

# 青藏高原东缘麻当新生代钠质碱性玄武岩成因及其深部动力学意义

赖绍聪\* 张国伟 李永飞 秦江锋

(大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069)

**摘要** 麻当新生代玄武岩出露于青藏高原东缘, 位于青藏、华北和扬子三大构造域的交接转换部位. 岩石  $\text{SiO}_2$  介于 42% ~ 51% 之间,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$ , 为一套钠质碱性玄武岩系列. 微量及稀土元素显示典型板内洋岛型(OIB-type)碱性玄武岩的特征, 明显富集 Ba, Th, Nb, Ta 等元素, 而 K 和 Rb 相对较低; Sr-Nd-Pb 同位素体系显示了明显的混合源区特征. 新生代以来青藏东缘西秦岭-松潘地区受青藏、扬子及华北三大构造体系域的控制, 西秦岭-松潘构造结处于从下部地幔到上部陆壳物质的总体汇聚拼贴阶段, 地幔具有显著的混合特征. 麻当玄武岩正是在这种特定的构造背景下, 由西秦岭-松潘构造结多源混合的软流圈地幔部分熔融的产物.

**关键词** 碱性玄武岩 源区性质 深部动力学 新生代 青藏东缘

青藏高原东缘、西秦岭-松潘地区处于中国大陆构造的主要地块与造山带聚集交接转换部位, 是东西向中央造山系与南北向贺兰-川滇构造带垂向交汇区, 也是青藏高原东北缘扩展跨越地带. 该区是在中国大陆多块体拼合地质条件中, 在全球三大构造动力学系统长期复合演变背景下, 历经了复杂的过程而成, 记录着中国大陆的形成与演化的重要信息.

青藏高原东缘的新生代火山岩作为岩石深部探针可成为研究高原隆升机制及深部动力学、壳幔相互作用、上地幔及下地壳物质组成与热状态等重大科学问题的重要研究对象.

本文选择青藏东缘麻当新生代钠质碱性玄武岩为研究对象, 通过详细的地球化学研究, 试图探讨火山岩源区性质及新生代期间青藏高原东缘的深部动力学背景.

## 1 区域地质概况

麻当玄武岩出露在青藏高原东缘(N35°18', E102°46'),

位于甘肃省夏河县麻当乡西南约 4 km 处. 研究区内出露地层简单, 主要有二叠系、白垩系以及燕山期花岗岩类. 二叠系上部主要为黄灰色千枚状泥质板岩、粉砂质板岩夹砾岩、长石石英砂岩、千枚状凝灰质板岩、透镜状含砾灰岩; 下部主要为灰色长石石英砂岩、石英长石砂岩、粉砂质板岩、砾岩及含砾灰岩等. 白垩系地层主要为灰绿、红褐色安山岩、暗紫色泥质粉砂岩夹凝灰质细砂岩、泥岩及角砾岩. 麻当玄武岩呈近东西向的椭圆形展布, 为一小型岩丘, 长约 1000 m, 宽约 200~400 m, 出露面积约 0.3 km<sup>2</sup>. 岩石不整合超覆于白垩系红褐色、暗紫色泥质粉砂岩、砂岩及角砾岩之上, 并在与白垩系砂岩接触界线附近的玄武岩底部见有大量的白垩系砂岩、角砾岩捕虏体, 表明该玄武岩的形成时代晚于白垩纪(图 1).

## 2 岩石学及岩石化学特征

岩石呈灰黑色, 斑状结构, 块状构造, 有时见有角砾状构造. 十分新鲜, 基本无蚀变和交代现象. 斑

收稿日期: 2006-07-03; 接受日期: 2006-12-28

国家自然科学基金重点项目(批准号: 40572050、40234041)、高等学校优秀青年教师教学科研奖励计划项目(批准号: 教人司[2002]383 号)共同资助

\* E-mail: shaocong@nwu.edu.cn

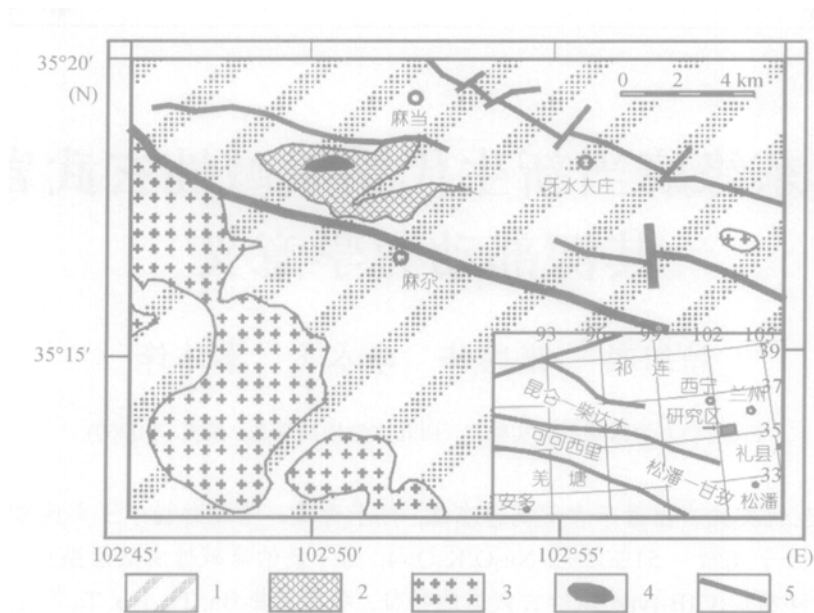


图 1 青藏高原东缘麻当地区地质简图

1. 二叠系板岩夹砾岩、长石石英砂岩及透镜状含砾灰岩; 2. 白垩系砂岩、砾岩;  
3. 燕山期花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩; 4. 新生代玄武岩; 5. 断裂构造

