

塔里木南缘元古代变质基性火山岩地球化学特征

——古塔里木板块中元古代裂解的证据

张传林^{1,2}, 赵宇², 郭坤一², 董永观², 王爱国²

(1. 中国科学院贵阳地球化学研究所, 贵州贵阳 550002; 2. 南京地质矿产研究所, 江苏南京 210016)

摘要: 超大陆裂解是当今地学研究最前沿课题。通过研究塔里木南缘铁克里克构造带前寒武纪变质火山岩的岩石化学特征、微量元素特征、稀土元素特征及 Sm-Nd 同位素特征, 探讨古塔里木板块的中元古代大陆裂解构造事件。该套变质火山岩组合下部以变质酸性火山岩(流纹岩夹部分晶屑凝灰岩)为主, 夹少量玄武岩, 上部为玄武岩夹少量条带状大理岩。基性火山岩 $w(\text{SiO}_2)$ 为 42.34%~49.55%, $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 为 2.63%~8.81%。下部玄武岩 $w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})$ 值为 0.54~1.5, 为钾玄岩系列, 稀土总量高, 且轻稀土富集, 平均 $w(\text{La})_n/w(\text{Yb})_n$ 值为 3.45, $\delta(\text{Eu})$ 为 0.69~0.91, 具弱至中等的 Eu 负异常, 微量元素具有碱性板内玄武岩特征; 上部玄武岩 $w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})$ 为 5.11~17.89, 为拉斑系列, 轻重稀土没有明显分异, $\delta(\text{Eu})$ 在 0.81~1.13 之间, 基本没有 Eu 异常, $w(\text{La})_n/w(\text{Yb})_n$ 平均为 1.69, 配分曲线与大洋拉斑玄武岩一致, 微量元素显示 LILE(如 Rb、Ba、Th)富集, HFSE 与大洋拉斑玄武岩一致。岩石地球化学反映从早到晚由碱性—钙碱系列逐渐向拉斑系列演化。在上部玄武岩中获得 $(1200 \pm 82.3)\text{Ma}$ 的 Sm-Nd 等时线年龄, 认为该套变质火山岩记录了古塔里木板块在中元古代大陆裂解的构造过程。

关键词: 塔里木南缘; 前寒武纪火山岩; 地球化学。

中图分类号: P59

文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2003)01-0047-07

作者简介: 张传林(1968—), 男, 助理研究员, 2000年毕业于南京大学, 获博士学位, 目前主要负责“西昆仑前寒武纪年代格架及东、西昆仑对比”课题。E-mail: zchuanlin@sina.com

塔里木南缘铁克里克构造带界于塔里木板块与西昆仑造山带之间(图1), 前人认为它属于塔里木板块南缘的基底隆起带^[1~3]。笔者野外调研表明, 该构造带的前寒武纪变质岩是以构造岩片的形式推覆到塔里木上古生界—中生界之上的(已另文论述)。前人将出露在这一构造带前寒武纪变质火山岩厘定为早元古代卡拉喀什群^[1,4]。研究表明, 出露于该构造带的变质火山岩由两部分组成, 其下部是以变酸性火山岩(主要为变流纹岩及变晶屑凝灰岩)为主的构造岩片, 其中夹有少量的变质基性火山岩及大理岩。上部为层状斜长角闪岩或斜长角闪片岩, 其中夹少量条带状大理岩。经野外及室内岩石地球化学进行原岩恢复, 斜长角闪岩及斜长角闪片岩均由基性火山岩变质形成。上部变质基性火山岩在研究区内

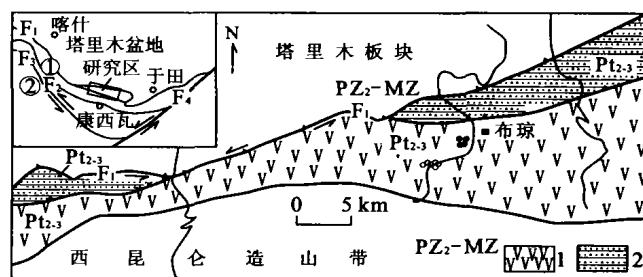


图1 铁克里克构造带前寒武系火山岩分布

Fig. 1 Sketch geological map of Tiekelike tectonic belt, western Kunlun

Pt₂: 中元古宇; Pt₂₋₃: 中新元古宇; PZ₂-MZ 上古生界—中生界; 1. 中元古代(双峰式)火山岩; 2. 砂板岩; ①昆仑造山带; ②喀喇昆仑造山带; F₁: 塔里木南缘山前推覆断层; F₂: 康西瓦断裂; F₃: 喀喇昆仑断裂; F₄: 阿尔金断裂; 实心圈示下部玄武岩的取样位置, 空心圈示上部玄武岩的取样位置, 下同

