

# 昌宁-孟连缝合带干龙塘-弄巴蛇绿岩地球化学及 Sr-Nd-Pb 同位素组成研究\*

赖绍聪 秦江锋 李学军 臧文娟

LAI ShaoCong, QIN JiangFeng, LI XueJun and ZANG WenJuan

大陆动力学国家重点实验室,西北大学地质学系,西安 710069

State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

2009-12-09 收稿, 2010-06-17 改回.

Lai SC, Qin JF, Li XJ and Zang WJ. 2010. Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic features of the Ganlongtang-Nongba ophiolite from the Changning-Menglian suture zone. *Acta Petrologica Sinica*, 26 (11) :3195 – 3205

**Abstract** This paper presents the major- and trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of the meta-basalts from the Ganlongtang-Nongba ophiolitic mélangé which is situated at the middle part of the Changning-Menglian Paleo-Tethys suture zone. The Nongba basalts are mainly composed of alkaline and tholeiitic basalts. The tholeiitic basalts have high  $\text{TiO}_2$  and Th/Yb, low  $\text{K}_2\text{O}$  and Zr/Nb and depleted light rare earth elements (LREEs), and show  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  ratio (1.87 ~ 2.38) and Sr-Nd-Pb isotopes similar to those of enriched mid-ocean ridge basalt (E-MORB), suggesting that they may originate from an enriched mantle source or a mixture of depleted asthenosphere mantle and mantle plume. The Nongba alkaline basalts have high  $\text{TiO}_2$  (2.38%) and  $\text{K}_2\text{O}$  (2.37%) and  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  (~11), similar to that of the oceanic island basalts (OIB), indicating that they were derived from a hot spot through the oceanic crust. The Ganlongtang tholeiitic basalts show typical characteristics of N-MORB in terms of  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Mg}^\#$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  and LILEs, but have variable Sr-Nd-Pb isotopic compositions probably resulted from crustal contamination. It is proposed that the Changning-Menglian ancient ocean basin experienced a complete growth process from an embryonic to a mature ocean basin.

**Key words** Geochemistry; Ophiolite; Sr-Nd-Pb isotopes; Changning-Menglian suture zone

**摘要** 本文对三江古特提斯昌宁-孟连带中段弄巴-干龙塘蛇绿混杂岩进行了详细的主量、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究。结果表明,弄巴玄武岩包括拉斑系列和碱性系列,弄巴拉斑玄武岩具有高  $\text{TiO}_2$  和低  $\text{K}_2\text{O}$  的特征,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  介于 1.87 ~ 2.38 之间,岩石的 Sr-Nd-Pb 同位素组成和典型 MORB 十分相似,结合岩石较高的 Th/Yb 和低的 Zr/Nb 值,可以认为弄巴拉斑玄武岩具有富集型洋脊玄武岩(E-MORB)的特征,可能起源于富集的地幔源区或是亏损地幔源区和地幔柱发生交代作用的结果。弄巴碱性玄武岩具有较高的  $\text{TiO}_2$  (2.38%) 和  $\text{K}_2\text{O}$  (2.37%) 含量,  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 11.19$ , 富集轻稀土,表现出典型的碱性 OIB 的特征,可能是大洋板内热点浅部熔融的产物。干龙塘拉斑玄武岩具有高  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Mg}^\#$ 、低  $\text{K}_2\text{O}$  和亏损轻稀土等特征,表现出 N-MORB 的地球化学特征,岩石的 Sr-Nd-Pb 与 MORB 相似,表明岩石起源于亏损的地幔源区。

**关键词** 地球化学;蛇绿岩;Sr-Nd-Pb 同位素;昌宁-孟连缝合带

中图法分类号 P588.145

## 1 引言

古特提斯构造域的构造演化与中国大陆古生代洋-陆格

局及中国大陆在晚古生代的拼合机制等重大科学问题具有密切关系,一直是地质研究中的焦点问题。前人曾对发育在三江地区的古生代蛇绿混杂岩进行过大量的研究工作,厘定出昌宁-孟连、金沙江-哀牢山及甘孜-理塘三条缝合带,其中

\* 本文受国家自然科学基金(40872060)、陕西省教育厅省级重点实验室科研与建设计划项目(08JZ62)和大陆动力学国家重点实验室科技部专项经费联合资助。

第一作者简介:赖绍聪,男,1963年生,教授,博士生导师,岩石学及地球化学专业,E-mail: shaocong@nwu.edu.cn

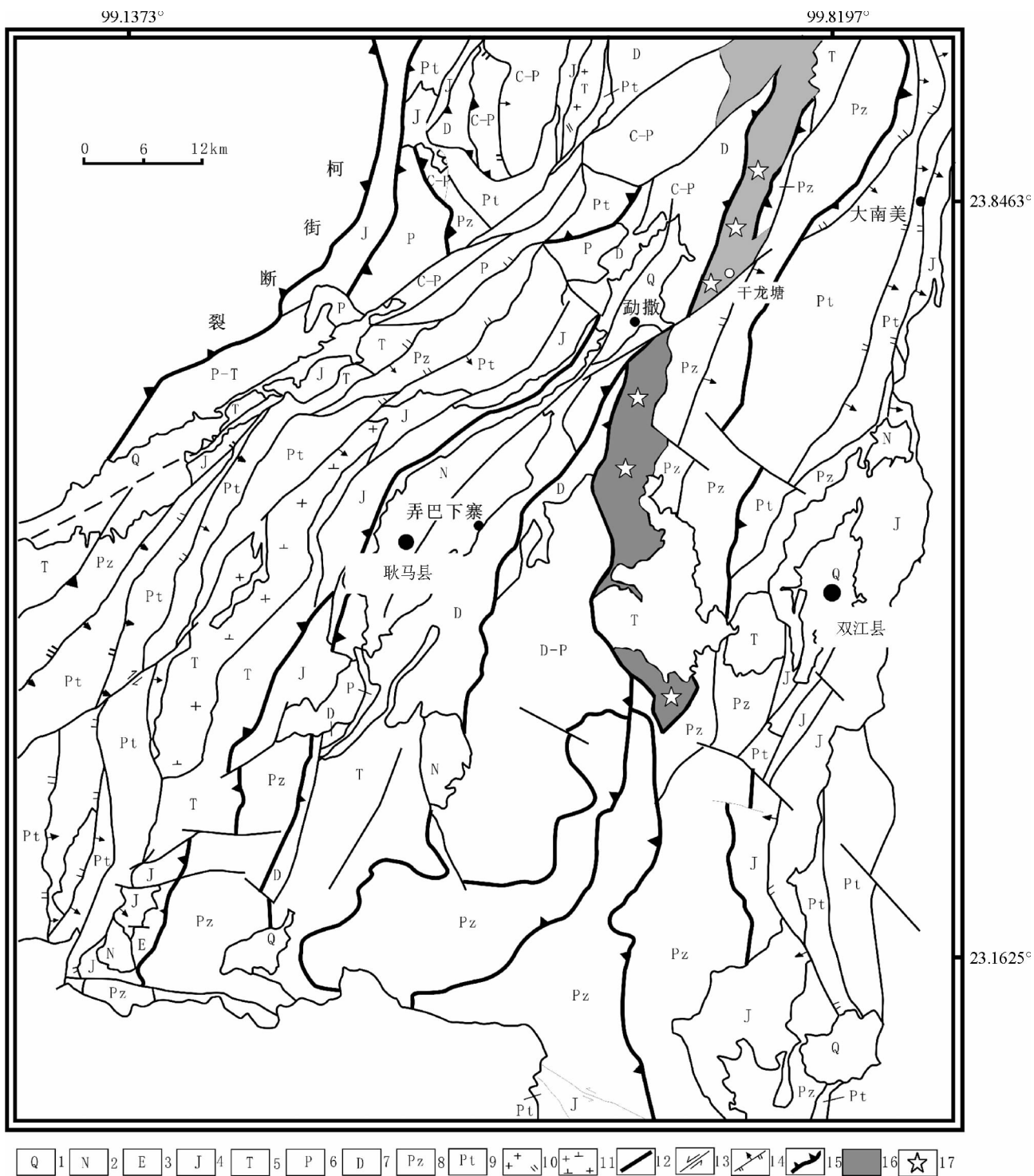


图1 干龙塘-弄巴地区地质构造简图(据段向东等,2006)