晶主要为自形板状斜长石和短柱状辉石, 偶见少量橄榄石。基质为间隐结构, 主要矿物有板条状斜长石微晶、细粒辉石颗粒、微量弱伊丁石化橄榄石、不均匀分散状磁铁矿以及部分火山玻璃。麻当玄武岩岩石化学、稀土及微量元素分析结果列于表 1。火山岩  $\text{SiO}_2 = 42.44\% \sim 50.76\%$ , 平均为  $46.69\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  大于  $13\%$ , 在  $13.01\% \sim 17.60\%$  之间变化, 平均为  $15.58\%$ 。岩石  $\text{MgO}$  在  $4.82\% \sim 7.92\%$  之间变化, 平均为  $6.95\%$ 。全碱含量偏高、变化较大 ( $2.94\% \sim 5.87\%$ , 平均  $4.57\%$ ),  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4.03 \sim 15.19$ , 平均为  $7.24$ , 属典型的钠质系列火山岩类。上述化学成分特征表明该套火山岩为钠质碱性系列玄武岩类。值得注意的是, 该套火山岩的  $\text{TiO}_2$  含量 ( $1.46\% \sim 2.40\%$ , 平均  $1.85\%$ ) 明显高于岛弧区火山岩 ( $0.58\% \sim 0.85\%$ )<sup>[1]</sup> 和典型大洋中脊拉斑

玄武岩 ( $1.5\%$ )<sup>[1]</sup>, 而与板内 OIB 型碱性玄武岩  $\text{TiO}_2$  含量 ( $2.20\%$ )<sup>[2~4]</sup> 接近。

### 3 微量及稀土元素地球化学特征

麻当钠质碱性玄武岩稀土总量较高, 一般在  $(134 \sim 231) \times 10^{-6}$  之间, 平均为  $196.09 \times 10^{-6}$ ; 轻重稀土分异明显,  $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$  在  $3.20 \sim 4.41$  之间, 平均为  $3.92$ ; 岩石  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 10.20 \sim 14.58$ , 平均为  $12.71$ ;  $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$  介于  $7.98 \sim 10.94$  之间, 平均为  $9.64$ ; 岩石仅有微弱的正铈异常,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.01 \sim 1.12$ , 平均为  $1.07$ 。在球粒陨石标准化配分图上 (图 2(a), (b)), 岩石显示出右倾负斜率轻稀土中强富集型分布模式, 与典型的板内 OIB 型碱性玄武岩稀土元素地球化学特征完全一致<sup>[5]</sup>。