出露厚度在 500~800 m 左右, 下部的变酸性火山岩出露厚度在 2000~3000 m, 二者为整合接触,

收稿日期: 2002-02-05

基金项目: 中国地质调查局“中国前寒武纪重大地质问题研究”(200113900070)课题; “西昆仑成矿带成矿规律和找矿方向综合研究”(70401203200)。

表 1 火山岩岩石化学成分

Table 1 Chemical composition of the Proterozoic volcanic rocks

编号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	烧失量
Sm-2-1	46.15	17.95	1.19	2.50	6.93	8.46	8.13	0.55	4.39	0.27	0.120	3.28
Sm-2-2	43.86	14.49	1.60	1.20	10.03	5.90	12.25	0.43	2.20	0.22	0.180	7.96
Sm-2-3	49.29	17.50	1.10	2.92	6.77	8.14	6.93	0.19	3.40	0.20	0.160	3.95
Sm-2-4	46.32	15.62	1.25	2.76	8.16	9.16	8.93	0.29	3.40	0.22	0.150	3.66
Sm-2-5	48.76	16.85	1.28	3.38	7.49	7.82	7.80	0.50	3.08	0.27	0.053	2.49
Sm-2-6	49.23	18.23	1.10	2.33	7.32	7.30	7.20	0.39	2.93	0.28	0.065	3.23
Sm-3-2	42.34	17.74	2.72	3.53	7.04	5.92	4.90	5.71	3.10	0.36	0.560	5.39
Sm-3-1	49.55	16.92	1.20	2.70	8.59	5.31	7.19	2.15	2.80	0.26	0.110	3.07
Sm-3-3	43.59	15.90	1.80	2.35	4.93	4.93	4.10	2.04	3.06	0.32	0.360	3.28
Sm-3-6	51.57	14.55	1.52	4.00	3.03	6.70	4.42	6.30	2.61	0.41	0.160	4.72

样品由中国科学院地球化学研究所采用化学法分析。

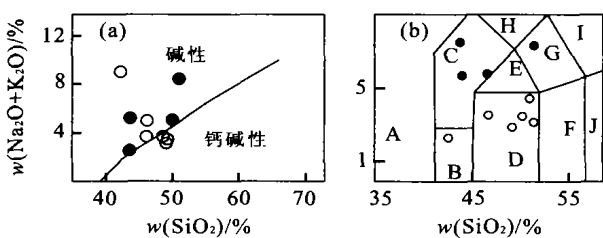


图 2 硅碱图解^[5] (a)、火山岩 $w(\text{SiO}_2) - w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 分类图解^[6] (b)

Fig. 2 $w(\text{SiO}_2) - \text{alkaline}$ (a), $w(\text{SiO}_2) - w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (b) diagram of the volcanic rocks

A. 副长石岩; B. 苦橄(玄武)岩; C. 碱玄武岩; D. 玄武岩; E. 粗面玄武岩; F. 玄武安山岩; G. 玄武质粗面安山岩; H. 响岩质玄武岩; I. 粗面安山岩; J. 安山岩

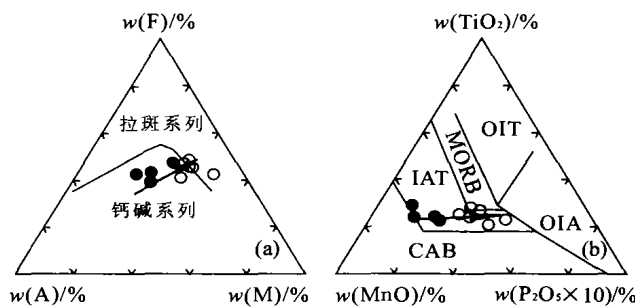


图 3 玄武岩 $w(\text{A}) - w(\text{F}) - w(\text{M})$ 图解 (a)、火岩岩 $w(\text{MnO}) - w(\text{TiO}_2) - w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 图解 (b)

Fig. 3 Diagram of $w(\text{A}) - w(\text{F}) - w(\text{M})$ (a) and $w(\text{MnO}) - w(\text{TiO}_2) - w(\text{P}_2\text{O}_5)$ (b)

