

桂西隆林-西林地区辉绿岩成因: 峨眉山地幔柱外带岩浆作用的启示

邓发亮, 姚野, 刘希军, 李政林, 张付胜, 时毓, 付伟, 廖帅

(桂林理工大学 a. 广西有色金属隐伏矿床勘查及材料开发协同创新中心;
b. 广西隐伏金属矿产勘查重点实验室, 广西 桂林 541004)

摘要: 桂西隆林-西林地区出露了似层状和不规则状辉绿岩侵入体, 对其岩石学及地球化学研究表明, 该区辉绿岩属于碱性玄武岩系列, 具有低 SiO₂、高 TiO₂ 和 MgO 的特征, 相对富集轻稀土元素, Ti/Y 值为 579~742, 属于高 Ti 系列, (La/Yb)_N = 6.70~10.20、Nb/U = 23~33、Nb/La = 0.80~0.94, 与二叠纪 ELIP 内带高 Ti 玄武岩和桂西其他地区基性岩具有相似的地球化学特征, 但隆林-西林地区辉绿岩 Zr、Hf 和 Y 亏损, 表明它们是地幔柱岩浆部分熔融并经历了一定程度的地壳物质混染形成。隆林-西林地区辉绿岩 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 为 0.705 023~0.705 782, ε_{Nd} 值为 +0.7~+1.0, 类似于 ELIP 高 Ti 玄武岩和桂西其他地区高 Ti 基性岩, 说明其岩浆源区与 ELIP 高 Ti 玄武岩相似, 提示了隆林-西林地区辉绿岩可能为峨眉山大火成岩省外带岩浆作用的产物。

关键词: 基性岩; 地幔柱; 微细浸染型金矿; 隆林-西林地区

中图分类号: P588.124

文献标志码: A

0 引言

基性岩墙(脉)来源于软流圈地幔或者岩石圈地幔的岩浆侵入体, 形成于岩石圈的减薄和地壳拉张背景下, 其岩石类型主要包括辉绿岩、辉绿玢岩和煌斑岩, 由于基性岩墙(脉)不仅包含丰富的幔源信息, 而且是大陆伸展、岩石圈的减薄, 甚至裂解的关键证据, 可以作为衡量构造转换时间的标尺, 其地球化学、同位素信息即可以提供地球深部岩浆源区的信息, 也可以对地壳伸展拉张乃至裂解过程进行有效约束^[1-5], 因此, 基性岩墙(脉)对研究大陆伸展拉张动力学演化及深部地幔性质等方面具有十分重要的意义^[1-8]。

峨眉山大火成岩省(ELIP), 是中国唯一被国际学术界所认可的地幔柱成因的大陆溢流玄武岩省^[7-10]。目前, 对峨眉山大火成岩省的研究已经获得了一系列成果和进展, 地球物理学研究以及高温苦橄岩的发现证明了地幔柱的存在^[11-15], 茅口组灰岩剥蚀强度自外向内的增强以及放射状基性岩墙的存在为地幔柱的隆升提供了证据^[2, 16]。峨眉山大火成岩省主要分布于四川、云南、贵州, 桂西及越南 Song Da 地区有少量分布, 前人根据峨眉山玄武岩的岩石学、地球化学、岩浆活动时限及源区特征等相关因素对 ELIP 划分为内带、中带和外带^[16-17]。Xu 等^[18]根据 Ti/Y 值以及 TiO₂ 的含量将内带的玄武岩划分为高 Ti 和低 Ti 系列, 目前该

收稿日期: 2016-07-18

基金项目: 国家自然科学基金项目(41463002); 广西科学研究与技术开发计划项目(桂科能1598025-14); 广西自然科学基金项目(2014GXNSFBA118218; 2014GXNSFBA11820); 同位素地球化学国家重点实验室(中国科学院广州地球化学研究所)开放基金项目(AKLIG-KF-14-04); 广西“八桂学者”创新团队项目(2013, 有色金属成矿理论与勘查技术)

作者简介: 邓发亮(1992—), 男, 硕士研究生, 研究方向: 岩石地球化学, 943687331@qq.com。

通讯作者: 刘希军, 博士, 副教授, xijunliu@gmail.com。

引文格式: 邓发亮, 姚野, 刘希军, 等. 桂西隆林-西林地区辉绿岩成因: 峨眉山地幔柱外带岩浆作用的启示 [J]. 桂林理工大学学报, 2017, 37(2): 231-244.

桂西地区及右江盆地受到了峨眉山地幔柱上涌的影响,基性岩浆沿深部断裂持续上涌,多数基性岩体在盆地中沿着碳酸盐岩台地的同生断裂呈环状岩墙或不规则岩脉分布,其规模不一,宽数米、数十米乃至 1~2 km 不等,延伸 0.5~10 km 或 10 km 以上。前人对右江盆地内部的基性岩岩石学和地球化学研究表明,盆地中部的基性岩为陆内裂谷成因,而盆地西南缘那坡 - 凭祥地区具有岛弧玄武岩的特征,说明盆地的性质已经发生了转变^[34-37],特别是在桂西那坡和桂西南凭祥地区发现陆内性质和岛弧性质的基性岩一起出现,可能反映了峨眉山地幔柱与古特提斯洋相互作用的过程^[36-37]。

桂西基性岩的绝大部分为陆相侵入或喷发,岩体边缘热液蚀变的现象不发育,仅在那坡地区

出现枕状构造的玄武岩。隆林 - 西林地区一带发育大面积的层状、似层状的不规则辉绿岩岩脉,长度可达 10 km,宽 50~500 m,岩体侵入于上二叠统中,走向北西西 - 南东东,向南南西倾斜,隆林地区的细长的基性岩脉侵入于下泥盆统至二叠系之间呈假整合接触,岩体常与地层发生同步褶皱,在西林北边的驮娘江边可见基性岩与围岩的侵入接触关系。岩体边部围岩蚀变很弱,岩性均为辉绿岩,但大部分岩石的矿物组合、结构构造变化都不大。隆林地区的基性岩脉矿物粒度较小而西林地区基性岩体矿物粒度较大。本研究对西林县北边和隆林县西南边的基性岩进行了详细的野外调查及系统的岩石采样(图 1b、图 2)。隆林 - 西林地区的辉绿岩具块状构造,岩石露头较为新