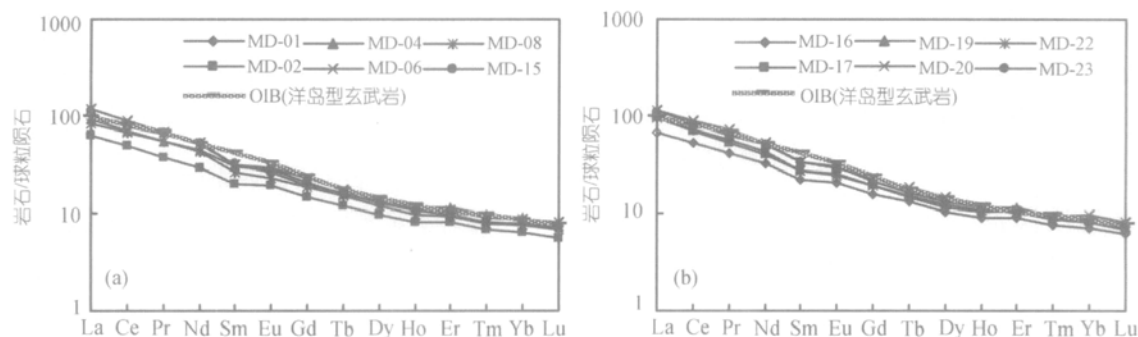


图 2 火山岩稀土元素球粒陨石标准化配分图解

球粒陨石标准值和洋岛玄武岩数据引自文献[4]; 图中编号对应于表 1 中的样品编号

表 1 青藏东缘麻当玄武岩主量(重量百分数)及微量( $10^{-6}$ )元素分析结果<sup>a)</sup>

编号	MD-01	MD-02	MD-04	MD-06	MD-08	MD-15	MD-16	MD-17	MD-19	MD-20	MD-22	MD-23
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
SiO <sub>2</sub>	45.28	42.44	43.94	45.44	50.76	45.71	44.53	50.70	45.55	45.83	50.62	49.45
TiO <sub>2</sub>	1.84	1.46	2.40	1.82	1.81	1.81	1.46	2.00	1.86	1.87	2.00	1.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.22	13.01	15.66	15.68	15.54	15.65	13.22	15.47	16.43	17.60	15.68	16.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.73	7.44	5.05	5.48	7.98	4.06	7.49	8.00	5.52	5.88	7.30	5.93
FeO	4.18	1.17	4.81	4.90	1.82	4.78	1.68	1.82	4.28	4.56	1.78	4.43
MnO	0.12	0.16	0.13	0.15	0.11	0.14	0.15	0.11	0.14	0.13	0.10	0.15
MgO	7.64	7.68	7.71	7.80	4.91	7.43	7.77	4.82	7.92	7.41	5.00	7.29
CaO	8.09	11.36	10.00	8.65	8.47	8.50	11.78	8.43	8.80	8.24	8.81	8.82
Na <sub>2</sub> O	4.32	2.53	3.12	4.17	4.00	4.35	2.56	4.10	5.14	4.34	4.41	4.14
K <sub>2</sub> O	0.76	0.60	0.61	0.96	0.28	1.08	0.38	0.27	0.73	0.72	0.53	0.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.76	0.81	0.94	0.64	0.71	0.86	0.75	0.80	0.68	0.82	0.73	0.85
烧失量	5.89	11.01	5.75	4.20	3.36	5.50	8.00	3.31	2.84	2.70	2.86	2.57
总计	99.83	99.67	100.12	99.89	99.75	99.87	99.77	99.83	99.89	100.10	99.82	99.90
Mg#	0.66	0.67	0.63	0.62	0.53	0.65	0.66	0.53	0.64	0.61	0.56	0.61
Li	32.5	29.3	41.2	42.5	44.4	39.7	31.7	31.4	42.0	40.5	40.8	44.6
Sc	17.7	15.2	23.6	19.6	19.4	17.3	15.5	20.2	18.7	20.3	20.8	18.4
V	152	68.4	191	172	114	154	76.0	140	147	177	131	148
Cr	222	159	197	179	232	174	180	207	173	201	236	175
Co	44.2	50.8	57.7	52.5	47.0	42.2	53.8	60.2	44.0	42.6	55.1	44.9
Ni	86.0	96.3	120	103	108	75.5	117	109	79.2	91.9	103	85.9
Cu	52.0	34.4	50.8	48.4	39.0	46.2	34.6	50.6	45.6	50.7	44.8	43.0
Zn	75.1	51.7	63.1	73.2	49.5	75.2	56.3	55.0	78.4	76.9	54.9	79.2
Rb	4.11	4.45	1.94	5.97	3.69	4.32	4.04	5.69	2.99	2.47	5.29	4.68
Sr	882	675	833	1067	387	962	645	648	969	955	573	1055
Y	21.0	18.0	24.7	23.9	20.6	22.1	19.9	22.5	23.5	23.2	21.8	22.3
Zr	320	198	271	354	310	324	207	305	334	354	315	318
Nb	54.0	29.0	43.9	59.2	43.9	56.0	30.4	41.5	55.1	60.6	43.6	51.1
Cs	8.32	0.49	1.74	4.55	0.11	3.93	0.40	0.97	6.67	3.44	0.22	4.86
Ba	217	113	224	245	72.8	253	123	143	219	218	264	243
Hf	7.55	4.48	5.98	7.62	6.96	7.58	4.72	6.74	7.65	7.89	7.30	7.49
Ta	4.18	2.38	3.54	4.41	3.56	4.39	2.51	3.61	4.74	4.47	3.91	4.47
Pb	3.53	3.94	3.88	3.89	4.89	4.46	4.21	4.96	3.60	4.37	4.27	3.13
Th	4.53	2.91	3.22	5.11	5.96	4.86	3.30	5.27	5.02	5.30	5.88	4.85
U	1.87	0.87	1.31	2.11	1.68	1.98	0.94	2.03	1.93	2.44	2.06	2.00
La	38.6	23.1	34.3	44.3	30.4	41.6	25.1	35.7	42.3	42.2	36.0	40.3
Ce	75.5	47.1	66.4	86.4	64.5	80.8	50.6	66.8	79.4	85.8	70.0	75.7
Pr	8.93	5.20	7.60	9.40	7.53	9.30	5.65	7.27	8.82	9.99	7.72	8.57
Nd	36.6	21.0	32.0	37.6	30.5	37.8	23.1	28.3	36.3	38.5	30.8	36.5
Sm	7.24	4.70	7.00	7.33	6.24	7.61	5.17	6.36	7.85	7.75	6.45	7.82
Eu	2.29	1.66	2.50	2.61	2.02	2.51	1.81	2.27	2.66	2.61	2.15	2.51
Gd	5.97	4.52	6.47	6.96	5.77	6.49	4.89	5.94	6.55	7.19	5.99	6.34
Tb	0.95	0.69	0.92	1.02	0.87	0.97	0.77	0.86	0.95	1.09	0.89	0.92
Dy	4.84	3.68	5.05	5.19	4.50	5.11	3.97	4.40	4.97	5.56	4.67	4.82
Ho	0.92	0.70	0.99	0.94	0.83	0.94	0.76	0.87	0.97	0.98	0.91	0.95
Er	2.38	2.02	2.82	2.67	2.30	2.47	2.25	2.63	2.82	2.62	2.55	2.63
Tm	0.29	0.24	0.34	0.32	0.28	0.29	0.27	0.31	0.33	0.33	0.31	0.31
Yb	1.94	1.58	2.21	2.19	1.90	2.08	1.76	2.04	2.15	2.36	2.13	1.98
Lu	0.28	0.21	0.28	0.31	0.26	0.29	0.23	0.26	0.28	0.31	0.27	0.28
(La/Yb) <sub>N</sub>	14.24	10.46	11.12	14.48	11.46	14.34	10.20	12.58	14.10	12.80	12.15	14.58
(Ce/Yb) <sub>N</sub>	10.80	8.25	8.34	10.94	9.43	10.78	7.98	9.10	10.25	10.09	9.15	10.61
Eu/Eu*	1.03	1.09	1.12	1.10	1.01	1.06	1.08	1.11	1.10	1.05	1.04	1.05

