

南天山托云盆地晚白垩世—早第三纪 玄武岩的地球化学特征及成因初探*

王彦斌 王永 刘训 傅德荣 肖序常 戚龙水

(中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

(河北理工学院, 唐山 063009)

主题词 南天山 玄武岩 地球化学 成因

摘要 托云盆地晚白垩世—早第三纪碱性橄榄玄武岩 Sr、Nd、Pb 同位素组成表明, 本区玄武岩以低 Sr、Pb 和相对高的 Nd 同位素值 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.703554~0.703884; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 为 0.512838~0.512904; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 18.0063~18.4720; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.4411~15.5060; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 37.8072~37.9290) 为特征, 相似于夏威夷的洋岛玄武岩。玄武质岩石的主要元素、微量元素和稀土元素特征进一步揭示, 本区玄武质岩石起源于交代富集型地幔。这种富集型地幔经低度熔融形成原始岩浆, 并在上升过程中经高位岩浆房的分离结晶作用, 最终形成玄武质岩石。

天山是世界上典型的陆内造山带。晚石炭世—二叠纪期间, 古天山在塔里木、天山地块与西伯利亚克拉通的构造拼合过程中形成 (Carroll 等, 1990)^[1]。晚白垩世—早第三纪, 新疆西南天山的托云盆地及其以西的吉尔吉斯境内的天山部分发育大面积的中新生代玄武岩^[2~5], 标志着古天山的构造复活。以往由于地质研究程度较低, 对这一地质事件的构造背景及其相关岩石的成因一直缺乏系统的探究, 有人认为该区玄武岩为大陆碱性玄武岩, 记录了白垩纪—早第三纪的伸展作用^[4~6,7], Dobretsov 等 (1996) 更是大胆地推测天山、西藏可可西里地区、蒙古南部以及中国东北新生代的玄武岩与地幔柱活动有关^[5], 但缺少有说服力的依据。自二叠纪以来, 天山大部分地区的岩浆活动似乎已进入休眠期, 惟一例外的是研究区及其以西分布大面积 (面积约 183600km²) 的中新生代玄武质岩石。其代表的深部热状态、成因机理及构造背景如何, 一直是地学界密切关注的焦点问题^[2~5]。众所周知, 构造状态的变化可以通过与其相关的岩浆作用的成分变化得以记录, 本文即以该区晚白垩世—早第三纪玄武岩作为切入点, 试图通过地球化学特征及 Sr、Nd、Pb 同位素示踪体系的研究并结合地质地球物理资料, 对玄武岩成因进行探讨。

1 托云盆地晚白垩世—早第三纪玄武岩产出的地质背景

托云盆地位于新疆喀什以北, 大体沿塔拉斯—费尔干纳右旋走滑断裂分布, 呈北北东—

* 本文为新疆 305 项目办公室 (编号: 96-915-07-03)、国土资源部国际合作科技司 (编号: 9501203) 和国家自然科学基金重点基金 (编号: F49734230) 联合资助项目。

第一作者简介 王彦斌, 男, 1966 年生, 副研究员, 主要从事地球化学研究工作。

① 王学潮. 西南天山造山带地壳演化研究. 北京大学博士论文, 1997.

收稿日期 1999-08-26, 改回日期 2000-03-20

南南西向延展,长约40km,宽15~20km。其内分布有侏罗系、白垩系、下第三系及上第三系等地层,与前中生界呈明显的不整合接触,是一个叠置在华力西期变质变形基底上的中生代上叠式盆地^[4](图1)。区域地质资料表明,该盆地与塔里木西部康苏—乌恰的侏罗纪含煤盆地属同一拉分盆地系统^[6]。

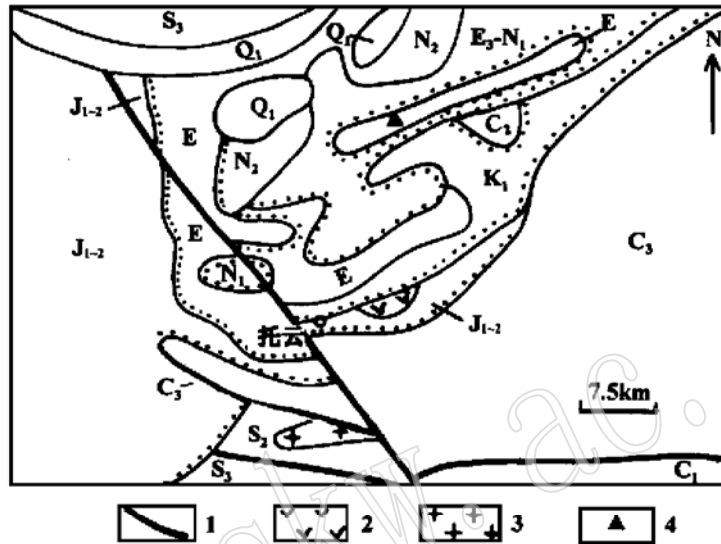


图1 托云地区区域地质简图(据新疆维吾尔自治区区域地质志修编^[3])