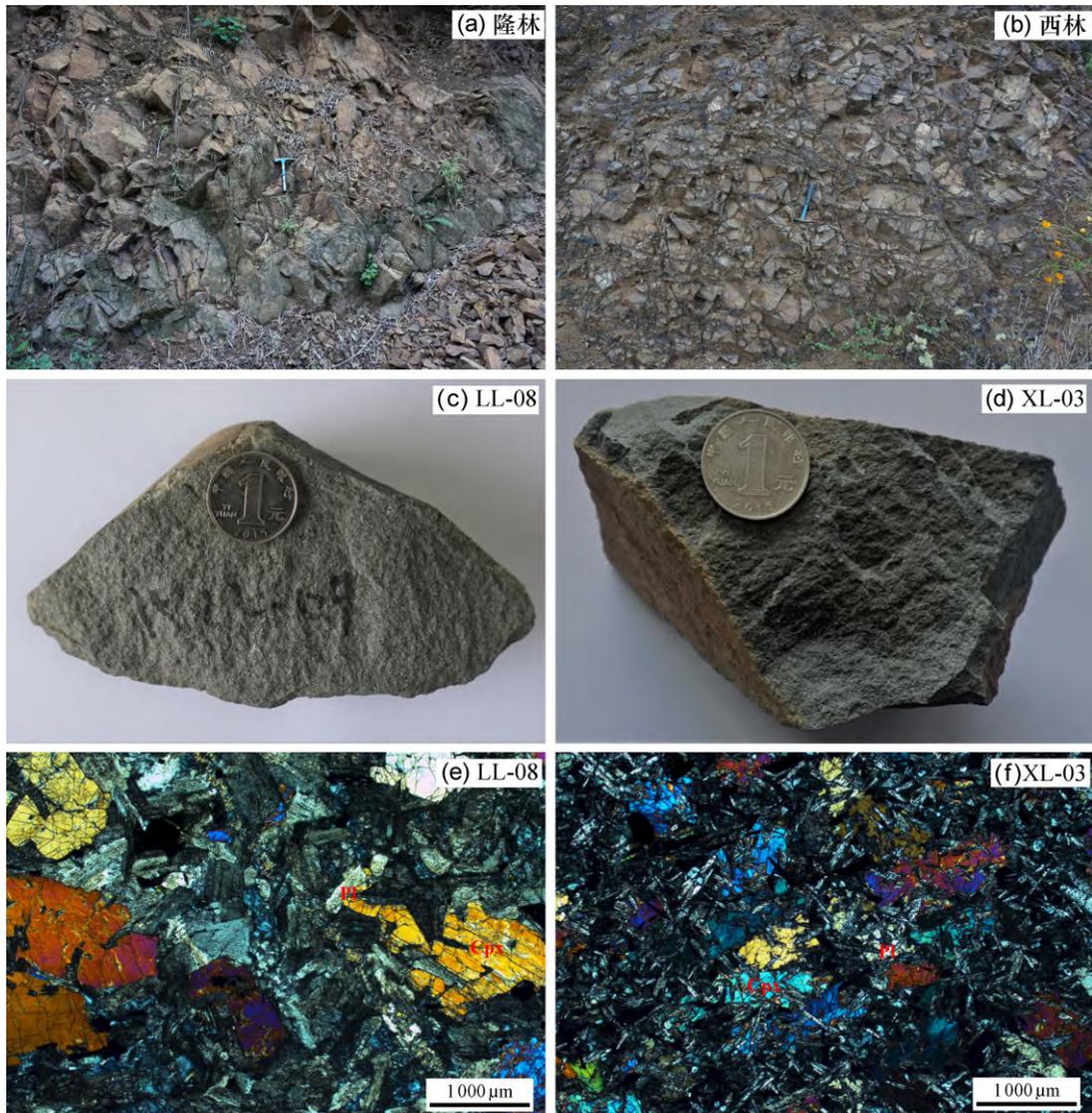


图 2 隆林、西林辉绿岩
Fig. 2 Photograph of diabases from Longlin and Xilin area

鲜,新鲜面为灰绿色,暗色矿物与长石矿物晶体肉眼可见,晶形较好,有明显的节理发育(图2)。在光学显微镜下,可见辉绿岩的矿物遭受了较弱的蚀变,主要矿物组成为单斜辉石(约40%)和基性斜长石(约50%)以及少量的暗色磁铁矿物(约5%),单斜辉石多呈半自形粒状,少数呈自形短柱状,颗粒大小为0.5~1 mm,斜长石呈针状或者长条板状,长度变化较大,为0.3~1.5 mm,多不规则的分布在单斜辉石颗粒之间或颗粒内部,单斜辉石和斜长石分别发育较弱的绿泥石化和高岭土化。隆林和西林基性岩具有两种不同的结构:隆林基性岩发育嵌晶含长结构(图2e),较大的辉石颗粒中包含若干自形的斜长石,表明斜长石先于辉石结晶;而西林基性岩发育是辉长结构(图2f),斜长石与辉石结晶程度相近,自形-半自形,不规则排列,表明斜长石与辉石是近同时结晶的,两种结构可能与压力及水组分的释放导致辉石与斜长石的共结点向辉石一侧移动有关。

2 分析方法

本文对桂西隆林-西林地区辉绿岩进行了主量、微量元素和Sr-Nd同位素研究,室内选取具代表性的新鲜岩石样品,人工碎成小粒(粒径约5 mm)后,用Milli-Q水在超声波仪中清洗,再用1.0 mol/L的盐酸浸泡2 h,最后再次用Milli-Q水清洗并烘干,无污染粉碎至<0.070 mm(200目)的粉末后用于化学分析。

主量元素和微量元素都在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室测定:主量元素在XRF实验室完成,使用Rigaku RIX 2000型荧光光谱仪(XRF)对主要氧化物的含量进行测定^[38],数据分析精度一般优于2%~5%;微量元素在ICP-MS实验室完成,采用酸溶法在Perjeb-EkmerSciex Elan 6000型高分辨率电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定,详细步骤见文献[38-39],数据分析精度一般优于5%。

Sr-Nd同位素测定在桂林理工大学同位素实验室完成,挑选隆林地区6个代表性样品,根据其Sr、Nd元素含量对粉末样品进行称量后依次加入HNO₃和HF溶解,超声波震荡后放入120℃电热板上保温5 d,待样品完全溶解后蒸干,继续添加HNO₃直至溶液变为无色,然后依次进行Sr和REE

的分离,REE的分离使用AG50-X12阳离子交换树脂,回收率约为85%。Sr-Nd比值测定使用Neptune Plus多接收电感耦合等离子质谱仪(MC-ICPMS)进行。国际标准样品NBS987的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr和Jindi-01的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd分别为0.710 278 ± 0.000 006和0.512 110 ± 0.000 003,分析精度优于0.002%。

3 地球化学特征

3.1 主量和微量元素

桂西隆林-西林的15件辉绿岩样品的主量和微量元素测试分析结果见表1。总体看来,两个地区基性岩化学成分较为一致,且变化范围不大,SiO₂含量为45.6%~47.9%,TiO₂为2.91%~3.49%,FeO^T为12.2%~13.4%,MgO为5.12%~5.84%,Mg[#]指数为45.3~49.7。根据峨眉山高Ti基性岩和低Ti基性岩的划分标准(高Ti:TiO₂>2.8%,Ti/Y值>500;低Ti:TiO₂<2.8%,Ti/Y值<500)^[18],隆林-西林辉绿岩TiO₂≥2.8%,Ti/Y值为579~742,属于ELIP高Ti基性岩系列,在TAS((Na₂O+K₂O)-SiO₂)岩石分类图解(图3a)上落入玄武岩区,在抗蚀变元素Nb/Y-Zr/TiO₂岩石分类图解(图3b)中均落入碱性玄武岩区,因此,隆林-西林辉绿岩为高Ti系列碱性基性岩。在协变图解中(图4),峨眉山高Ti基性岩的MgO与CaO、Cr呈正相关,与TiO₂、SiO₂、V和Y呈负相关,大多数基性岩与Al₂O₃、FeO^T在MgO为6%~7%以下呈正相关,少数基性岩呈负相关或不相关。隆林-西林辉绿岩与大多数的ELIP高Ti基性岩重合并具有相同的演化趋势,说明它们与ELIP高Ti基性岩具有相似的岩浆演化过程。

在微量元素方面,隆林-西林地区辉绿岩的特征较为一致。其中稀土元素总含量主体变化较小,ΣREE为164×10⁻⁶~228×10⁻⁶,在稀土元素球粒陨石标准化分配图解上(图5a),样品表现出一致的LREE富集的右倾型分布样式,LREE/HREE在6.01~6.16,(La/Yb)_N=6.70~10.20,反映了轻稀土富集、重稀土亏损,除了样品LL-03呈现Eu轻微负异常外(δEu=0.84),其他样品表现为弱的正Eu异常或无明显Eu异常(δEu=0.84~1.04),表明岩浆演化过程中受斜长石结晶分异影响较低。在微量元素原始地幔标准化图解上(图5b),随着

表 1 隆林 - 西林辉绿岩的主量元素数据和微量元素分析结果
Table 1 Major and trace element compositions of diabases from Longlin - Xilin area