a) 表内常量元素由中国科学院地球化学研究所湿法分析; 微量及稀土元素由香港大学 ICP-MS 法分析(2004)。Mg<sup>#</sup>=Mg<sup>2+</sup>/(Mg<sup>2+</sup>+Fe<sup>2+</sup>(全铁)); Eu/Eu\*=2 • Eu<sub>N</sub>/(Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>), 球粒陨石标准化值引自文献[4]

微量元素原始地幔标准化配分模式(图 3(a), (b)) 总体显示为隆起型分布型式. 曲线的前半部呈较明显的 Ba, Th, U 尤其是 Nb 和 Ta 的富集, 而曲线后半部 Nd, Hf, Sm, Y, Yb 等富集度相对较低, 总体表现出 OIB 型玄武岩的地球化学特性<sup>[5]</sup>. 然而, 在配分曲线中有显著的 K 和 Rb 的负异常, 这种特殊的地球化学特征与青藏高原北部广泛分布的新生代钾质、超钾质火山岩明显不同<sup>[6~10]</sup>. 从图 3 中还可以看到, 本区玄武岩存在弱的 Ti 负异常.

该组玄武岩 Ti/V 为 63.41~127.96(平均 84.22); Th/Ta 为 0.91~1.67(平均 1.23); Th/Y 十分稳定, 在

0.13~0.29 之间, 平均为 0.21; Ta/Yb 为 1.43~2.25, 平均为 1.89, 表明本区玄武岩富集部分大离子亲石元素, 尤其是 Nb, Ta 强烈富集的特征显示了明显的板内 OIB 型源区特征, 而其 K 和 Rb 的显著亏损, 又明显不同于典型的板内火山岩大多强烈富集钾系元素的一般规律<sup>[11]</sup>, 同时也与大洋中脊拉斑玄武岩以及岛弧火山岩显著不同<sup>[5]</sup>.

## 4 同位素地球化学特征

麻当钠质碱性玄武岩 3 个样品的 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果列于表 2. 可以看到, 本区玄武岩具有中

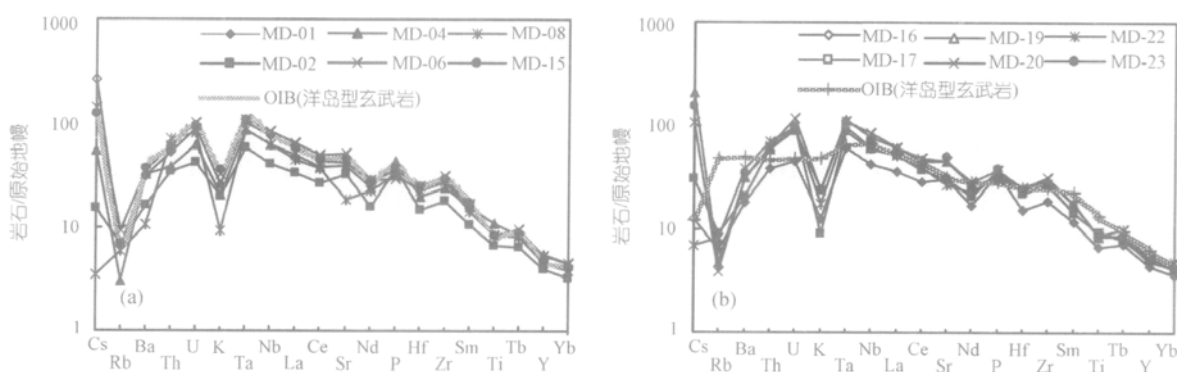


图 3 火山岩不相容元素原始地幔标准化配分图解  
原始地幔标准化值和洋岛玄武岩数据引自文献[4]; 图中编号对应于表 1 中的样品编号

表 2 青藏东缘麻当玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果<sup>a)</sup>

编号	MD-20	MD-22	MD-23
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩
U	2.44	2.06	2.00
Th	5.30	5.88	4.85
Pb	4.37	4.27	3.13
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$18.6990\pm 7$	$18.8498\pm 4$	$18.7479\pm 6$
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$15.8462\pm 6$	$15.9736\pm 4$	$15.8507\pm 5$
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$39.3053\pm 16$	$39.8198\pm 12$	$39.3552\pm 13$
Rb	2.48	5.29	4.68
Sr	955	573	1055
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.0075	0.0267	0.0128
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$0.704071\pm 8$	$0.704693\pm 9$	$0.704265\pm 7$
$\epsilon_{\text{Sr}}$	+90.83	+95.52	+92.50
Sm	7.75	6.45	7.82
Nd	38.5	30.7	36.5
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1216	0.1268	0.1294
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$0.512432\pm$	$0.512409\pm 8$	$0.512513\pm 5$
$\epsilon_{\text{Nd}}$	-0.66	-0.53	-0.59
$\Delta 8/4\text{Pb}$	107	140	106
$\Delta 7/4\text{Pb}$	33	44	33
$T_{\text{DM}}$ (Ma)	737	745	740