1-第四系; 2-新近系; 3-古近系; 4-侏罗系; 5-三叠系; 6-二叠系; 7-泥盆系; 8-古生界; 9-新元古界; 10-中细粒(角闪)黑云二长花岗岩;  
11-二长花岗岩; 12-断层; 13-平移断层; 14-逆断层; 15-分隔性逆冲推覆断层; 16-蛇绿混杂带; 17-取样位置

Fig. 1 Sketch geological map of the Ganlongtang-Nongba area (after Duan *et al.*, 2006)

对于昌宁-孟连带的发育时限及构造属性现今还存在很多争论。目前,对于昌宁-孟连构造带的主要认识有:(1)代表古特提斯多岛洋的主支洋盆,滇西古特提斯是一个具有相当规模的多岛洋格局,最后封闭发生于晚印支期(刘本培和冯庆来,2002;张旗等,1996);(2)代表保山微大陆东缘与临沧岛弧之间的弧后盆地(张翼飞和段锦荪,2001)。因此,对产于昌宁-孟连构造带内的蛇绿混杂岩进行详细的地球化学分析并厘定其源区性质和成因机制对探讨昌宁-孟连带的构造属性具有重要意义。本次研究选择昌宁-孟连带中部耿马地区弄巴-干龙塘典型蛇绿岩-火山岩剖面为解剖对象,以详细的岩石地球化学、Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究资料表明,该区蛇绿混杂岩主要包括 N-MORB 型、E-MORB 型及碱性洋岛型(OIB)型火山岩,说明昌宁-孟连带曾存在一个洋盆。

## 2 区域地质概况

昌宁-孟连褶皱带位于保山地块和临沧地块之间,其西界是柯街-南定河断裂,东界是双江断裂。该褶皱带的东西两侧,分别出露中元古界的澜沧群、大勐龙群、崇山群和西盟群下部,应属冈瓦纳大陆的变质基地。从岩性组合特征看,大勐龙群、崇山群和西盟群下部均与高黎贡山群相似,可能同属一套地层,其原岩皆为优地槽型的复理石建造。澜沧群亦为一套火山岩和沉积岩组成的复理石建造。晚古生代地层最为发育,泥盆系为地槽型的硅质复理石建造及笔石页岩建造,下石炭统为基性火山岩建造,下石炭统上部-二叠系基本为一套碳酸盐建造。此外,在云县铜厂街、双江以西(小墨江)、孟连以南(曼信)等地有较多量的超镁铁质岩出露(云南省地质矿产局,1990)。

干龙塘-弄巴蛇绿构造混杂带内主要出露一套石炭-二叠系火山-沉积岩系(图1),火山岩岩石类型主要为玄武岩类,大多已产生显著的低-中级变质作用,呈强烈片理化的玄武岩、绿泥石片岩、绿泥钠长片岩、绿帘斜长角闪岩、斜长角闪岩等岩石类型产出。火山岩常以构造岩片的形式夹在石炭-二叠纪沉积地层之中,构成蛇绿混杂岩系。剖面中岩石变形强烈,片理十分发育,未发现确切的变余火成堆晶层理,但局部地段可见斜长石碎斑相对集中的条纹条带,不排除属火成堆晶层理的可能性。部分绿泥片岩中可见变余斑状结构、变余杏仁状构造,原岩推测属玄武岩类。

## 3 火山岩岩相学与样品分析方法

研究区内火山岩主要岩石类型包括弱变质致密块状玄武岩、杏仁状玄武岩以及低级变质的钠长绿泥片岩、绿帘片岩等。

致密块状玄武岩:浅灰绿、灰黑色,具间粒间隐结构,块状构造。由斜长石(55%)、普通辉石(25%)、火山玻璃(15%)及钛铁矿(5%)组成。斜长石呈长条状;火山玻璃呈不规则状,全部脱玻化;钛铁矿呈板状。

杏仁状玄武岩:灰绿色,具间粒结构,杏仁状构造。由斜长石(50%)、单斜辉石(40%)、磁铁矿(2%)和杏仁体(5%~10%)组成。斜长石呈长条状,钠黝帘石化;单斜辉石半自形状;杏仁体呈圆状或不规则状,0.1~1mm,充填绿泥石。

钠长绿泥片岩:岩石强烈风化蚀变为土黄色,但片状构造明显。由绿泥石(含量80%)、钠长石(15%)、钛铁矿(含量2%)组成。绿泥石呈微细鳞片状定向分布构成岩石片状构造,部分绿泥石集合体不同程度保留短柱状辉石假象,其中不均匀地分布少量微细粒状绢云母化钠长石,其变晶集合体不同程度地保留原板状斜长石外形。

绿帘片岩:主要为斜长角闪绿帘片岩。岩石呈绿色,变余斑状结构。变余斑晶由斜长石(5%~20%)组成。变质重结晶明显,伴强烈绿帘石化,但仍不同程度地保留原岩组构特征的半自形板状外形,长轴方向沿片理大体呈定向排列。基质由绿泥石、绿帘石、(钠)更长石组成。矿物分布不均匀,粒状矿物相对呈不规则斑块状、透镜条纹状产出。

我们沿垂直火山岩走向方向采集一组系统样品,对野外采集的样品进行详细的岩相学观察后,选择新鲜的没有脉体贯入的样品进行主量元素、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素分析。

主量和微量元素在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。主量元素采用 XRF 法、微量元素用 ICP-MS 测定。微量元素样品在高压溶样弹中用 HNO<sub>3</sub> 和 HF 混合酸溶解两天后,用 VG Plasma-Quad Excell ICP-MS 方法完成测试,对国际标准参考物质 BHVO-1(玄武岩)、BCR-2(玄武岩)和 AGV-1(安山岩)的同步分析结果表明,微量元素分析的精度和准确度一般优于 10%,详细的分析流程见文献(刘晔等,2007)。Sr-Nd-Pb 同位素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。Sr、Nd 同位素分别采用 AG50W-X8(200~400 mesh),HDEHP(自制)和 AG1-X8(200~400 mesh)离子交换树脂进行分离;同位素的测试则在该实验室的多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP MS, Nu Plasma HR, Nu Instruments, Wrexham, UK)上采用静态模式(Static mode)进行。

## 4 分析结果

### 4.1 主微量元素地球化学特征

火山岩化学的主量及微量元素分析结果列于表1中。SiO<sub>2</sub>-Nb/Y 图解可以有效地区分变质/蚀变火山岩的系列(Winchester and Floyd, 1977)。从图2a中可以看到,干龙塘火山岩均属非碱性系列火山岩类。而弄巴火山岩的6个样品可区分为亚碱性和碱性两个系列。其中,样品 SH69、SH73、SH74、SH75 和 SH82 属于非碱性系列,而样品 SH85 属于碱性系列。SiO<sub>2</sub>-Zr/TiO<sub>2</sub> 图解被认为是划分蚀变、变质火山岩系列和岩石名称的有效图解(Winchester and Floyd, 1977),从图中可以看到(图2b),干龙塘火山岩均为亚碱性拉斑玄武岩类。而弄巴火山岩包括亚碱性拉斑玄武岩和碱性玄武岩两种岩石类型。

表1 干龙塘-弄巴蛇绿岩剖面玄武岩常量元素 (wt%) 和稀土及微量元素 ( $\times 10^{-6}$ ) 分析结果Table 1 Major (wt%) and trace element ( $\times 10^{-6}$ ) analyses of basalts from Ganlongtang-Nongba area

