

文章编号:1000-4734(2008)01-0006-09

滇东南八布蛇绿岩地球化学特征及构造背景

徐伟^{1,2}, 刘玉平^{1*}, 郭利果^{1,2}, 叶霖¹, 皮道会^{1,2}, 廖震^{1,2}

(1. 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要:八布蛇绿岩出露在北西向文山—麻栗坡和富宁走滑断裂之间的断块内, 主要由蛇纹岩、辉长岩、玄武岩三个单元组成, 彼此间均以断裂相接。地球化学研究表明, 蛇纹岩 SiO₂、Al₂O₃、TiO₂、MgO 含量变化较大, 依据主、微量元素组成可以分为两类, 第一类球粒陨石标准化稀土元素分配模式整体较为平坦, 推测原岩为镁铁质堆晶岩; 另一类呈 U 型配分, 推断原岩是方辉橄橄岩。玄武岩属拉斑系列, 主量元素具有富 MgO、TiO₂, 低 Al₂O₃、K₂O、P₂O₅, 并且 Na₂O > K₂O 等特征, 类似于 MORB 型玄武岩; REE 配分模式也显示出 N-MORB 型玄武岩的特征; 同时, 微量元素普遍具有 LILE、Th 富集, Nb、Ta、Zr、Hf 等元素具明显亏损特征, 又暗示源区曾遭受不同程度的俯冲带流体交代作用。综合分析认为, 八布蛇绿岩形成于弧后盆地环境, 其形成可能是古太平洋从 SE 至 NW 向华南大陆俯冲的产物。

关键词:八布蛇绿岩; 地球化学; 弧后盆地; 滇东南**中图分类号:**P542; P588.1; P595 **文献标识码:**A**作者简介:**徐伟, 男, 1974 年生, 硕士, 从事地球化学和构造地质学研究。

蛇绿岩 (Ophiolite) 是指产出在板块构造缝合带中的一套镁铁—超镁铁岩组合, 其岩性单元可以与现代大洋岩石圈的各个层圈相对应, 因而普遍认为其代表了大洋岩石圈的残留。蛇绿岩赋含了丰富的古大洋地幔动力学信息和大地构造学意义, 一直是地学研究的热点之一^[1-6]。近几十年来, 国外地质学家坚持不懈地通过典型地区蛇绿岩和现代大洋地质的研究, 利用实验岩石学、地质地球化学、地球物理学等研究手段, 建立和完善了 MOR (Middle Ocean Ridge) 型和 SSZ (Supra-Subduction Zone) 型蛇绿岩的理论体系, 把蛇绿岩形成的构造环境与地幔动力学有机地结合起来, 较为合理地解释了蛇绿岩的多样性及其与大洋岩石圈存在差异的原因^[7-8]。尤其是 SSZ 型蛇绿岩将消亡的大洋与新生的洋壳有机地联系起来, 因而赋予其形成机制和地幔动力学背景新的含义, 可见 SSZ 型蛇绿岩不仅对探讨大地构造演化, 而且对研究板块俯冲带岩浆活动的地球动力学背景

均具有重要意义。我国地质学家经过多年的努力, 基本查明了我国境内蛇绿岩的时空分布特征, 并对蛇绿岩的类型、成因和产出环境等方面有了较深入的认识^[3,5-6,9]。

我国西南哀牢山—红河断裂以东, 师宗—弥勒断裂以南的右江—南盘江地域, 处于特提斯与古太平洋两大构造域的接合-转换部位^[10], 其构造属性在地学界长期存在争论。大多数学者将其纳入古特提斯的范畴来探讨, 其中一些学者认为, 该区广泛分布的、巨厚的三叠纪浊积岩, 是三江古特提斯扩张和俯冲形成的弧后盆地或弧后裂谷型地槽^[11]; 另一些学者通过对桂西晚古生代地层、沉积岩和火山岩等的研究, 认为桂西存在晚古生代连续的深海沉积, 与之共生的玄武岩属洋岛型玄武岩, 可能指示了扬子与印支地块之间存在一个宽广的古特提斯分支^[12]。特别是钟大赉等^[13]在中越边境麻栗坡八布一带找到了较为完整的蛇绿岩剖面, 并从中识别出比较典型的 N-MORB 型镁铁质岩, 指出扬子、华夏和印支等三个地块之间可能存在特提斯洋盆。但是, 右江—南盘江晚古生代-早中生代盆地, 以充填三叠系巨厚的陆源浊积岩系为重要特征, 沉积物源主要来自东南方的“云开古陆”, 其次为西南方的“越北古陆”^[11]。

收稿日期:2007-09-29

基金项目:国家自然科学基金(批准号:40302026); 中国科学院重要方向项目(KZCX3-SW-125)

* 通讯作者, E-mail: yuping71liu@sohu.com

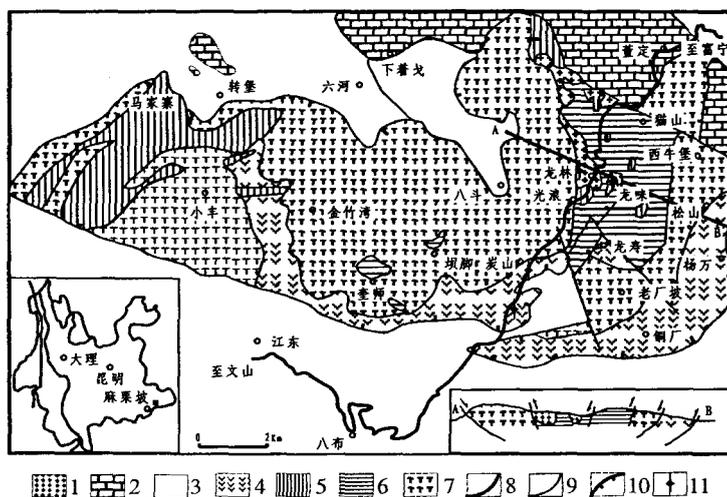
暗示与其有关的俯冲应力主要来自南面,而不是西面。尽管一些学者早就提出该盆地的演化受到了古特提斯与古太平洋的复合控制^[14],但是由于古太平洋开始俯冲的时代尚未得到明确的认识,与古太平洋的关系少有讨论。八布蛇绿岩为解答上述问题,提供了有利的契机。对八布蛇绿岩的有关研究开展得不多,本文拟主要依据主元素和微量元素地球化学特征,探讨八布蛇绿岩的构造背景。