a) U, Th 和 Pb 丰度采用 ICP-MS 法分析; Sm, Nd, Rb, Sr 及其同位素比值采用同位素稀释法分析(西北大学大陆动力学国家重点实验室, 2005).  $\epsilon_{\text{Nd}}$  的计算公式为:  $\epsilon_{\text{Nd}} = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}/(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$ , 其中  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ .  $\epsilon_{\text{Sr}}$  的计算公式为:  $\epsilon_{\text{Sr}} = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}}/(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} - 1] \times 10^4$ , 其中  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0.698990$ .  $T_{\text{DM}}$  的计算公式为:  $T_{\text{DM}} = 1/\lambda \ln \{ ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}) / ((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} + 1) \}$ , 其中  $\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.51315$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2137$

等含量的 Sr, 以及相对低 Nd 的同位素地球化学特征,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704071 \sim 0.704693$  (平均 0.704343),  $\varepsilon_{\text{Sr}} = +90.83 \sim +95.52$  (平均为 +92.95),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512409 \sim 0.512513$ , 平均 0.512451,  $\varepsilon_{\text{Nd}} = -0.53 \sim -0.66$  (平均 -0.59), 表现出和板内环境的 OIB 型碱性玄武岩相似的同位素地球化学特征<sup>[12]</sup>. 随 3 个样品  $\text{SiO}_2$  含量的变化 (45.83%~50.82%), 其同位素组成并没有显著变化, 从而表明该套岩石来源于一个均一的地幔源区. 由于该套火山岩是新生代以来的产物, 同位素组成没有随时间演化发生明显变化, 故而同位素地球化学特征可以反映源区性质<sup>[13]</sup>.

根据  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  相关图解 (图 4, 图 4 中地幔端员数据引自文献[14]), 本区玄武岩的 Sr-Nd 同位素变化特征具有显著的源区混合的特征, 投影点趋近于 EMI 和 BSE. 本区玄武岩  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.6990 \sim 18.8498$  (平均 18.7656),  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.8462 \sim 15.9736$  (平均 15.8902),  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.3053 \sim 39.8198$  (平均 39.4934). 在 Hugh (1993)<sup>[15]</sup> 提出的 Pb 同位素成分系统变化图中 (图 5), 本区玄武岩无论是在  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图解上, 还是  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图解上, 均位于  $\text{Th}/\text{U}=4.0$  的北半球参考线 (NHRL) 之上, 表现出类似于 EMII、BSE 或 PREMA 等地幔端员的同位素组成, 并显示出显著偏高的  $^{207}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}$  同位素组成. 在 Sr-Pb 和 Nd-Pb 同位素系统变化图解中 (图 6), 样品投点于 PREMA、BSE 和 EM II 等端员的过渡部位.

计算结果 (表 2) 表明, 本区玄武岩  $\Delta 8/4\text{Pb}$  在 106~140 之间,  $\Delta 7/4\text{Pb}$  也较高, 介于 33~44 之间. 通常, DUPAL 异常具有如下特征<sup>[16~17]</sup>: (i) 高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (大于 0.7050); (ii)  $\Delta 8/4\text{Pb}$  大于 60,  $\Delta 7/4\text{Pb}$  也偏高. 麻当玄武岩 Pb 同位素特征表明, 其偏高的  $\Delta 7/4\text{Pb}$  和明显大于 60 的  $\Delta 8/4\text{Pb}$  比值, 显示了显著的 DUPAL 异常特征. 然而, 其  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.704071~0.704693) 却略低于典型的 DUPAL 异常地幔源.

该套岩石富集 LREE 及 LILEs 的特征, 表明其源区不可能是单一的 PREMA 或 BSE 地幔端员, 因为起源于这两个端员的玄武岩一般都表现为 LREE 平坦及  $\varepsilon_{\text{Nd}} > 0$  的特征<sup>[16~21]</sup>. 因此, 麻当钠质碱性玄武岩可能起源于具有 EMII 特征的软流圈地幔的部分熔融.

## 5 岩浆起源和源区性质

已有的研究资料表明, 玄武质火山岩的地球化学和同位素地球化学资料能对地幔岩浆源区性质作出有效约束. 但是只有在对岩浆作用过程详细分析的基础上, 才能为其源区性质的判断提供有效约束, 因为岩浆作用过程中的同化混染或岩浆混合作用很容易大大改变岩石的同位素组成. 麻当钠质碱性玄武岩的不发育 Nb, Ta 负异常, 高镁 ( $\text{MgO}$  平均为 6.95%,  $\text{Mg\#}$  平均为 0.63) 特征表明该套岩石没有受到明显的地壳物质的混染. La/Sm-La 图解可以很容易地判别一组相关岩石的成岩作用方式<sup>[22]</sup>. 从图 7(a) 中