样品号	SH69	SH73	SH74	SH75	SH82	SH85	SH100	SH105	SH109	SH112
位置	弄巴						干龙塘			
SiO <sub>2</sub>	46.67	49.95	48.51	46.94	48.85	46.02	50.79	49.34	49.98	49.79
TiO <sub>2</sub>	1.28	1.22	1.23	1.30	1.10	2.38	1.29	1.19	1.22	1.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.32	16.40	16.22	15.27	15.45	15.34	14.46	14.53	14.51	14.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	11.03	9.82	10.28	10.70	10.50	11.38	10.35	10.49	10.59	10.29
MnO	0.63	0.29	0.31	0.19	0.19	0.39	0.28	0.17	0.17	0.17
MgO	8.10	7.41	7.84	8.15	7.07	8.48	8.18	7.80	7.95	7.85
CaO	6.62	5.76	6.47	9.25	8.95	5.03	9.25	11.65	10.44	10.56
Na <sub>2</sub> O	3.28	3.52	3.35	2.99	3.24	2.82	3.45	2.52	3.06	2.93
K <sub>2</sub> O	0.51	1.36	1.29	0.28	0.56	2.37	0.19	0.09	0.13	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.10	0.09	0.11	0.09	0.37	0.08	0.09	0.08	0.10
LOI	5.00	3.79	3.97	4.33	3.64	4.94	1.20	1.63	1.38	1.61
Total	99.53	99.62	99.56	99.51	99.64	99.52	99.52	99.50	99.51	99.53
Li	41.3	37.5	34.0	32.5	19.0	81.7	8.11	4.63	5.25	7.15
Sc	31.5	33.2	36.1	35.1	29.6	20.5	43.1	43.4	41.2	42.3
V	280	303	303	298	275	237	292	289	271	276
Cr	310	287	294	253	268	37.9	239	245	236	224
Co	58.7	55.2	58.3	56.1	57.9	50.0	56.5	59.1	61.9	62.1
Ni	158	131	136	121	172	54.6	78.9	78.2	67.7	70.0
Cu	130	138	144	125	123	106	52.5	51.0	88.8	66.1
Zn	70.2	84.8	88.3	83.0	63.6	106	122	54.3	54.0	55.5
Rb	14.5	30.7	29.5	5.97	9.94	30.4	2.55	2.23	2.72	2.45
Sr	86.2	162	159	144	252	408	101	118	107	110
Y	16.4	18.2	17.8	19.3	20.0	28.2	31.3	30.5	29.7	30.8
Zr	64.6	71.1	66.4	73.1	63.0	179	79.0	72.8	71.6	75.0
Nb	5.08	5.53	5.17	6.64	4.78	40.0	1.53	1.15	1.10	1.17
Cs	2.99	1.70	1.96	1.91	1.66	4.22	0.15	0.18	0.23	0.23
Ba	109	348	330	65.8	194	858	16.2	15.2	16.2	16.1
Hf	1.67	1.79	1.70	1.83	1.56	4.00	2.04	1.83	1.85	1.89
Ta	0.33	0.38	0.35	0.45	0.33	2.44	0.15	0.13	0.14	0.13
Pb	2.08	1.37	0.97	1.15	0.91	7.95	4.11	1.21	1.06	1.32
Th	0.44	0.50	0.45	0.57	0.40	3.75	0.13	0.064	0.047	0.057
U	0.13	0.14	0.13	0.15	0.12	0.91	0.066	0.024	0.018	0.023
La	4.91	4.56	4.39	5.92	4.96	27.6	2.39	2.12	1.99	2.16
Ce	12.3	11.9	11.5	14.5	12.1	58.0	7.98	7.37	7.12	7.57
Pr	1.77	1.70	1.65	2.04	1.73	7.14	1.40	1.33	1.29	1.37
Nd	8.56	8.29	7.97	9.57	8.30	30.3	7.92	7.59	7.47	7.80
Sm	2.40	2.35	2.29	2.59	2.41	6.79	2.84	2.72	2.66	2.78
Eu	1.03	0.98	0.94	1.14	0.97	2.34	1.04	1.01	0.98	1.06
Gd	2.79	2.73	2.69	3.04	2.93	6.71	3.79	3.67	3.61	3.80
Tb	0.54	0.55	0.54	0.59	0.59	1.12	0.82	0.79	0.77	0.79
Dy	3.10	3.30	3.21	3.44	3.47	5.62	5.11	4.85	4.86	5.00
Ho	0.64	0.69	0.69	0.71	0.74	1.03	1.13	1.08	1.08	1.11
Er	1.67	1.90	1.88	1.93	2.02	2.45	3.23	3.07	3.06	3.17
Tm	0.22	0.24	0.25	0.25	0.26	0.29	0.44	0.41	0.41	0.42
Yb	1.48	1.67	1.68	1.63	1.72	1.77	3.01	2.88	2.91	2.96
Lu	0.21	0.23	0.24	0.23	0.24	0.24	0.42	0.41	0.41	0.43
ΣREE	58.02	59.29	57.72	66.88	62.44	179.6	72.82	69.80	68.32	71.22
ΣLREE/										
ΣHREE	1.14	1.01	0.99	1.15	0.95	2.79	0.48	0.46	0.46	0.47
δEu	1.21	1.18	1.16	1.24	1.11	1.05	0.97	0.98	0.97	1.00
(La/Yb) <sub>N</sub>	2.38	1.96	1.87	2.61	2.07	11.19	0.57	0.53	0.49	0.52
(Ce/Yb) <sub>N</sub>	2.31	1.98	1.90	2.47	1.95	9.10	0.74	0.71	0.68	0.71

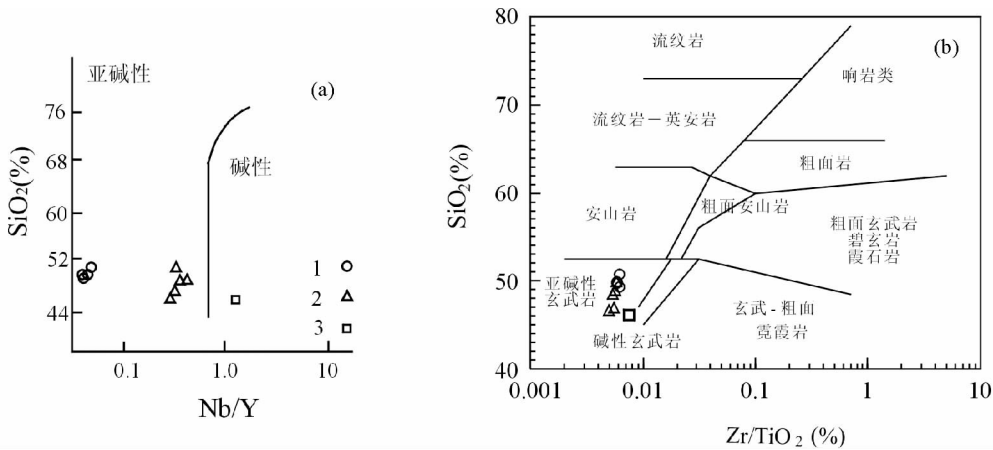


图2 火山岩  $\text{SiO}_2$ -Nb/Y 图解(a)和  $\text{SiO}_2$ -Zr/TiO<sub>2</sub>图解(b) (据 Winchester and Floyd, 1977)

1-干龙塘拉斑玄武岩;2-弄巴拉斑玄武岩;3-弄巴碱性玄武岩

Fig.2  $\text{SiO}_2$ -Nb/Y (a) and  $\text{SiO}_2$ -Zr/TiO<sub>2</sub>(b) diagrams of the volcanic rocks (after Winchester and Floyd, 1977)

