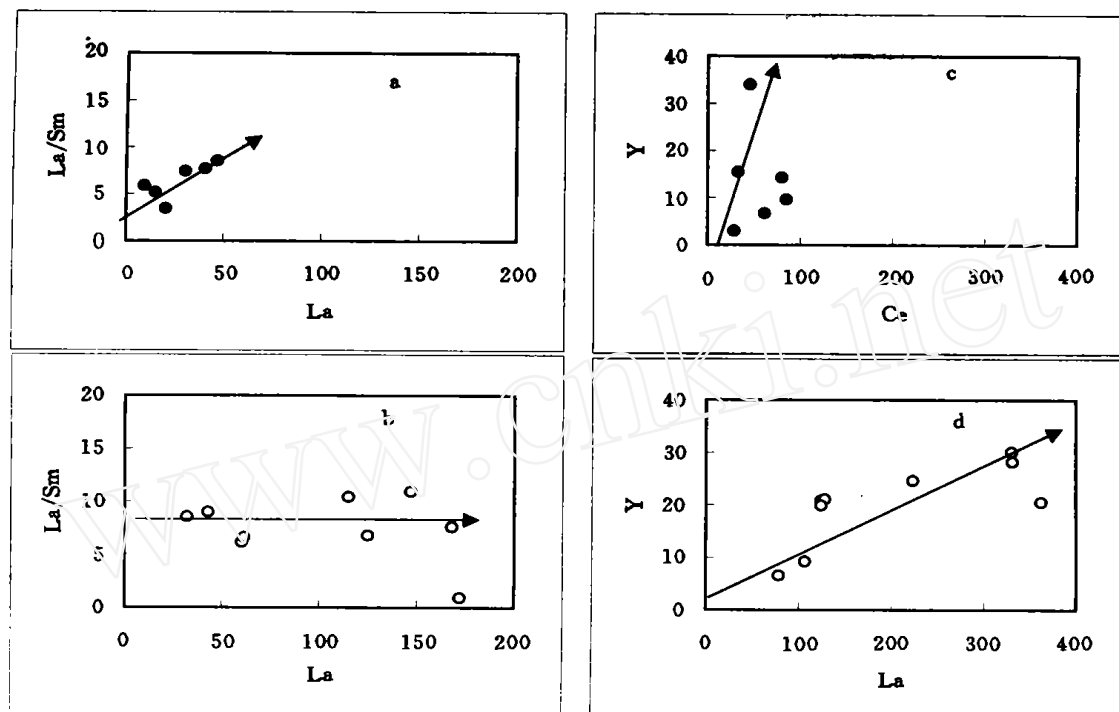


图8 火山岩La/Sm- La (a, b) 和Ce- Y (c, d) 图解

—高钾钙碱火山岩系; —碱性(钾玄岩质)火山岩系

Fig.8 The La/Sm- La (a, b) and Ce- Y (c, d) diagrams of the volcanic rocks

因此, 本区碱性系列火山岩原生岩浆中 K_2O 的丰度值应与 Mengel 等(1989)实验结果中饱含金云母的岩浆体系类似。由此看来, 本区碱性系列火山岩中 K_2O 及其相关大离子亲石元素的高含量的确反映了源区的地球化学特征, 表明在上地幔岩浆起源区很可能存在类似金云母类的富钾矿物相。这与本区钾质粗面玄武岩不相容元素原始地幔标准化图谱中钾的相对富集程度略低于 Th 和 La 的特征相吻合(图 7a)。