1 区域地质概况

八布蛇绿岩出露于云南省麻栗坡县国境线附近的八布—董定一带,呈构造岩片产出在北西向文山—麻栗坡和富宁走滑断裂之间的断块内。该岩片东西向长约 20 km,南北宽约 4~8 km(图 1),即云南省地质矿产局^[15]提到的八布镁铁-超镁铁岩区。其向南的越南境内相当于越北(Viet-bac)褶皱带,与以东毗邻的北部湾北部滨海区都是我国华南造山带沿西南走向的延伸部分。八布

蛇绿岩所在的构造带在越南境内称猷河(Song Hein) 裂隙盆地,在 1991 年版的柬埔寨、老挝、越南 1:1000000 地质图上,这个 NNW 向的早-中三叠世盆地的西翼分布着一系列标识为晚古生代到早中生代的辉长岩-橄榄岩和辉长岩-花斑岩岩体,其长轴方向与区域走向一致^[16]。

研究区内主要出露一套泥盆-三叠纪泥质、砂泥质夹少量硅质岩的浊积岩系列,也见少量晚古生代碳酸盐岩构造岩片,两者均以逆冲-推覆断裂叠接。初步野外调查认为,台地碳酸盐岩岩片是异地推覆在浊积岩之上的飞来峰,所研究的蛇绿岩片也是由南向北逆冲推覆在深水沉积之上的。从滇东南弧形逆冲-推覆构造看,研究区内见到的推覆构造岩片正位于弧形叠瓦逆冲系的核心部位。八布蛇绿岩片的南界为一近东西向逆冲推覆构造,中部龙林为一近南北向逆冲走滑断裂,把岩片分为东西两半。调查表明,岩片东半部(龙林以东)出露的蛇绿岩较为完整(图 1)。



1. 超基性岩 2. 石炭-二叠纪灰岩 3. 中三叠统 4. 铜厂玄武岩 5. 辉长辉绿岩 6. 辉长岩
7. 老厂坡变质玄武岩 8. 公路、村镇 9. 平移断裂 10. 冲断层(齿示上盘) 11. 采样点

图 1 八布地区地理位置及地质简图(据钟大赉等^[13]简化)

Fig. 1. Geological sketch map showing the location of the Babu area.

八布蛇绿岩由三个单元组成,下部单元由蛇纹岩和少量辉石岩的构造透镜体组成,主要出露在近南北向的龙林断裂东侧;中部单元主要为辉长岩及其中呈岩墙状产出的辉绿岩脉;上部单元由玄武岩组成,在龙林—金竹湾一带,大部分玄武岩已变质为绿片岩相的绿帘阳起片岩和钠长阳起片岩,而在炭山—铜厂一带,玄武岩蚀变微弱或发

生轻微的细碧岩化,原岩矿物组成和结构保留比较完好。三个单元之间均以断裂相接。蛇纹岩强烈糜棱岩化,镜下仅见细粒破碎的橄榄石残留矿物及斜方辉石假象。辉长岩仍保留辉长结构,由辉石(已变为角闪石)和斜长石(已变为钠长石)组成。辉长岩中的辉绿岩墙已全部变质为角闪片岩,由阳起石、钠长石和少量石英组成。

2 地球化学特征

2.1 样品分析方法

本研究样品采自龙林剖面,包括7件变质橄

榄岩和6件玄武岩。主元素采用XRF在中国科学院地质与地球物理研究所RIX-2100仪器上分析,微量元素在中国科学院地球化学研究所ELAN6100DRC等离子体质谱仪(ICP-MS)测定。所有元素精度优于5%,分析结果列于表1。

表1 八布蛇绿岩主微量元素化学分析数据表

Table 1. Major element and trace element compositions of basalts and ultrabasic rocks from the Babu area