化学成分	隆 林										西 林				
	LL-01	LL-03	LL-04	LL-05	LL-06	LL-07	LL-08	LL-09	LL-10	LL-11	XL-01	XL-03	XL-05	XL-07	XL-09
SiO ₂	47.2	47.9	46.3	47.2	47.5	46.5	46.6	46.9	46.6	46.8	46.7	47.2	47.7	45.6	47.1
TiO ₂	3.10	2.98	3.01	2.93	3.14	3.02	2.99	3.08	3.07	3.04	2.95	2.91	3.06	3.49	3.05
Al ₂ O ₃	13.5	13.1	13.6	13.4	12.9	12.9	13.3	13.5	13.3	13.4	13.4	13.4	13.3	13.2	13.5
FeO ^T	13.3	12.2	13.0	12.3	13.0	12.7	12.6	13.0	12.7	13.0	12.8	12.7	12.7	13.2	13.4
MnO	0.21	0.19	0.21	0.19	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.19	0.20	0.21	0.22
MgO	5.57	5.77	5.84	5.53	5.52	5.15	5.40	5.36	5.48	5.12	5.75	5.34	5.35	5.56	5.29
CaO	8.40	8.24	9.02	9.99	9.44	9.11	11.3	9.82	8.95	10.5	10.7	12.1	11.4	8.30	9.41
Na ₂ O	2.26	3.74	3.34	2.45	3.21	2.18	2.34	2.84	2.06	2.19	1.99	1.50	1.35	1.55	2.38
K ₂ O	2.04	1.25	1.05	1.39	1.05	1.67	1.01	1.06	2.76	1.35	1.04	0.64	0.71	1.50	1.22
P ₂ O ₅	0.45	0.42	0.43	0.43	0.44	0.44	0.44	0.45	0.47	0.45	0.33	0.36	0.35	0.55	0.49
LOI	2.24	2.07	2.16	2.77	1.87	4.16	2.13	2.04	2.33	1.97	2.23	1.81	2.40	5.35	2.21
Mg [#]	46.7	49.7	48.6	48.4	47.2	45.9	47.4	46.3	47.6	45.4	48.6	46.9	47.0	46.9	45.3
Sc	31.9	32.6	32.2	30.8	31.1	30.6	29.6	30.1	30.8	29.7	29.9	31.0	31.4	29.9	25.4
V	348	351	353	341	345	342	331	338	344	333	353	371	378	400	358
Cr	105	126	127	120	119	100	98	100	115	94	127	105	108	82	38
Co	43.9	43.2	44.8	43.1	40.4	42.5	40.6	41.9	43.7	41.7	42.9	41.9	43.8	45.2	45.0
Ni	74.2	82.2	82.9	79.6	67.8	72.6	70.8	72.6	78.3	69.7	87.8	72.4	72.8	79.0	50.2
Cu	101	113	111	119	108	113	106	114	106	102	143	166	165	131	102
Zn	110	105	104	117	101	112	102	116	112	121	111	129	159	110	144
Cs	0.58	0.79	0.54	0.35	0.40	0.64	0.52	0.38	0.80	0.26	0.66	0.29	0.27	6.21	3.02
Rb	45.2	26.0	22.9	28.5	22.5	38.6	21.9	23.0	69.0	30.0	23.5	15.3	17.2	26.5	25.7
Ba	498	458	330	330	255	404	214	254	881	283	300	195	238	404	552
Th	4.00	3.92	3.90	3.94	4.00	4.02	3.84	3.94	4.07	3.99	3.39	3.60	3.67	3.22	3.69
U	1.01	0.98	0.98	0.97	0.99	1.03	0.96	1.00	1.01	0.99	0.87	0.95	0.98	0.84	0.85
Nb	25.3	24.8	24.7	24.2	24.5	23.8	24.1	24.6	25.4	24.9	22.2	24.0	24.7	25.1	28.2
Ta	1.66	1.64	1.63	1.61	1.65	1.48	1.60	1.64	1.68	1.64	1.49	1.58	1.65	1.66	1.85
La	28.0	27.0	27.0	27.4	27.7	27.9	27.1	27.6	27.9	27.7	24.3	26.2	26.4	31.5	35.1
Ce	64.5	62.9	63.0	63.3	64.0	64.2	62.0	63.5	64.8	64.0	56.5	60.2	61.2	71.8	77.5
Pb	3.92	2.79	2.47	4.46	3.56	2.25	2.85	2.10	2.55	3.06	4.56	3.46	2.76	1.23	3.79
Pr	8.31	8.07	8.07	8.04	8.19	8.28	7.98	8.13	8.34	8.18	7.56	8.12	8.20	9.56	10.3
Sr	350	501	376	436	309	373	351	378	262	468	382	495	381	316	612
Nd	35.8	35.0	34.9	34.3	35.3	35.6	34.3	34.9	36.0	35.3	33.1	34.9	35.4	41.6	43.1
Zr	196	192	194	190	195	195	189	193	198	194	187	202	208	167	172
Hf	5.27	5.18	5.21	5.12	5.26	5.25	5.03	5.21	5.30	5.20	4.92	5.36	5.29	4.35	4.48
Sm	7.91	7.65	7.78	7.61	7.71	7.85	7.60	7.71	8.04	7.75	7.05	7.48	7.72	8.26	8.43
Eu	2.51	2.03	2.54	2.45	2.48	2.59	2.44	2.54	2.66	2.47	2.42	2.59	2.61	3.28	2.89
Gd	7.40	7.19	7.30	7.18	7.32	7.48	7.21	7.28	7.48	7.35	6.73	7.25	7.31	7.51	7.61
Tb	1.18	1.14	1.16	1.13	1.16	1.17	1.14	1.15	1.18	1.14	1.07	1.13	1.14	1.09	1.12
Dy	6.85	6.57	6.64	6.56	6.71	6.81	6.46	6.65	6.87	6.67	6.02	6.37	6.39	5.84	6.10
Y	31.9	30.7	31.2	30.4	30.9	31.4	30.3	30.6	30.8	32.3	27.9	30.1	30.5	27.5	28.2
Ho	1.33	1.29	1.29	1.27	1.30	1.33	1.26	1.30	1.33	1.30	1.14	1.20	1.26	1.12	1.15
Er	3.44	3.32	3.36	3.32	3.36	3.40	3.26	3.36	3.43	3.35	3.04	3.28	3.24	2.91	3.04
Tm	0.48	0.48	0.48	0.47	0.49	0.48	0.46	0.48	0.49	0.47	0.41	0.43	0.44	0.39	0.39
Yb	2.92	2.88	2.89	2.87	2.91	2.94	2.83	2.87	2.95	2.88	2.53	2.68	2.74	2.36	2.46
Lu	0.44	0.43	0.43	0.43	0.43	0.44	0.42	0.43	0.44	0.43	0.37	0.40	0.41	0.36	0.36
ΣREE	171	166	167	166	169	170	164	168	172	169	180	192	195	215	228
LREE/HREE	6.11	6.12	6.08	6.16	6.14	6.09	6.13	6.15	6.11	6.16	6.11	6.13	6.10	6.13	6.01
(La/Yb) _N	6.88	6.72	6.70	6.85	6.83	6.80	6.89	6.92	6.78	6.90	6.89	7.01	6.91	9.56	10.20
δEu	1.00	0.84	1.03	1.01	1.01	1.03	1.01	1.04	1.05	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01
Ti/Y	592	606	596	588	587	589	590	583	579	585	608	600	610	742	639

注: 主量元素含量单位为%, 微量和稀土元素含量单位为 10⁻⁶。

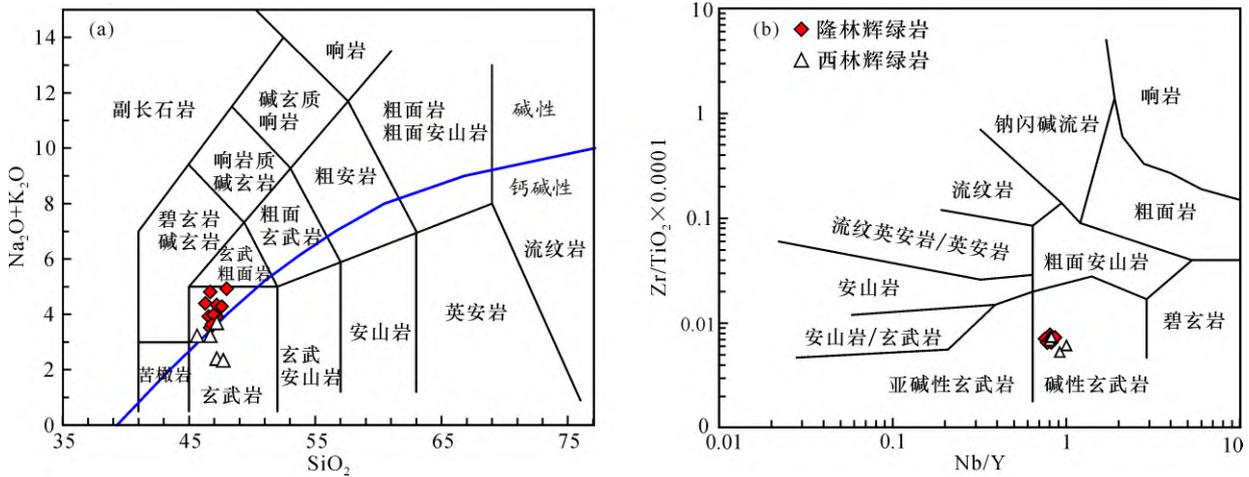


图3 隆林 - 西林辉绿岩 SiO₂ - (Na₂O + K₂O)图(仿文献[40]) (a) 和 Nb/Y - Zr/TiO₂图(b) (仿文献[41])

Fig. 3 SiO₂ - (Na₂O + K₂O) (a) and Nb/Y - Zr/TiO₂ (b) diagrams for diabases from Longlin - Xilin area

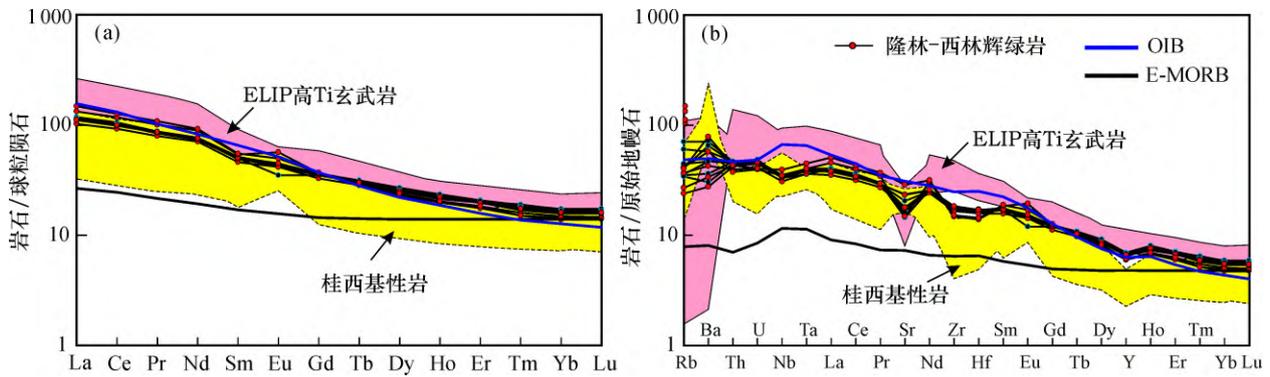


图5 REE 球类陨石标准化分布图(a) 和不相容元素原始地标准化图(b)