干龙塘拉斑玄武岩的  $\text{TiO}_2$  含量在 1.19% ~ 1.29% 之间, 平均为 1.24%, 与大洋拉斑玄武岩 (1.5%) 平均值接近, 而高于活动陆缘和岛弧拉斑玄武岩 (0.83%) (Pearce and Norry, 1979);  $\text{K}_2\text{O}$  低, 且变化范围很小, 介于 0.09% ~ 0.19% 之间, 平均为 0.13%, 这与典型的洋脊拉斑玄武岩 (MORB) 所具有的低钾特征完全一致。岩石  $\text{SiO}_2$  含量低 (49.34% ~ 50.79%), 平均为 49.98%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量高, 且稳定, 大多在 14.46% ~ 14.85% 之间。其另一显著特点是铁、镁含量高,  $\text{MgO} > 7.80\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  在 10.29% ~ 10.59% 之间变化, 平均为 10.43%,  $\text{Mg}^{\#}$  ( $= \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{tot}}) \times 100$ ) 值为 63 ~ 65, 与原生玄武质岩浆接近。与现代大洋洋脊拉斑玄武岩比较,  $\text{CaO}$  轻微偏低 (9.25% ~ 11.65%, 平均 10.48%), 而  $\text{Na}_2\text{O}$  则与现代大洋洋脊拉斑玄武岩十分接近 (2.52% ~ 3.45%, 平均为 2.99%), 这与岩石经受的轻微细碧岩化作用有关。干龙塘拉斑玄武岩  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  介于 0.49 ~ 0.57 之间, 平均为 0.53;  $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$  介于 0.68 ~ 0.74 之间, 平均为 0.71;  $\text{La}/\text{Sm}$  介于 0.75 ~ 0.84 之间, 平均为 0.79;  $\delta\text{Eu}$  十分稳定, 变化不大, 介于 0.97 ~ 1.00 之间, 平均为 0.98, 表明岩石基本无 Eu 的异常。在球粒陨石标准化稀土配分图上 (图 3a), 显示为轻稀土亏损型配分型式, 具典型的 N 型 MORB 稀土地球化学特征。干龙塘拉斑玄武岩不相容元素原始地幔标准化谱系图 (图 3d) 显示为明显的左倾负斜率大离子亲石元素亏损型配分型式, 除 Cs 元素呈中强富集外, 其它元素大多为低程度富集。具有明显的 Th、U 谷和很轻微的 Ti 谷。曲线由强不相容元素部分的左倾型式随着元素不相容性的降低逐渐趋于平缓, 自 Nb→Y 曲线明显具有上翘现象, 即 Nb→Y 曲线呈左倾正斜率, 说明 Zr、Sm、Tb 等不相容性较弱的元素相对于 La、Ce、Nd 等不相容性稍强的元素呈富集状态, 这种现象完全符合于亏损源区起源的玄武岩浆特征。

弄巴拉斑玄武岩具有高  $\text{TiO}_2$  和相对低  $\text{K}_2\text{O}$  含量的特

点。其  $\text{TiO}_2$  含量在 1.10% ~ 1.30% 之间, 平均为 1.23%;  $\text{K}_2\text{O}$  含量相对较低, 但变化范围较宽, 介于 0.28% ~ 1.36% 之间, 平均为 0.80%; 岩石  $\text{SiO}_2$  含量低 (46.67% ~ 49.95%), 平均为 48.18%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量大多在 15% ~ 16.40% 之间; 岩石铁、镁含量高 ( $\text{MgO} = 7.07\% \sim 8.15\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} = 9.82\% \sim 11.0\%$ ),  $\text{Mg}^{\#}$  介于 61 到 64 之间, 与原生玄武质岩浆接近; 与现代大洋洋脊拉斑玄武岩比较,  $\text{CaO}$  明显偏低 (5.76% ~ 9.25%, 平均 7.41%), 而  $\text{Na}_2\text{O}$  则略为偏高 (2.99% ~ 3.52%, 平均为 3.28%), 这可能与海水蚀变和岩石发生绿片岩相变质作用有关。弄巴地区 5 个大洋拉斑玄武岩样品稀土总量较低, 在  $57 \times 10^{-6} \sim 67 \times 10^{-6}$  之间变化, 平均为  $60.87 \times 10^{-6}$ ;  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  介于 1.87 ~ 2.38 之间, 平均为 2.18;  $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$  介于 1.90 ~ 2.47 之间, 平均为 2.12;  $\delta\text{Eu}$  十分稳定, 变化不大, 介于 1.05 ~ 1.24 之间, 平均为 1.18, 表明岩石具有弱的正 Eu 异常。在球粒陨石标准化稀土配分图上 (图 3b), 显示为轻稀土微弱富集的平坦型配分型式。

而本区碱性玄武岩具有极高的  $\text{TiO}_2$  含量,  $\text{TiO}_2$  为 2.38%。该组玄武岩  $\text{K}_2\text{O}$  含量同样很高, 为 2.37%, 就其  $\text{TiO}_2$  和  $\text{K}_2\text{O}$  含量而言, 与典型的板内火山岩完全一致。由于该组碱性玄武岩与本区具有大洋拉斑玄武岩特征的一套海相火山岩密切共 (伴) 生, 因此初步判断其应为本区大洋板内洋岛火山作用的产物。其  $\text{SiO}_2$  含量略低于本区大洋拉斑玄武岩  $\text{SiO}_2$  含量, 为 46.02%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 15.34%; 其  $\text{MgO}$  含量略高于本区大洋拉斑玄武岩, 为 8.48%; 而  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量与本区拉斑系列火山岩接近, 差异不大。弄巴洋岛碱性玄武岩稀土总量明显高于本区洋脊拉斑玄武岩, 为  $179.60 \times 10^{-6}$ ; 其  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  比值 (11.19) 及  $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$  比值 (9.10) 相对较高, 说明岩石轻重稀土分异强烈, 轻稀土富集度高。  $\delta\text{Eu}$  (1.05) 接近为 1, 岩石基本没有明显的 Eu 异常。稀土元素配分图解 (图 3c) 可以看出, 配分曲线为右倾正斜率, 轻稀土强烈富