同位素研究表明, 青藏高原北部新生代火山岩大多具有高 $^{87}Sr/^{86}Sr$, 低 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和高 Pb 同位素组成特点, 各地区火山岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值普遍高于原始地幔值(0.7044), 一般都介于 0.705 ~ 0.708 之间(解广羲等, 1992; 邓万明, 1998; 邓万明等, 1998), 最高可达 0.713700 ($\epsilon_{Nd} = -5.62$, 藏北新生代流纹岩)和 0.715520 ($\epsilon_{Nd} = -11.86$, 狮泉河新生代粗面岩)(Turner *et al.*, 1996)。这表明它们应来源于一种富集型地幔源区, 在火山岩原始岩浆形成和演化过程中可能有大量再循环而进入地幔的地壳物质组分, 而且在岩浆源区占有重要地位。事实上, 青藏高原在板块碰接这一特定的构造条件下, 由于强烈的挤压应力和陆壳的缩短和加厚, 完全有可能使大量的地壳物质被带入地幔(Molnar *et al.*, 1993), 从而形成一特殊的加厚陆壳和富集型上地幔。而对于富集成分的成因可能存在两种解释。一是可以归因于上地幔交代作用或地幔变质作用, 然而这套火山岩中 Nb、Ta 和 Ti 的亏损乃是上地壳沉积岩和岛弧区岩浆作用的典型地球化学标志, 因而更

合理的解释则是这一富集组分的形成与古老板块(古洋壳)俯冲作用带入深部并滞留在深部的地壳物质有关。

因此, 如果主元素、微量元素、稀土元素及同位素所提供的地球化学信息的确代表了青藏高原北部大陆地幔的主要特征的话, 则该区地幔将是强烈富集了不相容元素的、不均一的富集地幔。而古老沉积物和古洋壳物质再循环进入地幔体系对于形成这种特殊类型的富集地幔具有重要意义。看来, 本区第三纪碱性系列火山岩乃是地球层圈间物质交换过程和壳/幔物质再循环的最终产物。

本区钙碱系列安山岩和英安岩类成分稳定, 无论是岩石类型、碱性程度, 还是轻稀土富集程度均与本区碱性系列火山岩明显不同, 它们乃是一套壳源中酸性火成岩类。然而需要指出的是, 这套火山岩不同于通常的消减带或碰撞带钙碱质火山岩系, 主要体现在两个方面: 第一是本区钙碱性安山岩和英安岩具轻稀土富集型稀土配分型式, 但却并不显示明显的铈亏损, δEu 在 0.85 ~ 1.02 之间变化, 平均为 0.93, 基本无铈异常。这与岛弧区钙碱岩系通常具显著负铈异常(Wilson, 1989; Pearce, 1983; Marlina *et al.*, 1999)的特征明显不同。第二是本区钙碱系列安山岩和英安岩 K_2O 含量较高, 大多属高钾钙碱系列。实验岩石学与相平衡研究表明(Huang *et al.*, 1981, 1986; Stern *et al.*, 1981; 邓晋福, 1987; Patino, 1996; Patino *et al.*, 1995, 1998): 陆壳岩石的局部熔融在 1GPa (30~40km 厚的陆壳) 时生成花岗岩(狭义)

岩浆, 1.5 GPa (55km 厚的陆壳) 时生成正长岩岩浆 (此时熔融系统中还有斜长石存在); 约 1.7 GPa (60km 厚的陆壳) 固相线上斜长石已不存在, 低于固相线温度时 1.5 GPa 斜长石已不存在 (转变为单斜辉石); 安山质岩浆的液相线矿物 1GPa 时为斜长石 ± 辉石, >1 GPa 时为辉石 ± 石榴子石 ± 角闪石。这样, 我们可以知道, 花岗岩, 包括过碱性花岗岩起源于正常或减薄的陆壳内, 以及双倍陆壳的中、上部; 不管通过熔融作用还是分异过程, 花岗岩岩浆, 总与斜长石处于平衡过程, 因此, 总是伴随负 Eu 异常; 在岩石圈根内形成的碱性正长岩—石英正长岩岩浆则因为不曾与斜长石平衡过 (不管熔融, 抑或分异过程), 所以不会出现负 Eu 异常。有无负 Eu 异常这个标志, 同样适用于 A 型花岗岩类以外的中酸性火成岩, 包括安山岩和英安岩及其相应的侵入岩 (邓晋福等, 1996)。它们的岩浆形成或直接源于陆壳岩石, 或由幔源玄武岩浆与陆壳相互作用产生, 当深度大于 50~60km 以后, 陆壳将由榴辉岩相岩石 (无斜长石) 构成, 因此, 当安山岩、英安岩岩浆形成于加厚的陆壳底部 (相当于榴辉岩相的源区岩石) 时, 就不会有负 Eu 异常。这样无负 Eu 异常的中酸性火成岩标志着一个加厚的相当于榴辉岩质 (无斜长石相) 陆壳的存在 (邓晋福等, 1996)。