(球粒陨石、原始地幔、E-MORB 和 OIB 值据文献[42]; 峨眉山高 Ti 玄武岩据文献[18 A3]; 桂西高 Ti 基性岩据文献[23])

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element patterns (b)

微量元素不相容性的降低,其标准化值也降低,总体呈右倾曲线。Nb、Ta 元素具轻微负异常,富集大离子亲石元素(LILE) Rb、Sr、Ba 与 ELIP 内带的高 Ti 玄武岩相比,隆林 - 西林辉绿岩与桂西巴马龙川和世加地区的基性岩相似,明显亏损高场强元素(HFSE) Zr、Hf 和 Y,总体来看,隆林 - 西林基性岩表现与 OIB 相似的稀土和微量元素特征。

3.2 Sr - Nd 同位素

隆林辉绿岩的初始 Sr 和 Nd 同位素变化范围相对较窄(表 2), (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 为 0.705 023 ~ 0.705 782, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i 为 0.512 342 ~ 0.512 356, ε_{Nd} 值为 +0.7 ~ +1.0, 它们的 Sr - Nd 同位素组整体落入 OIB 区域内,和峨眉山高 Ti 玄武岩和桂西其他地区的基性岩具有相近的同位素组成(图 6)。

4 讨论

4.1 地壳混染与结晶分异作用

地幔柱岩浆是否受到地壳物质混染,表现在高场强元素 Nb、Ta 等是否亏损^[44]。在微量元素原始地幔标准化蛛网图中,隆林 - 西林辉绿岩样品表现出轻微的 Nb、Ta 负异常,反映了其可能受到地壳物质混染。利用微量元素 Nb/La、Ce/Pb 和 Nb/U 值可以有效识别地壳混染,这些元素比值在部分熔融和分离结晶过程中不会发生分异,因此可以反映源区的特征^[44]。不受地壳物质混染的地幔柱岩浆 Nb/La 值 > 1.0^[44](图 7a),隆林 - 西林辉绿岩的 Nb/La 值为 0.80 ~ 0.94,与 ELIP 高 Ti 玄武岩相近,但是明显低于桂西极高 Ti/Y 基性岩

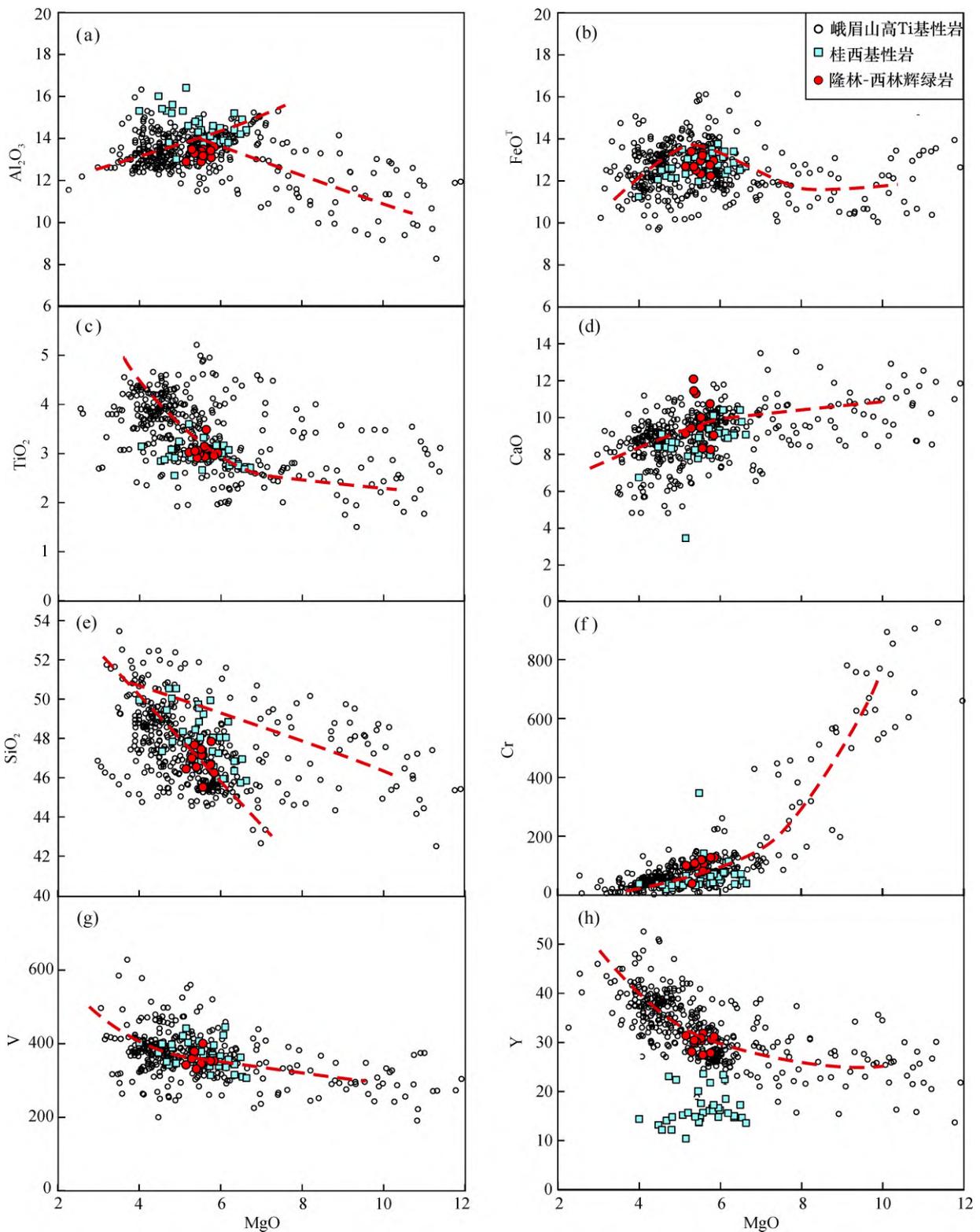


图 4 MgO 与其他元素协变相关图

(峨眉山高 Ti 基性岩数据来自 GEOROC(<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>) 数据库; 桂西地区基性岩数据据文献 [23])

Fig. 4 Variations of MgO versus other elements of basic rocks

表2 隆林辉绿岩的 Sr - Nd 同位素数据
Table 2 Sr and Nd isotope ratios of diabases from Longlin area

元素	LL-01	LL-03	LL-05	LL-07	LL-09	LL-11
Nd	35.8	35	34.3	35.6	34.9	35.3
Sm	7.91	7.65	7.61	7.85	7.71	7.75
Sr	350	501	436	373	378	468
Rb	45.2	26	28.5	38.6	23	30
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.134 476 638	0.133 029 138	0.135 034 246	0.134 206 344	0.134 456 666	0.133 622 743
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512 577 42	0.512 566 74	0.512 569 98	0.512 575 72	0.512 582 18	0.512 581 81
2σ	0.000 018	0.000 008	0.000 017	0.000 015	0.000 016	0.000 011
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _t	0.512 350	0.512 342	0.512 342	0.512 349	0.512 355	0.512 356
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.373 955 047	0.150 274 271	0.189 281 156	0.299 659 107	0.176 191 537	0.185 619 847
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.706 395 31	0.706 333 14	0.706 149 53	0.706 247 92	0.705 993 84	0.706 131 93
2σ	0.000 004	0.000 004	0.000 005	0.000 004	0.000 005	0.000 004
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _t	0.705 022 776	0.705 781 585	0.705 454 808	0.705 148 075	0.705 347 161	0.705 450 646
ε _{Nd}	0.9	0.7	0.7	0.8	1.0	1.0

注: Sr - Nd 同位素数据计算所用的年龄采用 $t = 259$ Ma(据文献[20]), ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd 和 ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 值是根据 Rb、Sr、Sm 和 Nd 含量计算而来, 初始值计算中 $\lambda(\text{Sr}) = 1.39 \times 10^{-11}$, $\lambda(\text{Nd}) = 6.54 \times 10^{-12}$, ε_{Nd} 计算中采用的 CHUR 值为 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512 638 和 ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.196 7。

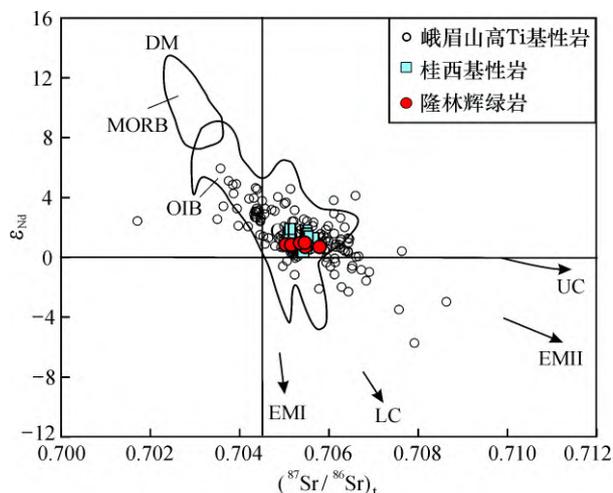


图6 初始 Sr - Nd 同位素比值相关图 (其他数据来源同图4)