Fig. 1 Diagrammatic geological map of Tuyun area

Q₁—下更新统; N₂—上新统; N₁—中新统; E₃—N₁—渐新统—中新统; E—古新统—始新统; K₁—下白垩系; J₁₋₂—下、中侏罗系; C₃—上石炭系; C₂—中石炭系; C₁—下石炭系; S₂—中志留系; S₃—上志留系; 1—断裂; 2—辉长岩; 3—黑云母花岗岩; 4—采样位置

2 托云盆地晚白垩世—早第三纪玄武岩

晚白垩世—早第三纪玄武岩不整合覆盖于早白垩世火山岩之上,具特征的柱状节理,与红色钙质砂岩、砾岩互层。在托云北公路6~8km处可见两层玄武岩。本次研究的地层剖面自上而下岩性如下^①:

5 橄榄玄武岩与红色粗砂岩互层, 204m

4 红色钙质砂岩、砾岩, 20m

3 介壳灰岩夹砂岩, 含瓣鳃类化石: *Pycnodonta* cf. *iskeshtamensis* (衣斯克西塔坚齿蚌, E₂); *Ostrea Striptpleista* (狭褶牡蛎, E₂); *Gryphaea* sp. (卷嘴牡蛎, E), 26m

2 红色钙质砂岩、砾岩, 20m

1 绿黑色玄武岩, 橄榄玄武岩夹红色砂岩薄层, 100m, 未见底

剖面中段所含化石时代属始新世, 因此位于化石层顶、底层位的两层玄武岩可能分属始

① 新疆地质矿产局第二地质大队. 新疆南疆西部地质图矿产图(1: 500000)说明书第一分册, 地层岩浆岩部分, 1985.

新统、上白垩系。对剖面底部层位玄武岩样品 3d 和顶部层位玄武岩样品 1a 进行全岩 K- Ar 同位素年龄测定, 结果见表 1。

表 1 托云地区玄武岩全岩 K- Ar 同位素年龄结果
Table 1 Whole rock K- Ar isotopic ages of basalt in Tuyon basin

样品号	K 含量/ %	称样量/ g	放射成因 ⁴⁰ Ar/ mol·g ⁻¹	放射成因 ⁴⁰ Ar/ %	表观年龄/ Ma
1a	1.11	0.0528	7.8566	67.497	40.36 ± 1.01
3d	1.24	0.0564	1.5439	66.338	70.40 ± 1.12

由中国地质科学院地质研究所同位素开放实验室张思红、陈文测定。

由表 1 可知, 本区有 30 Ma 间隔的脉动式玄武质岩浆喷发活动, 年龄结果可基本代表该区火山岩的形成时代。研究样品 1a, 1b, 2c 位于剖面顶部层位, 3d, 4e 位于底部层位, 所采样品均为橄榄玄武岩。橄榄玄武岩具斑状结构, 斑晶主要由斜长石 (An_{50~64})、普通辉石、橄榄石组成, 基质为斜长石、辉石及少量磁铁矿和火山玻璃。橄榄石斑晶有的已碳酸盐化, 板状斜长石可见绿泥石化现象。两层位橄榄玄武岩的矿物组成及大小基本相同, 不同之处在于顶部层位的斑晶 (占 50%~60%) 较之底部层位 (占 5%~10%) 明显增多, 且底部层位玄武岩含辉石和透长石巨晶, 而顶部层位尚未发现巨晶。

3 玄武岩的地球化学特征

3.1 Sr-Nd-Pb 同位素特征

5 件代表性玄武质岩石的 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果分别见表 2-3-4。由表可知, 本区

表 2 托云盆地玄武岩的 Rb- Sr 同位素分析数据
Table 2 Rb- Sr isotopic data of basalt in Tuyon basin

样品号	Rb/ 10 ⁻⁶	Sr/ 10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(2σ)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr*	εSr*	
顶层	1a	17.45	636.8	0.07933	0.703851 ± 14	0.703805	- 9.2
	1b	13.81	632.7	0.06320	0.703920 ± 14	0.703884	- 8.2
	2c	11.38	691.5	0.04765	0.703584 ± 14	0.703557	- 13.0
底层	3d	26.85	1103	0.07048	0.703625 ± 12	0.703554	- 12.42
	4e	51.08	1485	0.09957	0.703820 ± 29	0.703720	- 9.65