根据 La/Sm-La 图解 (图 8a, b), 可以很容易地判别一组相关岩石的成岩作用方式 (Allegre *et al.*, 1978)。从图 8a, b 中可以看到, 本区高钾钙碱系列中酸性火山岩乃是源区岩石部分熔融的产物; 而碱性 (钾玄岩系) 火山岩为一组同源岩浆结晶分异演化系列。岩浆成因理论认为 (Allegre *et al.*, 1978; Wilson, 1989), Ce 属于超亲岩浆元素, Y 属于亲岩浆元素, 这两类元素构成的图解的不同趋势将反映相关岩石组合源区部分熔融程度的差异。在图 8c, d 中, 本区高钾钙碱岩系投影趋势靠近 Y 轴, 为源区较高度部分熔融的产物; 而碱性岩 (钾玄岩) 系投影趋势靠近 Ce 轴, 乃是源区较低程度部分熔融的产物。从而表明, 本区高钾钙碱和碱性两个不同系列的火山岩有其各自独立的岩浆源区, 乃是加厚陆壳基底和富集型上地幔分别部分熔融的产物。事实上, 本区高钾钙碱中酸性火山岩系不可能是碱性 (钾玄岩) 岩系的分异产物。因为钾玄岩系岩浆分异将向着更加富碱的方向演化, 而在其分异晚期中酸性岩浆产物中, 不会出现钙碱系列的演化端元。

由上述可以看出, 本区第三纪钙碱系列火山岩乃是直接起源于加厚的陆壳底部, 其源区物质应相当于榴辉岩的组成。正是由于青藏陆块之下软流层物质的上涌而形成幔源的碱性 (钾玄岩质) 岩浆活动及其在 Moho 面以上的底侵作用, 从而为下地壳中酸性钙碱系列火山岩的起源提供了热动力条件。另外, 青藏陆壳的水平挤压缩短和加厚作用可以更好地封闭壳底岩浆池 (海), 使底侵岩浆有更充分条件与陆壳物质相互作用, 包括陆壳岩石的熔融作用以及岩浆结晶分离作用等。羌塘北部新生代第三纪碱性 (钾玄岩质) 和高钾钙碱两个不同的火山岩系列正是在这种特定的构造环境中形成的。

6 结语

北羌塘第三纪火山岩可以区分为碱性 (钾玄岩质) 和高钾钙碱性两个不同的系列。碱性系列主要岩石类型为钾质粗面玄武岩—橄榄玄粗岩—安粗岩—粗面岩, 为一套强烈富集轻稀土和部分大离子亲石元素的幔源岩浆系列, 并具有很高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和 Pb 同位素比值, 它们揭示了青藏高原北部陆下地幔为一特殊的富集型上地幔, 古老沉积物和古洋壳物质再循环进入地幔体系对于形成这种特殊类型的富集地幔具有重要意义, 而北羌塘第三纪这套碱性系列火山岩则是由于青藏高原在板块碰撞这一特定构造条件下, 壳/幔物质再循环的最终产物。高钾钙碱系列火山岩主要岩石类型为安山岩和英安岩类, 它们属典型的壳源岩浆系列, 轻稀土富集和无负铕异常表明其源区物质组成相当于榴辉岩质, 从而揭示了青藏高原北部具有一加厚的陆壳, 其下地壳岩浆源区具榴辉岩相的物质组成。由于青藏陆块之下软流层物质的上涌而形成幔源碱性岩浆活动, 而青藏陆壳的挤压缩短和加厚可以较好地封闭壳底岩浆池 (海), 从而使幔源岩浆在 Moho 面下的底侵作用为下地壳中酸性高钾钙碱系列火山岩的起源提供了热动力条件, 该区两套不同系列和源区类型的火山岩正是在这种特殊的构造环境中形成的。