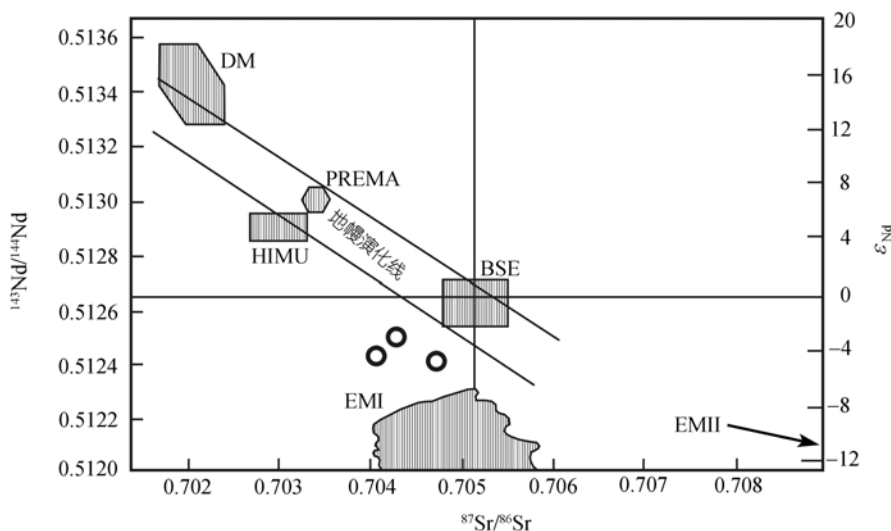
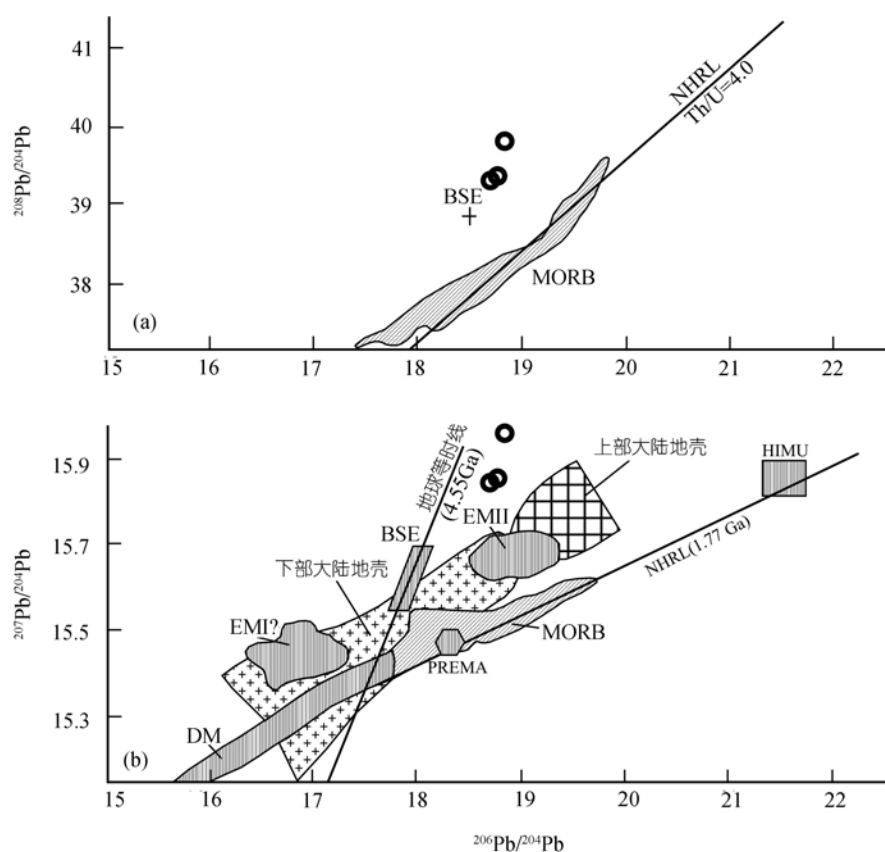
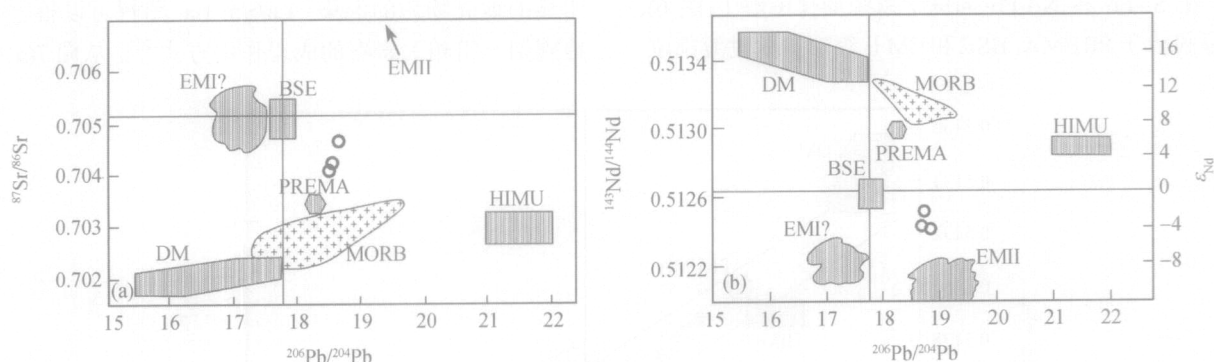