Fig. 6 ε_{Nd} versus (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t for basic rocks

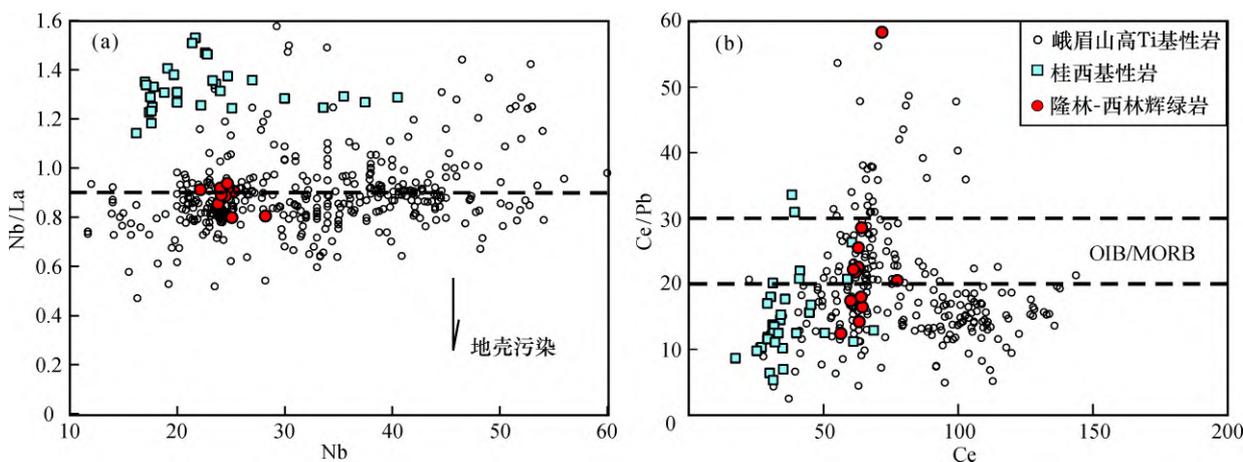


图7 Nb - Nb/La(a) 与 Ce - Ce/Pb(b) 相关图解(其他数据来源同图4)

Fig. 7 Nb versus Nb/La (a) and Ce versus Ce/Pb (b) diagrams

(图7a), 说明隆林 - 西林辉绿岩及 ELIP 高 Ti 玄武岩源区均受到不同程度的地壳物质混染, 而桂西极高 Ti/Y 基性岩则未受地壳物质混染的影响。洋岛玄武岩(OIB)和洋中脊玄武岩(MORB)具有相近的 Ce/Pb 和 Nb/U 值, 分别为 25 ± 5 和 47 ± 7 ^[45], 它们都明显高于地壳组分的平均值和岛弧火山岩^[46]。隆林 - 西林辉绿岩 Ce/Pb 值较低且变化范围较大, 但主要和 ELIP 高 Ti 玄武岩更加相近(图6b); 隆林 - 西林辉绿岩的 Nb/U 值为 23 ~ 33, 介于地幔(30 ~ 35)和地壳 Nb/U 值(9 ~ 12)之间^[47], 均表明其源区受地壳物质的混染。这些地球化学指标均揭示了隆林 - 西林辉绿岩与大部分 ELIP 高 Ti 玄武岩的岩浆受到了轻微的地壳混染作用, 而桂西巴马、龙川和世加高 Ti/Y 基性岩具有较

高的 Nb/La 值表明它们受地壳物质混染的影响小。

如上所述,隆林 - 西林辉绿岩受到地壳物质混染作用的影响,然而玄武质岩浆自形成到侵位至喷出到地表还会经历结晶分异作用(FC),这两个作用的叠加就是同化混染作用,即 AFC 过程^[48]。AFC 过程的重要判别标志是随着地壳物质的加入和岩浆演化程度的升高导致 SiO₂ 与微量元素比值 Th/Nb 的同步增长^[49],在 SiO₂ - Th/Nb 图中(图 8a)可见隆林 - 西林辉绿岩落入了 ELIP 高 Ti 玄武岩 AFC 的岩浆演化趋势中,不同于桂西巴马、龙川、世加地区极高 Ti/Y 基性岩的演化趋势,后者则主要经历了 FC 过程。隆林 - 西林辉绿岩的结晶分异作用还表现出无 Eu 异常,几乎未经历斜长石分离结晶作用,亏损大离子亲石元素 Sr,说明岩浆在演化过程中未经历斜长石分离结晶作用。基性岩中 Cr 主要赋存在辉石中,隆林 - 西林辉绿岩中的 MgO 和 Cr 呈现良好的正相关性(图 4f),表明

岩浆在演化过程中受单斜辉石的分离结晶作用的影响。岩浆在分离结晶过程中伴随着不相容元素的富集,使得 La/Sm 值保持不变。在部分熔融过程中,随着熔体中 La 的快速增长,Sm 也会在熔体中富集,但由于 Sm 的增长速度比 La 慢,从而造成 La/Sm 值的同步升高^[50]。在 La/Sm - La 图解中(图 8b)隆林 - 西林辉绿岩与 ELIP 高 Ti 玄武岩随着 La 的增高,La/Sm 值增大的趋势比较缓慢,总体与分离结晶的曲线平行,暗示它们同为地幔柱岩浆经历不同程度分离结晶作用,而桂西地区高 Ti/Y 基性岩受分离结晶作用影响明显较低,主要受岩浆部分熔融作用的影响。

4.2 岩浆源区特征及岩石成因

峨眉山大火成岩省的形成是晚古生代峨眉山地幔柱活动的产物^[11-14],与地幔柱活动有关的岩浆活动主要发生于距今约 260 Ma^[51-53]。对比隆林 - 西林辉绿岩与 ELIP 高 Ti 玄武岩地球化学特征表明它们具有相似的性质,同时前人对区域上基性岩年代学的研究表明,与隆林辉绿岩具有相同地球化学特征的黔南罗甸地区、滇东富宁地区、桂西北巴马 - 玉凤地区及隆林 - 西林地区的高 Ti 基性岩年龄(257 ~ 259 Ma)与峨眉山玄武岩一致^[18-21, 51-54],这些证据指示了隆林 - 西林辉绿岩可能与 ELIP 高 Ti 玄武岩来自相同的源区。

岩浆作用过程中,相似相容性的元素在岩浆部分熔融和结晶分异过程中比值保持不变,这些微量元素具有类似同位素的示踪作用,能有效辨别其岩浆源区的特征^[55]。Th/Yb、Nb/Yb 和 TiO₂/Yb 值能够很好地示踪地幔源区特征,因为这些元素比值不受地幔部分熔融和结晶分异作用影响。Th/Yb 和 TiO₂/Yb 值代表了地幔源区的亏损或富集程度^[56-57],由于 Th 是流动不活动性元素,受俯冲沉积流体影响很少^[58],所以 Th/Yb 能反映源区中来自俯冲沉积物熔体的贡献^[59-60]。如果地幔源区中有沉积物熔体加入将导致 Th 含量增加而 Nb 和 Ti 的含量却不变,在 Nb/Yb - Th/Yb 图解中则表现出高 Th/Yb 而落入地幔演化趋势线上方,Nb/Yb - TiO₂/Yb 图解上则不会受沉积物熔体影响,能够反映受沉积物熔体影响之前岩浆源区特征。

在 Nb/Yb - Th/Yb 图解中(图 9a),隆林 - 西林辉绿岩落在偏向 OIB 端元,落入 ELIP 高 Ti 玄武

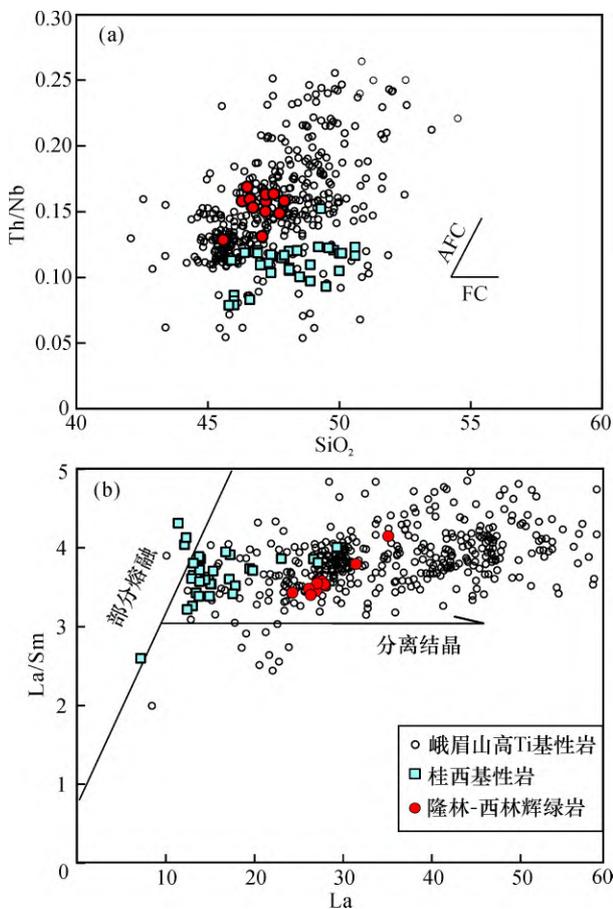


图 8 SiO₂ - Th/Nb(a) 与 La - La/Sm(b)^[50] 图解(其他数据来源同图 4)