由中国地质科学院地质研究所同位素开放实验室唐索寒测定。* 用 K- Ar 稀释法测定的年龄计算。

表 3 托云盆地玄武岩的 Sm- Nd 同位素分析数据
Table 3 Sm- Nd isotopic data of basalt in Tuyon basin

样品号	Sm/ 10 ⁻⁶	Nd/ 10 ⁻⁶	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(2σ)	T(DM)/ Ma	εNd*	
顶层	1a	5.329	23.003	0.1401	0.512841 ± 7	616.75	4.95
	1b	5.314	22.909	0.1403	0.512838 ± 8	624.34	4.90
	2c	5.644	27.032	0.1263	0.512866 ± 6	480.77	5.50
底层	3d	12.643	70.152	0.1075	0.512877 ± 8	382.83	5.70
	4e	12.024	67.223	0.1082	0.512904 ± 10	347.37	6.20

由中国地质科学院地质研究所同位素开放实验室唐索寒测定。* 用 K- Ar 稀释法测定的年龄计算。

表 4 托云盆地玄武岩的 Pb 同位素分析数据
Table 4 Pb isotopic data of basalt in Tuyon basin

样品号		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(2\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(2\sigma)$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(2\sigma)$
顶层	1a	18.1454 ± 19	15.4670 ± 16	37.8474 ± 45
	1b	18.0063 ± 21	15.4712 ± 19	37.8072 ± 47
	2c	18.4720 ± 19	15.5060 ± 16	37.8840 ± 39
底层	3d	18.3900 ± 8	15.4800 ± 7	37.9290 ± 19
	4e	18.2381 ± 38	15.4411 ± 34	37.8640 ± 9

由中国地质科学院地质研究所同位素开放实验室杨淳、张巧大测定。

玄武岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值范围为 0.703554~ 0.703884, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 为 0.512838~ 0.512904, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 18.0063~ 18.4720, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.4411~ 15.5060, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 37.8072 ~ 37.9290, 从总体上看同位素组成变化不大, 表明它们来自同一源区。在 Sr-Nd-Pb 同位素组成多元变异图(图 2、3、4) 上, 本区玄武岩的投影点落在 EMI 和 DMM 端员之间, 离 HIMU-EMII 端员较远, 表明源区主要由 EMI 和 DMM 两种端员混合而成, 并且无一例外地落入地幔演化范围内(mantle array) 以及靠近 PREMA 区, 说明原始岩浆来源于长期亏损的地幔。从这些图中还可看出, 本区玄武岩的投影点落在夏威夷玄武岩区, ϵNd 值(≈ 6) 与夏威夷洋岛玄武岩相当, 暗示这些玄武岩与夏威夷玄武岩可能有相近的成因。

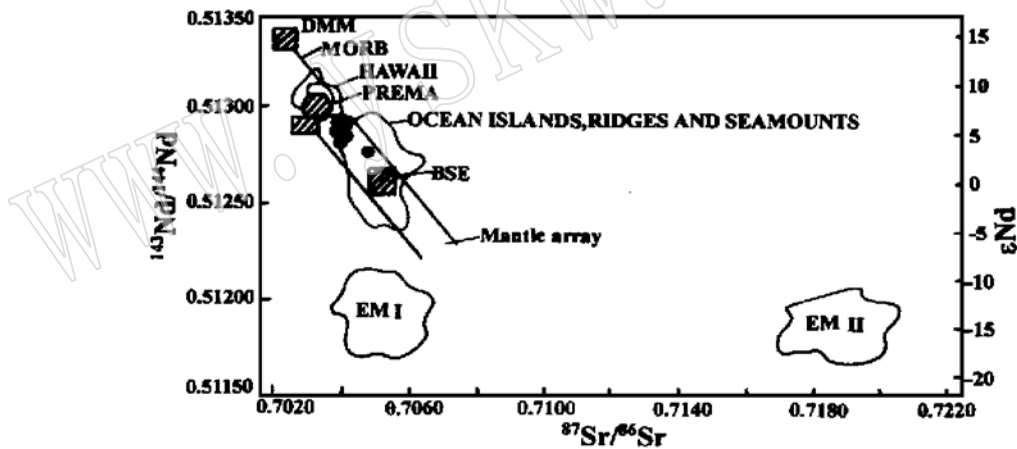


图 2 托云地区玄武质岩石 Sr- Nd 同位素图解(底图据文献[6])