图 4 麻当钠质碱性玄武岩  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  图解

DM 示亏损地幔; PREMA 示原始地幔; EM I 示 I 型富集地幔; EM II 示 II 型富集地幔; HIMU 示异常高  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  地幔; 地幔端员的数据引自文献[14]

图 5 麻当钠质碱性玄武岩铅同位素组成图解<sup>[15]</sup>

数据来源同图 4

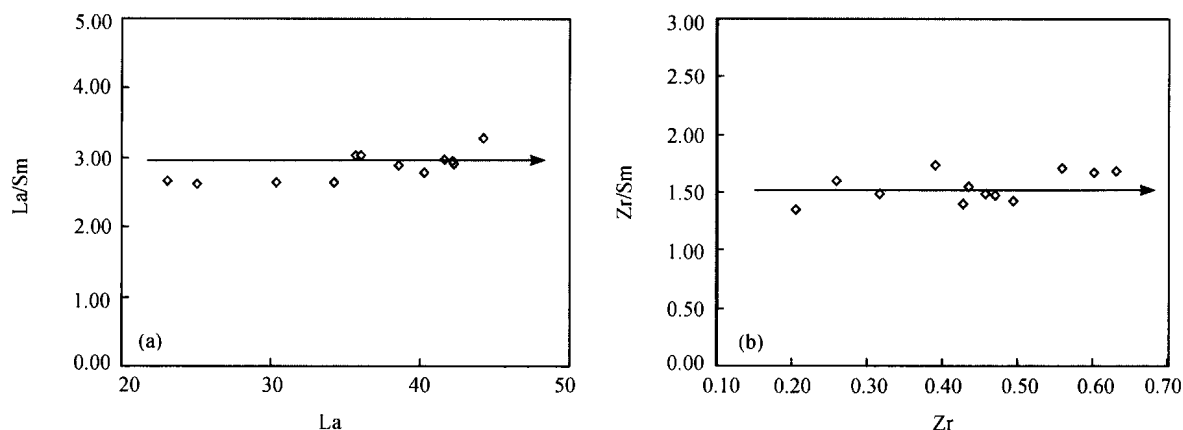
图 6 麻当钠质碱性玄武岩  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) 和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) 同位素组成图解<sup>[14]</sup>

数据来源同图 4

可以看到, 本区玄武岩随着 La 丰度的增高, La/Sm 值十分稳定(2.63~3.28), 基本保持为一常数, 说明它们为岩浆分离结晶而形成的火山岩组合类型, Zr/Sm-Zr 图解(图 7(b))显示了同样的特征。

需要指出的是, 这套火山岩不同于消减带或碰撞造山带钙碱质火山岩系<sup>[5]</sup>, 也不同于青藏高原北部

广泛分布的钾质、超钾质新生代火山岩系<sup>[6~10]</sup>。其属于钠质碱性玄武岩浆系列, 岩石中显著地富集了 Ba, Th, U, Nb 和 Ta, 而强烈亏损 K 和 Rb。从稀土元素 Sm 和 Yb 丰度看, 本区玄武岩较高的 Sm/Yb 值(Sm/Yb=3.20~4.31), 表明源区存在石榴石的残留<sup>[23~25]</sup>, 岩石较大的重稀土分馏((La/Yb)<sub>N</sub> 介于 10.20~14.58 之间)

图 7 火山岩的 La-La/Sm 和 Zr-Zr/Sm 图解<sup>[22]</sup>

也指示其源区应为石榴石橄榄岩地幔<sup>[26]</sup>, 这表明麻当钠质碱性玄武岩起源深度较大, 可能来源于软流圈地幔的部分熔融。

## 6 深部动力学意义的讨论

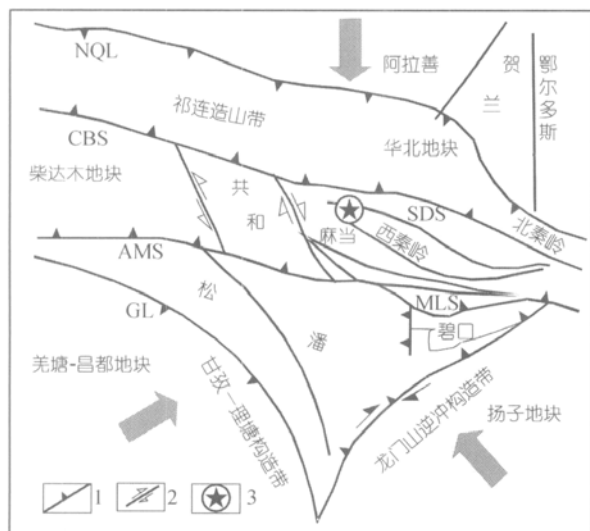
如前所述, 麻当钠质碱性玄武岩表现出 OIB 型碱性玄武岩的地球化学和同位素地球化学特征, 近年的研究表明这种类型的岩浆活动一般和地幔柱活动或深部地幔对流活动有关<sup>[27]</sup>。但是, 用这种模式很难解释麻当钠质碱性玄武岩的成因, 因为地幔柱活动或深部地幔对流作用一般表现为区域性的地热异