References

- Allegre CJ, Minster JF. 1978. Quantitative method of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38:1 ~ 25
- Arnaud NO, Vidal P, Tapponnier P *et al.* 1992. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: geochemistry and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 111:351 ~ 367
- Chi Xiaoguo, Li Cai, Jin Wei *et al.* 1999. The Cenozoic volcanism evolutionary and uplifting mechanism of the Qinghai-Tibet plateau. *Geological Review*, 45 (Supp.): 978 ~ 986 (in Chinese with English abstract)
- Deng Jinfu. 1987. Phase equilibrium and petrogenesis. Wuhan: Wuhan Geological College Press, 42 ~ 71 (in Chinese)
- Deng Jinfu, Zhao Hailing, Mo Xuanxue *et al.* 1996. Continental roots-plume tectonics of China — key to the continental dynamics. Beijing: Geological Publishing House, 17 ~ 20 (in Chinese)
- Deng Wanming. 1998. Cenozoic intraplate volcanic rocks in the Northern Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1 ~ 168 (in Chinese)
- Deng Wanming. 1993. Trace element and Sr, Nd isotopic features of the Cenozoic potassium-volcanic rocks from northern Qinghai-Tibet plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 9 (4): 379 ~ 387 (in Chinese with English abstract)
- Deng Wanming, Sun Hongjuan. 1998. Features of isotopic geochemistry and source region for the intraplate volcanic rocks from northern Qinghai-Tibet plateau. *Earth Science Frontiers*,

