

藏东雅鲁藏布江大拐弯蛇绿岩变基性岩类 岩石地球化学再研究

耿全如¹, 彭智敏¹, 张 璋^{1,2}

GENG Quan-ru¹, PENG Zhi-min¹, ZHANG Zhang^{1,2}

1. 国土资源部成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082;

2. 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 湖北 武汉 430074

1. *Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082, Sichuan, China;*

2. *Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China*

摘要:在 1:25 万区域地质填图和专题研究的基础上,再次对喜马拉雅东构造结地区雅鲁藏布江蛇绿混杂带中变基性岩的常量元素、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学特征进行了深入研究,进一步阐明了 SSZ 型蛇绿岩的成因。变基性岩类可分为具有玻安岩类、IAT 和 OIB 特征的 3 类。玻安岩类为 LREE 呈略亏损—平坦型,稀土元素总量低, $\sum \text{REE}$ 为 $7.56 \times 10^{-6} \sim 20.89 \times 10^{-6}$, 富相容元素 Cr、Ni 和常量成分 MgO、 Al_2O_3 , 形成于弧前环境。IAT 类为本带的主要类型,在蜘蛛图上有一定的 Nb、Ta 亏损,REE 为大致平坦型,稀土元素总量低, $\sum \text{REE}$ 为 $37.84 \times 10^{-6} \sim 55.75 \times 10^{-6}$ 。OIB 类为 LREE 较富集型,稀土元素总量高, $\sum \text{REE}$ 为 $102.09 \times 10^{-6} \sim 240.95 \times 10^{-6}$, 与 IAT 和 MORB 相比,具较高的 La、Nb、P、Ti 含量,而相容元素 Cr、Ni 等含量较低。Sr、Nd、Pb 同位素组成反映 PREMA(或 BSE)和 EMI 提供了源区,暗示未分异的原始地幔和下地壳参与形成了原始岩浆。推测新特提斯洋盆演化经历了较早的地幔柱、洋岛阶段,形成了 MORB-OIB 组合;较晚期为洋内弧阶段,形成了 SSZ 型蛇绿岩和 IAT 组合。

关键词:喜马拉雅东构造结;雅鲁藏布江带;SSZ 型蛇绿岩;OIB 和 IAT;洋岛和洋内弧

中图分类号: P588.12⁴; P595 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2010)12-1781-14

Geng Q R, Peng Z M, Zhang Z. Geochemical study on metamorphosed mafic rocks in ophiolitic zone in the Yarlung Zangpo Great Bend, eastern Tibet, China. *Geological Bulletin of China*, 2010, 29(12): 1781-1794

Abstract: Based on regional geological mapping at 1:250000 and thematic studies, we carried out geochemical studies on the metamorphosed mafic rocks, for major, trace elements and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Yarlung Zangpo ophiolitic zone in the area of the eastern Himalayan Syntaxis, to further clarify the SSZ-type ophiolite petrogenesis. The metamorphosed mafic rocks can be divided into boninite, IAT and OIB types. The boninite type samples have slightly depleted in LREE or flat-type pattern, with low total REE content ($\sum \text{REE} = 7.56 \times 10^{-6} \sim 20.89 \times 10^{-6}$). They have enriched Cr, Ni, MgO and Al_2O_3 contents and originated from fore-arc setting. The IAT samples, as the main type in this zone have Nb-Ta depletion in the spider diagram and flat-type REE pattern with low REE content ($\sum \text{REE} = 37.84 \times 10^{-6} \sim 55.75 \times 10^{-6}$). The OIB samples are LREE-enriched type with higher REE content ($\sum \text{REE} = 102.09 \times 10^{-6} \sim 240.95 \times 10^{-6}$). Compared with the IAT and MORB, they show higher La, Nb, P, Ti content, but lower Cr and Ni content. Sr, Nd and Pb isotopic composition suggest that PREMA (or BSE) and EMI provided magma source, suggesting that primitive mantle and lower crust are involved in the original magma forming. We proposed a two-stage hypothesized model for Neotethyan evolution. The Neotethyan evolution involves a plume and oceanic island as the early stage that formed MORB-OIB combination. The late stage formed intra-oceanic arc and resulted in SSZ-type ophiolites and IAT combination.

Key words: the eastern Himalayan syntaxis; Yarlung Zangpo ophiolitic zone; SSZ-type ophiolite; OIB and IAT; oceanic island and intra-oceanic arc

收稿日期: 2010-07-06; 修订日期: 2010-10-18

基金项目: 国家自然科学基金项目(编号: 40773001)资助

作者简介: 耿全如(1963-), 男, 研究员, 从事岩石学和构造地质学研究。E-mail: gquanru@cgs.cn

雅鲁藏布江蛇绿岩带(YZSZ)作为新特提斯闭合的标志,历来是青藏高原地质研究的热点之一。该带的西段,经仲巴、普兰,与印度河蛇绿岩带相连,构成印度河-雅鲁藏布蛇绿岩带(IYS)。对该蛇绿岩带的研究主要集中在岩石地球化学特征、蛇绿岩的类型、形成的构造环境和地质年代学几个方面。

通过同位素年代学测试和硅质岩中放射虫的研究,认为YZSZ蛇绿岩的形成时代在不同地段存在差异。在昂仁、日喀则、泽当等典型地段,蛇绿岩的形成时代主要为中侏罗世至早白垩世^[1-7]。在泽当、朗县一带还可能存在早侏罗世、晚三叠世蛇绿岩^[8]。据笔者研究(耿全如等,待刊稿),在藏东喜马拉雅东构造结,即“大拐弯”一带,蛇绿岩的形成时代为早侏罗世($185.8\text{Ma} \pm 1.7\text{Ma}$),局部地段可能为晚三叠世(207Ma左右)。

普遍认为YZSZ蛇绿岩并非新特提斯主洋盆的残余。形成于三叠纪的IYS新特提斯洋盆,大约在侏罗纪开始发生向北的洋内俯冲消减,而现存的YZSZ蛇绿岩带是洋内俯冲形成的弧前增生楔、洋内弧和弧后盆地系统的残余,并非来自新特提斯主洋盆^[9]。YZSZ蛇绿岩是形成于俯冲带之上的SSZ(消减带)型^[10-12]蛇绿岩,形成于洋壳由扩张转换为俯冲消减阶段。SSZ型蛇绿岩上部的火山岩以出现岛弧拉斑玄武岩(IAT)和玻镁安山岩为特征^[13],岩石成分特征为富集大离子亲石元素(LILE),相对亏损Nb、Ta、Ti和高场强元素(HFS)。

YZSZ蛇绿岩带在藏东喜马拉雅东构造结地区仍有断续出露,表现为延续200km以上的蛇绿混杂岩带。笔者对本区YZSZ蛇绿混杂岩带进行过地质填图,并对蛇绿岩的成分和成因作过初步研究^[12]。本文在此基础上,再次对本区蛇绿混杂岩带中变基性岩的主量元素、微量元素和Sr-Nd-Pb同位素的特征进行深入研究,并进一步阐明SSZ型蛇绿岩的成因。

1 野外地质概况和岩石学特征

据《1:25万墨脱县幅地质图和区域地质调查报告》^①,东喜马拉雅构造结一带划分为3个主要构造单元,分别为高喜马拉雅变质地体、冈底斯地块(中生代岩浆弧)和YZSZ蛇绿混杂岩带(图1)。弧形展布的YZSZ蛇绿混杂岩带位于南迦巴瓦变质地体和冈底斯岩浆弧之间,并可分为西部的米林-鲁

朗-排龙带和东部的扎曲-旁辛-阿尼桥带,分别为宽2~20km的左行拆离韧性剪切带^[14]和右行逆冲韧性剪切带^[15]。据野外观察和研究,该蛇绿混杂岩带主要由塑性变形十分强烈的斜长角闪片岩、绿片岩、绢云母石英片岩和二云母石英片岩组成。变质橄榄岩、辉橄岩类主要出露于东段的旁辛、加热萨一带,已蚀变为蛇纹石片岩类,为零星出露的宽度10~20m的小型岩块。蛇绿混杂岩带内还存在来自高喜马拉雅变质地体和冈底斯地块中的基底片麻岩和大理岩,为大小不一的构造岩块。

据野外产状观察、变余构造、岩相学特征、斜长石牌号和岩石化学研究,本区YZSZ蛇绿混杂岩带中广泛出露的斜长角闪片岩、绿片岩主要为变玄武岩类,局部为变辉长岩或辉绿岩^[12]。

在林芝县排龙乡一带,YZSZ蛇绿混杂带主要出露陡立的云母石英片岩夹斜长角闪片岩,后者可见变余枕状构造,局部见变余辉绿岩墙残余。斜长角闪片岩类呈深灰绿色,中粗粒、细粒柱状变晶结构,片状构造,矿物定向十分明显。矿物成分主要为角闪石(50%~70%)、斜长石(20%左右)、细粒石英(5%左右)、黑云母(5%~8%),还含有楣石、石榴子石等副矿物。根据 $\perp(010)$ 切面最大消光角法测量(下同),斜长石的牌号约为An57,属拉长石,但具有枕状变质残余的细粒角闪片岩中,斜长石的牌号约为An30,属更中长石,可能与变质交代作用有关。

在林芝县东南尼洋河与雅鲁藏布江汇合处羊古达觉渡口一带,蛇绿混杂岩带表现为一套厚60~100m的含斜黧帘石斜长角闪片岩类。角闪片岩呈中粗粒粒柱状变晶结构、片状构造,主要矿物成分为角闪石(70%左右)、细粒镶嵌状石英(5%左右)、斜黧帘石(7%左右)、绿帘石(5%左右)、斜长石(13%左右)。斜长石属于更长石(An26左右),但有变质交代迹象。