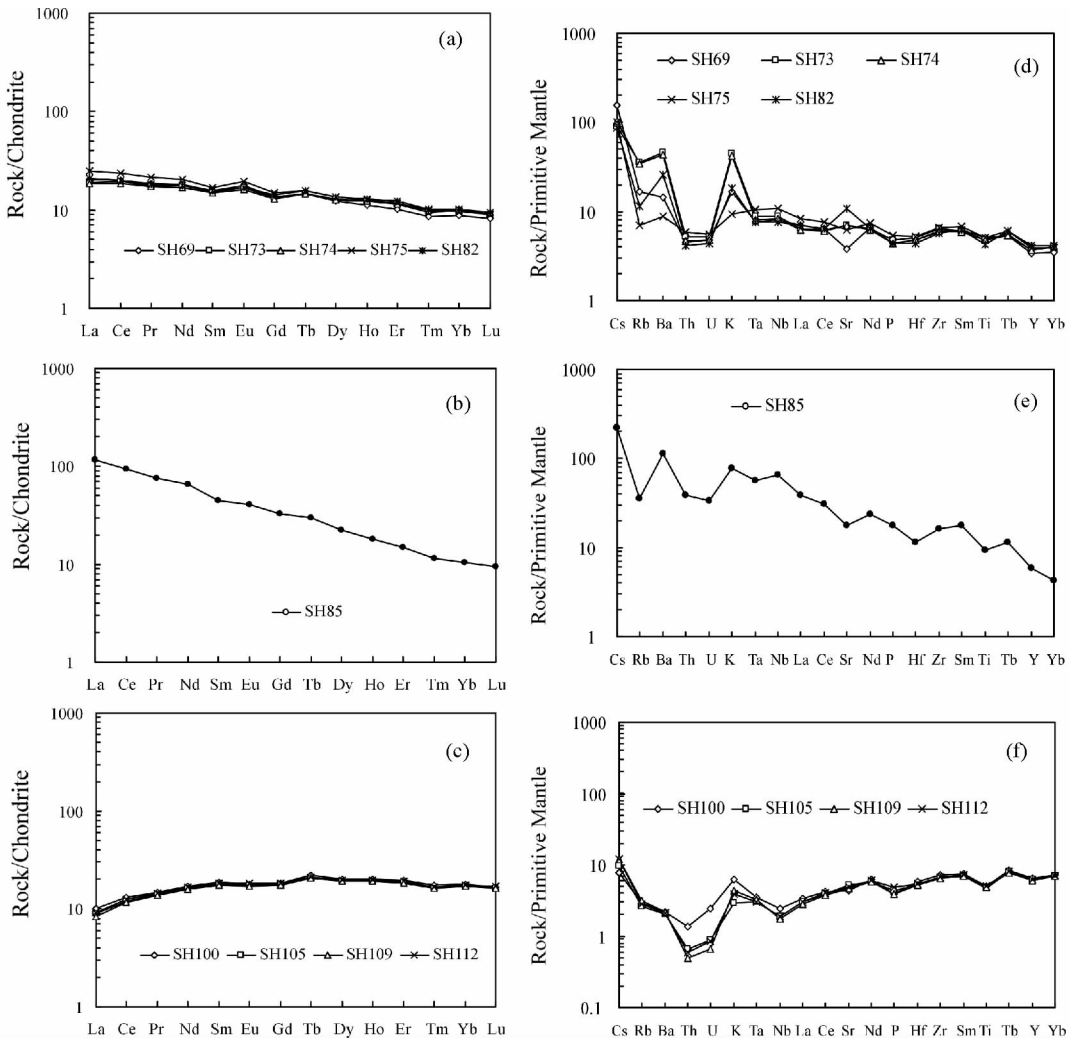


图3 弄巴-干龙塘地区古生代火山岩稀土元素球粒陨石标准化模式图及微量元素原始地幔标准化蛛网图(标准化数据引自 Sun and McDonough, 1989)

(a, d)-弄巴拉斑玄武岩; (b, e)-弄巴碱性玄武岩; (c, f)-干龙塘拉斑玄武岩

Fig. 3 Chondrite-normalized REE distribution patterns and primitive mantle normalized incompatible element spider diagrams for the Paleozoic basalts from the Nongba-Ganlongtang area (normalization values are after Sun and McDonough, 1989)

集,配分曲线轻稀土部分较陡,负斜率大;而最重稀土部分曲线较为平直,在Eu处曲线平滑。弄巴拉斑玄武岩不相容元素地幔平均成分标准化谱系图(图3d)较为特殊,曲线密集重迭,除Cs、Rb、Ba和K等大离子亲石元素呈较明显的中强富集外,其它元素大多为低程度富集,与原始地幔的比值大体在4~7之间,且曲线十分平缓。具有较弱的Th谷和很轻微的Ti谷,K和Sr变化大。曲线由强不相容元素部分向弱不相容元素部分演化,曲线呈轻微的右倾型式,随着元素不相容性的降低逐渐趋于平缓。这种现象在一定程度上符合于亏损源区起源的玄武岩浆特征。而弄巴碱性玄武岩不相容元素谱系图(图3e)明显不同于本区拉斑玄武岩类,曲线总体呈较明显的右倾富集型式,有微弱的Th、U谷,Ti谷也较为明显,说明岩浆结晶过程中可能存在Ti-Fe氧化物的分离

结晶作用,Ti的相对亏损与岩浆分异过程有关。

#### 4.2 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学特征

本文共选择三个样品(SH73, SH74, SH100)进行了Sr-Nd-Pb同位素分析(表2),其中SH73和SH74为采自弄巴的玄武岩,SH100为采自干龙塘的玄武岩。弄巴玄武岩两个样品的 $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr} = 0.536 \sim 0.548$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707208 \sim 0.707355$ ;  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.704926 \sim 0.705014$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1717 \sim 0.1734$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512849 \sim 0.512850$ ;  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = 4.88 \sim 4.91$ 。而干龙塘 MORB 型玄武岩样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703925$ ;  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703429$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513047$ ;  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = +7.3$ 。在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (图4)图解上,弄巴玄武岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值较 MORB 偏 MORB 相近,表明岩石

表 2 干龙塘-弄巴地区玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成

Table 2 Sr-Nd-Pb isotopic composition for the basalt in Ganlongtang-Nongba areas

样品号	SH-73	SH-74	SH-100
岩性		玄武岩	
Pb	1.37	0.97	4.11
Th	0.50	0.45	0.13
U	0.14	0.13	0.07
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	20.24705	19.864411	17.497898
$2\sigma$	0.00848	0.00698	0.000856
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.656257	15.68137	15.436702
$2\sigma$	0.00682	0.0056	0.000924
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	40.611896	40.245117	37.378804
$2\sigma$	0.01716	0.01422	0.0024
Sr ( $\times 10^{-6}$ )	162	159	101
Rb ( $\times 10^{-6}$ )	30.7	29.5	2.6
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.54879	0.536944	0.073369
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.707355	0.707208	0.703747
$2\sigma$	0.00001154	0.00001162	0.00001532
( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>i</sub>	0.705014	0.704916	0.703429
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.17166	0.173456	0.216555
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512849	0.51285	0.513047
$2\sigma$	0.00001084	0.00000832	0.00000816
Nd ( $\times 10^{-6}$ )	8.29	7.97	7.92
Sm ( $\times 10^{-6}$ )	2.35	2.29	2.84
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	4.91	4.88	7.34

起源于亏损的地幔源区。而干龙塘玄武岩 SH-100 落于 MORB 范围之内。

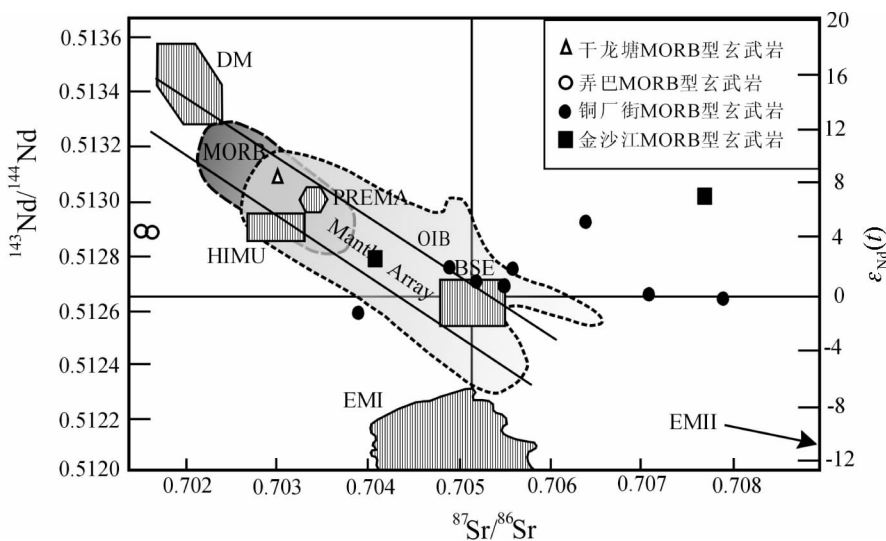
U、Th 和 Pb 含量采用 ICP-MS 法测定, Sm、Nd、Rb、Sr 含量和同位素比值采用同位素稀释法测定;  $\epsilon_{\text{Nd}} = [ ( ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} )_{\text{s}} / ( ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} )_{\text{CHUR}} - 1 ] \times 10^4$ ,  $( ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} )_{\text{CHUR}} = 0.512638$ ,  $t_{\text{DM}} = 1/\lambda \times \ln(1 + (( ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} )_{\text{s}} - 0.51315) / (( ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} )_{\text{s}} - 0.2137))$ , s 是样品, Rb 衰变常数  $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ; Sm 衰变常数  $\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$

弄巴玄武岩  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.8644 \sim 20.2470$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6563 \sim 15.6813$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 40.2451 \sim 40.6118$ 。在  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图解上(图 5a, b), 均位于 Th/U = 4.0 的北半球参考线 (NHRL) 之上, 靠近 DM 和 MORB 的范围, 表明岩石起源于亏损地幔。相比弄巴玄武岩, 干龙塘玄武岩 Pb 同位素明显偏高, 其  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.4978$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4367$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.3788$ 。在  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图解上(图 5a, b), 干龙塘玄武岩靠近上地壳或 HIMU 型富集地幔, 结合其主微量元素地球化学特征, 可以认为该套岩石起源于亏损地幔, 但岩石可能受到流体作用, 导致其 Pb 含量升高, Pb 同位素比值发生变化。