Fig. 2 Sr- Nd isotopic diagram of basaltic rocks in Tuyon basin

DMM—亏损型地幔; MORB—大洋中脊玄武岩; HAWAII—夏威夷玄武岩; PREMA—原始地幔; OCEAN ISLAND, RIDGES AND SEAMOUNTS—洋岛、洋脊和火山; BSE—总体硅酸盐地幔; Mantle array—地幔中可能的端员组分;

EM I—富集 I 型地幔; EM II—富集 II 型地幔; ●—本区样品

3.2 主要元素地球化学特征

5 件代表性的玄武质岩石的主要元素分析结果见表 5。样品 SiO_2 含量为 45.51% ~ 47.70%, TiO_2 为 2.05% ~ 2.49%, Al_2O_3 为 14.97% ~ 15.93%, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 为 3.74% ~ 8.02%, 表明本区玄武岩属碱性玄武岩。 MgO 含量较低, $\text{Mg}^\#$ 值也较低(0.44~ 0.55), 表明这些岩石均非形成于原始岩浆而是原始岩浆经富镁铁矿物结晶分离作用所形成。由表 5.6

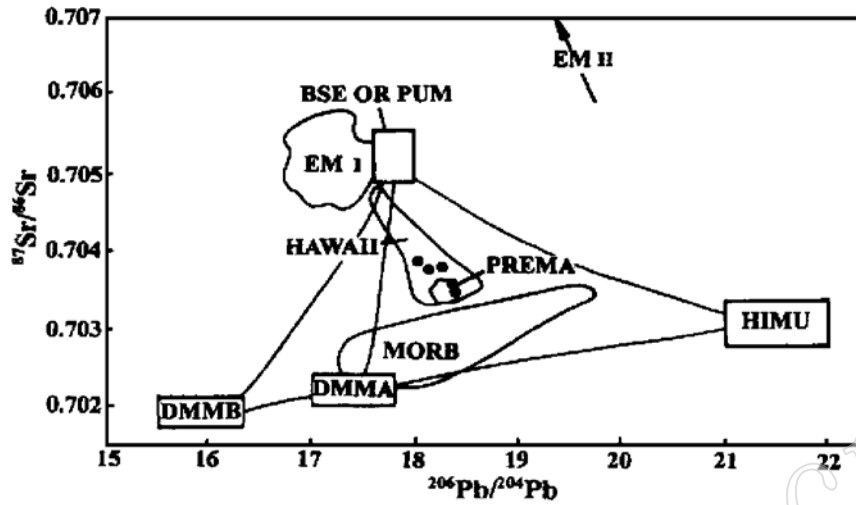


图3 托云地区玄武质岩石 Sr- Pb 同位素图解(底图据文献[6])

Fig. 3 Sr- Pb isotopic diagram of basaltic rocks in Tuyon basin

HIMU—异常高²³⁸U/²⁰⁴Pb型地幔端员;其它图例同图2

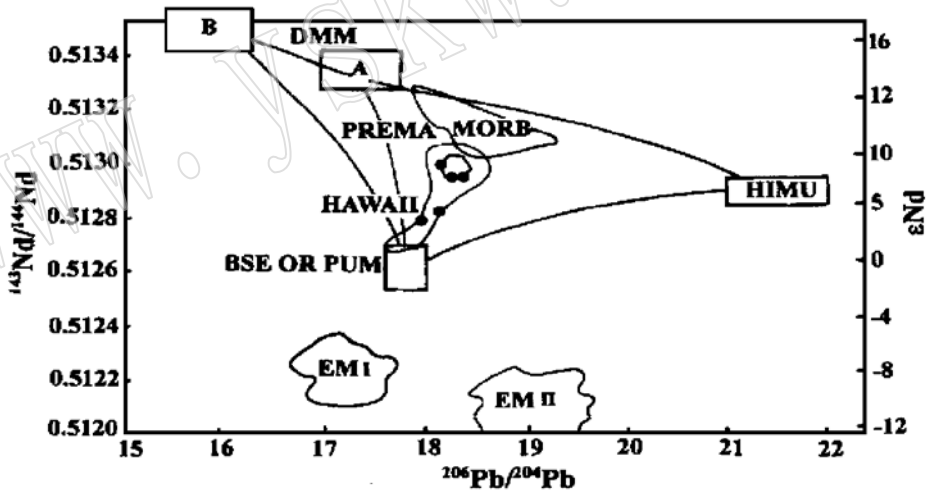


图4 托云地区玄武质岩石 Nd- Pb 同位素图解(底图据文献[6])