在米林岗嘎大桥北部出露的糜棱岩,呈深灰绿色,斑状、细粒片状变晶结构,片麻状构造,外观可见暗色和浅色矿物相间的条带状构造,镜下也略有显示。变斑晶以他形、半自形角闪石为主,少量黑云母,粒度1~2mm。基质为细粒矿物组合。岩石矿物成分为角闪石、斜长石、石英、帘石类和黑云母,各占大约25%、25%、10%、20%和10%。斜长石的牌号约为An55,属拉长石。帘石类以黧帘石为主,含少量绿帘石。

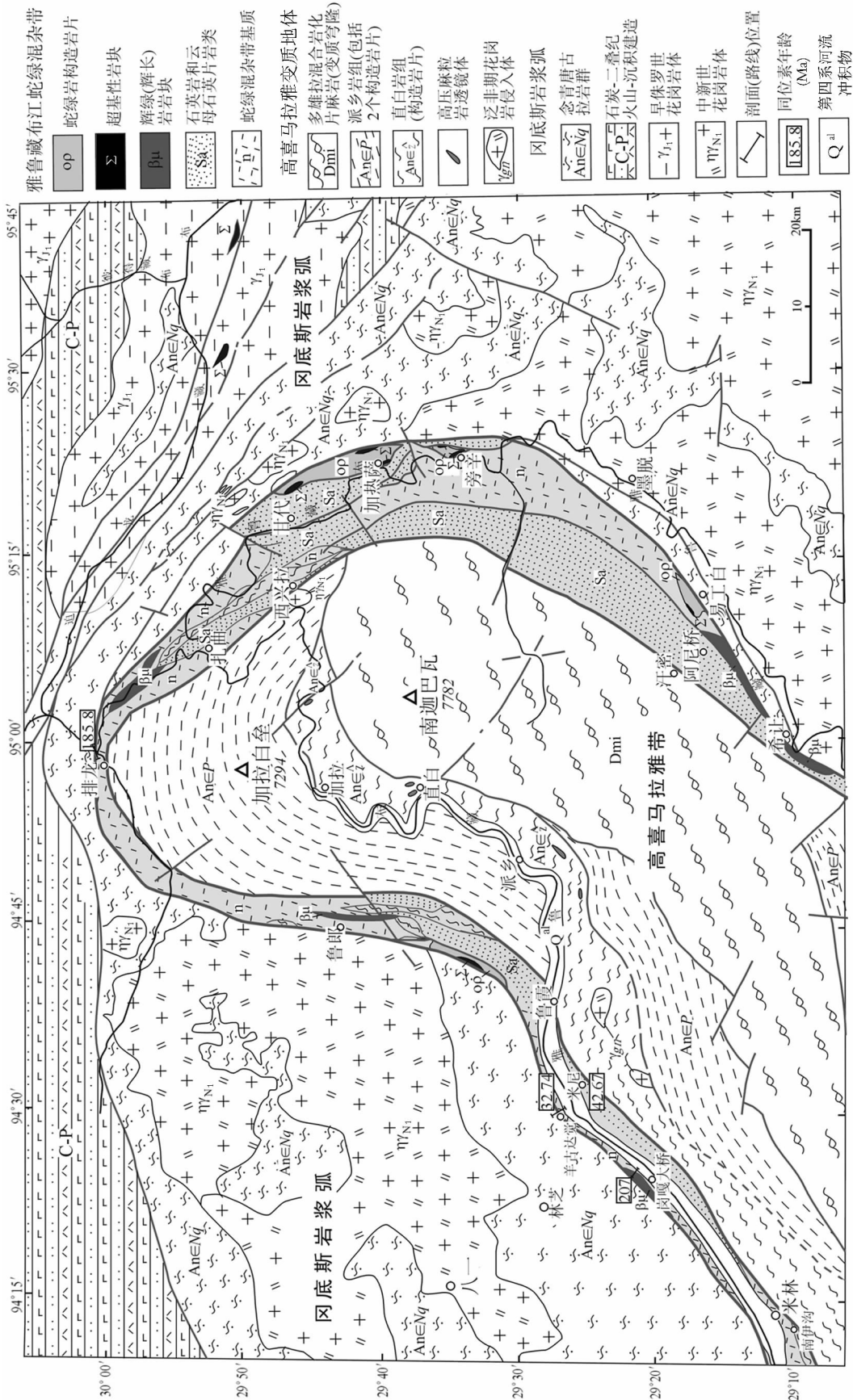


图 1 喜马拉雅东构造结地区地质简图

Fig. 1 Sketched geologic map of the eastern Himalayan syntaxis

在本区 YZSZ 东段的旁辛、加热萨一带,变基性岩类主要为互层的云母石英片岩、绿片岩和斜长角闪片岩类,局部可见变余辉长岩、辉绿岩岩块^[16-17]。

从岩相学特征看,变质矿物角闪石类应该由辉石等镁铁质矿物变质交代而成,细小镶嵌状或细脉状石英集合体、穿孔状石英细粒为硅质交代的产物。岩石中普遍出现的斜黧帘石、黧帘石类为斜长石变质交代的产物^[18]。根据变质矿物温压计计算结果,变质温压条件可能达到 $T=500\sim650^{\circ}\text{C}$, $p=0.75\sim0.8\text{ GPa}$,达到角闪岩相^[16]。

2 岩石地球化学特征

在对变基性岩样品进行岩相学研究之后,选取 20 件代表性样品,对“大拐弯”地区 YZSZ 蛇绿岩的变基性岩类(以变玄武岩为主,少量变辉长岩、辉绿岩)进行了岩石地球化学测试。其中主量元素由国土资源部成都地质矿产研究所测试,测试方法为火焰原子吸收法,分析精度优于 1%。微量元素、稀土元素和 Rb-Sr、Sm-Nd、Pb 同位素测试由核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。微量元素和稀土元素检测使用仪器为等离子质谱 HR-ICP-MS, Element I, 德国 Finnigan MAT 制造,检测依据为 DZ/T 0223-2001(电感耦合等离子体质谱 ICP-MS 方法通则)。Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb 同位素测试仪器为 ISOPROBE-T 热离子质谱仪,检测方法和依据为《EJ/T692-92 岩石矿物铷锶等时年龄测定》《EJ/T546-91 岩石矿物钐钕等时年龄测定》和《GB/T17672-1999 岩石中铅钍钕同位素测定方法》。主量元素、稀土元素和微量元素测试结果见表 1,同位素测试结果见表 2 和表 3。本文岩石地球化学图形软件据参考文献[19]。

2.1 主量、稀土和微量元素特征

由于 SiO_2 、 K_2O 、 Na_2O 活动性较强,本文主要采用在变质和交代过程中较稳定的成分 Al_2O_3 、 TFeO (全铁)和 MgO ,微量元素中的高场强元素、稀土元素进行岩石成分特征和成因讨论。在 Nb/Y-Zr/TiO₂ 分类图(图 2)中,变基性岩类样品投点主要落在亚碱性玄武岩和安山岩或玄武岩范围内,个别具碱性玄武岩的特征。

虽然 SiO_2 含量在变质和交代过程中可能发生某些变化,但本区 YZSZ 变基性岩 20 件样品中有 18 件样品的 SiO_2 含量属于基性岩范围(45%~53%),

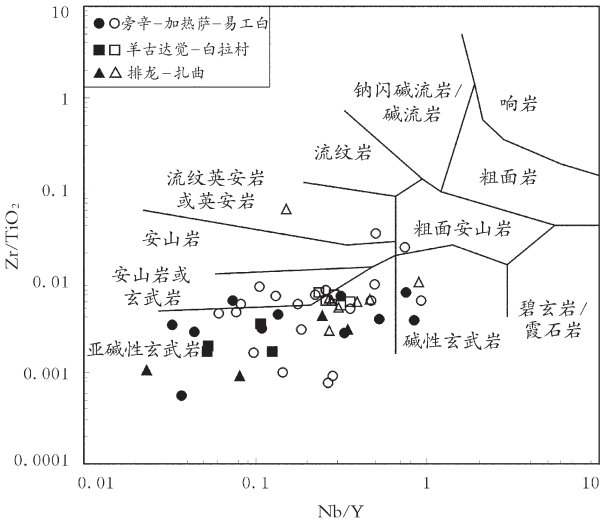


图 2 变基性岩类 Nb/Y-Zr/TiO₂ 分类图
(底图据参考文献[20])

Fig. 2 Nb/Y-Zr/TiO₂ diagram of metamorphosed mafic rocks

实心符号为本文数据,空心符号数据来自参考文献 [12]

说明变质交代过程对岩石 SiO_2 含量影响不明显。

变基性岩类的 Al_2O_3 含量变化较大,为 8.61%~18.80%,但大多数为 12%~17%。20 件样品中有 7 件样品 Al_2O_3 的含量大于 16%。高于二叠纪峨眉山、Panjal、北喜马拉雅带等典型大陆玄武岩(12.5%~15.4%),低于岛弧高铝玄武岩(19.6%),但有 4 件样品的 Al_2O_3 的含量为 17.38%~18.80%,类似岛弧钙碱性玄武岩(17.1%)^[21-24]。 TiO_2 含量为 0.15%~2.84%,但有 12 件样品的 TiO_2 含量高于 1%,在 1.16%~2.78%之间。大部分样品的 TiO_2 含量高于岛弧钙碱性玄武岩和高铝玄武岩(1%~1.06%),接近于大陆玄武岩(1.45%~1.90%)。有 7 件样品的 TiO_2 含量高于 2%,类似洋岛玄武岩^[25-26]。 MgO 含量为 4.00%~14.79%, TFeO 含量为 4.35%~15.90%。 SiO_2 和 MgO 含量均较高的样品具有玻安岩的特点(如 M-118 和 M-130)。

总之,变基性岩类主量元素成分变化大,具有 IAT、OIB、玻安岩等几类岩石的成分特征(样品 M-70 和 M-71 可能是变质超镁铁岩)。展布于 YZSZ 蛇绿混杂岩带西段的冈嘎大桥-羊古达觉、北段的排龙-扎曲和东段的加热萨-旁辛等地,变基性岩化学成分的分段性不明显。化学成分的差异可能是构造背景、源区成分随时间整体演化的结果。