OIT. 大洋岛屿拉斑玄武岩; MORB. 洋中脊玄武岩; IAT. 岛弧拉斑玄武岩; OIA. 大洋岛屿碱性玄武岩; CAB. 钙碱性玄武岩

它们构成了一套逆向演化的火山岩序列。

1 岩石化学特征

岩石样品取自布琼剖面, 岩石化学成分见表 1. 与典型的正变质的斜长角闪岩相比, 岩石具有较高的烧失量(3.07%~7.96%), 这可能与岩石中角闪石的阳起石化及长石的绢云母化有关. 在硅碱分类图解中^[6,7], 下部的 4 个样品中 (Sm-3-1, 2, 3, 6), 除 Sm-3-6 号样位于玄武质粗面安山岩区外, 其他 3 个样品位于碱玄武岩区(图 2a), 岩石的 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 在 4.95~8.81 之间, $w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})$ 为 0.54~1.5, 表明岩石富钾, 在 $w(\text{K}_2\text{O}) - w(\text{SiO}_2)$ 分类图解上(文中未附)均位于钾玄武岩区. 上部 6 个样品中 (Sm-2-1, 2, 3, 4, 5, 6), Sm-2-2 号样的 $w(\text{SiO}_2)$ 、 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 出现极低值(分别为 43.86%、2.63%), $w(\text{FeO})$ 出现极高值(10.03%), 在

火山岩分类图解上位于苦橄岩区(图 2b), 但与典型的苦橄岩相比^[7], 其 $w(\text{MgO})$ 含量明显偏低. 其他 5 个样品均位于玄武岩区. 上部玄武岩 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 在 2.63%~4.5% 之间, $w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})$ 为 5.11~17.89, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 比 $w(\text{K}_2\text{O})$ 高出近 1 个数量级, 显示强烈的富 Na 特征, 具明显的拉斑玄武岩 (TH) 特征.

在 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - w(\text{SiO}_2)$ 图上^[7] (图 2a), 下部玄武岩碱性区, 上部 3 个样品位于位于钙碱性区但靠近分界线, 其余为碱性. 岩石的 $w(\text{M})/w(\text{F})$ 在 0.53~1.13 之间, 从下到上有升高趋势. 岩石的 $w(\text{TiO}_2)$ 均大于 1%, 在 1.10%~2.72% 之间, 且从早到晚有降低的趋势.

岩石的成分分析图 3a 表明, 从下到上, 岩石由富钾逐渐转向富钠, $w(\text{M})/w(\text{F})$ 逐渐增加, $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{MnO})$ 逐渐降低, 从早到晚具有从钙碱系列向拉斑系列演化的趋势, 表明上部玄武岩比下

表 2 火山岩稀土元素分析成果

Table 2 REE composition of the volcanic rocks

 $w_B/\%$

编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
Sm-1-1	90.17	191.30	21.17	78.78	14.63	3.14	12.78	2.12	11.72
Sm-1-2	98.41	207.90	22.89	86.89	15.76	3.28	13.63	2.13	12.16
Sm-1-3	92.14	197.79	22.06	81.25	14.74	3.04	12.12	1.95	10.92
Sm-1-6	97.81	206.21	22.84	84.36	15.11	3.00	12.52	2.03	11.13
Sm-2-1	3.61	9.62	1.39	6.99	2.43	0.76	2.88	0.52	3.30
Sm-2-2	10.62	22.62	2.95	13.24	3.11	0.99	3.53	0.63	3.85
Sm-2-3	4.25	9.93	1.46	6.97	2.18	0.80	2.77	0.46	3.02
Sm-2-4	5.06	11.56	1.57	7.98	2.52	1.05	3.14	0.60	3.69
Sm-2-5	7.17	16.46	2.26	11.15	3.03	0.92	3.96	0.74	4.33
Sm-2-6	1.65	11.41	1.60	7.57	2.22	0.76	2.67	0.51	3.34
编号	Ho	Er	Tm	Yb	Y	Lu	$\delta(\text{Eu})$	LREE/HREE	
Sm-1-1	2.31	6.56	0.97	6.72	63.39	0.91	0.69	3.54	
Sm-1-2	2.31	6.91	0.96	6.39	63.59	0.90	0.67	3.78	
Sm-1-3	2.16	5.81	0.92	5.99	57.26	0.85	0.68	3.93	
Sm-1-6	2.28	6.51	0.92	6.40	60.01	0.89	0.65	3.92	
Sm-2-1	0.66	1.97	0.27	1.74	18.43	0.28	0.88	0.89	
Sm-2-2	0.79	2.22	0.34	2.52	20.07	0.36	0.91	1.52	
Sm-2-3	0.65	1.96	0.27	1.76	19.02	0.21	1.00	0.95	
Sm-2-4	0.74	2.31	0.32	2.04	21.40	0.29	1.13	0.92	
Sm-2-5	0.94	2.71	0.37	2.46	26.73	0.37	0.83	1.04	
Sm-2-6	0.66	1.88	0.29	1.91	17.61	0.26	0.95	0.85	