## 5 讨论

### 5.1 玄武岩的成因类型及源区性质

Ta/Yb 主要与地幔部分熔融及幔源性质有关, 对于鉴别火山岩的源区特征有重要意义 (Pearce, 1983)。干龙塘拉斑玄武岩在 Th/Yb-Ta/Yb 图解 (图 6a) 中均位于亏损地幔


 图 4 弄巴-干龙塘玄武岩  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  相关图

MORB 洋中脊玄武岩, OIB 洋岛玄武岩数据引自 Zou *et al.* (2000) 和 Barry and Kent (1998); DM、HIMU、EMI 和 EM II 地幔端元引自 Zindler and Hark (1986), 铜厂街和金沙江玄武岩数据引自魏启荣等 (2003)

 Fig. 4  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  diagram for the basalts from Nongba and Ganlongtang area

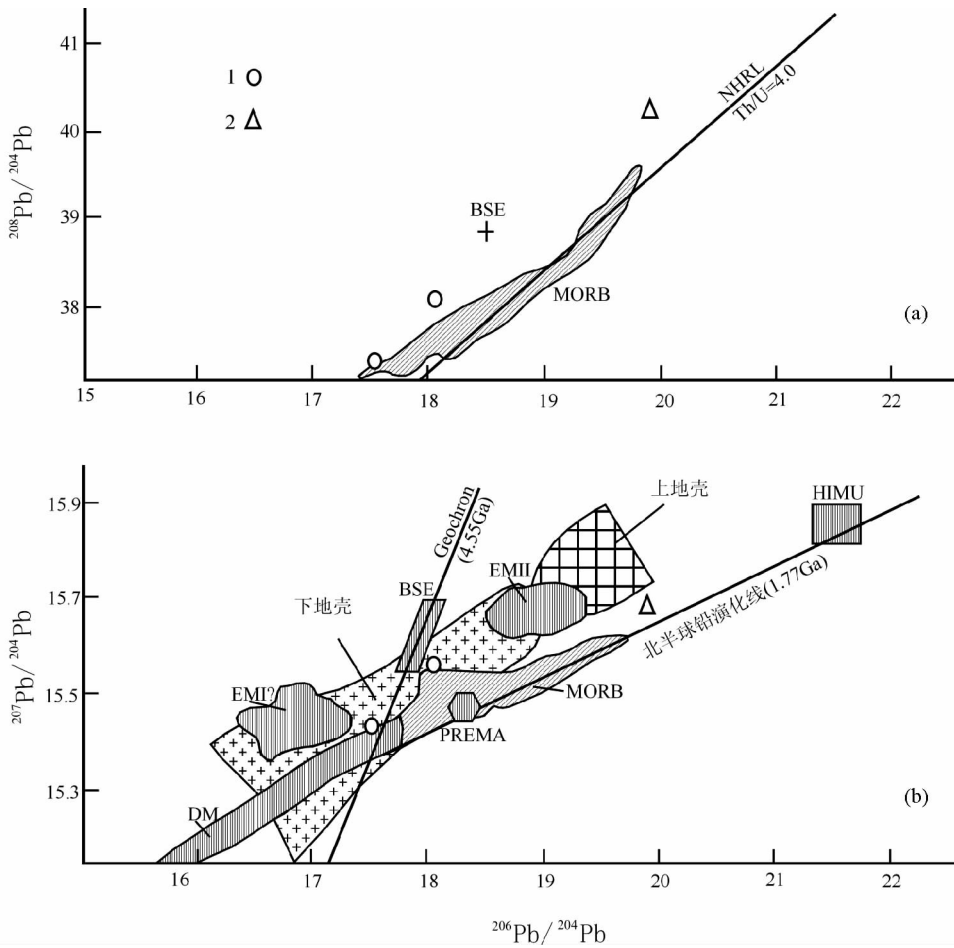


图5 弄巴-干龙塘玄武岩铅同位素组成图解(据 Rollinson, 1993)

1-弄巴玄武岩;2-干龙塘玄武岩

Fig. 5 Pb isotopic diagrams for the the Permian basalts in Nongba-Ganlongtang area (after Rollinson, 1993)

(DM)附近;弄巴拉斑玄武岩具有低的 Yb 含量,在图 6a 中位于 MORB 区附近,它们均显示了来自亏损源区的总体特征。而弄巴碱性玄武岩则位于 OIB 趋势线上。Zr 和 Y 是蚀变及变质过程中十分稳定的痕量元素,而火山岩中 Ti 丰度与火山岩源区物质组成及火山岩的形成环境有密切关系 (Pearce, 1983)。该组玄武岩 Ti/V 为 20 ~ 43 平均 31; Th/Ta 为 0.72 ~ 1.72 平均为 1.07; Th/Y 为 0.009 ~ 0.03, 平均为 0.014; Ta/Yb 十分稳定,在 0.07 ~ 0.36 之间,平均为 0.13; 它们与来自亏损的软流圈地幔的 MORB 型玄武岩具有完全一致的微量元素地球化学特征 (Pearce, 1983)。根据 Ti/Zr、Ti/Y 比值特征及 Ti/Zr、Ti/Y 图解 (图 6c) 可以看到,区内干龙塘和弄巴拉斑玄武岩类均位于 MORB 型源区之内或其附近,说明它们的确为典型的亏损地幔源成因,应为典型洋壳蛇绿岩的组成部分。在 Nb/Yb-Th/Yb 和 Nb/Yb-TiO<sub>2</sub>/Yb (Pearce, 2008) (图 6a, b) 上,弄巴拉斑玄武岩落于 E-MORB 区域,表明岩石源区有可能曾和地幔柱发生过相互作用或是起源于较富集的地幔的低程度部分熔融作用;弄巴碱性玄武岩落于 OIB 区域,而干龙塘拉斑玄武岩则落于 N-MORB 区域,表明

岩石起源于亏损的地幔源区。

高场强元素 Zr、Hf、Nb、Ta 在蚀变和变质作用过程中具有良好稳定性,是岩石成因和源区性质的良好示踪剂。弄巴拉斑玄武岩具有高的 Nb/U (39 ~ 44, 平均为 40.5) 和 Ce/Pb 比值 (5.91 ~ 13.30, 平均为 10.47), 这与原始地幔接近 (Nb/U = 30, Ce/Pb = 9) (Hoffman *et al.*, 1986), 而明显高于地壳 (Nb/U = 9, Ce/Pb = 3) (Taylor and McLennan, 1985), 这表明岩石没有受到明显的地壳物质的混染。此外,弄巴拉斑玄武岩的 Zr/Nb 比值介于 11 到 13 之间,远低于 N-MORB (Zr/Nb > 30) 而与 E-MORB 玄武岩 (Zr/Nb = 10, Wilson, 1989) 比较接近。弄巴碱性玄武岩具有较高的 Nb/U (43) 和较低的 Ce/Pb (7.30), 其 Nb/La 比值为 1.45, 明显高于典型 MORB (< 1.0) (Condie, 1989), 具有富集地幔源区起源的洋岛玄武岩的特征。弄巴拉斑玄武岩 Zr/Nb 比值介于 51 ~ 64 之间,与亏损型 N-MORB 相近 (Wilson, 1989), 表明岩石起源于亏损的地幔源区,同时其 Nb/U 比值表现出极大地变化范围,其中 SH-100 的 Nb/U 比值为 23, 其它三个样品的 Nb/U 比值介于 47 ~ 61 之间,岩石的 Ce/Pb 比值 (1.94 ~ 6.72) 明显小