稀土元素含量和轻、重稀土元素比值(La/Yb)_N 等变化大。20 件样品 Eu 异常都不明显, Eu/Eu^* 为 0.80~2.42 ($Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$)。根据稀土元

素配分模式(图 3)和其他微量元素特征, 本区变基性岩类可分为 3 种类型。

(1) 具有玻安岩(BNN)成分特征的有 5 件样品,

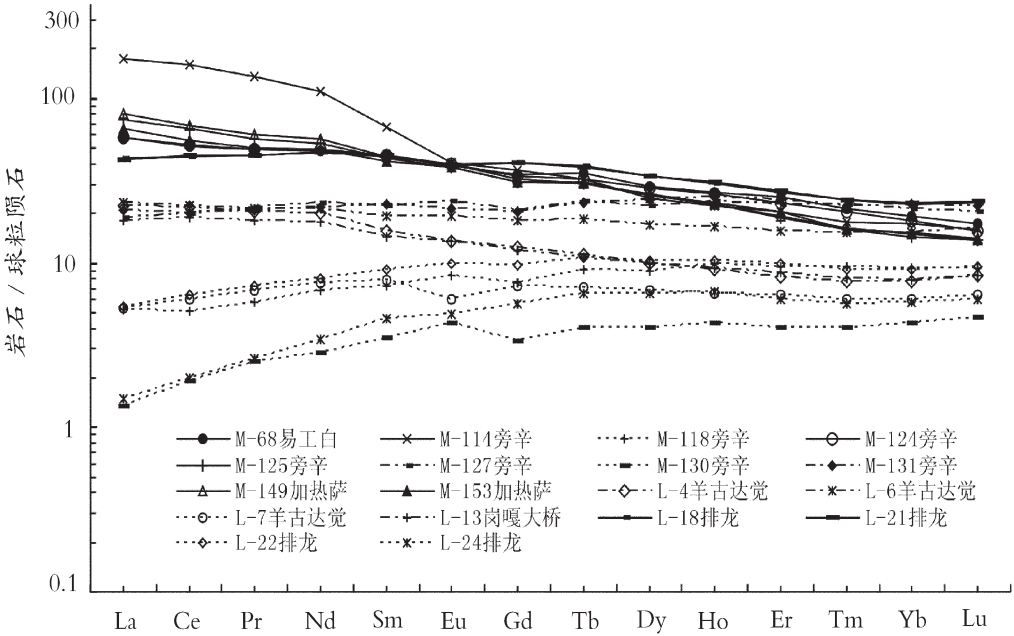


图 3 变基性岩类稀土元素球粒陨石标准化配分模式

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns for metamorphosed mafic rocks

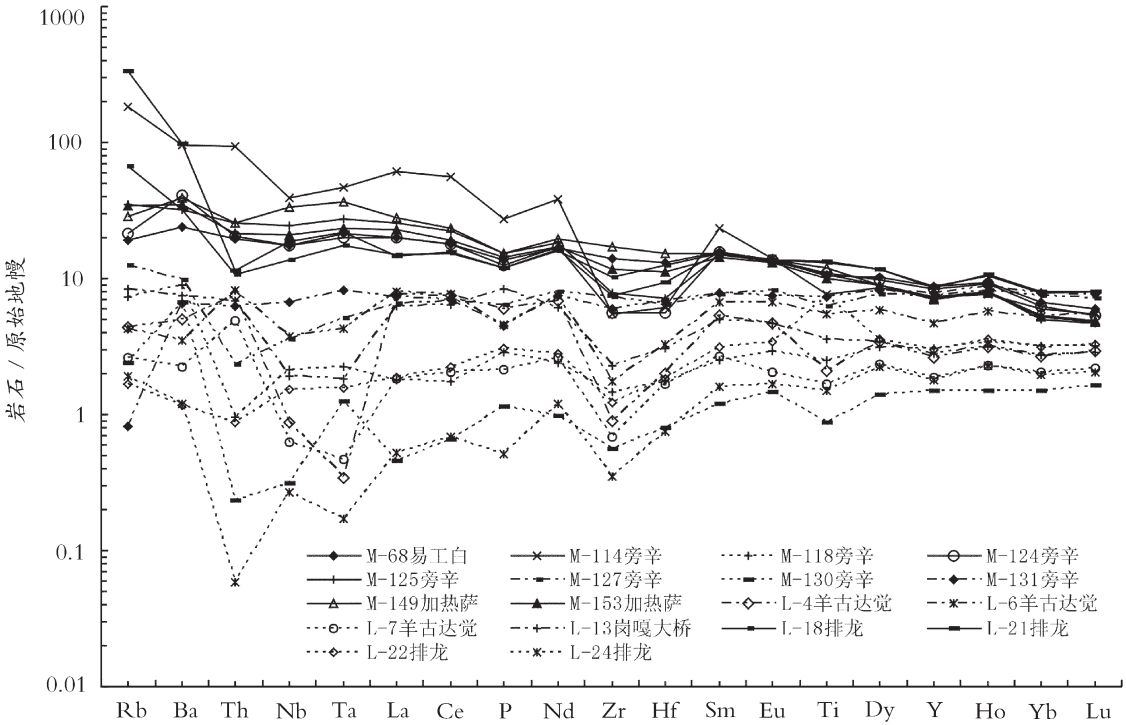


图 4 变基性岩类原始地幔标准化配分模式

Fig. 4 Primitive mantle-normalized trace element patterns for metamorphosed mafic rocks

表 1 东构造结地区 YZSZ 蛇绿混杂岩带中变基性岩类主量元素、微量元素和稀土元素含量
Table 1 Major,REE and trace elements data for metamorphosed mafic rocks
in the YZSZ in the eastern Himalayan syntaxis

位置	易工白		巴登则	朱 村 一 旁 辛				旁 辛 一 旁 固		
样号	M-68	M-70	M-71	M-114	M-118	M-130	M-131	M-124	M-125	M-127
分类	OIB			OIB	BNN	BNN	IAT	OIB	OIB	IAT
SiO ₂	51.64	44.08	48.22	49.85	51.68	55.53	54.26	50.37	52.92	49.38
Al ₂ O ₃	13.33	16.46	17.38	17.15	14.34	8.61	13.99	13.80	14.76	18.18
Fe ₂ O ₃	4.78	5.32	1.80	2.56	3.91	3.00	4.74	4.72	4.92	3.88
FeO	7.45	6.69	2.75	6.14	6.18	6.51	8.87	7.86	5.96	5.62
CaO	7.34	12.25	14.15	7.02	8.54	9.02	5.75	8.06	7.79	9.68
MgO	4.63	9.18	11.41	6.81	9.98	12.85	4.71	5.15	5.51	5.16
K ₂ O	0.46	0.45	0.17	2.75	0.34	0.16	0.055	0.63	0.97	0.40
Na ₂ O	3.68	1.22	1.74	3.22	2.12	1.07	5.07	3.11	3.28	4.34
TiO ₂	2.28	0.36	0.15	1.65	0.54	0.19	1.57	2.36	2.30	1.35
P ₂ O ₅	0.30	0.0090	0.019	0.60	0.062	0.025	0.098	0.27	0.33	0.14
MnO	0.18	0.16	0.089	0.14	0.19	0.22	0.20	0.18	0.12	0.16
LOI	3.38	2.93	1.32	0.86	1.25	1.08	0.32	0.75	0.80	1.10
Sc	27.20	52.30	42.10	19.10	47.00	48.70	38.90	32.00	23.30	42.30
V	272.00	491.00	126.00	206.00	298.00	231.00	453.00	318.00	212.00	244.00
Cr	105.00	68.30	1180.00	176.00	450.00	1430.00	19.10	106.00	149.00	291.00
Mn	1440	1340	769	1120	1400	1700	1520	1380	955	1250
Co	38.10	45.10	40.00	37.90	53.30	47.60	38.90	40.00	37.40	45.50
Ni	25.30	53.10	229.00	112.00	144.00	189.00	24.20	37.40	54.30	116.00
Cu	70.00	104.00	24.10	22.30	57.90	28.00	101.00	51.70	31.90	40.70
Zn	189.00	94.20	58.70	137.00	119.00	150.00	164.00	226.00	152.00	124.00
Ga	23.90	13.00	11.10	23.30	14.70	10.20	19.20	23.50	24.20	16.50
Rb	12.20	7.79	1.31	117.00	4.68	1.53	0.51	13.70	22.10	7.95
Sr	291.00	178.00	278.00	859.00	155.00	13.30	65.10	305.00	396.00	278.00
Y	40.10	2.16	4.39	33.60	14.00	6.83	35.70	37.90	33.50	34.20
Zr	158.00	2.00	4.20	61.90	16.40	6.27	66.80	62.90	88.40	81.80
Nb	12.50	0.08	0.19	28.00	1.51	0.22	4.81	12.50	17.50	2.53
P	1310.37	39.31	82.99	2620.74	270.81	109.20	428.05	1179.33	1441.41	611.51
Cs	0.53	0.11	0.10	2.00	0.16	0.04	0.01	0.50	0.96	0.27
Ba	168.00	93.70	43.30	668.00	62.60	47.10	45.20	285.00	222.00	67.90
La	13.70	0.19	0.46	41.60	1.24	0.32	4.97	13.70	17.60	4.45
Ce	31.40	0.40	1.10	98.70	3.13	1.16	12.40	31.90	40.10	12.20
Pr	4.64	0.07	0.17	13.00	0.55	0.24	1.99	4.70	5.42	2.06
Nd	22.40	0.41	1.07	51.50	3.21	1.32	10.10	22.90	24.90	10.80
Sm	6.93	0.17	0.42	10.30	1.11	0.54	3.47	6.90	6.68	3.42
Eu	2.28	0.16	0.24	2.34	0.49	0.25	1.24	2.32	2.22	1.37
Gd	7.15	0.24	0.52	7.61	1.55	0.69	4.20	6.86	6.42	4.33
Tb	1.31	0.05	0.11	1.21	0.34	0.15	0.87	1.21	1.14	0.90
Dy	7.48	0.38	0.73	6.24	2.28	1.02	6.09	7.21	6.60	5.69
Ho	1.52	0.10	0.18	1.25	0.56	0.25	1.42	1.50	1.30	1.35
Er	4.18	0.26	0.47	3.40	1.58	0.67	4.01	3.87	3.14	3.80
Tm	0.55	0.04	0.06	0.46	0.24	0.10	0.57	0.52	0.40	0.58
Yb	3.29	0.24	0.40	2.94	1.58	0.73	3.86	3.10	2.45	3.66
Lu	0.44	0.04	0.06	0.40	0.24	0.12	0.56	0.40	0.35	0.52
Hf	4.07	0.07	0.18	1.89	0.55	0.25	2.10	1.74	2.23	1.98
Ta	0.87	0.01	0.02	1.93	0.09	0.05	0.34	0.82	1.11	0.21
Pb	3.69	1.44	2.22	12.20	3.48	2.12	1.99	4.96	10.90	2.73
Th	1.65	0.02	0.05	8.01	0.08	0.02	0.53	1.74	2.18	0.20
U	0.37	0.03	0.04	1.17	0.11	0.02	0.20	0.37	0.53	0.08
Eu/Eu*	0.99	2.42	1.57	0.81	1.14	1.25	0.99	1.03	1.04	1.09
Mg [#]	41.26	58.78	82.32	58.98	64.72	71.33	39.00	43.13	48.61	50.24
Nb/Nb*	0.89	0.44	0.42	0.52	1.62	0.93	1.00	0.87	0.96	0.91