样品	玄武岩						蛇纹岩						
	DL1344	DL1348	DL1350	YJ415	YJ417	YJ418	DL1305	DL1327	DL1329	DL1334	DL1335	DL1336	DL1337
SiO ₂	50.16	53.22	45.81	52.82	42.75	47.01	40.08	39.43	39.51	52.33	50.16	53.06	48.62
TiO ₂	1.84	0.86	1.93	1.67	1.49	2.20	0.04	0.01	0.02	0.03	0.16	0.07	0.08
Al ₂ O ₃	12.81	11.71	13.55	13.01	16.91	18.04	1.91	0.94	1.18	2.09	5.96	2.41	6.66
TFe ₂ O ₃	14.72	7.79	14.51	13.08	12.35	10.02	8.03	6.78	7.83	7.77	6.37	3.76	6.81
MnO	0.29	0.16	0.28	0.18	0.20	0.16	0.11	0.10	0.10	0.17	0.14	0.09	0.15
MgO	6.31	6.27	8.09	5.24	9.26	5.81	37.62	38.79	37.79	28.12	21.37	25.57	22.74
CaO	8.26	11.31	10.25	6.52	7.89	7.56	1.55	0.11	0.17	3.78	10.78	10.22	9.01
Na ₂ O	2.88	3.08	2.61	2.21	2.59	4.28	0.12	0.04	0.05	0.08	0.97	0.16	0.53
K ₂ O	0.12	0.14	0.23	0.13	0.75	0.41	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.00	0.02
P ₂ O ₅	0.16	0.09	0.16	0.15	0.09	0.28	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	2.07	4.83	2.20	5.04	5.70	4.06	9.73	13.18	12.87	4.92	3.21	3.93	4.95
TOTAL	99.62	99.46	99.62	100.05	99.98	99.83	99.20	99.39	99.54	99.31	99.17	99.27	99.58
FeO	7.58	5.23	8.22	3.46	6.31	4.67	3.27	1.63	1.64	3.86	3.95	2.26	4.19
Cr	60.2	264	116	52.4		125	2335	2331	2979	2036	2116	2135	1447
Co	49.7	31.8	53.0	35.1	44.1	27.4	105	97.9	111	65.2	53.9	40.3	62.4
Ni	48.3	114	61.7	42.8	77.8	60.3	1465	1851	1757	1244	891	1066	1129
Cu	178	75.1	67.3	47.8	83.5	46.2	215	5.59	54.4	102	41.9	151	22.8
Zn	474	128	134	109	86.6	80.2	50.7	93.1	131	79.7	53.3	60.9	113
Ga	19.3	12.8	20.6	16.9	16.0	16.8	2.33	1.61	1.51	4.72	7.10	3.88	7.47
Rb	3.85	5.16	5.64	3.12	12.7	8.58	0.644	0.781	1.63	0.695	1.36	0.374	0.514
Sr	97.2	102	130	120	158	249	3.08	0.527	2.60	2.78	21.4	11.7	13.7
Y	45.6	21.4	49.9	45.9	25.9	32.9	1.98	0.275	0.606	1.10	8.70	12.0	2.16
Zr	91.4	65.7	85.4	75.3	57.6	194	0.826	0.153	2.21	0.424	4.48	1.10	1.68
Nb	1.42	1.67	1.93	3.88	2.15	3.49	0.144	0.066	0.138	0.043	0.106	0.032	0.091
Mo	0.695	1.56	0.246	0.307	0.247	0.572	0.384	0.246	0.612	0.079	0.407	0.736	0.323
Sn	1.59	7.10	1.51	1.51	1.01	2.31	0.484	-	0.125	0.248	0.796	0.108	0.282
Cs	1.03	1.71	0.320	0.240	1.07	0.718	0.363	0.093	0.122	0.070	0.081	0.08	0.12
Ba	111	24.5	64.1	24.6	28.3	44.7	6.96	3.08	16.6	4.89	12.0	1.86	2.06
La	3.89	3.39	4.81	10.9	2.76	7.56	0.710	0.105	0.468	0.295	1.26	0.552	0.750
Ce	13.0	8.74	15.4	19.2	10.4	24.5	1.30	0.218	0.949	0.713	4.64	2.35	3.01
Pr	2.18	1.26	2.49	3.60	1.69	3.82	0.167	0.017	0.102	0.092	0.789	0.483	0.421
Nd	12.5	6.79	13.2	17.8	10.2	20.0	0.533	-	0.173	0.273	4.23	2.93	1.60
Sm	4.46	2.29	4.78	5.02	3.58	5.19	0.229	0.017	0.073	0.102	1.32	1.38	0.356
Eu	1.46	0.777	1.80	1.51	1.31	1.91	0.085	0.006	0.035	0.060	0.563	0.377	0.447
Gd	5.88	2.94	6.62	6.57	4.63	6.27	0.224	0.023	0.071	0.149	1.47	1.63	0.318
Tb	1.12	0.514	1.17	1.17	0.873	1.03	0.041	0.003	0.014	0.028	0.244	0.306	0.052
Dy	7.47	3.58	8.28	7.43	5.80	6.84	0.288	0.033	0.096	0.194	1.53	2.09	0.372
Ho	1.67	0.779	1.85	1.59	1.20	1.43	0.073	0.008	0.022	0.040	0.328	0.441	0.081
Er	5.00	2.30	5.30	4.81	3.29	3.96	0.211	0.026	0.065	0.110	0.833	1.24	0.225
Tm	0.664	0.300	0.704	0.832	0.532	0.648	0.030	0.005	0.008	0.021	0.126	0.161	0.032
Yb	4.44	2.12	5.16	4.48	3.14	4.04	0.215	0.045	0.103	0.118	0.765	1.15	0.240
Lu	0.655	0.329	0.744	0.573	0.430	0.589	0.033	0.007	0.018	0.021	0.125	0.165	0.052
Hf	2.76	1.69	2.52	2.31	1.93	4.47	0.032	0.007	0.057	0.010	0.108	0.054	0.042
Ta	0.093	0.101	0.147	0.313	0.260	0.356	0.017	0.007	0.013	0.004	0.012	0.004	0.012
Pb	2.25	5.88	2.20	2.65	0.759	2.17	2.98	0.007	1.30	13.3	0.602	0.950	0.784
Bi	-	0.068	0.099	0.052	0.022	0.033	-	0.007	0.647	-	-	0.376	-
Th	0.130	0.684	0.337	1.82	0.195	0.353	0.097	0.007	0.135	0.099	0.056	0.015	0.032
U	0.040	0.252	0.229	0.645	0.197	0.177	0.024	0.007	0.079	0.019	0.030	0.015	0.005

注:氧化物单位%,微量元素单位10⁻⁶; -表示未检出。

2.2 蛇纹岩地球化学特征

蛇纹岩样品分别采自龙林一带 (DL1327-DL1337) 和龙咪附近 (DL1305)。常量元素组成特征为: SiO_2 为 39.43% ~ 53.06%, TiO_2 为 0.01% ~ 0.16%, TFe_2O_3 为 3.76% ~ 8.03%, MgO 为 21.37% ~ 38.79%, Al_2O_3 为 0.94% ~ 6.66%, CaO 为 0.11% ~ 10.78%, 含量变化均较大。稀土元素的分配型式明显可分为两组 (图 2), 第一组显示出 U 型 REE 配分模式, 在 $\text{MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3$ 协变图解中全部落入 HOT 区域

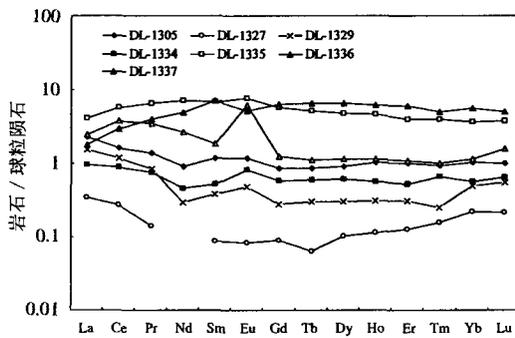
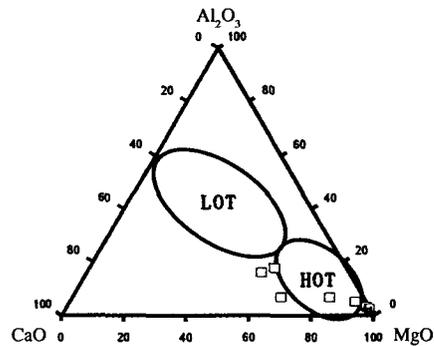


图 2 蛇纹岩球粒陨石标准化稀土配分图解
Fig. 2. The REE distribution patterns of serpentinites from Babu.