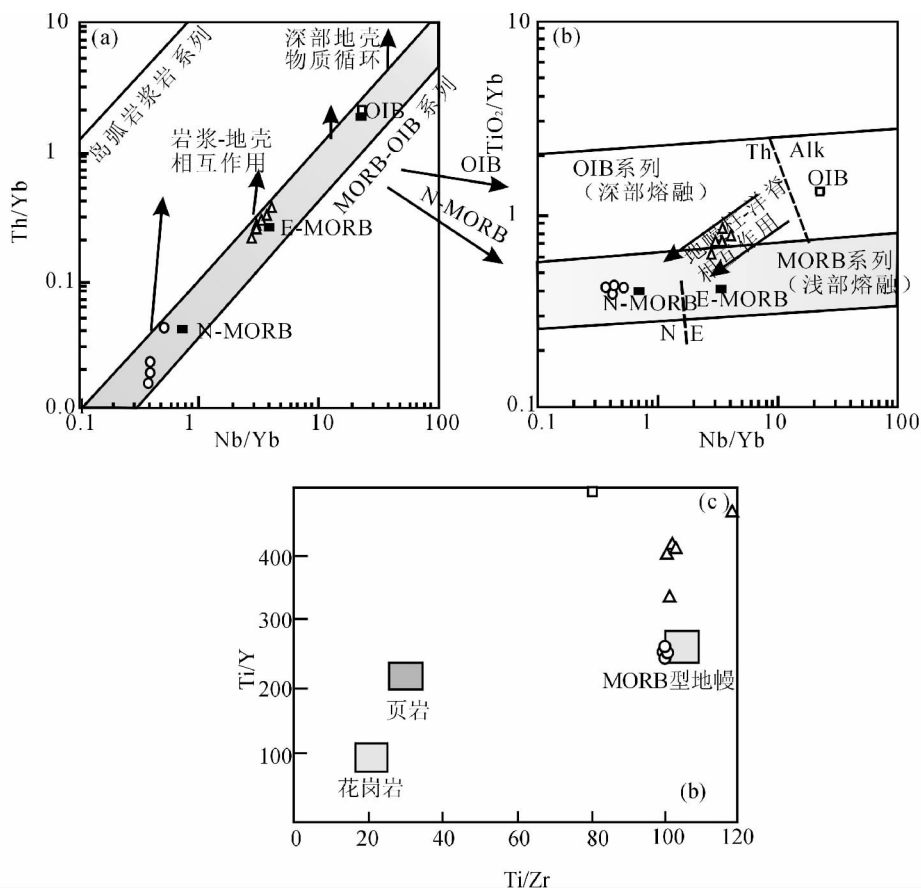


图6 弄巴-干龙塘地区玄武岩 Nb/Yb-Th/Yb (a), Nb/Yb-TiO<sub>2</sub>/Yb (b) 和 Ti/Zr-Ti/Y (c) 图解(据 Pearce, 1983; Hergt *et al.*, 1991; Pearce, 2008)

SHO-钾玄岩系列; CAB-钙碱系列; TH-拉斑系列; DM-亏损地幔; MORB-洋中脊玄武岩; OIB-洋岛玄武岩; 1-干龙塘拉斑玄武岩; 2-弄巴拉斑玄武岩; 3-弄巴碱性玄武岩

Fig. 6 Nb/Yb-Th/Yb (a), Nb/Yb-TiO<sub>2</sub>/Yb (b) and Ti/Zr-Ti/Y (c) diagrams for the basalts from Nongba-Ganlongtang area (after Pearce, 1983; Hergt *et al.*, 1991; Pearce, 2008)

于 N-MORB(Hoffman *et al.*, 1986), 表明岩石可能受到流体的交代作用, 导致其 Pb 含量升高, Ce/Pb 比值降低。

因此可以认为, 弄巴拉斑玄武岩具有富集型洋脊玄武岩(E-MORB)的特征, 其可能起源于富集的地幔源区或是亏损地幔源区和地幔柱发生交代作用的结果。弄巴碱性玄武岩具有典型的碱性 OIB 的特征。可能是大洋板内热点前部熔融的产物, 干龙塘拉斑玄武岩起源于亏损的地幔源区。

### 5.2 蛇绿岩的形成时代及构造环境

三江特提斯构造带昌宁-孟连的构造属性及发育时限一直存在很大争论(莫宣学等, 1991, 1993, 2001; 张翼飞和段锦荪, 2001; Jian *et al.*, 2009)。在弄巴剖面中含丰富的紫红色、灰色含放射虫硅质岩及含放射虫泥晶灰岩, 其中已获得可靠的早石炭世和二叠纪的牙形石、放射虫。其岩石组合、沉积、喷发环境、地质时代等特征皆与周围地层明显不同(张翼飞和段锦荪, 2001), 除大勐龙附近曾有紫红色放射虫

硅质岩报道(钱祥贵和吕伯西, 2000)外, 在区域上无相似者。特别是大洋盆地所特有的紫红色薄层状放射虫硅质岩与基性火山岩组成的喷发-沉积序列, 指示了弄巴剖面火山岩为蛇绿岩的组成部分, 应形成于石炭-二叠纪时期的有限洋盆环境。张翼飞和段锦荪(2001)在干龙塘地区同样构造属性的斜长角闪片岩(变质玄武岩)中获得的锆石 U-Pb 年龄为: 330.69Ma, 334.15Ma 和 349.05Ma, 从而提出昌宁-孟连洋盆的形成时期可能应该在 330 ~ 350Ma 左右。Jian *et al.* (2009) 对昌宁-孟连带蛇绿岩进行的岩石地球化学和锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究认为, 昌宁-孟连带蛇绿岩的形成时代为晚二叠纪(270 ~ 264Ma) 洋壳俯冲环境, 代表了古特提斯洋主洋开始发生闭合的阶段。从出露部位和岩石大地构造组合特征看, 干龙塘-弄巴蛇绿岩组合应为区域上其北部的云县铜厂街蛇绿混杂岩与其南部孟连县蛇绿岩的中间地带, 三者构成一大致呈北北东或近南北向带状展布的较大规模的蛇绿构造混杂带。

Th、Nb、La 都是强不相容元素, 可最有效地指示源区特

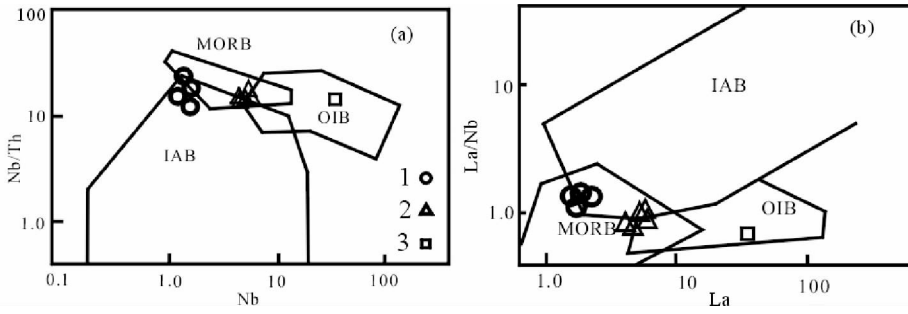


图7 火山岩 Nb/Th-Nb 和 La/Nb-La 图解(据李曙光,1993)

MORB-洋中脊玄武岩;OIB-洋岛玄武岩;IAB-岛弧玄武岩;1-干龙塘拉斑玄武岩;2-弄巴拉斑玄武岩;3-弄巴碱性玄武岩

Fig. 7 The Nb/Th-Nb and La/Nb-La diagrams (after Li, 1993)

征(李曙光,1993)。Nb、La、Th 在海水蚀变及变质过程中是稳定或比较稳定的元素,所以利用 La/Nb-La 和 Nb/Th-Nb 图解可以区分洋脊、岛弧和洋岛玄武岩(李曙光,1993)。从图7可以看出,干龙塘和弄巴拉斑玄武岩类总体均处在典型的洋中脊(MORB)火山岩范围内。而弄巴碱性玄武岩则显示为典型的洋岛碱性玄武岩(OIB)特征。根据我们前面讨论的岩石源区性质的结果来看,弄巴和干龙塘 MORB 型玄武岩可能形成于洋脊环境。因此我们认为,昌宁-孟连洋应该为主洋盆,在古生代时期这里确实存在洋壳。