续表 1

位置	宗荣-加热萨-当昂		羊 古 达 觉			岗嘎大桥	排 龙 乡			
样号	M-149	M-153	L-4	L-6	L-7	L-13	L-18	L-21	L-22	L-24
分类	OIB	OIB	IAT	IAT	BNN	IAT	OIB	OIB	BNN	BNN
SiO ₂	50.79	52.28	50.34	40.62	48.05	50.23	48.88	47.38	47.59	48.32
Al ₂ O ₃	16.31	14.71	12.96	16.13	9.97	18.80	13.08	13.69	14.96	11.98
Fe ₂ O ₃	4.06	3.59	4.52	4.99	3.06	5.64	1.60	5.25	3.06	1.31
FeO	6.35	7.02	8.20	11.41	8.15	4.67	12.45	9.39	8.97	8.72
CaO	8.28	8.12	9.72	11.94	10.76	10.73	9.15	8.32	11.92	11.06
MgO	4.48	5.21	8.75	8.17	14.79	4.00	5.73	5.88	7.73	13.98
K ₂ O	0.87	0.96	0.52	0.70	0.35	0.46	1.66	3.51	0.071	0.10
Na ₂ O	4.31	3.42	1.95	2.09	1.37	2.05	1.15	0.44	1.94	1.39
TiO ₂	2.58	2.19	0.52	1.16	0.45	0.76	2.78	2.84	1.50	0.37
P ₂ O ₅	0.33	0.31	0.13	0.10	0.047	0.18	0.26	0.26	0.066	0.011
MnO	0.14	0.14	0.20	0.23	0.24	0.17	0.21	0.23	0.18	0.18
LOI	0.62	0.70	1.10	0.89	1.45	1.43	1.21	1.23	0.76	1.14
Sc	24.10	23.20	54.73	60.40	45.32	28.59	42.63	39.11	43.28	45.29
V	231.00	227.00	337.30	485.70	214.40	281.20	355.40	323.90	593.70	149.40
Cr	98.90	153.00	257.50	65.53	802.10	31.17	101.10	101.80	81.07	585.00
Mn	1020	1120	1535.00	1813.90	1908.30	1343.00	1690.50	1804.30	1418.80	1479.80
Co	34.20	33.70	47.76	49.45	49.66	31.31	45.48	48.00	53.30	63.65
Ni	35.90	36.70	43.30	36.52	250.00	18.79	38.21	39.19	89.58	287.80
Cu	21.10	40.40	23.93	156.20	17.83	59.72	43.64	115.60	222.90	23.28
Zn	192.00	169.00	110.30	137.00	111.40	74.65	223.30	170.90	81.48	64.39
Ga	24.50	24.30	15.90	21.71	11.73	17.17	23.94	25.14	16.09	10.75
Rb	18.30	21.50	2.81	2.72	1.66	5.29	42.12	210.20	1.06	1.23
Sr	426.00	350.00	147.70	95.46	28.19	425.20	79.27	197.50	76.50	27.72
Y	32.30	32.00	11.79	21.32	8.54	12.77	40.02	38.79	13.56	8.22
Zr	191.00	132.00	10.09	19.67	7.69	25.73	114.90	83.31	13.60	3.91
Nb	24.10	15.00	0.62	2.69	0.45	1.36	9.79	13.31	1.10	0.19
P	1441.41	1354.05	567.83	436.79	205.29	786.22	1135.66	1135.66	288.28	48.05
Cs	0.40	0.65	0.11	0.13	0.09	0.19	0.75	7.79	0.03	0.02
Ba	271.00	245.00	34.76	24.31	15.68	52.27	226.00	678.30	8.13	8.29
La	19.30	15.60	5.30	5.48	1.26	4.28	10.17	10.08	1.28	0.36
Ce	41.50	34.30	13.26	13.61	3.65	11.42	27.14	27.52	3.95	1.22
Pr	5.74	4.75	1.94	2.03	0.65	1.71	4.30	4.33	0.69	0.25
Nd	26.60	22.90	9.33	10.02	3.53	8.34	21.77	22.09	3.79	1.61
Sm	6.78	6.38	2.39	2.97	1.20	2.20	6.73	6.96	1.39	0.71
Eu	2.30	2.21	0.78	1.11	0.35	0.78	2.31	2.29	0.58	0.28
Gd	6.64	6.37	2.57	3.71	1.48	2.44	8.34	8.39	1.97	1.15
Tb	1.14	1.16	0.42	0.69	0.27	0.40	1.45	1.42	0.40	0.24
Dy	6.63	6.60	2.53	4.31	1.72	2.54	8.64	8.65	2.63	1.64
Ho	1.28	1.31	0.51	0.95	0.37	0.52	1.73	1.75	0.58	0.37
Er	3.20	3.36	1.36	2.61	1.06	1.45	4.42	4.54	1.62	1.00
Tm	0.42	0.41	0.20	0.39	0.15	0.21	0.62	0.62	0.23	0.14
Yb	2.57	2.62	1.32	2.59	1.01	1.34	3.88	3.92	1.54	0.97
Lu	0.35	0.36	0.21	0.41	0.16	0.21	0.59	0.60	0.24	0.15
Hf	4.75	3.48	0.62	1.00	0.52	0.94	3.85	2.90	0.56	0.23
Ta	1.49	0.96	0.01	0.18	0.02	0.08	0.72	0.90	0.06	0.01
Pb	4.11	5.52	3.54	2.30	0.96	2.50	11.83	21.40	0.53	0.61
Th	2.16	1.80	0.64	0.70	0.42	0.59	0.91	0.97	0.07	<0.005
U	0.50	0.40	0.13	0.12	0.09	0.14	0.23	0.26	0.02	<0.005
Eu/Eu*	1.05	1.06	0.96	1.02	0.80	1.03	0.94	0.92	1.07	0.95
Mg [#]	44.40	47.54	55.98	47.81	70.75	42.26	42.38	42.62	54.03	71.57
Nb/Nb*	1.27	0.96	0.11	0.47	0.21	0.29	1.09	1.44	1.25	1.52

注: 主量元素含量为%, 微量元素和稀土元素含量为 10⁻⁶; Eu/Eu*=Eu_N/(Sm_N×Gd_N)^{1/2}; Mg[#]=Mg/(Mg+TFe)离子数比值; OIB—具有洋岛玄武岩特征的样品; BNN—有玻安岩特征的样品; IAT—具有岛弧拉斑玄武岩特征的样品; Nb/Nb*=Nb_N/(Th_N×La_N)^{1/2}; M-70 和 M-71 可能是变超镁铁岩, 图 3 至图 5 中未使用

稀土元素配分模式为 LREE 略亏损—平坦型。稀土元素含量为球粒陨石的 2~10 倍, 稀土元素总量低, ΣREE 为 $7.56 \times 10^{-6} \sim 20.89 \times 10^{-6}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 0.27~0.89。在原始地幔标准化的分配模式图(图 4)上, 这类样品大离子亲石元素含量变化大, 分配曲线分散。LILE 和高场强元素含量均较低。分配曲线总体较平坦, 或 LILE 相对略富集。Nb、Ta 负异常不明显(Nb/Nb^* 为 0.21~1.62, 平均为 1.11)。稀土和微量元素成分特征与 MORB 相似^[21,27]。LILE 和 Nb、Ta 含量变化大可能与变质交代和岩浆中地壳成分不同程度加入有关。有 2 件样品的常量元素成分特点类似于玻安岩(M-118 和 M-130)。采自排龙乡的该类样品(L-24)测得 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $185.8 \text{Ma} \pm 1.7 \text{Ma}$ 。

(2) 具有 IAT 成分特征的样品有 5 件, 稀土元素配分模式大致呈平坦型。稀土元素含量为球粒陨石的 10~11 倍, 总量低, ΣREE 为 $37.84 \times 10^{-6} \sim 55.75 \times 10^{-6}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 0.87~2.88。在微量元素蛛网图(图 4)中, 这 5 件样品的分配曲线也大致为平坦型, LILE 和 HFSE 含量均高于第一类样品, 为原始地幔的 4~10 倍。Nb、Ta 负异常较明显(Nb/Nb^* 为 0.11~1.00, 平均为 0.56)。稀土元素、微量元素成分特征与 MORB、IAT 都具有相似之处。该类 1 件样品仅选出的 10 颗锆石, 其中 3 颗环带较好的岩浆锆石测得 SHRIMP U-Pb 年龄约 207Ma(L-13)。