表 3 火山岩微量元素分析成果

Table 3 Trace element composition of the volcanic rocks

 $w_B/\%$

编号	Sr	K	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	Zr	Hf
Sm-1-1	95.58	2.62	59.69	990.30	16.69	5.61	100.32	191.30	684.59	16.74
Sm-1-2	85.67	2.57	63.20	816.88	17.71	6.29	109.74	207.90	719.13	17.82
Sm-1-3	70.93	2.07	59.13	822.32	17.05	5.61	105.31	197.79	697.85	17.41
Sm-1-6	76.94	1.82	52.40	845.34	17.63	5.79	107.99	206.21	724.88	18.07
Sm-2-1	117.66	0.28	17.94	230.03	0.34	0.22	3.84	9.62	24.14	0.82
Sm-2-2	80.36	0.22	33.31	177.86	1.00	0.57	9.23	22.62	69.37	2.00
Sm-2-3	113.24	0.09	6.38	46.86	0.31	0.22	3.74	9.93	19.61	0.85
Sm-2-4	134.41	0.15	9.51	112.76	0.35	0.26	3.84	11.56	51.33	1.48
Sm-2-5	77.46	0.26	19.60	266.91	0.62	0.37	5.52	16.44	56.19	1.71
Sm-2-6	192.93	0.20	16.57	231.24	0.41	0.24	6.54	11.41	23.18	0.86
编号	Sm	Y	Yb	Sc	Cr	Li	Sc	Ti	V	
Sm-1-1	14.63	63.39	6.72	12.24	0.04	9.45	12.24	0.52	27.63	
Sm-1-2	15.76	63.59	6.39	12.29		8.52	12.29	0.57	28.40	
Sm-1-3	14.74	57.26	5.99	11.34	8.38	5.95	11.34	0.55	27.42	
Sm-1-6	15.11	60.01	6.40	13.66	1.39	7.72	13.66	0.59	27.74	
Sm-2-1	2.43	18.43	1.74	48.20	143.05	21.27	48.20	0.66	298.10	
Sm-2-2	3.11	20.07	2.52	46.51	119.49	69.71	46.51	0.88	367.69	
Sm-2-3	2.18	19.02	1.76	43.38	127.30	18.28	43.38	0.61	278.03	
Sm-2-4	2.52	21.40	2.04	47.91	136.04	30.83	47.91	0.67	320.13	
Sm-2-5	3.03	26.73	2.46	46.75	51.70	25.22	46.75	0.71	322.11	
Sm-2-6	2.22	17.61	1.91	44.08	48.02	17.42	44.08	0.62	300.71	

部玄武岩来源深度增加,它们形成一个不断扩张(伸展)的构造背景.图 3b 表明^[8],玄武岩大多数位于岛

弧拉斑玄武岩区,但是从化学成分演化趋势分析,从早到晚有向 MORB 和 OIA 方向的演化趋势.

2 稀土元素地球化学特征

岩石的稀土元素组成见表 2。下部 3 件钾玄岩样品稀土总量高, $w(\sum \text{REE})$ 为 $(243.30 \sim 505.18) \times 10^{-6}$, $\delta(\text{Eu}) = 0.81 \sim 0.69$, 具弱至中等的 Eu 负异常, $w(\text{La})_n/w(\text{Y})_n = 4.06 \sim 7.57$, $w(\text{LREE})/w(\text{HREE}) = 4.42 \sim 7.45$, 表明轻稀土明显富集。上部的 5 个玄武岩(除 Sm-2-2)和下部的 Sm-3-1 号样 $\sum \text{REE}$ 在 $36.5 \times 10^{-6} \sim 56.9 \times 10^{-6}$ 之间, 接近大洋拉斑玄武岩, $\delta(\text{Eu})$ 在 0.81~1.13 之间, 基本没有 Eu 异常, $w(\text{La})_n/w(\text{Y})_n$ 在 0.38~1.13 之间, $w(\text{Ce})_n/w(\text{Yb})_n$ 为 1.52~2.48, 表明轻重稀土分异不明显。值得注意的是 Sm-2-2 号样品, 在岩石分类图解上为苦橄岩, 它的 $w(\text{LREE})/w(\text{HREE}) = 3.75$, 轻稀土富集, 表明岩浆受到陆壳物质的混染或是富集地幔的产物, 在稀土的配分模式图上(图 4a), 玄武岩配分曲线为平坦型, 接近大洋拉斑玄武岩的配分模式^[9], 这些特征表明, 玄武岩应来自地幔, 且没有受到陆壳成分的污染。