内 (图 3), SiO_2 为 39.43% ~ 40.08%, MgO 为 37.62% ~ 38.79%, CaO 为 0.11% ~ 1.55%, 推断这组样品原岩应为方辉橄榄岩, 与钟大赉等^[13]的认识一致; 第二组整体丰度较高, 显示出较为平坦的配分模式, 其中样品 DL-1337 具有明显的 Eu 正异常, SiO_2 为 48.62% ~ 53.06%, MgO 为 21.37% ~ 25.57%, CaO 为 3.78% ~ 10.78%, 应该属于辉石岩等镁铁质堆晶岩类的蚀变产物。另外, 本区蛇纹岩类微量元素组成以富集相容元素 Cr (1447×10^{-6} ~ 2979×10^{-6})、Ni (891×10^{-6} ~ 2979×10^{-6})、Cu (5.59×10^{-6} ~ 215×10^{-6}) 为特征。



□ 本文 + 据钟大赉等^[13]
图 3 蛇纹岩协变图解 (HOT-方辉橄榄岩; LOT-二辉橄榄岩)
Fig. 3. Covariation diagram of the serpentinites.

2.3 玄武岩岩石地球化学

2.3.1 主量元素地球化学

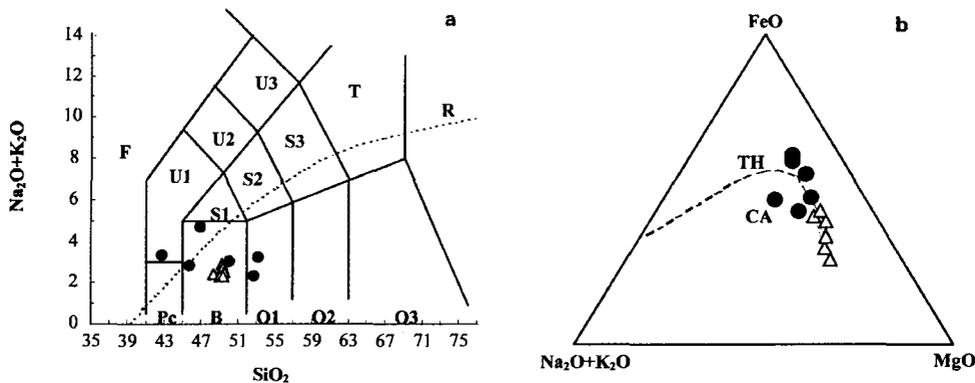
6 件玄武岩样品采自炭山—铜厂一带, 玄武岩样品原岩结构保存较完好, 基本未变质或变质程度很低 (细碧岩化)。在全碱- SiO_2 (TAS) 图^[17]上, 分别投于玄武岩、玄武安山岩和碱玄岩范围内 (图 4a)。AFM 图解进一步分类, 显示四件落入拉斑系列两件接近拉斑落入钙碱系列 (图 4b)。

样品的常量元素含量与钟大赉等^[13]的数据基本一致, 变化范围为: SiO_2 为 42.75% ~ 53.22%, 平均为 46.17%, TiO_2 为 0.86% ~ 2.20%, TFe_2O_3 为 7.79% ~ 14.72%, 富 MgO 为 5.24% ~ 9.26%。 Al_2O_3 为 11.71% ~ 18.04% (除 YJ-417、YJ-418 Al_2O_3 含量较高外, 其余样品含量低), 平均为 14.34%, 相近于大西洋、太平洋和印度洋中脊拉斑玄武岩 Al_2O_3 的平均含量 (大西洋 15.6%, 太平洋 14.86%, 印度洋 15.15%)^[19],

明显不同于岛弧拉斑玄武岩和板内溢流拉斑玄武岩的高 Al_2O_3 特征, 分别为 16%^[20], 17.08%^[21]。一般地, 洋岛拉斑玄武岩和 MORB 的 TiO_2 平均含量分别为 2.63% 和 1.5%, 而岛弧拉斑玄武岩以低 TiO_2 (0.8%) 为特征^[20-22]。八布玄武岩 TiO_2 为 0.86% ~ 2.20%, 平均为 1.66%, 介于洋岛拉斑玄武岩、岛弧拉斑玄武岩和 MORB 之间, 且较接近于 MORB。通过以上分析, 八布玄武岩以富镁、钛, 低铝、钾、磷, $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ 等特征, 更类似于 MORB 型玄武岩。

2.3.2 稀土和微量元素地球化学

球粒陨石标准化稀土元素分配模式表现为近平坦型 (图 5), 除 YJ-415 轻稀土略富集外, 其他轻稀土略亏损 ($\text{La/Sm})_N = 0.484 \sim 0.915$, 显示 N-MORB 型玄武岩的特征。图中 b24、b38 两件样品代表了钟大赉等所测样品的稀土元素组成范围, 与本文所分析样品的 REE 分配模式一致。在 MORB 标准化微量元素蜘蛛网图上 (图 6), 总体



a. 全碱-SiO₂ (TAS) 图, 碱性系列与非碱性系列分界线(细点线) 据文献[18] b. AFM 图解

U1. 碱玄岩 U2. 响岩质玄武岩 U3. 碱玄质响岩 S1. 粗面玄武岩 S2. 玄武质粗面安山岩 S3. 粗面安山岩 B. 玄武岩 O1. 玄武安山岩 O2. 安山岩 O3. 英安岩 T. 粗面岩 R. 流纹岩 F. 似长石岩 Pc. 苦橄玄武岩 TH. 拉斑玄武岩 CA. 钙碱玄武岩
 △钟大赉等^[13] ●本研究

图4 玄武岩分类图解

Fig. 4. Petrochemical classification diagram of the basalts.