- 5(4):307 ~ 317 (in Chinese with English abstract)
- Deng Wanning, Sun Hongjuan.1999. The Cenozoic volcanism and the uplifting mechanism of the Qinghai-Tibet plateau. Geological Review,45 (Supp.):952 ~ 958 (in Chinese with English abstract)
- Frey F.A.1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Journal of Petrology,119:463 ~ 513
- Huang WL, Wyllie PJ.1986. Phase relationships of gabbro-tonalite-granite-H₂O at 15 kbar with applications to differentiation and anatexis. American Mineralogist,71:301 ~ 316
- Huang WL, Wyllie PJ.1981. Phase relationships of S-type granite with H₂O to 35 kbar: muscovite granite from Harney Peak, South Dakota. Journal of Geophysical Research,86:10515 ~ 10529
- Lai Shaocong.1999. Petrogenesis of the Cenozoic volcanic rocks from the northern part of the Qinghai-Tibet plateau. Acta Petrologica Sinica,15 (1):98 ~ 104 (in Chinese with English abstract)
- Le Bas M J.1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology,27:745 ~ 750
- Liu Jiaqi.1999. Volcanoes in China. Beijing: Science Press,53 ~ 135 (in Chinese)
- Marlina AE, John F.1999. Geochemical response to varying tectonic settings: An example from southern Sulawesi (Indonesia). Geochimica et Cosmochimica Acta,63 (7/8):1155 ~ 1172
- McKenzie D, O'Nions RK.1995. The source regions of ocean island basalts. Journal of Petrology,36:133 ~ 159
- Meen JK.1987. Formation of shoshonites from calc-alkaline basalt magmas: geochemical and experimental constraints from the type locality. Contributions to Mineralogy and Petrology,97:333 ~ 351
- Mengel K, Green DH.1989. Stability of amphibole and phlogopite in metasomatised peridotite under water-saturated and water-undersaturated conditions. in: Kimberlites and Related Rocks, Vol.1 Special Publication, Geological Society of Australia,14:571 ~ 581
- Miller C, Schuster R, Klotzli U et al.1999. Post-collisional 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 (9):1399 ~ 1424
- Molnar P, England P, Martinod J.1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau and the Indian Monsoon. Reviews in Geophysics,31:3557 ~ 396
- Morrison G W.1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. Lithos,13:97 ~ 108
- Patino Douce A E.1996. Effects of pressure and H₂O content on the compositions of primary crustal melts. Earth Sciences,87:11 ~ 21
- Patino Douce A E and Beard J S.1995. Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. Journal of Petrology,36:707 ~ 738
- Patino Douce A E and McCarthy T C.1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. Netherlands: Kluwer Academic Publishers,27 ~ 55
- Pearce JA.1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. in: Hawkesworth et al. (eds.) Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich: Shiva Press,230 ~ 249
- Platt JP, England PC.1994. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: thermal and mechanical consequences. American Journal of Science,294:307 ~ 336
- Stern CR, Wyllie PJ.1981. Phase relationships of I-type granite with H₂O to 35 kbar: the Dinkey lakes biotite-granite from the Sierra Nevada batholith. Journal of Geophysical Research,86:10412 ~ 10422
- Turner S, Arnaud N, Liu J et al.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
- Turner S, Hawkesworth C.1995. The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major element composition of continental flood basalts. Chemical Geology,120:295 ~ 314
- Wang Bixiang, Ye Hefei, Peng Yongmin.1999. Isotopic geochemistry features and its significance of the Mesozoic-Cenozoic volcanic rocks from Qiangtang basin, Qinghai-Tibet plateau. Geological Review,45 (Supp.):946 ~ 951 (in Chinese with English abstract)
- Wilson M.1989. Igneous petrogenesis. London: Unwin Hyman Press,295 ~ 323
- Xie Guanghong, Liu Congqiang, Zengtian Zhangzheng et al.1992. Geochemical features of the Cenozoic volcanic rock from Qinghai-Tibet plateau and its adjacent area — evidence for existence of an ancient enriched mantle. In: Geochemistry and Chronology of the Cenozoic Volcanic Rocks in China (Chief editor: Liu Ruoxin). Beijing: Seismic Publishing House,400 ~ 427 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 王碧香, 叶和飞, 彭勇民.1999. 青藏羌塘盆地中生代火山岩同位素地球化学特征及其意义. 地质论评,45 (增刊):946 ~ 951
- 邓万明.1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社,1 ~ 168
- 邓万明.1993. 青藏北部新生代钾质火山岩微量元素和Sr,Nd 同位素地球化学研究. 岩石学报,9 (4):379 ~ 387
- 邓万明, 孙宏娟.1998. 青藏北部板内火山岩的同位素地球化学与源区特征. 地学前缘,5 (4):307 ~ 317
- 邓万明, 孙宏娟.1999. 青藏高原新生代火山活动与高原隆升关系. 地质论评,45 (增刊):952 ~ 958
- 邓晋福.1987. 岩石相平衡与岩石成因. 武汉: 武汉地质学院出版社,42 ~ 71
- 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学等.1996. 中国大陆根柱构造—大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社,17 ~ 20
- 刘嘉麒.1999. 中国火山. 北京: 科学出版社,53 ~ 135
- 迟效国, 李才, 金巍等.1999. 藏北新生代火山作用的时空演化与高原隆升. 地质论评,45 (增刊):978 ~ 986
- 赖绍聪.1999. 青藏高原北部新生代火山岩成因机制. 岩石学报,15 (1):98 ~ 104
- 解广森, 刘丛强, 增田彰正等.1992. 青藏高原周边地区新生代火山岩的地球化学特征—古老富集地幔存在的证据. 见: 刘若新主编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社,400 ~ 427