(3) 具有 OIB 成分特征的样品共 8 件, 呈 LREE 较富集的配分模式。 ΣREE 为 $102.09 \times 10^{-6} \sim 240.95 \times 10^{-6}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 1.84~10.15。微量元素蛛网图(图 4)中, 分配曲线表现为较明显的 LILE 富集型。LILE 和 HFSE 含量都较稳定, 并大都高于 BNN 和 IAT 类样品。Nb、Ta 负异常不明显(Nb/Nb^* 为 0.52~1.44, 平均为 1.00)。这 8 件样品的 TiO_2 含量也相对较高(1.65%~2.84%), 总体具有 OIB 成分特征。

为了进一步阐明这几类变基性岩的成因和 SSZ 型蛇绿岩的岩石地球化学特征, 笔者选择几个地球化学判别图(图 5), 讨论本区蛇绿岩的形成环境。这些判别图采用在变质和交代过程中表现稳定的主量元素 Ti、Mn、P 和部分高场强元素, 共同特点是能够区分岛弧、洋岛和洋脊环境的玄武岩类。

图 5 的判别结果, 具玻安岩特征的样品 Cr、Ni 含量变化较大($81 \times 10^{-6} \sim 1430 \times 10^{-6}$, 平均为 670×10^{-6} 和 $90 \times 10^{-6} \sim 288 \times 10^{-6}$, 平均 192×10^{-6})。此类样品以富

相容元素 Cr、Ni 和主量成分 MgO 、 Al_2O_3 为特征, 类似于典型的玻镁安山岩^[28-29], 形成于俯冲带前缘亏损地幔的部分熔融。IAT 类 5 件样品和笔者 2004 年测试样品的投点主要落在岛弧玄武岩范围内, 为东构造结 YZS 带变基性岩的主要岩石类型^[12]。突出特点是 Nb、Ta 含量相对较低, 在蛛网图上有一定的 Nb、Ta 亏损。Cr、Ni 含量变化较大($19.1 \times 10^{-6} \sim 291 \times 10^{-6}$ 和 $18.79 \times 10^{-6} \sim 116 \times 10^{-6}$)。具明显 OIB 成分特征的样品与岛弧玄武岩、MORB 相比, 表现为较高的 La、Nb、P、Ti 含量, 而相容元素 Cr、Ni 等含量较低, 8 件样品的 Cr、Ni 含量分别为 $98.9 \times 10^{-6} \sim 176 \times 10^{-6}$ (平均 123.85×10^{-6})、 $25.3 \times 10^{-6} \sim 112 \times 10^{-6}$ (平均 47.38×10^{-6})。具 IAT 和 OIB 特征的样品中, Cr、Ni 含量均低于 MORB(分别为 290×10^{-6} 和 138×10^{-6})^[30], 与典型洋岛玄武岩和岛弧玄武岩相似^[30-31]。

2.2 同位素特征

为探索本区 SSZ 型蛇绿岩岩浆源区的特征和构造环境, 笔者对 12 件变基性岩样品进行了 Rb-Sr、Sm-Nd、Pb 同位素测试。样品 M-70 和 M-71 的微量元素特征类似于超镁铁岩, 但考虑到玄武质岩浆的同位素组成记录了源区的特征^[33], 本文将它们与成分相近的玻安岩类样品一并进行同位素特征和源区讨论。

(1) Sr、Nd 同位素特征。玻安岩类样品的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值主要为 0.70389~0.70677, $\varepsilon_{\text{Nd}}(i)$ 值为 1.83~5.13(以年龄为 185.8Ma 校正)。样品 M-70 的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值高达 0.71023, 而 $\varepsilon_{\text{Nd}}(i)$ 为 -5.15, 可能与后期变质交代作用有关。IAT 类 2 件样品, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值为 0.70425、0.70529, $\varepsilon_{\text{Nd}}(i)$ 值为 0.94 和 3.23。OIB 类 6 件样品, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值较稳定, 为 0.70488~0.70650, 只有 1 件大于 0.706; $\varepsilon_{\text{Nd}}(i)$ 值有 5 件为负值, 为 -2.44~-0.10, 仅有 1 件为正值, 为 1.25。从 BNN、IAT 到 OIB 类样品, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值略有增加, 但不明显, 而 $\varepsilon_{\text{Nd}}(i)$ 值从正到负, 有明显的降低趋势, 表明 OIB 源区成分中地壳物质最多。

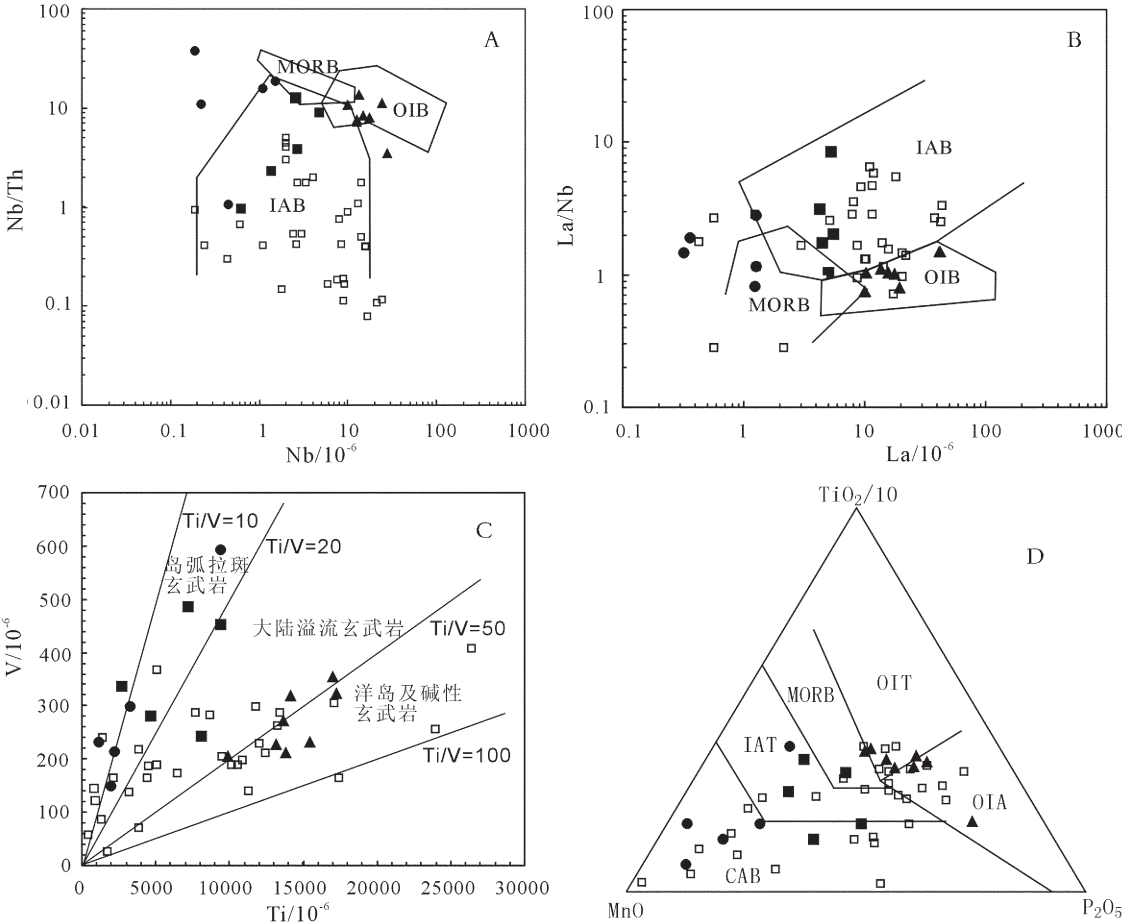
本区变基性岩同位素特征与亏损地幔(DM)源区差异明显, 在图 6-A 中, 样品投影点主要位于 DM、EM I 和 EM II 之间。在图 6-B 中显示本区变基性岩类的源区主要包括 PREMA、EM I。源区特征与 Kerguelen 洋岛型玄武岩相似。从 BNN、IAT 到 OIB 样品, 投影点逐渐接近 EM I。

(2) Pb 同位素特征。3 类样品的 Pb 同位素比值

变化较大。BNN 类和 IAT 类样品的 Pb 同位素组成相似, 其中 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 值为 18.464~19.052, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 比值为 15.495~15.692, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 为 38.356~39.311。说明放射性成因 Pb 不同程度地高于 DM 和 MORB(数据见参考文献[33]), 而与年轻岛弧玄武岩(菲律宾、爪哇)相似(图 6-C)。OIB 类样品的 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 、 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 值均相对低于 BNN 和 IAT 类样品, 分别为 17.897~18.552、15.553~15.657 和 37.911~38.883, 更接近 EM I 富集地幔和夏威夷洋岛玄武岩(图 6-C)。在 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ — $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 图(图 6-C)中, 3 类变基性岩样品均落在 NHRL(北半球参照线)之上, $\Delta 7/4\text{Pb}$ 值主要在 10~15 之间, 平均为 11.65, $\Delta 8/4\text{Pb}$ 值主要为 30~80, 平

均为 54.93(表 3), 按照判断 Dupal 异常的边界条件^[37, 40], YZSZ 变玄武岩的地幔源区存在典型的 Dupal 异常。分馏因子 $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}$ 多为负值(表 2), 平均为 -0.26, 也说明源区为富集地幔。