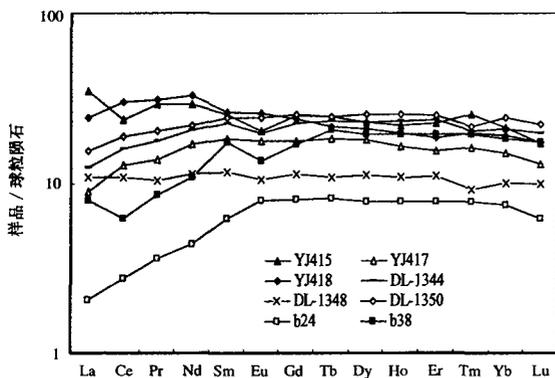


图5 玄武岩球粒陨石标准化 REE 配分图解
 Fig. 5. The REE distribution patterns of basalts from the Babu area.

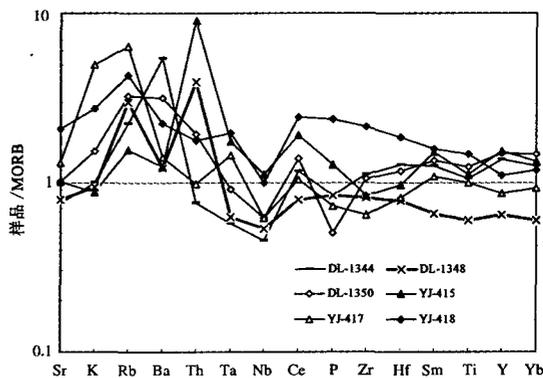


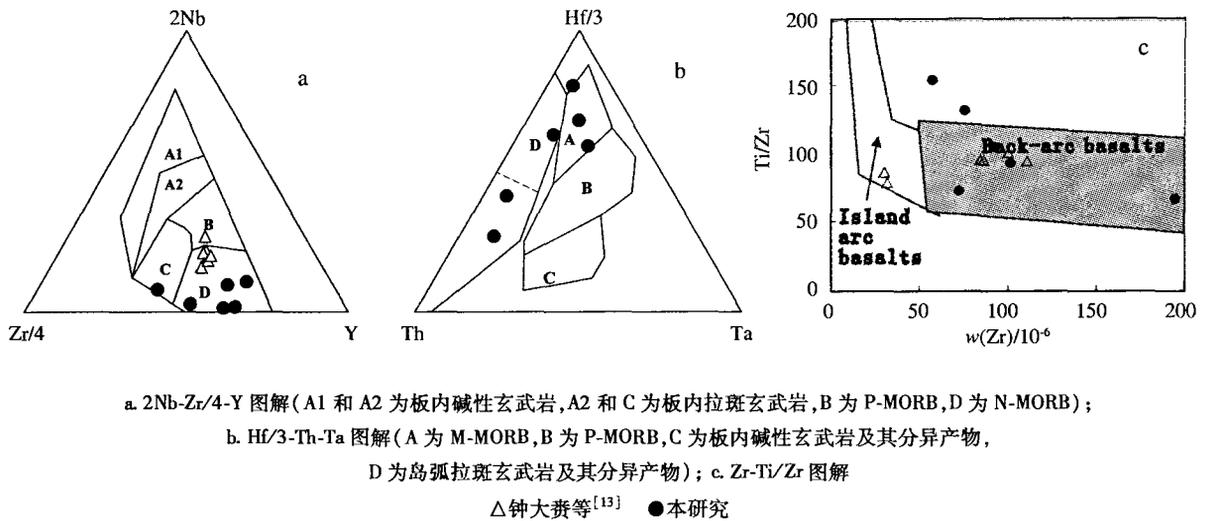
图6 玄武岩的 MORB 标准化微量元素配分图解
 Fig. 6. MORB-normalized incompatible element spidergram of basalts from the Babu area.

上表现出从强不相容元素到弱不相容元素近平坦型, Rb、Th、K 元素具有明显的正异常, Ba 元素具明显正异常或负异常, 而 Nb、Ta、P、Zr、Hf 等元素明显亏损。

3 构造背景

在 2Nb-Zr/4-Y^[23] 和 Hf/3-Th-Ta^[24] 以及 Zr-Ti/Zr 构造环境判别图解中(图7), 玄武岩样品在 2Nb-Zr/4-Y 图解中大部分落入了大洋中脊玄武岩区, 只有一件落入板内玄武岩区。在 Hf/3-Th-Ta 图解中则四件落入大洋中脊玄武岩区或附近, 两件落入岛弧拉斑玄武岩及其分异产物区。在区分岛弧和弧后盆地或 MORB 的 Zr-Ti/Zr 构造环境判别图解中^[25], 玄武岩样品基本落入弧后盆地区域, 但明显有向岛弧漂移的趋势。暗示了八布地

区蛇绿岩兼具岛弧和大洋中脊玄武岩双重特征。从蛇纹岩样品的 REE 配分模式来看, LREE 略富集, 部分样品呈现 U 型配分, 蛇纹岩原岩为方辉橄岩这与 SSZ 型蛇绿岩特点一致^[7]。再从玄武岩样品的稀土元素和微量元素的特征来看, REE 配分模式特征总体上 LREE 略亏损, 近平坦型类似于 N-MORB 型玄武岩, 同时微量元素特征显示 LILE、Th 富集及 Nb、Ta、P、Zr、Hf 等元素明显亏损, 这说明玄武岩源区可能与俯冲大洋岩石圈板片的流体交代岩石圈地幔楔有关, 而这又被认为是岛弧火山岩成因的重要机制。另外在研究区龙林一带的蛇纹岩中发现了铬铁矿体, 在铜厂、老厂坡一带发现了铜矿^[26]。世界上大型的铬铁矿床、铜矿床均产在与俯冲带有关的蛇绿岩中这一事实, 也说明本区的蛇绿岩可能与俯冲带有关^[7]。



a. 2Nb-Zr/4-Y 图解 (A1 和 A2 为板内碱性玄武岩, A2 和 C 为板内拉斑玄武岩, B 为 P-MORB, D 为 N-MORB);
 b. Hf/3-Th-Ta 图解 (A 为 M-MORB, B 为 P-MORB, C 为板内碱性玄武岩及其分异产物, D 为岛弧拉斑玄武岩及其分异产物); c. Zr-Ti/Zr 图解

图 7 玄武岩形成的构造环境判别图

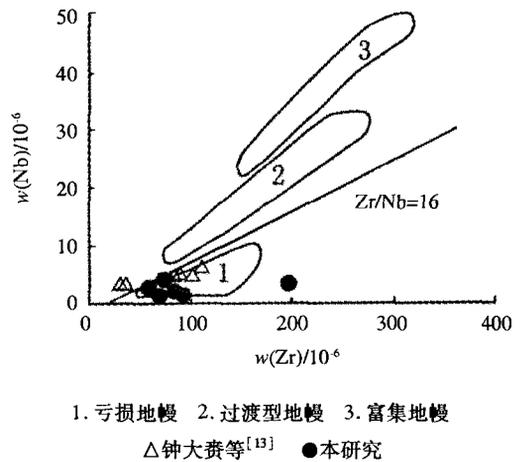
Fig. 7. Tectonic discrimination diagrams of basalts from the Babu area.