Fig. 4 Nd- Pb isotopic diagram of basaltic rocks in Tuyon basin

(图例同图2)

可知,随 $Mg^\#$ 值的降低, K_2O 、 Na_2O 升高, MgO 、 CaO 降低, Cr 、 Ni 降低,说明发生了橄榄石和辉石并可能有少量铬尖晶石的分离结晶作用,由此也暗示原始岩浆更加富镁铁质。

3.3 稀土、微量元素地球化学特征

5件代表性玄武质岩石的稀土、微量元素分析结果见表6。本区玄武岩 ΣREE 为109.48~420.08(10^{-6}), $(La/Yb)_N$ 为9.03~24.32,其中底层玄武岩的 ΣREE [391.1~420.1(10^{-6})]和 $(La/Yb)_N$ 比值(23.95~24.32)明显高于顶层[相应的值分别为109.5~142.2

表5 托云盆地玄武岩的全岩化学成分/%

Table 5 Whole rock chemical composition of basalt in Tuyon basin

样品号	1a	1b	2c	3d	4e
SiO ₂	46.97	46.65	47.70	47.34	43.51
TiO ₂	2.37	2.40	2.05	2.49	2.35
Al ₂ O ₃	15.93	15.85	15.34	14.97	15.44
Fe ₂ O ₃	5.39	5.53	5.63	5.99	4.92
FeO	5.30	5.05	6.16	6.34	6.63
MnO	0.32	0.31	0.17	0.26	0.26
MgO	6.92	6.19	6.75	5.56	4.78
CaO	10.02	10.48	7.84	7.34	2.66
Na ₂ O	2.35	2.18	4.08	5.88	5.71
K ₂ O	1.52	1.56	1.32	1.73	2.31
P ₂ O ₅	0.48	0.48	0.67	1.28	6.63
Loss	2.84	2.98	2.65	5.87	5.12
Total	100.41	99.66	100.36	100.05	99.90
Mg [#]	0.55	0.52	0.52	0.46	0.44

中国地质科学院国家岩矿测试中心应用 XRF 进行分析; $Mg^{\#} = Mg / (Mg + Fe)$, Mg、Fe 为原子数。

表6 托云盆地玄武岩的稀土元素和微量元素丰度/ 10^{-6}

Table 6 Trace element abundance of basaltic rocks in Tuyon basin

样号	1a	1b	2c	3d	4e	样号	1a	1b	2c	3d	4e
La	23.55	23.73	34.49	119.4	111.7	Pb	15	18	13	21	31
Ce	40.80	40.14	54.74	173.3	164.3	Sr	562	584	658	980	1300
Pr	4.71	4.85	6.72	18.43	17.40	Ba	207	213	317	502	539
Nd	19.74	19.86	23.99	62.4	52.36	Cr	127	146	158	30	31
Sm	5.01	5.04	5.59	13.13	12.01	Ni	42	45	102	23	23
Eu	1.77	1.80	1.97	3.68	3.32	Co	31	32	36	24	23
Gd	5.23	5.54	5.31	10.76	8.82	V	249	269	189	128	124
Tb	0.64	0.67	0.76	1.48	1.38	Zr	157	155	269	362	378
Dy	3.97	3.97	3.91	7.51	6.91	Cs	0.1	0.2	0.4	0.2	0.3
Ho	0.81	0.83	0.79	1.56	1.39	Rb	11.5	14.6	11.4	29.0	33.9
Er	1.99	1.99	1.92	3.54	3.28	Hf	4.0	4.5	4.6	6.9	7.0
Tm	0.27	0.28	0.26	0.48	0.44	Nb	50	54	58	103	117
Yb	1.50	1.56	1.53	2.96	2.72	Ta	2.6	3.0	4.7	5.9	6.0
Lu	0.25	0.24	0.24	0.45	0.41	Th	2.9	3.4	5.1	13.8	13.0
Y	20.24	20.36	19.69	38.76	35.41	U	0.52	0.59	1.2	2.9	2.9
ΣREE	109.5	110.5	142.2	420.1	391.1	(La/Yb) _N	9.32	9.03	13.38	23.95	24.32
Th/Yb	1.93	2.18	3.33	4.66	4.78	Nb/Y	2.47	2.65	2.95	2.66	3.30