(3)源区成分。从图 6 中还可看出, YZSZ 带蛇绿岩在其他地段, 如普兰、仁布、日喀则、泽当、罗布莎等典型地区, Sr、Nd、Pb 同位素组成反映的源区为略富集或较亏损的地幔源区。本区蛇绿岩源区富集程度高得多, Pb 同位素组成与特提斯西段的 Samail、Troodos 蛇绿岩有相似之处。图 6 说明 PREMA 或 BSE 和 EM I 提供了本区蛇绿岩的源区, 暗示未分异的原始地幔和下地壳参与形成了原始岩浆。



● 具玻安岩特征的样品; ■ IAT类样品; ▲ OIB类样品; □ 据参考文献 [12]

图 5 东构造结地区 YZSZ 变基性岩类构造环境判别图

Fig. 5 Tectonomagmatic discriminant plots for metamorphosed mafic rocks in the YZSZ in the eastern Himalayan syntaxis

A 和 B 底图据参考文献[32], C 底图据参考文献[33], D 底图据参考文献[34]; IAB—岛弧玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; MORB—洋脊玄武岩; OIT—洋岛拉斑玄武岩; OIA—洋岛碱性玄武岩; IAT—岛弧拉斑玄武岩; CAB—钙碱性玄武岩

表 2 YZSZ 变基性岩 Rb/Sr-Sm/Nd 同位素测试结果

Table 2 Rb/Sr-Sm/Nd isotopic analyses for metamorphosed mafic rocks in the YZSZ

样号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\pm(2\sigma)$		$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\pm(2\sigma)$		$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$f^{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	T_{DM}/Ma	$T_{2\text{DM}}/\text{Ma}$
M-68	0.1012	0.706003	0.000013	0.705736	0.1347	0.51263	0.000004	-0.10	-0.32	0.512469	1001	859
M-70	0.1029	0.710498	0.000018	0.710226	0.2000	0.51237	0.00004	-5.15	0.02	0.512131	8495	1396
M-71	0.0117	0.703925	0.000012	0.703894	0.1777	0.51273	0.000025	1.83	-0.10	0.512516	1774	784
M-114	0.3645	0.705844	0.000013	0.704881	0.0867	0.51255	0.000013	-1.64	-0.56	0.512449	718	891
M-118	0.0021	0.705005	0.000018	0.704999	0.1754	0.51280	0.000009	3.32	-0.11	0.512595	1367	659
M-124	0.114	0.705584	0.000013	0.705283	0.1306	0.51258	0.000006	-1.03	-0.34	0.512426	1039	927
M-125	0.1321	0.706844	0.000016	0.706495	0.1189	0.51270	0.000007	1.25	-0.40	0.512557	723	718
M-127	0.079	0.704458	0.000021	0.704249	0.1362	0.51268	0.000009	0.94	-0.31	0.512520	916	777
M-130	0.013	0.706806	0.000045	0.706772	0.1851	0.51290	0.000022	5.13	-0.06	0.512676	1335	529
M-131	0.0225	0.705348	0.000015	0.705289	0.1483	0.51280	0.000007	3.24	-0.25	0.512624	810	613
M-149	0.1195	0.705494	0.000014	0.705178	0.1188	0.51258	0.000006	-1.07	-0.40	0.512439	913	907
M-153	0.1641	0.705680	0.000012	0.705246	0.1288	0.51251	0.000012	-2.44	-0.35	0.512356	1146	1038

注：现代 (⁸⁷Rb/⁸⁶Sr)_{CHUR}=0.0827, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{CHUR}=0.7045; 衰变常数 λ_{Rb-Sr}=1.42×10⁻¹¹a⁻¹; 现代 (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}=0.1967, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}=0.512638; 衰变常数 λ_{Sm-Nd}=6.54×10⁻¹²a⁻¹; ε_{Sr}(0)、ε_{Nd}(0) 为现在值, ε_{Sr}(t)、ε_{Nd}(t) 为初始值。年龄按测试值 185.8Ma 进行同位素比值校正。T_{DM} 和 T_{2DM} 采用 Geokit 软件计算^[19]。T_{DM}=1/λ×ln{1+[(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{Sample}-0.513151]/[(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{Sample}-0.2137]}}, λ=0.654×10⁻¹¹。T_{2DM}=T_{DM}-(T_{DM}-t)×(f_{cc}-f_s)/(f_{cc}-f_{DM})

表 3 YZSZ 变基性岩 Pb 同位素测试结果

Table 3 Lead isotopic analyses and related ratios for metamorphosed mafic rocks in the YZSZ

样号	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb(2σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb(2σ)	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb(2σ)	(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	Δ7/4Pb	Δ8/4Pb
M-68	18.106±0.001	15.576±0.001	38.211±0.002	17.8965	15.5656	37.9105	12.2310	69.3846
M-70	18.952±0.002	15.687±0.001	38.930±0.003	18.9139	15.6851	38.9199	14.1603	39.0032
M-71	18.758±0.002	15.497±0.001	38.400±0.003	18.7217	15.4952	38.3843	-2.7367	9.4578
M-114	18.636±0.001	15.611±0.001	38.814±0.002	18.4302	15.6007	38.3657	9.9858	65.6076
M-118	18.689±0.002	15.667±0.001	38.372±0.003	18.6215	15.6636	38.3561	15.0112	14.9999
M-124	18.461±0.001	15.619±0.001	38.713±0.002	18.2997	15.6110	38.4743	12.6828	76.6651
M-125	18.657±0.001	15.662±0.001	39.020±0.002	18.5518	15.6568	38.8829	14.8581	83.6687
M-127	19.114±0.001	15.674±0.001	39.362±0.003	19.0521	15.6709	39.3112	11.1042	62.6174
M-130	18.880±0.001	15.693±0.001	38.788±0.002	18.8557	15.6918	38.7816	15.5408	33.5080
M-131	18.678±0.001	15.653±0.001	38.820±0.003	18.4642	15.6423	38.6369	13.7305	61.1298
M-149	18.213±0.001	15.566±0.001	38.298±0.002	17.9569	15.5532	37.9439	10.0711	65.1483
M-153	18.201±0.001	15.595±0.001	38.412±0.001	18.0488	15.5874	38.1919	13.1012	77.9991

注：Δ7/4Pb=[(²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)_{样品}-0.1084(²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_{样品}-13.491]×100; Δ8/4Pb=[(²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb)_{样品}-1.209(²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_{样品}-15.627]×100。年龄按测试值 185.8Ma 进行同位素比值校正

(4)模式年龄。Nd 的模式年龄(T_{DM})大致存在 3 个相对集中的阶段。具有玻安岩特征的样品 T_{DM} 均大于 1335Ma, 主要为 1335~1774Ma。具有 OIB 和 IAT 特征的样品 T_{DM} 较集中, 为 910~1100Ma(5 件)和 720~810(3 件)。二阶段模式年龄(T_{2DM})计算也发现具有 OIB 特征的样品 T_{2DM} 较集中, 为 860~1000Ma(5 件)。其他具有 IAT 特征的样品大致为 720~780Ma(3 件)、530~660Ma(3 件)两阶段。三阶

段模式年龄可能代表下地壳物质加入源区形成富集型地幔和原始岩浆从地幔源区分离出去等过程的时代。

3 讨 论

一般认为 YZSZ 蛇绿岩并非新特提斯主洋盆的残余, 而是洋内弧和弧后盆地在闭合之后的残余^[4,9], 为 SSZ 型蛇绿岩^[10-11]。但是同位素特征说明,