3 微量元素地球化学特征

微量元素分析结果见表 3。上部玄武岩的 HFSE 中 Hf、Ti、Sm、Y、Yb、Sc 与大洋中脊玄武岩相似, 而 Cr 偏低。从早到晚 $w(\text{Th})/w(\text{Yb})$ 有规律的降低, 下部钾玄岩 $w(\text{Ti})/w(\text{V})$ (平均为 105.99) 低于上部玄武岩(平均为 377.97), $w(\text{Zr})/w(\text{Nb})$ 、 $w(\text{Ba})/w(\text{Nb})$ 比值变化规律不明显。值得注意的是下部钾玄岩除 Cr、Sc 外, 其余元素均高出上部玄武岩。在微量元素 N-MORB 标准化配分模式图上

(图 4b), 呈单“隆起”型, 即大离子亲石元素 Rb、Ba、Th 出现明显的“峰”。Ce、Sc 有微弱的“峰”, Zr 有微弱的“谷”, 从下到上 Ti 由“谷”逐渐演化成“峰”。总体分析玄武岩的 N-MORB 配分模式特征可以看出, 钾玄岩与典型的碱性板内玄武岩一致^[10], 而晚期的玄武岩与拉斑-碱性的洋中脊玄武岩相似, 明显不同于岛弧玄武岩。在 $w(\text{Th}) - w(\text{Hf}/3) - w(\text{Ta})$ (图 5a) 和 $w(\text{Th}) - w(\text{Hf}/3) - w(\text{Nb}/16)$ 三角图解中(图 5b)^[11], 大多数样品位于 P 型洋中脊玄武岩区。在 $w(\text{Zr}/4) - w(\text{Nb} \times 2) - w(\text{Y})$ 图解中(文中未附), 钾玄岩位于板内玄武岩区, 上部玄武岩主要位于 P-MORB 和 N-MORB 区域。

4 Sm-Nd 同位素特征

上部 6 件玄武岩全岩 Sm-Nd 同位素组成见表 4。岩石的 Sm、Nd 含量及 $w(\text{Sm})/w(\text{Nd})$ 比值与太古代拉斑玄武岩及大洋中脊玄武岩一致, 而与岛弧钙碱性玄武岩及大陆拉斑玄武岩差异明显。 $w(^{147}\text{Sm})/w(^{144}\text{Nd})$ 为 0.1472~0.1925, 最大差值为 0.0453, 符合等时线要求。 $w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})$ 较低为 0.512538~0.512886, 与洋中脊玄武岩相似。采用单阶段计算的模式年龄 t_{DM} 在 1405~1908 Ma, $\epsilon_{\text{Nd},t}$ 为 -0.195~4.84 (除 Sm-2-2 号样为负值, 其余均为正值), 从富集到亏损源区变化, 表现出大陆拉张背景环境的玄武岩 Nd 同位素特征^[12,13]。剔除 Sm-2-2 号样品, 其余 5 个样品得出的等时线年龄为 $(1200 \pm 82.3) \text{Ma}$ (图 6), 考虑到岩石的形成年龄不大于岩石的 t_{DM} 以及本区震旦系不整合其上的事实, 笔者认为该等时线年龄应代表其成岩年龄。