中国地质科学院国家岩矿测试中心应用 ICP-MS 进行分析。

(10^{-6}) 和 9.03~13.38]。这一点在其稀土元素配分曲线上可以更加清楚地看出(图5), 尽管它们均显示出向右倾斜的平滑曲线, 均属轻稀土富集型, 但底层玄武岩的稀土元素配分曲线更陡, 轻稀土更加富集, 暗示相对于顶层玄武岩其源区更加富集, 或部分熔融程度较低。微量元素蛛网图(图6)表明本区玄武岩总体富集不相容元素, 并且显示出强烈富集大离子亲石元素(LILE)的特征, 与稀土配分曲线形态相似。富集大离子亲石元素及Th/Yb比值

(1.93~ 4.78) 较大, 表明岩浆来自于富集型地幔。但是顶、底两层玄武岩的 Th/Yb 比值存在明显差别, 底层玄武岩比顶层玄武岩的 Th/Yb 比值高, 表明其源区更加富集。

本区玄武质岩石强相容元素 Cr、Ni 含量较低, 表明其非原始岩浆作用直接形成(原始岩浆的 Cr、Ni 含量分别为: $Cr > 1000 \times 10^{-6}$, $Ni > 400 \times 10^{-6}$), 而是原始岩浆经分离结晶作用演化而成。

4 成因讨论

4.1 源区特征

如前所述, Sr、Nd、Pb 同位素值特征证明玄武质岩石来自亏损地幔。但玄武质岩石的稀土元素和微量元素特征及蛛网图却指示玄武质岩浆来自于富集地幔。玄武质岩石富集 LREE 和 LILE 暗示这种富集型地幔可能是交代地幔部分熔融的结果^[10~11]。韩宝福等在本区玄武岩中已发现幔源包体中存在金云母和角闪石, 进一步证实了上述解释的可靠性。前人的研究已经证明, 幔源包体中的金云母和角闪石是由于地幔交代作用形成的^[10~11, 14~15]。

由于 Y 元素主要在石榴石中富集, 而石榴石是地幔熔融的残留相, 故 Nb/Y 比值大小反映了地幔的相对部分熔融程度, 即 Nb/Y 比值越大, 部分熔融程度越低^[16]。顶、底两层玄武岩的 Nb/Y 比值相差不大(表 5), 意味着这两层玄武岩的地幔部分熔融程度相近。另一方面, 顶、底两层玄武岩的 Th/Yb 比值不同, 指示地幔源区富集程度不同。而 Sr、Nd、Pb 同位素值又指示地幔源区在交代作用之前是相似的, 所以这种富集程度不同的地幔源区可能是由不同程度的交代作用造成的。底层玄武质岩石地幔源区富集程度较高, 指示其地幔交代作用程度较高。

4.2 岩浆演化

交代过的地幔发生低度熔融作用, 形成原始岩浆, 但玄武岩的 $Mg^\#$ 值指示这些岩石均

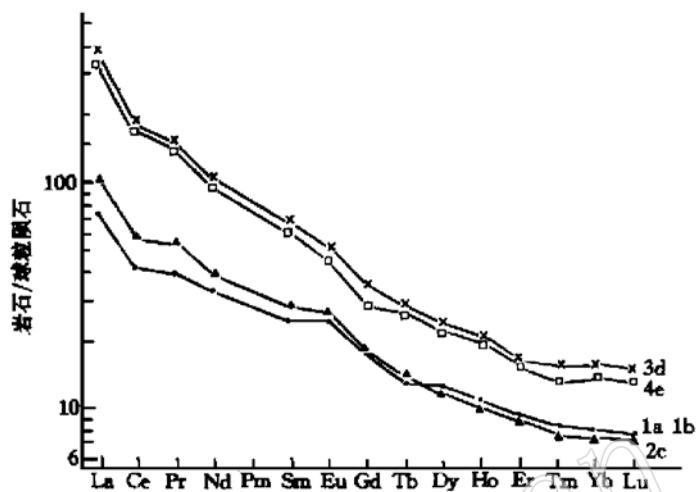


图 5 玄武质岩石稀土元素球粒陨石标准化配分型式
Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of basaltic rocks