Fig. 8 SiO₂ versus Th/Nb (a) and La versus La/Sm (b) diagrams

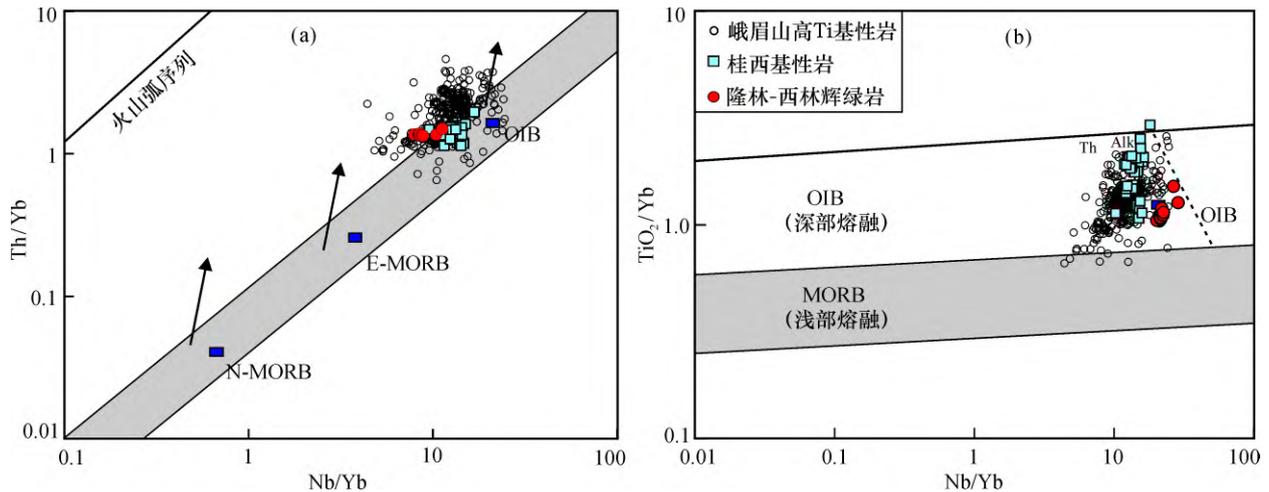


图9 Nb/Yb - Th/Yb (a)图和 Nb/Yb - TiO_2/Yb (b)图解
(仿文献[57], 峨眉山高 Ti 玄武岩数据来自文献[11], 其他地区基性岩数据来自文献[20])
Fig. 9 Nb/Yb versus Th/Yb (a) and Nb/Yb versus TiO_2/Yb (b) diagrams

岩区域内, 显示其来源于富集下地幔源区以及与峨眉山地幔柱的亲缘性。在 Nb/Yb - TiO_2/Yb 图解上(图 9b), 隆林 - 西林辉绿岩同样落入 OIB 地幔源区, 且与 ELIP 高 Ti 玄武岩区域基本重叠, 揭示了隆林 - 西林辉绿岩可能具有和 ELIP 高 Ti 玄武岩相似的地幔源区特征和岩浆演化趋势。

目前对于 ELIP 高、低 Ti 基性岩的成因还存在争议, 主要表现在低 Ti 基性岩源于地幔柱还是大陆岩石圈地幔, 高 Ti 基性岩源于地幔柱头部还是边部, Xiao 等^[43]认为高 Ti 玄武岩是地幔柱头部的低度部分熔融的产物; Xu 等^[18]认为峨眉山高 Ti 玄武岩起源于初始的地幔柱; 尽管存在争议, 但是高 Ti 基性岩地幔柱成因的观点是得到了普遍认同的^[9, 17, 19, 22-23, 43]。众多研究表明桂西地区基性岩以高 Ti 为主, Fan 等^[20]认为桂西地区玉凤、阳圩和民安等地区的高 Ti 基性岩和峨眉山高 Ti 玄武岩具有相似的地球化学特征, 可能来源于含石榴子石地幔源区低度部分熔融的产物; Lai 等^[61]通过对比广西和贵州的玄武岩, 认为前者代表地幔柱岩浆上升导致大陆岩石圈地幔高度部分熔融形成的产物, 受地壳混染程度低, 后者则代表地幔柱岩浆上升引起的大陆岩石圈熔融, 受地壳混染程度高; Zhou 等^[51]认为云南富宁高 Ti 型基性岩来源于软流圈地幔富集源区低程度的部分熔融, 具有 OIB 特征。最新研究揭示桂西地区巴马、龙川及世加基性岩不但具有 ELIP 高 Ti 玄武岩的特征,

而且比 ELIP 高 Ti 玄武岩具有更高的 Ti/Y 值, 可能为峨眉山地幔柱外带岩浆作用的产物^[22-23]。

前人研究揭示黔西南罗甸、滇东南富宁、桂西北巴马 - 隆林地区的高 Ti 基性岩均来源于峨眉山地幔柱^[20-23, 51, 61], 然而受到部分熔融程度及源区石榴石的影响, 桂西不同地区的高 Ti 基性岩又表现出不同特征。Fan 等^[20]认为桂西地区高 Ti 基性岩可能来源于含石榴子石地幔源区低度部分熔融的产物; Lai 等^[61]认为桂西高 Ti 基性岩代表地幔柱岩浆上升导致大陆岩石圈地幔高度部分熔融形成的产物; Liu 等^[23]认为桂西极高 Ti/Y 基性岩来源于地幔柱边部更低部分熔融程度的产物。从 Sm/Yb - La/Sm 相关图解中(图 10a), 隆林 - 西林辉绿岩和其他地区的高 Ti 基性岩均落在石榴石二辉橄榄岩趋势线的上方, 类似于 ELIP 高 Ti 玄武岩, Dy/Yb - Dy/Dy* 相关图解中(图 10b), 这些高 Ti 基性岩形成时部分熔融过程受石榴石影响。目前对 ELIP 高 Ti 玄武岩 Sr - Nd 同位素研究显示其变化范围小, 绝大部分类似 OIB 特征。另外, 隆林 - 西林辉绿岩的 Sr - Nd 同位素显示出低($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i (0.705 023 ~ 0.705 782)、高 ϵ_{Nd} (+0.7 ~ +1.0) 的特征(图 6), 类似于 ELIP 高 Ti 玄武岩和桂西其他地区基性岩的 Sr - Nd 同位素的特征^[20-23, 61], 因此, 隆林 - 西林辉绿岩以及桂西其他地区基性岩与 ELIP 高 Ti 玄武岩的地幔源区相似, 它们可能同属于峨眉山地幔柱外带的产物^[20-23, 61]。

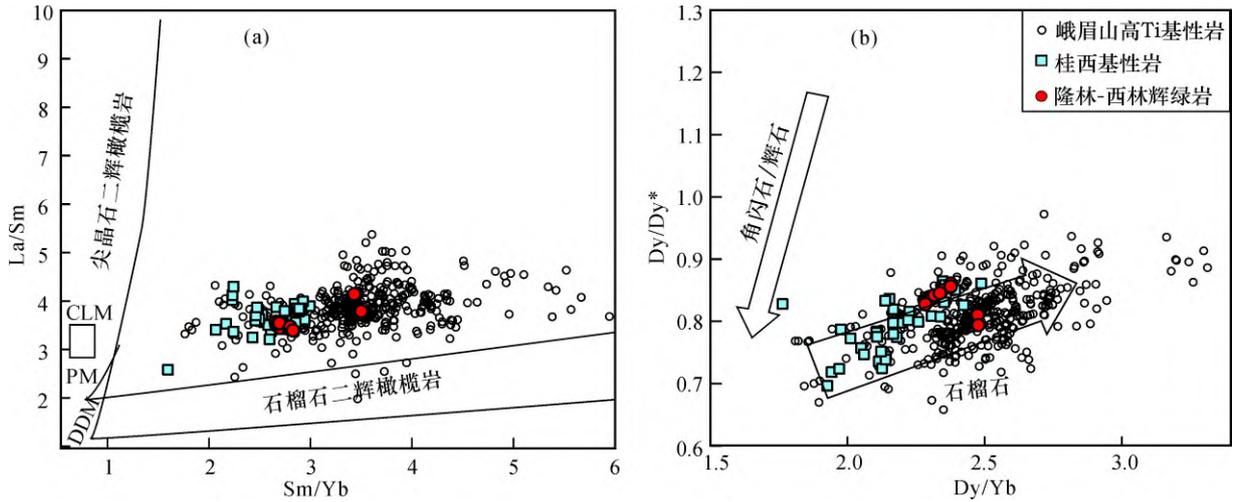


图 10 Sm/Yb - La/Sm (a) [62] 图解和 Dy/Yb - Dy/Dy* (b) 图解 [63] (其他数据来源同图 4)