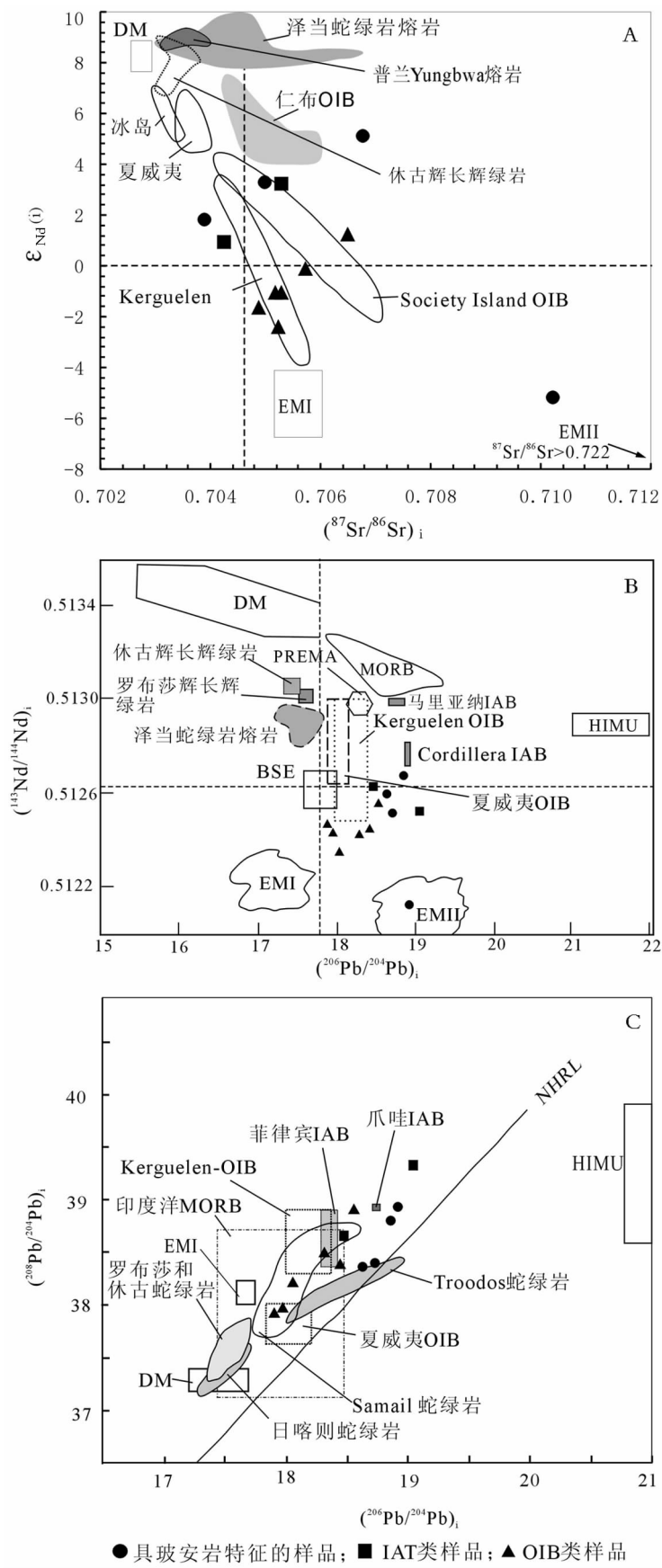


图 6 东构造结地区 YZSZ 变基性岩类 Sr-Nd-Pb 同位素示踪

A 图:EM I、EM II 富集地幔和普兰 Yungbwa 蛇绿岩熔岩据参考文献[35];泽当蛇绿岩熔岩据参考文献[36];
休古辉长辉绿岩据参考文献[37];Kerguelen、Society Island、夏威夷、冰岛和仁布洋岛玄武岩据参考文献[38]
B 图:EM I、EM II 富集地幔和 Kerguelen、夏威夷、冰岛 OIB、马里亚纳 IAB 据参考文献[33],其他同图 A
C 图:日喀则蛇绿岩、Samail 蛇绿岩、Troodos 蛇绿岩、印度洋 MORB、罗布莎和休古蛇绿岩据参考文献[3,39];
爪哇和菲律宾 IAB 据参考文献[33],其他同图 A 和 B

几类地幔源区:DM 为亏损地幔;PREMA(Prevalent mantle)为普通地幔源区;MORB、OIB、IAB 分别为洋脊、洋岛和岛弧玄武岩源区($^{87}Sr/^{86}Sr=0.7033$, $^{143}Nd/^{144}Nd=0.5130$);BSE 为全硅酸盐地球(不包括地核),相当于原始地幔;HIMU 为高 U/Pb 比值的地幔源区;EM I 和 EM II 为富集 I 型和 II 型地幔

本带西段的普兰和日喀则、罗布莎、泽当等地蛇绿岩都来自略富集或略亏损的地幔源区(图 6),而本带东段的 YZSZ 蛇绿岩则来自富集程度较高的地幔源区,与洋内弧、洋岛和大陆玄武岩的地幔源区有相似之处^[33]。

岩石地球化学特征表明,本区变基性岩主要包括具有洋岛特征但形成时代可能相对较早的玄武岩类和具有 IAT、玻安岩特征但形成时代可能稍晚的玄武岩类。说明在俯冲作用开始之前洋盆为含有洋岛的小型边缘盆地,后期在洋岛之下发生洋内俯冲,形成洋内弧。

近年来的地质研究发现,YZSZ 蛇绿岩带内仁布、昂仁、萨嘎、仲巴等地存在洋岛型玄武岩^[38,41],表明 YZSZ 新特提斯洋存在类似于 Kerguelen 的洋内热点或地幔柱^[42]。He、Ar 同位素证据也说明 YZSZ 蛇绿岩形成时存在地幔柱型活动^[43-44]。地幔柱玄武岩活动可能在中三叠世已存在^[45],而与俯冲相关的 IAT 和洋内弧形成于晚侏罗世至早白垩世^[4,9]。据初步年代学研究,YZSZ 蛇绿岩带在大拐弯地区形成 IAT 和玻安岩的时代大约为 185.8Ma,而 OIB 获得大约 207Ma 的年代信息。据此,可提出 YZSZ 新特提斯洋的“地幔柱→洋岛→洋内弧”构造演化模式(图 7)。但是在 YZSZ 带是否普遍存在时代早于洋内弧的洋岛型玄武岩,还需要更多的证据。

图 7 中,新特提斯洋盆在三叠纪已形成,并在

洋壳上出现地幔柱,形成洋岛和 OIB 喷溢。侏罗纪至早白垩世形成洋内俯冲、洋内弧和与俯冲消减相关的 IAT 玄武岩。目前在 YZSZ 带内残留的 SSZ 型蛇绿岩是洋内弧和冈底斯岩浆弧之间边缘小盆地洋壳和洋内弧的残余,而新特提斯洋壳由于俯冲消减作用在缝合带内不易保留^[13,46-47]。Robinson 等^[48]也认为,SSZ 型蛇绿岩的形成包括 2 个阶段:第一阶段形成 MORB 和 OIB,代表洋盆和洋岛;第二阶段形成洋内弧和与俯冲相关的熔岩。

野外调查发现,本区变玄武岩、变辉绿岩墙和变超镁铁岩块与绢云母石英片岩、二云母石英片岩等共生,原岩为泥质砂岩、长石石英砂岩等。这些证据说明,与本带中东段的日喀则、罗布莎、泽当等地相比,东段蛇绿岩代表更接近陆缘、未成熟的边缘海盆。

在新特提斯西段,土耳其中部的伊兹密尔-安卡拉(Ismir-Ankara)构造带中也存在 OIB 洋岛玄武岩和 SSZ 型蛇绿岩所代表的洋内俯冲系统^[49],形成时代尚未详细限定,可能从晚三叠世到晚白垩世。该带向西延至希腊境内^[50-51]。相关的火山岩包括早期的 MORB 型、OIB 型和晚白垩世的 SSZ 型。因此土伦-安纳托利亚(Tauride-Anatolide)新特提斯洋盆包括 MORB-OIB 型和 SSZ 型 2 个阶段^[51-52]。在喜马拉雅西端的拉达克地区,IYS 新特提斯带内火山岩和地层学证据说明存在洋岛型火山-沉积岩

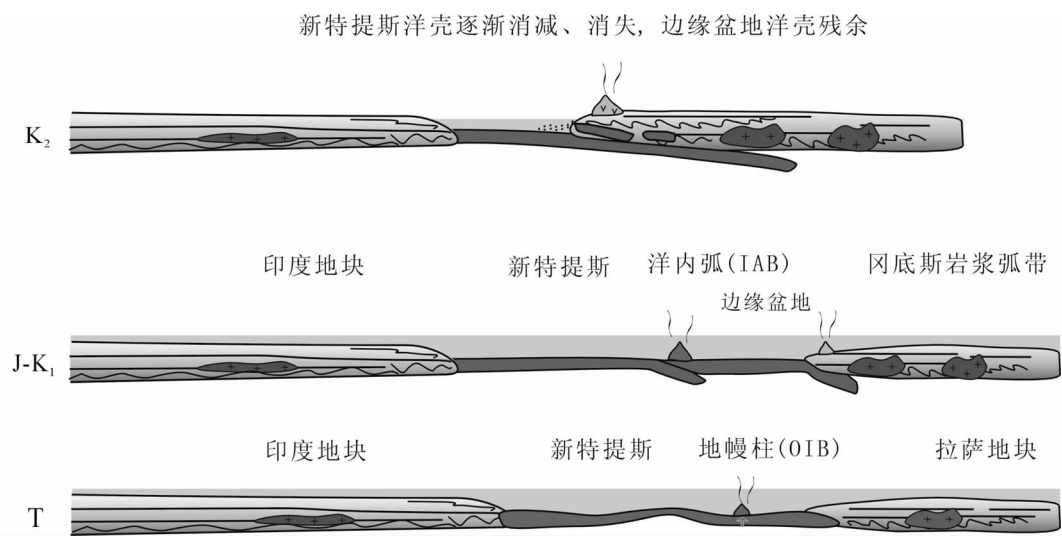


图 7 YZSZ 新特提斯洋“地幔柱→洋岛→洋内弧”构造演化模式

Fig. 7 Hypothesized tectonic model for Neotethyan evolution from mantle plume, oceanic island to intra-oceanic arc

系,时代为晚白垩世^[53]。

4 结 论

(1)雅鲁藏布江蛇绿混杂岩在藏东喜马拉雅东构造结地区形成蛇绿混杂岩带,并经受了角闪岩相变质作用,岩石类型主要为云母石英片岩、斜长角闪片岩、绿片岩及少量变超镁铁岩。斜长角闪片岩和绿片岩的原岩主要为玄武岩类,偶见辉长辉绿岩。

(2)岩石地球化学研究表明,变基性岩类可分为玻安岩、IAT 和 OIB 三类。玻安岩类为 LREE 略亏损—平坦型, $(La/Yb)_N$ 为 0.27~0.89, 稀土元素总量低, $\sum REE$ 为 $7.56 \times 10^{-6} \sim 20.89 \times 10^{-6}$ 。此类样品以富相容元素 Cr、Ni 和主量成分 MgO 、 Al_2O_3 为特征,形成于弧前环境。IAT 类样品为本区主要的岩石类型,特点是 Nb、Ta 含量相对较低,在蛛网图上有一定的 Nb、Ta 亏损。REE 为大致平坦型,稀土元素总量低, $(La/Yb)_N$ 为 0.87~2.88, $\sum REE$ 为 $37.84 \times 10^{-6} \sim 55.75 \times 10^{-6}$ 。OIB 类为 LREE 较富集型,稀土元素总量高, $\sum REE$ 为 $102.09 \times 10^{-6} \sim 240.95 \times 10^{-6}$, $(La/Yb)_N$ 为 1.84~10.15。与岛弧玄武岩和 MORB 相比,表现为较高的 La、Nb、P、Ti 含量,而相容元素 Cr、Ni 等含量较低等特征。

(3)Sr、Nd、Pb 同位素组成反映蛇绿岩源区为富集型地幔。PREMA 或 BSE 和 EM I 提供了源区,暗示未分异的原始地幔和下地壳参与形成了原始岩浆。

(4)通过对比和综合研究,推测新特提斯洋盆演化经历了较早的地幔柱阶段和洋岛阶段,形成了 MORB-OIB 组合;较晚期为洋内弧阶段,形成 SSZ 型蛇绿岩和 IAT 组合。