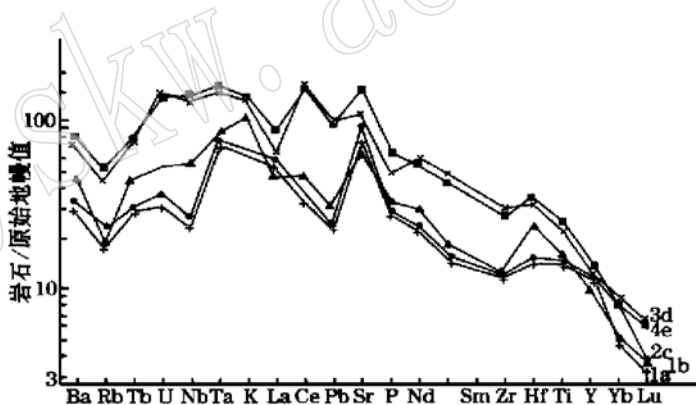


图 6 玄武质岩石微量元素蛛网图
Fig. 6 Web diagram of trace elements in basaltic rocks

非直接形成于原始岩浆。前已述及, 随 $Mg^{\#}$ 值的降低, K_2O 、 Na_2O 升高, MgO 、 CaO 降低, Cr 、 Ni 降低, 以及橄榄石和辉石斑晶的存在, 说明在高位岩浆房中发生了分离结晶作用。另一方面, 底层玄武岩中单斜辉石和透长石巨晶的存在指示岩浆在深部也发生了分离结晶作用^[10, 15]。因此, 底层玄武岩经历了两次分离结晶作用, 即深部的单斜辉石和透长石的高压分离结晶作用和浅部岩浆房中橄榄石和辉石的低压分离结晶作用。顶层玄武岩到目前为止还没有发现巨晶, 是否发生过高压分离结晶作用有待进一步研究。此外, Sr 同位素值较低, 指示岩浆在上升过程中没有受到地壳的同化混染作用。玄武质岩石中不存在任何壳源包体, 也说明玄武质岩浆没有受到地壳同化混染作用影响。

4.3 深部过程——与幔柱岩浆作用有关?

众所周知, 夏威夷玄武岩被认为是典型的与地幔柱作用有关的热点作用的产物, 是含有再循环洋壳物质的地幔柱物质与亏损的软流圈地幔不同程度混合形成的^[17~20]。本区玄武岩 Sr 、 Nd 、 Pb 同位素特征与夏威夷玄武岩相近, 暗示可能与热点作用有关。自核幔边界上升的地幔柱不仅带来热, 同时也带来了挥发性组分^[21~24]。这种挥发性组分对岩石圈地幔进行了不同程度的交代作用, 由此导致地幔源区不同程度的富集。

托云盆地及其以西吉尔吉斯境内玄武岩分布地区以及相关邻区的三维地壳和上地幔结构模型的研究表明, 沿塔拉斯—费尔干纳断裂, 高密度的岩石圈根仅在断裂以西的天山出现, 而断裂以东的玄武岩分布区则由异常低速的地幔显示下地壳和上地幔区域有部分熔融体出现, 即托云盆地为热浮力所托持^[25]。这可能是地幔柱或底辟成因的有利依据。

一个底辟的地幔柱进入部分熔融的低速地带的必然结果是源区的混合, 这已被洋岛地区玄武岩的资料所证实^[15]。由核幔边界上升的地幔柱带来的挥发性组分, 使得本区的岩石圈地幔发生了交代作用, 并使其由亏损地幔变成富集型地幔。