Fig. 10 Sm/Yb versus La/Sm (a) and Dy/Yb versus Dy/Dy* (b) diagrams

综上所述, 隆林 - 西林辉绿岩的源区及成岩过程与 ELIP 高 Ti 玄武岩相似, 它们同属于峨眉山地幔柱外带的产物。与大部的 ELIP 高 Ti 玄武岩相比, 隆林 - 西林辉绿岩与桂西其他地区基性岩在微量元素方面表现出亏损 Y, 但是在 MgO - Y 相关图中显示隆林 - 西林辉绿岩比桂西极高 Ti/Y 基性岩更加富集 Y, 由于 Y 元素在石榴石中是相容元素, 在岩浆部分熔融过程中 Y 元素更易富集于石榴石中, 而导致熔体中的 Y 元素亏损; 隆林 - 西林辉绿岩 Ti 的含量与桂西高 Ti/Y 基性岩和 ELIP 高 Ti 玄武岩相比没有差别 (图 4c), 因此桂西地区基性岩 Y 元素的亏损主要与其源区中石榴石残余相关, 受钛铁矿等矿物的影响不大。故, 笔者认为隆林 - 西林辉绿岩可能是峨眉山地幔柱的较低程度部分熔融的产物, 并且岩浆在上升过程中经历了一定程度的分异结晶和同化混染作用。

4.3 基性岩浆作用与成矿的联系

大地构造位置上右江盆地主要位于桂西地区, 二叠纪受到峨眉山地幔柱岩浆作用的影响。目前右江盆地分布的微细浸染型金矿是众多学者们关注的焦点, 一个很重要的特征就是大部分微细浸染型金矿空间上与基性岩脉密切联系, 对于这种基性岩浆与成矿的联系, 部分学者提出了不同的观点: 一种观点认为微细浸染型金矿是热水沉积 - 基性岩浆改造型金矿 [64-66] 或蚀变岩型金矿 [67]; 也有学者认为是典型的浅成低温热液矿床, 而非岩浆热液矿床 [68]。根据对基性岩中 Au 元素含量

的分析, 认为成矿物质可能来源于基性岩浆和地壳 [67-69], 或者认为完全来源于地壳 [64-66]。Muntean 等 [70] 对美国内华达州的微细浸染型金矿 (卡林型金矿) 成因进行研究, 提出 Au 源于岩浆, 金矿的形成过程是软流圈物质上升使俯冲作用改造的大陆岩石圈地幔熔融, 产生岩浆并在 10 ~ 12 km 的深度释放含 Au 流体。含 Au 流体上升过程中经历相变并与大气水混合, 最后在表面溶解并使碳酸盐岩围岩硫化, 最终导致含 Au 黄铁矿的沉积。换言之, 如果这些微细浸染型金矿是岩浆成因, 必须满足几个条件: 首先是地幔熔融的基性岩浆提供 Au 的物质来源; 其次要有成矿流体存在并且使得碳酸岩围岩硫化。二叠纪峨眉山地幔柱为桂西地区提供了基性岩浆作用 [20-23], 桂西那坡 - 靖西 - 凭祥地区发育具有岛弧特征枕状玄武岩表明, 其可能同时受古特提斯洋俯冲作用的影响 [36-38, 71], 这些岩浆作用均为右江盆地金矿提供了成矿的岩浆来源。另外, 古特提斯洋俯冲过程中, 俯冲板片脱水提供了成矿需要的流体, 该区多数基性岩体在右江盆地中沿着碳酸盐岩台地的同生断裂呈环状岩墙或不规则岩脉分布, 因此, 桂西地区的微细浸染型金矿可能与美国内华达州卡林型金矿成矿过程相似, 在峨眉山地幔柱和古特提斯洋俯冲作用的共同影响下形成了该区微细浸染型金矿。

5 结 论

桂西北隆林 - 西林辉绿岩岩石学、地球化学

和 Sr - Nd 同位素特征研究表明, 辉绿岩属于高 Ti 系列的碱性玄武岩, 与 ELIP 高 Ti 玄武岩和桂西其他地区具有相似的地球化学特征及岩浆源区, 但隆林 - 西林地区的辉绿岩既继承桂西地区的基性岩亏损 Zr、Hf 和 Y 的特征, 又区别于桂西高 Ti/Y 基性岩, 表明其地幔柱成因、岩浆源区受石榴子石残余的影响但是受钛铁矿等矿物的影响不大, 同时经历了一定程度的壳源物质混染, 属于峨眉山大火成岩省外带地幔柱岩浆作用的产物。结合该区大地构造背景以及右江盆地碳酸盐岩台地与基性岩的构造关系, 揭示了该区与基性岩密切联系的微细浸染性金矿成因可能与美国内华达州的卡林型金矿类似, 基性岩浆作用为其提供了矿质来源。

参考文献:

- [1] Liu S, Hu R Z, Gao S, et al. Petrogenesis of Late Mesozoic mafic dykes in the Jiaodong Peninsula, eastern North China Craton and implications for the foundering of lower crust [J]. *Lithos*, 2009, 113: 621 - 639.
- [2] Li H B, Zhang Z C, Ernst R, et al. Giant radiating mafic dyke swarm of the Emeishan Large Igneous Province: identifying the mantle plume centre [J]. *Terra Nova*, 2015, 27 (4): 247 - 257.
- [3] 刘燊, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 山东中生代基性脉岩的元素地球化学及其成因 [J]. *地球化学*, 2005, 34 (4): 339 - 350.
- [4] 刘燊, 胡瑞忠, 冯光英, 等. 华北克拉通中生代以来基性岩墙群的分布及研究意义 [J]. *地质通报*, 2010, 29 (2/3): 259 - 267.
- [5] 刘燊, 冯彩霞, 翟明国, 等. 华北克拉通东部鲁西早白垩纪基性岩墙成因: 来自锆石年龄、地球化学和 Sr - Nd - Hf 同位素的证据 [J]. *岩石学报*, 2016, 32 (3): 629 - 645.
- [6] Liu S, Hu R Z, Gao S, et al. Zircon U - Pb age and Sr - Nd - Hf isotopic constraints on the age and origin of Triassic mafic dikes, Dalian area, Northeast China [J]. *International Geology Review*, 2013, 55 (2): 249 - 262.
- [7] Shellnutt J G. The Emeishan large igneous province: a synthesis [J]. *Geoscience Frontiers*, 2014, 5: 369 - 394.
- [8] Hoek J D, Seitz H -M. Continental mafic dyke swarms as tectonic indicators: an example from the Vestfold Hills, East Antarctica [J]. *Precambrian Research*, 1995, 75: 121 - 139.
- [9] 徐义刚, 何斌, 罗震宇, 等. 我国大火成岩省和地幔柱研究进展与展望 [J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2013, 32 (1): 25 - 39.
- [10] Dobretsov N L. 250 Ma large igneous provinces of Asia: Siberian and Emeishan traps (plateau basalts) and associated granitoids [J]. 2005, 46 (9): 870 - 890.
- [11] Wu J, Zhang Z J. Spatial distribution of seismic layer, crustal thickness, and Vp/Vs ratio in the Permian Emeishan mantle plume region [J]. *Gondwana Research*, 2012, 22: 127 - 139.
- [12] Tang Q Y, Li C S, Zhang M J, et al. U - Pb age and Hf isotopes of zircon from basaltic andesite and geochemical fingerprinting of the associated picrites in the Emeishan large igneous province, SW China [J]. *Mineralogy and Petrology*, 2015, 109: 103 - 114.
- [13] Chen J Y, Yang X S, Xiao L, et al. Coupling of basaltic magma evolution and lithospheric seismic structure in the Emeishan large igneous province: MELTS modeling constraints [J]. *Lithos*, 2010, 119: 61 - 74.
- [14] Deng Y F, Zhang Z J, Mooney W, et al. Mantle origin of the Emeishan large igneous province (South China) from the analysis of residual gravity anomalies [J]. *Lithos*, 2014, 204: 4 - 13.
- [15] Hanski E, Kamenetsky V S, Luo Z Y, et al. Primitive magmas in the Emeishan large igneous province, southwestern China and northern Vietnam [J]. *Lithos*, 2010, 119: 75 - 90.
- [16] He B, Xu Y G, Chung S L, et al. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 213: 391 - 405.
- [17] Xu Y G, He B, Chung S L, et al. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province [J]. *Geology*, 2004, 32 (10): 917 - 920.
- [18] Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian - Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China [J]. *Lithos*, 2001, 58: 145 - 168.
- [19] Hou T, Zhang Z C, Kusky T, et al. A reappraisal of the high-Ti and low-Ti classification of basalts and petrogenetic linkage between basalts and mafic-ultramafic intrusions in the Emeishan Large Igneous Province, SW China [J]. *Ore Geology Reviews*, 2011, 41: 133 - 143.
- [20] Fan W M, Zhang C H, Wang Y J, et al. Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, Southwest China: evidence for plume-lithosphere interaction [J]. *Lithos*, 2008, 102: 218 - 236.
- [21] 张晓静, 肖加飞. 桂西北玉凤、巴马晚二叠世辉绿岩年代学、地球化学特征及成因研究 [J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2014, 33 (2): 163 - 176.
- [22] 黄文龙, 刘希军, 时毓, 等. 桂西巴马地区极高 Ti/Y 值基性岩地球化学特征——来自峨眉山地幔柱高 Ti 母岩浆? [J]. *地质通报*, 2015, 34 (2/3): 474 - 486.
- [23] Liu X J, Liang Q D, Li Z L, et al. Origin of Permian extremely high Ti/Y mafic lavas and dykes from Western Guangxi, SW China: implications for the Emeishan mantle plume magmatism [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2016, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.09.005>.
- [24] Liu J M, Ye J, Ying H L, et al. Sediment-hosted micro-disseminated gold mineralization constrained by basin paleo-topographic highs in the Youjiang basin, South China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2002, 20: 517 - 533.
- [25] 刘建明, 叶杰, 刘家军, 等. 论我国微细浸染型金矿床