玄武岩浆的源区性质,也可作为判别构造背景的依据之一。在橄榄岩-玄武岩的熔体体系中,部分熔融和结晶过程都不易造成 Ba、Rb、Th、U、Nb、Ta、Sr、Zr、Hf、Ti、Y 等不相容元素之间的强烈分异,因此强不相容元素比值是评价源区成分的最好指标^[27]。Nb、Zr 在地幔-玄武岩的熔浆间的总分配系数接近 1,且不易受交代、蚀变或风化作用的影响,基本上代表了地幔源区的成分^[28],从而可以用来划分地幔类型。在 Nb-Zr 图解^[29]中,本区玄武岩均落入亏损型地幔区域(图 8)。同时富集 LILE、Th 而亏损 Nb、Ta、Zr、Hf 的特征又暗示源区曾遭受俯冲带流体交代。这与构造环境判别图解所给出的信息完全一致。即八布玄武岩的构造背景应与俯冲带密切相关。

综上所述,八布玄武岩主量元素具低 Al₂O₃、高 TiO₂、MgO 特征,球粒陨石标准化稀土配分及 MORB 标准化微量元素配分特征,共同揭示了八布玄武岩类似 MORB 的特征,岩浆源于亏损地幔源区。然而,岩石的 LILE、Th 富集和 Nb、Ta、Zr、Hf 元素具明显负异常特征,又暗示源区曾遭受俯冲带流体交代。

从区域沉积特征看,晚石炭纪至早二叠纪的大部分时间内,“右江-南盘江盆地”北缘的扬子地台区为稳定的浅水碳酸岩沉积,但从二叠纪-三叠纪期间“右江-南盘江盆地”北移约 100km,盆地的沉降中心不断向北西向迁移,碳酸岩台地上覆盖了大量以复理石、磨拉石沉积为特征的浊

积岩和硅质碎屑岩,具有典型的弧后前陆盆地沉积特征^[30]。本区三叠系为厚度巨大的浊积岩系,就是该弧后前陆盆地演化的产物,沉积物主要来源于“云开古陆”和“越北古陆”两个造山带隆起区。综合分析,推断八布蛇绿岩构造背景应属弧后盆地环境。



1. 亏损地幔 2. 过渡型地幔 3. 富集地幔
 图 8 玄武岩 Nb、Zr 丰度划分地幔类型图解
 Fig. 8. Mantle model diagrams from the abundances of Nd and Zr in the basalts.

4 讨论

4.1 八布蛇绿岩是陆壳基底弧后盆地系统岩浆产物

通常认为弧后盆地玄武岩形成于消减带之上的弧后盆地扩张脊环境,通过类似于洋中脊的

海底扩张作用产生。因此,弧后盆地玄武岩类可以兼具洋中脊玄武岩和岛弧火山岩的成分特征。例如,西太平洋现代弧后盆地 Mariana 海槽的玄武岩和菲律宾 Zambales 弧后盆地蛇绿岩的镁铁质火成岩,就都含有似洋中脊玄武岩(MORB-like)和似岛弧火山岩(arc-like)两种组分^[31]。这种玄武岩组分的双重性,通常被认为是弧后盆地火成岩所共有的特征。

八布蛇绿岩中镁铁质火成岩亏损高场强元素,并具有明显的 Nb、Ta、Zr、Hf 的负异常,表现出似岛弧的火成岩特征,表明由遭受消减板片流体交代的地幔楔源区部分熔融而形成。另一方面,通过 Nb-Zr 图解的研究,发现这些岩石地幔源区为亏损地幔,又显示出不同程度的轻稀土亏损,这一特征又相似于典型的洋中脊玄武岩。因此它们兼具岛弧火山岩和洋中脊玄武岩的成分特征,指示它的地幔源区很有可能同时卷入了这两种组分^[32]。通过对比研究区超基性岩和玄武岩的稀土配分曲线不难发现,本区岩浆从下向上轻稀土元素的渐变过程,即从略富集-平衡-到略亏损,暗示了当时的古洋幔可能受到地幔柱或深部地幔物质的加入后与软流圈亏损地幔混合,向上又遭受不同程度的俯冲带流体交代或地壳混染作用。

弧后盆地既可以在洋内弧岩石圈上形成,比如 Mariana 弧后盆地;也可以在大陆岩石圈基底上产生,如靠近中国大陆的 Okinawa 弧后盆地。洋内岩石圈基底的弧后盆地的特点是镁铁质岩石表现出不同程度的亏损轻稀土元素,下部的超基性岩则更亏损轻稀土元素,表明它来自于一个非常亏损的地幔源区。而在大陆岩石圈基底上弧后盆地特征则与本区相似,大洋板片向大陆板片俯冲,海洋沉积物和海水所携带的大离子亲石元素(K、U、Th、Rb、P 等)连同水一起形成交代热液进入地幔楔,形成含角闪石、钛铁角闪石、金云母、透辉石以及磷灰石等富含微量元素的地幔交代脉,随着俯冲带的加深,地幔交代作用发育也就愈完全,大离子亲石元素的富集也愈明显。本区岩浆来自亏损地幔源区,部分岩石在高场强元素地球化学性状类似的基础上,具有不同程度的 LILE、Th 富集和 Nb、Ta、Zr、Hf 的亏损,显示岩浆源区曾遭受不同程度的俯冲带流体的交代作用。推断八布蛇绿岩应形成于大陆岩石圈基底俯冲消减带上的弧后盆地环境。