## 6 结论

通过对弄巴-干龙塘蛇绿混杂岩中玄武岩的详细研究,可以得出如下结论:

(1) 弄巴拉斑玄武岩高  $\text{TiO}_2$  和低  $\text{K}_2\text{O}$  含量,轻稀土稍富集,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  介于 1.87 ~ 2.38 之间,岩石的 Sr-Nd-Pb 同位素组成和典型 MORB 十分相似,结合岩石较高的 Th/Yb 和低的 Zr/Nb 比值,可以认为弄巴拉斑玄武岩具有富集型洋脊玄武岩(E-MORB)的特征,可能起源于富集的地幔源区或是亏损地幔源区和地幔柱发生交代作用的结果。弄巴碱性玄武岩具有极高的  $\text{TiO}_2$  (2.38%) 和  $\text{K}_2\text{O}$  (2.37%) 含量,  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 11.19$ ,富集轻稀土,弄巴碱性玄武岩具有典型的碱性 OIB 的特征,可能形成于大洋板内热点地区。

(2) 干龙塘拉斑玄武岩具有高  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Mg}^\#$ ,低  $\text{K}_2\text{O}$ 、亏损轻稀土等特征,表现出 N-MORB 的地球化学特征,岩石的 Sr-Nd-Pb 与 MORB 相似,表明干龙塘拉斑玄武岩起源于亏损的地幔源区。岩石在后期变质过程中可能受到流体的交代作用,导致其 Pb 含量升高,Ce/Pb 比值降低。

致谢 莫宣学院士和钱青博士细致认真的审阅了全文,并提出了启发性的修改意见,在此表示衷心感谢!

## References

Barry TL and Kent RW. 1998. Cenozoic magmatism in Mongolia and the

origin of central and east Asian basalts. In: Flower MFJ, Chung SL, Lo CH and Lee TY (eds.). Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. American Geophysical Union, Geodynamics Series, 27:347-364

Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province. 1990. Regional Geology of Yunnan Province. Beijing: Geological Publishing House, 1-728 (in Chinese)

Condie K. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. Lithos, 23(1-2): 1-18

Duan XD, Li J, Zeng WT and Feng WJ. 2006. The discovery of Ganlongtang tectonic melange in the middle section of Changning-Menglian zone. Yunnan Geology, 25(1): 53-62 (in Chinese with English abstract)

Hergt JM, Peate DW and Hawkesworth CJ. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. Earth and Planetary Science Letters, 105: 134-148

Hofman AW, Jochum KP and Seufert M. 1986. Nd and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters, 79:33-45

Jian P, Liu DY, Kroner A, Zhang Q, Wang YZ, Sun XM and Zhang W. 2009. Devonian to Permian plate tectonic cycle of the Paleo-Tethys Orogen in southwest China (II): Insights from zircon ages of ophiolites, arc/back-arc assemblages and within-plate igneous rocks and generation of the Emeishan CFB province. Lithos, 113(3-4): 767-784

Li SG. 1993. Ba-Nb-Th-La diagrams used to identify tectonic environments of ophiolite. Acta Petrologica Sinica, 9(2): 146-157 (in Chinese with English abstract)

Liu BP and Feng QL. 2002. Framework of Paleo-Tethyan Ocean of western Yunnan and its elongation towards north and south. Earth Science Frontiers, 9(3): 161-171 (in Chinese with English abstract)

Liu Y, Liu XM, Hu ZC, Diwu CR, Yuan HL and Gao S. 2007. Evaluation of accuracy and long-term stability of determination of 37 trace elements in geological samples by ICP-MS. Acta Petrologica Sinica, 23(5): 1203-1210 (in Chinese with English abstract)

Mo XX, Lu FX and Zhao ZH. 1991. The volcanism of Tethyan orogenic belts in Three River region: A new fact and concept. Journal of China University of Geosciences, 58-74 (in Chinese with English abstract)

Mo XX, Lu FX, Shen SY et al. 1993. The Volcanism and Mineralization Process of Tethys in Three River Region. Beijing: Geological Publishing House, 128-157 (in Chinese)

Mo XX, Deng JF and Dong FL. 2001. Volcanic petrotectonic assemblages in Sanjiang orogenic belt, SW China and implication for tectonics. Geological Journal of China Universities, 7(2): 121-138 (in Chinese with English abstract)

Pearce JA and Norry MJ. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y

- and Nb variations in the volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33 - 47
- 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, 230 - 249
- Pearce JA. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100:14 - 48
- Qian XG and Li BX. 2000. The discovery and significance of abysmal red radiolarian silica rock suite in Jinghong of the south section of Lancang River. *Yunnan Geology*, 19(1):24 - 28 (in Chinese with English abstract)
- Rollinson H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London; Longman, 352
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for the mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in Ocean Basins*. London; Geological Society Special Press, 42: 313 - 345
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford; Blackwell Scientific Publications, 312
- Wei QR, Shen SY, Mo XX and Lu FX. 2003. Characteristics of Nd-Sr-Pb isotope systematics of the source in Paleo-Tethyan volcanic rocks in the Sanjiang area. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 23(1): 55 - 60 (in Chinese with English abstract)
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London; Unwin Hyman Press, 153 - 190
- Winchester JA and Floyd PA. 1977. Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325 - 343
- Zhang Q, Zhou DJ and Zhao DS. 1996. Wilson cycle of the Paleo-Tethyan orogenic belt in western Yunnan: Record of magmatism and discussion on mantle processes. *Acta Petrologica Sinica*, 12(1):17 - 28 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YF and Duan JS. 2001. Study on Tectonic Evolution of Ophiolite and Lancangjiang Plate Suture in West Yunnan. Kunming: Yunnan Science and Technology Press (in Chinese)
- Zindler A and Hart SR. 1986. Chemical Geodynamics. *Ann. Review Earth Planet. Sci.*, 14:493 - 571
- Zou HB, Zindler A, Xu XS and Qu Q. 2000. Major, trace element and Nd-Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: Mantle sources, regional variations and tectonic significance. *Chemical Geology*, 171: 33 - 47

### 附中文参考文献

- 段向东,李静,曾文涛,冯文杰. 2006. 昌宁-孟连带中段干龙塘构造混杂岩的发现. *云南地质*,25(1):53 - 62
- 李曙光. 1993. 蛇绿岩生成构造环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图. *岩石学报*,9(2):146 - 157
- 刘本培,冯庆来. 2002. 滇西古特提斯多岛洋的结构及其南北延伸. *地质前缘*, 9(3):161 - 171
- 刘晔,柳小明,胡兆初,第五春荣,袁洪林,高山. 2007. ICP-MS 测定地质样品中 37 个元素的准确度和长期稳定性分析. *岩石学报*, 23(5):1203 - 1210
- 莫宣学,路凤香,赵宗贺. 1991. 三江特提斯造山带的火山作用-新的事实和概念. *中国地质大学学报*, 58 - 74
- 莫宣学,路凤香,沈上越等. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京:地质出版社, 128 - 157
- 莫宣学,邓晋福,董方浏. 2001. 西南三江造山带火山岩-构造组合及其意义. *高校地质学报*, 7(2):121 - 138
- 钱祥贵,吕伯西. 2000. 澜沧江南段景洪猛龙深海红色放射虫硅质岩的发现及其意义. *云南地质*,19(1):24 - 28
- 魏启荣,沈上越,莫宣学,路凤香. 2003. 三江地区古特提斯火山岩源区物质的 Nd-Sr-Pb 同位素体系特征. *矿物岩石*, 23(1):55 - 60
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京:地质出版社,1 - 728
- 张旗,周德进,赵大升. 1996. 滇西古特提斯造山带的威尔逊旋回:岩浆活动记录和深部过程讨论. *岩石学报*,12(1):17 - 28
- 张翼飞,段锦荪. 2001. 滇西蛇绿岩带地质构造演化与澜沧江板块缝合线研究. 昆明:云南科技出版社