致谢:在进行 1:25 万墨脱县幅区域地质调查的过程中,与甘肃地矿局的欧春生、王小伟高级工程师一起开展了野外工作,审稿专家提出了重要的修改意见,在此一并表示衷心的感谢。

参考文献

- [1]Gopel C, Allegre C J, Xu R. Lead isotope study of the Xigaze ophiolite (Tibet): The problem of the relationship between magmatites (gabbros, dolerites, lavas)and tectonites(harburgites)[J]. Earth Planetary Science Letters, 1984, 69: 301-310.
- [2]王希斌, 鲍佩声, 邓万明, 等. 西藏蛇绿岩[M]. 北京: 地质出版社, 1987: 1-137.
- [3]Zhou S, Mo X X, Mahoney J J, et al. Geochronology and Nd and Pb

- isotope characteristics of gabbro dikes in the Luobusha ophiolite, Tibet[J]. Chinese Science Bulletin, 2002, 47(2): 143-146.
- [4]McDermid I R C, Aitchison J C, Davis A M, et al. The Zedong terrane: a Late Jurassic intra-oceanic magmatic arc within the Yarlung-Tsangpo suture zone, southeastern Tibet[J]. Chemical Geology, 2002, 187 (3/4): 267-277.
- [5]Ziabrev S V, Aitchison J C, Abrajevitch V A, et al. Precise radiolarian age constraints on the timing of ophiolite generation and sedimentation in the Dazhuqu terrane, Yarlung-Tsangpo suture zone, Tibet [J]. Journal of the Geological Society, London, 2003, 160: 591-599.
- [6]莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 等. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息[J]. 高校地质学报, 2005, 11(3): 281-290.
- [7]钟立峰, 夏斌, 崔学军, 等. 藏南罗布莎蛇绿岩壳层熔岩地球化学特征及成因[J]. 大地构造与成矿学, 2006, 30(2): 231-240.
- [8]高洪学, 宋子季. 西藏泽当蛇绿混杂岩研究新进展[J]. 中国区域地质, 1995, (4): 316-322.
- [9]Aitchison J C, Badengzhu, Davis A M, et al. Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbo suture (southern Tibet)[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2000, 183: 231-244.
- [10]郝杰, 柴育成, 李继亮. 雅鲁藏布江蛇绿岩的形成与日喀则弧前盆地沉积演化[J]. 地质科学, 1999, 34(1): 1-9.
- [11]张旗, 周国庆. 中国蛇绿岩[M]. 北京: 科学出版社, 2001: 1-175.
- [12]耿全如, 潘桂棠, 郑来林, 等. 藏东南雅鲁藏布江蛇绿混杂带的物质组成及形成环境[J]. 地质科学, 2004, 39(3): 388-406.
- [13]史仁灯. 蛇绿岩研究进展、存在问题及思考[J]. 地质评论, 2005, 51 (6): 681-693.
- [14]许志琴, 蔡志慧, 张泽明, 等. 喜马拉雅东构造结——南迦巴瓦构造及组构运动学[J]. 岩石学报, 2008, 24(7): 1463-1476.
- [15]Zhang J J, Ji J Q, Zhong D L, et al. Structural pattern of eastern Himalayan syntaxis in Namjagbarwa and its formation process [J]. Science in China (Series D), 2004, 47 (2): 138-150.
- [16]耿全如, 潘桂棠, 郑来林, 等. 南迦巴瓦峰地区雅鲁藏布构造带中石英(片)岩的岩石化学特征及变质条件探讨[J]. 矿物岩石, 2004, 24(1): 76-82.
- [17]Geng Q R, Pan G T, Zheng L L, et al. The eastern Himalayan syntaxis: major tectonic domains, ophiolitic mélanges and geologic evolution[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2006, 27: 265-268
- [18]王德滋. 光性矿物学[M]. 上海: 上海人民出版社, 1975: 1-370.
- [19]路远发. Geokit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包[J]. 地球化学, 2004, 33(5): 459-464.
- [20]Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chemical Geology, 1977, 20(4): 325-343.
- [21]Hess P C. Origins of igneous rocks[M]. Harvard University Press, 1989: 109-275.
- [22]Honegger K, Dietrich V, Frank K, et al. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone)[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1982: 60: 253-292.
- [23]肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 等. 云南宾川地区峨眉山玄武岩地球化学

- 特征: 岩石类型及随时间演化规律[J]. 地质科学, 2003, 38(4): 478-494.
- [24] Luhr J F, Haldar D. Barren Island Volcano (NE Indian Ocean): Island-arc high-alumina basalts produced by troctolite contamination[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2006, 149: 177-212.
- [25] Hawkesworth C J, Lightfoot P C, Fedorenko V A. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts[J]. Lithos, 1995, 34: 61-88.
- [26] Bhat M I, Ahmad T. Petrogenesis and the mantle source characteristics of the Abor volcanic rocks, Eastern Himalayas[J]. Journal of Geological Society of India, 1990, 36: 227-246.
- [27] Sun S S, McDough W F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[C]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publication, 1989, 42: 313-345.
- [28] Polat A, Hofmann A W, Rosing M T. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth[J]. Chemical Geology, 2002, 184: 231-254.
- [29] König S, Münker C, Schuth S, et al. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2010, 74: 684-704.
- [30] Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[C]//Thorpe R S. Andesites. Chichester: Wiley, 1982: 525-548.
- [31] 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 等. 青藏高原中部中生代 OIB 型玄武岩的识别: 年代学、地球化学及其构造环境[J]. 地质学报, 2006, 80(9): 1313-1328.
- [32] 李曙光. 蛇绿岩生成构造环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图[J]. 岩石学报, 1993, 9(2): 124-129.
- [33] Rollison H R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation[J]. Longman Group, UK Ltd, 1993: 1-275.
- [34] Mullen E D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminate for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1983, 62: 53-62.
- [35] Miller C, Thoni M, Frank W, et al. Geochemistry and tectonomagmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibet[J]. Lithos, 2003, 66: 155-172.
- [36] 钟立峰, 夏斌, 周国庆, 等. 藏南罗布莎蛇绿岩成因: 壳层熔岩的 Sr-Nd-Pb 同位素制约[J]. 矿物岩石, 2006, 26(1): 57-63.
- [37] Dupre B, Allegre C J. Pb-Sr isotopic variation in Indian ocean basalts and mixing phenomena[J]. Nature, 1983, 303: 142-146.
- [38] Xia B, Chen G W, Wang R, et al. Seamount volcanism associated with the Xigaze ophiolite, Southern Tibet[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32: 396-405.
- [39] 徐德明, 黄圭成, 雷义均. 西藏西南部休古嘎布蛇绿岩的 Sm-Nd 年龄及 Nd-Sr-Pb 同位素特征[J]. 中国地质, 2008, 35(3): 429-435.
- [40] Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle[J]. Nature, 1984, 309: 753-757.
- [41] 夏斌, 王冉, 陈根文. 西藏仁布蛇绿岩壳层熔岩的岩石地球化学及成因[J]. 高校地质学报, 2003, 9(4): 638-647.
- [42] 王冉, 夏斌, 胡敬仁, 等. 仁布蛇绿混杂带洋岛型辉绿岩地球化学: 藏南特提斯洋内热点[J]. 地球化学, 2006, 35(1): 41-54.
- [43] 吴茂炳, 叶先仁, 刘春燕, 等. 雅鲁藏布江蛇绿岩中地幔柱型岩浆作用——来自氦、氩同位素的证据[J]. 地质通报, 2003, 22(9): 670-674.
- [44] 叶先仁, 吴茂炳, 陶明信, 等. 西藏日喀则地区蛇绿岩的氦同位素研究[J]. 地震地质, 25(增刊): 2003: 62-70.
- [45] 孙立新, 万晓樵, 吴新国, 等. 雅鲁藏布结合带中段混杂带内玄武岩的地球化学特征[J]. 地质通报, 2005, 24(1): 65-71.
- [46] 张旗. 蛇绿岩研究的进展[J]. 地学前缘, 1994, 1(1/2): 98-103.
- [47] 张旗, 周国庆, 王焰. 中国蛇绿岩的分布、时代及其形成环境[J]. 岩石学报, 2003, 19(1): 1-8.
- [48] Robinson P T, Zhou M F. The origin and tectonic setting of ophiolites in China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32: 301-307.
- [49] Yaliniz K M, Floyd P A, Goncuoglu M C. Geochemistry of volcanic rocks from the Cicekdag ophiolite, central Anatolia, Turkey, and their inferred tectonic setting within the northern branch of the Neotethyan Ocean[C]//Bozkurt E, Winchester J A, Piper J D A. Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society of London (Special Publication), 2000, 173: 203-218.
- [50] Tekin U K, Goncuoglu M C. Late Middle Jurassic (Late Bathonian-early Callovian) radiolarian cherts from the Neotethyan Bornova flysch zone, Spil Mountains, Western Turkey[J]. Stratigraphy and Geological Correlation, 2009, 17(3): 298-308.
- [51] Yaliniz M K, Goncuoglu M C, Ozkan-Altin S. Formation and emplacement ages of the SSZ-type Neotethyan ophiolites in Central Anatolia, Turkey: palaeotectonic implications[J]. Geological Journal, 2000, 35: 53-68.
- [52] Aldanmaz E, Yaliniz M K, Guctekin A, et al. Geochemical characteristics of mafic lavas from the Neotethyan ophiolites in western Turkey: implications for heterogeneous source contribution during variable stages of ocean crust generation[J]. Geological Magazine, 2008, 145 (1): 37-54.
- [53] Sinha A K, Mishra M. The existence of oceanic island in the Neotethys: evidence from Ladakh Himalaya, India[J]. Current Science, 1994, 67: 721-727.
- ① 成都地质矿产研究所. 1:25 万墨脱县幅地质图和区域地质调查报告. 2003.