4.2 八布蛇绿岩的大地构造意义

八布蛇绿岩弧后盆地构造背景的确立,为研究整个华南地区的大地构造演化提供了新的切入点,为进一步研究华南大地构造格局及演化、特提斯构造域与太平洋构造域的连接和转换带来了契机。一般认为,华南与印支两地块的拼合带,在北部为哀牢山带,向南分为难河—程逸、马江两支。吴浩若等^[33]、吴根耀等^[34-35]在研究滇东南地区的构造演化时,把越北古陆作为印支地块的一部分;将滇东南八布蛇绿岩、云南河口龙脖河钻孔中的细碧岩^[36]的构造环境认为是大洋中脊(MORB)型,认为八布蛇绿岩带、河口龙脖河和北部湾香葩岛的基性-超基性岩^[37],可与哀牢山—马江构造带联系起来,作为印支板块与华南板块的缝合线;将分隔越北古陆和华南板块的海盆作为一个古特提斯洋的分支洋盆。但是,从包括越北古陆在内的本区与华南其它地区,在晚古生代早期具有基本一致的沉积特征,以及普遍发育一套华南加里东造山构造形迹和岩浆岩来看,应该将本区作为华南而不是印支地块的一部分。南盘江—右江盆地,应该是在华南晚古生代被动大陆边缘裂陷盆地基础上,由于早中生代古特提斯、古南中国海或古太平洋板块向华南地块俯冲造成弧后拉张作用、并发生局部洋壳化,以及其后的造山带逆冲推覆而形成的弧后前陆盆地,即越北古陆和华南地块之间可能并不存在的所谓“八布洋盆”。马江构造带现在的位置,可能是新生代以来印度与亚洲陆-陆碰撞,导致红河断裂大规模走滑、印支地块向东南方向逃逸的结果^[38]。所以,晚古生代—早中生代,本研究区可能距印支与华南的碰撞带较远,中间还隔着比较稳定的康滇古陆,受到古特提斯洋壳俯冲的影响不大。从滇桂交界区普遍发育的北西向断裂及构造形迹来看,“八布洋盆”应受红河断裂以东洋壳向北西方向俯冲所影响的可能性较大。早在 1989 年,金鹤生就提出桂西南崇左、凭祥一带存在早-中三叠世活动陆缘^[39];吴根耀等^[40]提出凭祥地区可能存在早二叠世的岩浆弧;桂东南钦防地区二叠系内部角度不整和发现很早^[41],可能指示红河断裂以东洋壳向西北俯冲的时间可能更早。最近,Li 等^[42]对海南岛南部五指山花岗岩进行了地球化学和 Sr-Nd 同位素组成研究,显示其为典型的与陆弧有关的钙碱性 I 型花岗岩,并测得 SHIMPU-Pb 锆石年

龄为 267 ~ 262Ma,表明在我国东南沿海至少在早二叠晚期就是活动大陆边缘。上述这些线索给笔者的设想以很好的支持,暗示红河断裂以东的华南地块,可能自早二叠世以来属于古南中国海或古太平洋构造域,而不属于古特提斯构造域。或者,本区处于古特提斯构造域与古太平洋构造域的结合部位,可能受多方面的影响。此外,二叠纪—早中三叠世是中、越交界区及滇桂交界区重要的火山活动期,滇东南—桂西一带广泛发育的层状、似层状基性岩石,与峨眉山溢流玄武岩具有类似的元素-同位素地球化学组成^[43],并表现出

时间上的相关性。因此,古太平洋、古特提斯两板块的俯冲与峨眉山玄武岩的喷发可能具有一定的相关性。它们在时空上的耦合,可能是制约扬子地块周缘南盘江—右江和巴颜喀拉两个晚古生代—早中生代盆地形成-演化的重要动力学因素之一。

致谢:主、微量元素分析分别得到了中国科学院地质与地球物理研究所李禾高级工程师、中国科学院地球化学研究所漆亮研究员的帮助,在成文过程中与王守旭博士、祝朝辉博士、丛峰硕士进行了有益的探讨,在此一并表示诚挚的谢意。

参 考 文 献:

- [1] Nicolas A, Dupuy C. Origin of ophiolitic and oceanic lherzolites[J]. *Tectonophysics*, 1984, 110 (3/4):177-187.
- [2] 肖序常. 从扩张速率讨论蛇绿岩的类型划分[J]. *岩石学报*, 1995, 11(增):10-23.
- [3] 王希斌, 郝梓国. 中国缝合带蛇绿岩的时空分布及构造类型[J]. *中国区域地质*, 1994, 3:193-204.
- [4] 王希斌, 鲍佩声, 戎合. 中国蛇绿岩中变质橄榄岩的稀土元素地球化学[J]. *岩石学报*, 1995, 11(增刊):24-41.
- [5] 张旗. 蛇绿岩研究中的几个问题[J]. *岩石学报*, 1995, 11(增刊):228-240.
- [6] 张旗, 肖序常. 中国蛇绿岩研究概述[J]. *岩石学报*, 1995, 11(增刊):1-9.
- [7] Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites[A]. Kokelaar B P, Howells M F. *Marginal Basin Geology* [C]. London: Blackwell Scientific Publications, 1984: 77-94.
- [8] Pearce J A. Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues[J]. *Colorado: Geological Society of American Special Paper*, 2003, 373:269-293.
- [9] 张旗, 钱青. 蛇绿岩岩石组合及洋脊下岩浆作用[J]. *岩石矿物学杂志*, 2000, 19(1):1-7.
- [10] 秦建华, 吴应林. 南盘江海西-印支期沉积构造演化[J]. *地质学报*, 1996, 70(2):99-107.
- [11] 张锦泉, 蒋廷操. 右江三叠纪弧后盆地沉积特征及盆地演化[J]. *广西地质*, 1994(2):1-14.
- [12] 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 广西晚古生代构造沉积背景的初步研究[J]. *地质科学*, 1997, 32(1):11-18.
- [13] 钟大赉, 吴根耀. 滇东南发现蛇绿岩[J]. *科学通报*, 1998, 43(13):1365-1370.
- [14] 曾允孚, 刘文均等. 华南右江复合盆地的沉积构造演化[J]. *地质学报*, 1995, 69(2):113-124.
- [15] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志. 北京:地质出版社, 1990.
- [16] 马文璞. 八布蛇绿岩突厥型造山带[J]. *科学通报*, 1998, 43(13):1363-1364.
- [17] Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram[J]. *J Petrol*, 1986, 27:745-750.
- [18] Irvine T N, Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks[J]. *Can J Earth Sci*, 1971, 8:532-548.
- [19] Melson W G, Vallier T L, Wright T L. Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian Ocean sea-floor spreading centers[A]. Sutton G H, Manghani M H. *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin* [C]. Washington D C: Am Geophys Union, 1976: 351-367.
- [20] Jakes P, White A J R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Bull[J]. *Geol Soc Am*, 1972, 83:29-40.
- [21] Wilson M. *Igneous Petrogenesis* [M]. London: Unwin Hyman, 1989.
- [22] Condie K C. Geochemical changes in basalts and andsites across the Archaean-Proterozoic boundary: identification and significance[J]. *Lithos*, 1989, 23:1-18.
- [23] Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram[J]. *Chem Geol*, 1986, 56:207-218.
- [24] Wood D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 50:11-30.
- [25] Poller U, Altenberger U. Geochemical investigations of the Bergstrasser Odenwald amphibolites-implications for back-arc magmatism[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2001, 72:63-76.
- [26] 云南省地质局第二区域地质测量大队. 中华人民共和国区域地质调查报告(1:200000)马关幅[M]. 北京:地质出版社, 1976.
- [27] Gill J B. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics* [M]. Berlin:Springer-verlag, 1981:358-360.