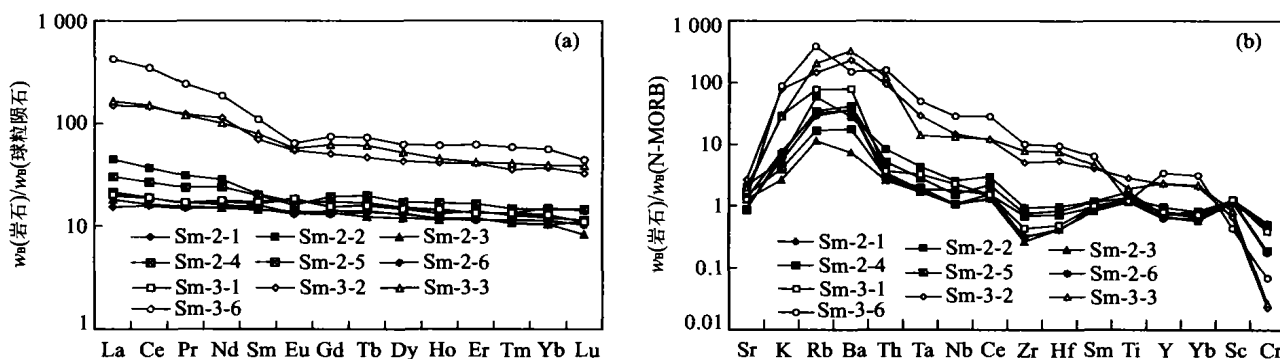


图 4 玄武岩稀土元素(a)、微量元素 N-MORB (b)配分模式

Fig. 4 REE (a) and trace element (b) diagram of the basalt

表 4 玄武岩 Sm-Nd 同位素分析

Table 4 Sm-Nd isotope composition of the basalt

样品号	$m(\text{Sm})/\mu\text{g}$	$m(\text{Nd})/\mu\text{g}$	$w(^{147}\text{Sm})/$ $w(^{144}\text{Nd})$
Sm-Nd-2-1	2.2200	6.977	0.19250
Sm-Nd-2-2	3.2000	13.150	0.14720
Sm-Nd-2-3	2.1040	7.088	0.17950
Sm-Nd-2-4	2.4240	8.097	0.18100
Sm-Nd-2-5	3.2010	11.070	0.17490
Sm-Nd-2-6	2.2780	7.800	0.17670

样品号	$w(^{143}\text{Nd})/$ $w(^{144}\text{Nd})$	t_{DM}/Ma	$\epsilon_{\text{Nd},t}$
Sm-Nd-2-1	0.512886	1908.41	4.8377
Sm-Nd-2-2	0.512538	1405.13	-1.9507
Sm-Nd-2-3	0.512738	1840.78	1.9507
Sm-Nd-2-4	0.512832	1488.95	3.7843
Sm-Nd-2-5	0.512736	1630.95	1.9117
Sm-Nd-2-6	0.512781	1525.56	2.7895

样品由中国科学院地质与地球物理研究所张任祜等分析。

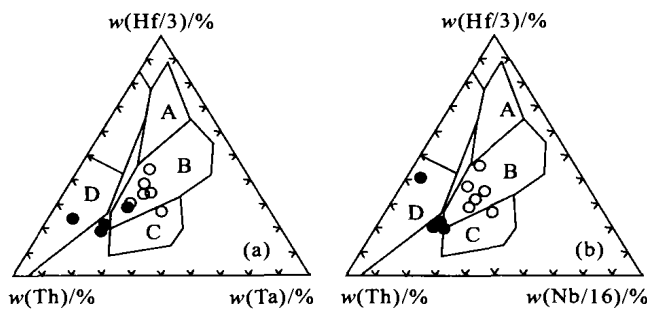


图 5 玄武岩 $w(\text{Th})-w(\text{Hf}/3)-w(\text{Ta})$ 图解 (a)、 $w(\text{Th})-w(\text{Hf}/3)-w(\text{Nb}/16)$ 图解 (b)

Fig. 5 $w(\text{Th})-w(\text{Hf}/3)-w(\text{Ta})$ (a) and $w(\text{Th})-w(\text{Hf}/3)-w(\text{Nb}/16)$ (b) diagram of the basalt
A. 正常洋中脊玄武岩(N-MORB); B. 富集型洋中脊玄武岩(P-MORB); C. 板内玄武岩(WPB); D. 岛弧拉斑玄武岩(IAT)

5 火山岩对古塔里木板块中元古代裂解事件的记录

研究表明^[14], 双峰式火山岩可以发育于多种构造环境, 包括大陆裂谷、洋岛、初始弧后盆地、洋内岛弧等。不同构造环境的双峰式火山岩中流纹岩与玄武岩的比例及岩石地球化学特征均表现出一定的差异。研究区双峰式火山岩的流纹岩/玄武岩为 4~6, 显示以流纹岩为主的特征, 表明流纹岩不可能是玄武岩浆分异的产物, 与洋岛、成熟岛弧及洋内弧环境中以玄武岩占绝对优势的双峰式火山岩不同^[15,16]。对比日本 Isu 弧中部 Sumisu 裂谷双峰式火山岩^[17], 虽然 Nd 同位素特征表现出一定的相似性, 但