常和大规模的碱性岩浆活动, 而麻当钠质碱性玄武岩的围岩为白垩系的一套未发生变质作用的粉砂岩或粉砂质泥岩, 从而表明该区自白垩纪以来没有发生过区域性的热异常; 再者, 麻当钠质碱性玄武岩产出的规模很小, 不太可能和大规模的地幔柱作用有关。

考虑到麻当玄武岩产出的特殊构造位置-西秦岭-松潘构造结(图 8), 我们认为麻当玄武岩的岩石地球化学及同位素地球化学特征反映出了研究区在晚白垩-新生代时期深部动力学过程主要表现为青藏高原、扬子及华北地幔的汇聚。麻当玄武岩正是由于青藏高原东缘西秦岭-松潘构造结在新生代早期处于多块体汇聚的特殊构造环境, 诱发深部混合型软流圈地幔的部分熔融, 形成麻当钠质碱性玄武岩的原生岩浆, 该岩浆体系在上升及喷发过程中经历了共源岩浆的结晶分异和演化, 从而形成该区新生代钠质碱性玄武岩系列和组合。显然, 该区深源岩浆岩成因及其大陆动力学意义的深入研究, 揭示了控制中国大陆现今构造与演化的三大构造动力学体系交接转换的构造动力学机制。

## 参 考 文 献

- 1 Pearce J A. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth C J, et al. eds. Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich Shiva, 1983. 230—249
- 2 Irvine T N, Baragar W A R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can J Earth Sci, 1971, 8: 523—548
- 3 Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation products using immobile elements. Chem Geol, 1977, 20: 325—343
- 4 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of

图 8 西秦岭-松潘构造结及麻当玄武岩产出的大地构造位置简图<sup>[28]</sup>

1. 主干断裂(包括缝合带); 2. 西秦岭及共和勃拉谷构造线; 3. 麻当玄武岩的位置; CBS 为柴北缘古缝合带; SDS 为商丹古缝合带; KLS 为东昆中古缝合带; AMS 为阿尼玛卿古缝合带; NQL 为北祁连缝合带; MLS 为勉略古缝合带; GL 为甘孜-理塘缝合带

- oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, ed. *Magmatism in the Ocean Basin*. Geol Soc Spec Publ, 1989, 42: 313—345
- 5 Wilson M. *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hyman Press, 1989. 295—323
- 6 赖绍聪, 刘池洋, O'Reilly S. Y. 北羌塘新第三纪高钾钙碱性火山岩系的成因及大陆动力学意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2000, 31(增刊): 34—42
- 7 Lai S C, Liu C Y, Yi H S. Geochemistry and petrogenesis of Cenozoic andesite-dacite association from the Hoh Xil region, Tibetan plateau. *Int Geol Rev*, 2003, 45: 998—1019
- 8 Miller C, Schuster R, Klotzli U, et al. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr, Nd, Pb, O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J Petrol*, 1999, 40: 1399—1424
- 9 Ding L, Kapp P, Zhong D L, et al. Cenozoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *J Pet*, 2003, 44: 1833—1865
- 10 邓万明, 孙宏娟, 张玉泉. 青海囊谦盆地新生代火山岩的 K-Ar 年龄. 科学通报, 1999, 23(24): 2554—2558
- 11 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等. 元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1984. 50—372
- 12 Wood D A, Joron J L, Treuil M, et al. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding sea floor. *Contrib Mineral Petrol*, 1979, 70: 319—339
- 13 Dickin A P. *Radiogenic isotope geology*. London: Cambridge University Press, 1995. 42—135
- 14 Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1986, 14: 493—573
- 15 Hugh R R. *Using geochemical data*. Singapore: Longman Singapore Publishers, 1993. 234—240
- 16 Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 1984, 309: 753—757
- 17 Hart S R. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 90: 273—296
- 18 Hofmann A W, White W M. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 57: 421—436
- 19 Wilson M. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? *J Geol Soc London*, 1993, 150: 977—990
- 20 Hawkesworth C J, Mantovani M, Peate D. Lithosphere remobilization during Parana CFB magmatism. *Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue*, 1988. 205—223
- 21 Hawkesworth C J, Kempton P T, Rogers N W, et al. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 96: 256—268
- 22 Allegre C J, Minster J F. Quantitative method of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet Sci Lett*, 1978, 38: 1—25
- 23 Yardley B W D, Valley J W. The petrologic case for a dry lower crust. *J Geophys Res*, 1997, 102: 12173—12185
- 24 Patino Douce A E, McCarthy T C. *Melting of crustal rocks during continental collision and subduction*. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1998. 27—55
- 25 Defant M J, Drummond M S. Mount St Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 1993, 21: 547—550
- 26 喻学惠, 莫宣学, 廖忠礼, 等. 西秦岭石榴石二辉橄榄岩和石榴石二辉岩包体的温度和压力条件. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(增刊): 128—133
- 27 Lundstrom C C, Hoernle K, Gill J. U-series disequilibria in volcanics from Canary Islands: plume versus lithospheric melting. *Geochim Cosmochim*, 2003, 67: 4153—4177
- 28 张国伟, 郭安林, 姚安平, 等. 中国大陆构造中的西秦岭-松潘大陆构造结. 地学前缘, 2004, 11(3): 23—32