- [28] 赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京:科学出版社. 1997.
- [29] Roex L, et al. Petrology and geochemistry of MORB from 25°E to 46°E along the southwest India ridge: evidence for contrasting styles of mantle enrichment[J]. *J Petrol*, 1989, 30:947-986.
- [30] Enos P, Wei Jia-yong, Lehrmann D J. Death in Guizhou-Late Tertiary drowning of the Yangtze carbonate platform[J]. *Sedimentary Geology*, 1998, 118:55-76.
- [31] Gribble R F, Stern R J, Bloomer S H, et al. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basins[J]. *Geochemica et Cosmochimica*, 1996, 60:2153-2166.
- [32] 许继峰, 陈繁荣. 新疆北部阿尔泰山地区库尔提蛇绿岩: 古弧后盆地系统的产物[J]. 岩石矿物学杂志, 2001, 20(3):344-352.
- [33] 吴浩若. 晚古生代-三叠纪南盘江海的构造古地理问题[J]. 古地理学报, 2003, 5(1):64-76.
- [34] 吴根耀. 滇桂交界区印支期前陆褶皱冲断带[J]. 地质科学, 2001, 36(1):64-71.
- [35] Wu Gen-yao, Zhong Da-lai, Zhang Qi, et al. Babu-Phu Ngu ophiolites: A geological record of Palaeozoic ocean bordering China and Vietnam [J]. *Gondwana Research*, 1999, 2(4):554-557.
- [36] 邹日, 朱炳泉, 孙大中, 等. 红河成矿带壳幔演化与成矿作用年代学研究[J]. 地球化学, 1997, 26(supl.):46-55.
- [37] Hutchison C S. *Geological Evolution of South East Asia*[M]. Clarendon: Oxford, 1989: 368.
- [38] Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, et al. The Ailao Shan-Red-River shear zone (Yunnan, China), tertiary transform boundary of Indochina[J]. *Tectonophysics*, 1995, 251:3-84.
- [39] 金鹤生. 滇黔桂型不对称盆地——一种特殊类型的盆地[J]. 广西地质, 1989, 6(1):41-46.
- [40] 吴根耀, 季建清, 何顺东, 等. 广西凭祥地区早二叠世的岩浆弧及其构造意义[J]. 矿物岩石, 2002, 22(3):61-65.
- [41] 广西地质局区测队. 1:20 万小董幅地质图[Z]. 1974.
- [42] Li Xian-hua, Li Zheng-xiang, Li Wu-xian. Initiation of the Indosinian Orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island[J]. *Journal of Geology*, 2006, 114:341-353.
- [43] 范蔚茗, 王岳军, 彭头平, 等. 桂西晚古生代玄武岩 Ar-Ar 和 U-Pb 年代学及其对峨眉山玄武岩省喷发时代的约束[J]. 科学通报, 2004, 49(18):1892-1900.

GEOCHEMISTRY AND TECTONIC SETTING OF THE BABU OPHIOLITE, SOUTHEAST YUNNAN

XU Wei^{1, 2}, LIU Yu-Ping¹, GUO Li-Guo^{1, 2}, YE Lin¹, PI Dao-Hui^{1, 2}, LIAO Zhen^{1, 2}

(1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China ;

2. Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract: The Babu ophiolite in Malipo County, southeastern Yunnan, outcrops in a fault-block between the NW-striking Wenshan-Malipo fault and the Funing strike-slip fault. It is composed of serpentinites, gabbros, diabases and basalts. Different units in this block contact each other by faults. The serpentinites show great variations in SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ and MgO contents, and the serpentinites can be classified as two groups. The first group shows the flat-type REE distribution patterns, similar to mafic accumulative rocks. The second group shows the U-type REE distribution patterns, similar to harzburgites. Meanwhile, the composition of basalts from the Babu ophiolite are characterized by high MgO and TiO₂ contents, low Al₂O₃, K₂O, P₂O₅ contents, and Na₂O > K₂O. These basalt rocks have the flat REE patterns and are depleted in LREE, indicating that they are similar to the Normal Mid-Ocean Ridge Basalts (N-MORB). Nevertheless, the samples are enriched in the large-ion lithophile (LIL) elements and depleted in Nb and Ta in the trace spider diagram, suggesting that the source of magma was influenced by input of the components from the subduction zone. From all above, it is reasonable to suggest that the Babu ophiolite was formed in a back-arc basin setting, and might be orogenic products when the paleo-Pacific ocean plate subducted beneath the South China Continent plate in the SE-NW direction.

Key words: ophiolite; geochemistry; back-arc basin; Babu, Southeast Yunnan