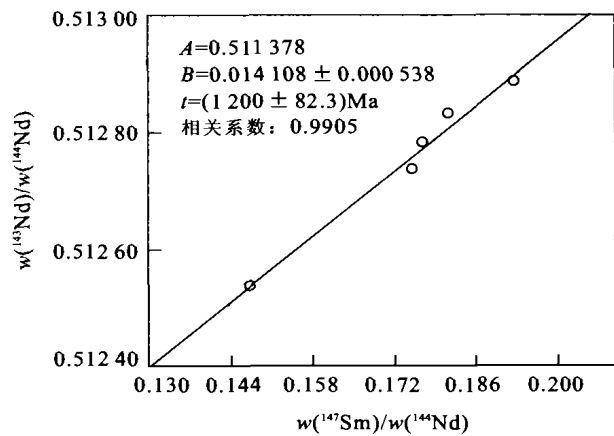


图 6 玄武岩 Sm-Nd 等时线

Fig. 6 Sm-Nd isochron of the basalt

$w(\text{Ba})/w(\text{Zr})$ 、 $w(\text{Zr})/w(\text{Ce})$ 比值及 HFSE 和 REE 差异明显。产于大陆拉张减薄环境的双峰式火山岩, 大多受地幔柱活动的影响, 其玄武岩成分复杂, 据 Foder 等^[18]的研究, 可出现富集型、过度型和亏损型, $\epsilon_{\text{Nd},t}$ 可从负值变化到 $> +6$, 本区玄武岩的 $\epsilon_{\text{Nd},t}$ 与该环境的玄武岩具有相似性 (-0.195 ~ 4.84)。大陆裂谷环境的双峰式火山岩以流纹岩为主, 基性岩主要是富碱质的, 但也可出现拉斑质玄武岩, 流纹岩通常占绝对优势。

综上所述, 产于塔里木南缘中元古代火山岩, 下部以酸性火山岩为主, 夹少量钾玄岩系列的基性火山岩(上部层位), 上部以碱性-钙碱性玄武岩为主, 流纹岩在厚度上为玄武岩的 4~6 倍。从基性火山岩岩石化学所反映的岩石演化序列分析, 从早到晚, 岩石由富钾逐渐向富钠方向演化, 由碱性(高钾)、钙碱性向拉斑系列方向演化, 表明它们不断扩张的构造过程, 岩石地球化学反映的构造环境具有从大陆裂谷环境向大陆边缘拉张减薄环境的过度性质。一个可能的模式是, 在中元古代早期, 在古元古末期形成的统一的古中国板块发生裂解, 在古塔里木板块南缘发生的裂解首先形成大陆裂谷环境, 喷发了大量的陆壳重熔的酸性火山岩及少量的钾玄岩, 随着裂解深度的增加, 陆壳的拉伸减薄, 上地幔部分重熔形成的拉斑质玄武岩浆喷出地表, 形成本区的双峰式火山岩。该套火山岩记录了古塔里木板块南缘在中元古裂解的构造过程, 这一裂解构造事件与中央造山带的东段秦岭北带^[19,20]中元古代大陆裂解事件是一致的。

致谢: 本文承蒙周济元教授、王中刚研究员、杨坤光教授的指导, 谨致谢忱。

参考文献:

- [1] 新疆地质矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社,1991. 22—31.
Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur autonomous region. Regional geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991. 22—31.
- [2] 姜春发. 昆仑地质构造轮廓[J]. 中国地质科学院地质研究所所刊,1986,15 号:70—80.
JIANG C F. The tectonic framework of Kunlun geology [J]. Journal of Institute of Geology, CAGS,1986, No. 15: 70—80.
- [3] 杨克明. 论西昆仑大陆边缘构造演化及塔里木西南盆地类型[J]. 地质论评,1994, 40(1): 9—18.
YANG K M. Discuss on the tectonic evolution of the continental margin of West Kunlun and the types of the basins of southwestern Tarim [J]. Geological Review, 1994, 40(1): 9—18.
- [4] 程裕淇. 中国区域地质概论[M]. 北京:地质出版社, 1994. 165—168.
CHENG Y Q. The generality of regional geology of China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1994. 165—168.
- [5] Hyndman D W. Petrology of igneous and metamorphic rocks [M]. New York: McGraw-Hill, 1985. 135—141.
- [6] Le Bas M J. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram [J]. J Petro, 1986, 27(3): 745—750.
- [7] 邱家骧,林景仟. 岩石化学[M]. 北京:地质出版社, 1993. 95—117.
QIU J X, LIN J Q. Petrochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993. 95—117.
- [8] Mullen E D. MnO/TiO₂/P₂O₅; a minor element discriminate for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis [J]. Earth Planet Sci Lett, 1983, 62: 53—62.
- [9] Hofman A W. Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust [J]. Earth Planet Sci Lett, 1988, 90: 297—314.
- [10] Pearce J A. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. J Petrol, 1982, 25(4): 956—983.
- [11] Wood D A. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence [J]. Geology, 1979, 7: 499—503.
- [12] Ito E, White W M, Gopel C. The O, Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of MORB [J]. Chem Geol, 1987, 62: 157—176.
- [13] Pin C, Marini F. Early Ordovician continental breakup in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the southern Massif Central, France [J]. Lithos, 1993, 29: 177—196.
- [14] 王焰,钱青,刘良,等. 不同构造环境中双峰式火山岩的主要特征[J]. 岩石学报,2000, 16(2): 169—173.
WANG Y, QIAN Q, LIU L, et al. The major characteristic of the bimodal volcanic rocks in different structure environments [J]. Acta Petrologica Sinica, 2000, 16(2): 169—173.
- [15] Geist D, Howard K A, Larson P. The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: the basalt-rhyolite association at Volcan Alcedo, Galapagos Archipelago [J]. J Petrol, 1995, 36: 965—982.
- [16] Pin C, Paquette J L. A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the late Devonian Brevenne metavolcanics, Massif Central (France) [J]. Contrib Mineral Petrol, 1997, 129: 222—238.
- [17] Hochstaedter A G, Gill J B, Morris J. Volcanism in Sumisu Rift. II: subduction and non-subduction related components [J]. Earth Planet Sci Lett, 1990, 100: 195—209.
- [18] Foder R V, Vetter S K. Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin [J]. Contrib Mineral Petrol, 1984, 88: 307—321.
- [19] 张传林,董永观,杨志华. 秦岭晋宁期两条蛇绿岩带及其对秦岭—大别构造演化的制约[J]. 地质学报,2000, 74(4): 313—324.
ZHANG C L, DONG Y G, YANG Z H. Two ophiolite belts in the Qinling orogen and their constraints on the tectonic evolution of the Qinling-Dabie orogen [J]. Acta Geologica Sinica, 2000, 74(4): 313—324.
- [20] 姜常义,魏合明,赵太平,等. 北秦岭侵入岩带与晋宁运动[M]. 北京:地质出版社,1998. 77—91.
JIANG C Y, WEI H M, ZHAO T P, et al. The intrusive rock belt of north Qinling and Jinning events [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1998. 77—91.

Geochemistry Characteristics of the Proterozoic Meta-Basalt in Southern Tarim Plate: Evidence for the Meso-Proterozoic Breakup of Paleo-Tarim Plate

ZHANG Chuan-lin^{1,2}, ZHAO Yu², GUO Kun-yi², DONG Yong-guan², WANG Ai-guo²

(1. *Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang 550002, China*; 2. *Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Nanjing 210016, China*)

Abstract: The study of supercontinent-breakup is a modern frontier project of earth science. Based on the lithochemistry, the trace element, REE and Sm-Nd isotope characteristics of the Precambrian metamorphic volcanic rocks of Tiekelike belt in Southern Tarim plate, this paper studies the tectonic events for the Meso-Proterozoic breakup of paleo-Tarim plate. The meta-volcanic rocks were composed of meta-rhyolite (the lower part) and meta-basalt interspersed by thin-layered marble (the upper part). The basalt has low $w(\text{SiO}_2)$ arranging from 43.8% to 49.26% and averaging 47.29%, it has high alkaline and $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ is between 2.6% and 4.9%. The lower basalt has $w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})$ arranging from 0.54 to 1.50 and belongs to shoshinite which has high $\sum\text{REE}$ and LREE, its $w(\text{La})_n/w(\text{Yb})_n$ averages 3.45 and $\delta(\text{Eu})$ is between 0.69 and 0.91 which shows middle negative anomaly. The upper basalt has $w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})$ arranging from 5.11 to 17.89 and belongs to tholeiite, it has low $\sum\text{REE}$, $\delta(\text{Eu})$ is between 0.82 and 1.13, its REE spider pattern (normalized by C1 chondrite) is similar with that of the oceanic tholeiite, its trace elements shows characteristics of oceanic tholeiite and the lower basalt is similar with that of intro-plate basalt. Sm-Nd isochron of the upper basalt is $(1\ 200 \pm 82.3)$ Ma. Concluded on above studies, we put forward that the Precambrian metamorphic volcanic rocks recorded the whole breakup tectonic course in Meso-Proterozoic of the southern paleo-Tarim plate.

Key words: southern Tarim; Precambrian volcanic rock; geochemistry.