在本项目的研究过程中, 得到新疆 305 项目办公室的大力支持和帮助, 成文过程中得到中国地质科学院地质研究所张招崇研究员的帮助, 在此一并致以衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 Carroll A R, Liang Y, Graham S A, *et al.* Junggar basin, northwest China. Trapped late Paleozoic ocean. *Tectonophysics*, 1990, 181: 1~ 14.
- 2 Dobretsov G L, Zagruzina I A. Specific feature of young basaltic magmatism in the eastern Tien Shan. *Doklady ANSSSR*, 1977, 225: 648~ 651.
- 3 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993, 1~ 580.
- 4 Sobel E R. Basin analysis and apatite fission-track, thermochronology of the Jurassic-Paleogene southwest Tarim basin, NW China: Unpubl. PhD. thesis, Stanford University, 1995, 308.
- 5 Dobretsov N L, *et al.* Meso- and Cenozoic of the Central Asian Mountain Belt: Effects of lithospheric plate Interaction and Mantle Plumes. *International Geology Review*, 1996, 38: 430~ 466.
- 6 刘 训, 吴绍祖, 傅德荣等. 塔里木板块周缘的沉积-构造演化. 新疆科技卫生出版社, 1997, 1~ 257.
- 7 李永安, 李 强, 张 慧等. 塔里木及其周边古地磁研究与盆地形成演化. 新疆地质, 1995, 13(4): 293~ 370.
- 8 新疆维吾尔自治区区域地层表编写组. 西北地区区域地层表, 新疆维吾尔自治区分册. 北京: 地质出版社, 1981, 1~ 496.
- 9 Zindler A, Hart S R. Chemical dynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, 14: 493~ 571.
- 10 樊祺诚, 刘若新. 中国东部新生代玄武岩稀土元素地球化学. 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, 1992, 339~ 365.
- 11 林卓然, 刘若新. 地幔橄榄石 CO₂ 流体包裹体中的微量元素. 全国第三届矿物岩石地球化学学术交流会论文摘要汇编. 中国科学技术文献出版社重庆分社, 1988, 215.
 - 12 韩宝福, 王学潮, 何国琦等. 西南天山早白垩世火山岩中深源捕虏体的发现. 科学通报, 1998, 43: 2544~ 2546.
 - 13 Han Baofu, Wang Xuechao, He Guoqi, *et al.* Discovery of mantle and lower crust xenoliths from early Cretaceous volcanic rocks of southwestern Tianshan, Xinjiang. Chinese Science Bulletin, 1999, 3: 1119~ 1123.
 - 14 Nelson D R, Mcculloch M T, Sun S S. The origin of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1986, 50.
 - 15 陈道公. 郯庐断裂带中南带新生代玄武岩地球化学. 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, 1992, 171~ 200.
 - 16 Simonetti A, Goldstein S L, Schmidberger S S, *et al.* Geochemical and Nd, Pb, and Sr isotope data from Deccan alkaline complexes? Inferences for mantle sources and plume– lithosphere interaction. *Journal of Petrology*, 1998, 139(11& 12): 1847~ 1864.
 - 17 Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 1971, 230: 42~ 43.
 - 18 Bennett V C, Esat E G, Norman M D. Two mantle– plume components in Hawaiian picrites inferred from correlated Os– Pb isotopes. *Nature*, 1996, 381: 221~ 223.
 - 19 Kurz M D, Kenna T C, Lassiter J C, *et al.* Helium isotopic evolution of Mauna Kea volcano: first results from the 1 Km drill core. *Jour. Geophys. Res.*, 1996, 101(B5): 11781~ 11791.
 - 20 Depaolo D J, Stolper E M. Models of Hawaiian volcano growth and plume structure; implication of results from the Hawaii Scientific Drilling Project. *Jour. Geophys. Res.*, 1996, 101(B5): 11645~ 11654.
 - 21 Maruyama S, Kumazawa M, Kawakami S. Towards a new paradigm on the Earth's dynamics. *Jour. Geol. Japan*, 1994, 100(1): 1~ 3.
 - 22 Kumazawa M, Maruyama S. Whole earth tectonics. *Jour. Geol. Japan*, 1994, 100(1): 81~ 102.
 - 23 Fukao Y, Kumazawa M, Obayashi M, *et al.* Geologic implication of the whole mantle O– wave tomography. *Jour. Geol. Japan*, 1994, 100(1): 4~ 23.
 - 24 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学等. 中国大陆根– 柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 1996, 110.
 - 25 Roecker S, Golvanov M I, Mamatkanova R, *et al.* Three– dimensional elastic wave velocity structure of the western and central TienShan. *Jour. Geophys. Res.*, 1993, 98: 779~ 795.

Geochemical Characteristics and Genesis of Late Cretaceous to Paleocene Basalts in Tuyon Basin, South Tianshan Mountain

Wang Yanbin, Wang Yong, Liu Xun, Fu Derong, Xiao Xuchang
(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Qi Longshui
(Hebei College of Technology, Tangshan 063009)

Key word: south Tianshan Mountain; geochemical characteristics; alkalic basalts; genesis

Abstract

The Tianshan Mountain is believed to be a typical intracontinental mountain belt; the
(下转第 173 页)(to be continued on p. 173)

(上接第 139 页)(Continued from p. 139)

Tianshan Mountain was formed during tectonic amalgamation of the Tarim and Tianshan block and the Siberian craton in Late Carboniferous– Permian period. A series of basaltic extrusive and intrusive units were emplaced primarily in Late Cretaceous– Paleogene sedimentary rocks in Tuyon basin and its adjacent area, South Tianshan Mountain. Geochemical data of basalts show low Sr and Pb isotopic values and relative high Nd values ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703554 \sim 0.703884$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512838 \sim 0.512904$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.0063 \sim 18.4720$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4411 \sim 15.5060$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.8072 \sim 37.9290$). The data of major elements, trace elements and rare earth elements indicate that these basaltic rocks are similar to alkaline basalts of Hawaiian type oceanic islands. According to Nd/Sr isotopic ratios, the Tuyon basalts might have originated from low-grade melting of a source (mantle plume) similar to that beneath the Hawaiian Islands. In Tuyon basin and adjacent areas, several fields of Cenozoic alkaline basaltic magmatism may be related to the Cenozoic activity of mantle plumes.