- 与沉积盆地演化的关系——以右江盆地为例 [J]. 矿床地质, 2001, 20 (4): 367-377.
- [26] 刘寅, 胡凯, 韩善楚, 等. 右江盆地构造和演化及对卡林型金矿床的控制作用 [J]. 高校地质学报, 2015, 21 (1): 1-14.
- [27] 方维萱, 张海, 贾润幸. 滇桂个旧-那坡三叠纪弧后裂谷盆地动力学与成矿序列 [J]. 大地构造与成矿学, 2011, 35 (4): 552-566.
- [28] 曾允孚, 刘文均, 陈洪德, 等. 华南右江复合盆地的沉积构造演化 [J]. 地质学报, 1995 (2): 113-124.
- [29] 杜远生, 黄虎, 杨江海, 等. 晚古生代一中三叠世右江盆地的格局和转换 [J]. 地质论评, 2013, 59 (1): 1-11.
- [30] 杜远生, 黄宏伟, 黄志强, 等. 右江盆地晚古生代一中三叠纪盆地转换及其构造意义 [J]. 地质科技情报, 2009, 28 (6): 10-15.
- [31] 秦建华, 吴应林, 颜仰基, 等. 南盘江盆地海西-印支期沉积构造演化 [J]. 地质学报, 1996, 70 (2): 99-107.
- [32] 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, 7 (2): 1-14.
- [33] 杜远生, 黄虎, 杨江海, 等. 晚古生代一中三叠世右江盆地的格局和转换 [J]. 地质论评, 2013, 59 (1): 1-11.
- [34] 康云骥, 张耿, 蔡贺清. 右江盆地岩浆岩的地球化学特征 [J]. 南方国土资源, 2003 (8): 24-27.
- [35] Huang H, Du Y S, Yang J H, et al. Origin of Permian basalts and clastic rocks in Napo, Southwest China: implications for the erosion and eruption of the Emeishan large igneous province [J]. Lithos, 2014, 208-209: 324-338.
- [36] 李政林, 刘希军, 许继峰, 等. 右江盆地基性岩的地球化学演化特征及其区域构造意义 [J]. 桂林理工大学学报, 2015, 35 (4): 727-735.
- [37] 陈雪峰, 刘希军, 许继峰, 等. 桂西那坡基性岩地球化学: 峨眉山地幔柱与古特提斯俯冲相互作用的证据 [J]. 大地构造与成矿学, 2016, 40 (3): 531-548.
- [38] 李献华, 刘颖. 硅酸盐岩石化学组成的 ICP-AES 和 ICP-MS 准确测定: 酸溶与碱熔分解样品方法的对比 [J]. 地球化学, 2002, 31 (3): 289-294.
- [39] 刘颖, 刘海臣, 李献华. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素 [J]. 地球化学, 1996, 25 (6): 552-558.
- [40] Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen B, et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram [J]. Journal of Petrology, 1984, 27 (3): 745-750.
- [41] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements [J]. Chemical Geology, 1977, 20: 325-343.
- [42] Sun S-s, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [43] Xiao L, Xu Y G, Mei H J, et al. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume-lithosphere interaction [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 228: 525-546.
- [44] Xia L Q. The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones [J]. Earth Science Reviews, 2014, 139: 195-212.
- [45] Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, et al. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1986, 79: 33-45.
- [46] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust, its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks [M]. Oxford; Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 1985.
- [47] Arth J G. Behavior of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their applications [J]. Journal of Research of the U. S. Geological Survey, 1976, 4 (1): 41-48.
- [48] DePaolo D J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1981, 53: 189-202.
- [49] Neal C R, Mahoney J J, Chazey III W J, et al. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: results from ODP Leg 183 [J]. Journal of Petrology, 2002, 43 (7): 1177-1205.
- [50] Allègre C J, Minster J F. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes [J]. Earth & Planetary Science Letters, 1978, 38: 1-25.
- [51] Zhou M F, Zhao J H, Qi L, et al. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2006, 151: 1-19.
- [52] Guo F, Fan W M, Wang Y J, et al. When did the emeishan mantle plume activity start? Geochronological and geochemical evidence from ultramafic-mafic dikes in southwestern China [J]. International Geology Review, 2004, 46 (3): 226-234.
- [53] Zhong H, Zhu W G, Chu Z Y, et al. Shrimp U-Pb zircon geochronology, geochemistry, and Nd-Sr isotopic study of contrasting granites in the Emeishan large igneous province, SW China [J]. Chemical Geology, 2007, 236: 112-133.
- [54] 韩伟, 罗金海, 樊俊雷, 等. 贵州罗甸晚二叠世辉绿岩及其区域构造意义 [J]. 地质论评, 2009, 55 (6): 795-803.
- [55] Condie K C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time [J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2003, 4 (1), 1005 doi: 10.1029/2002GC000333.
- [56] Pearce J A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust [J]. Lithos, 2008, 100: 14-48.
- [57] Pearce J A, Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1995, 23: 251-285.
- [58] Hawkesworth C J, Turner S P, McDermott F, et al. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from

- the subducted crust [J]. *Science*, 1997, 276 (5312): 551–555.
- [59] Class C, Miller D M, Goldstein S L, et al. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics Aleutian Arc [J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2000, doi: 10.1029/1999GC000010.
- [60] Singer B S, Jicha B R, Leeman W P, et al. Along-strike trace element and isotopic variation in Aleutian Island arc basalt: subduction melts sediments and dehydrates serpentine [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2007, 112, B06206, doi: 10.1029/2006JB004897.
- [61] Lai S C, Qin J F, Li Y F, et al. Permian high Ti/Y basalts from the eastern part of the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China: petrogenesis and tectonic implications [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 47: 216–230.
- [62] Lassiter J C, DePaolo D J. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotopic constraints [M]//Mahoney J J, Coffin M F. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*, 1997: 335–355.
- [63] Davidson J, Turner S, Plank T. Dy/Dy*: variations arising from mantle sources and petrogenetic processes [J]. *Journal of Petrology*, 2013, 54 (3): 525–537.
- [64] 黄立刚, 罗寿文. 桂西辉绿岩型金矿的新认识 [J]. *南方国土资源*, 2005 (2): 35–37.
- [65] 李英华, 李玉坤, 甘友佳, 等. 桂西辉绿岩型金矿床特征及成因浅析 [J]. *大科技: 科技天地*, 2011 (23): 473–474.
- [66] 罗寿文, 黄立刚, 方海翔. 桂西辉绿岩型金矿的物质来源和矿床特征 [J]. *广西科学院学报*, 2005, 21 (2): 99–101.
- [67] 覃文明, 何志美. 桂西北与辉绿岩类岩石有关的金矿地质特征——以百色龙川金矿为例 [J]. *黄金地质*, 2003, 9 (3): 49–54.
- [68] 潘家永, 张乾, 邵树勋. 桂西北发现一类新的微细浸染型金矿 [J]. *黄金*, 1998, 19 (7): 3–5.
- [69] 肖龙. 一种新的微细浸染型金矿——产于辉绿岩中的微细浸染型金矿特征及找矿标志 [J]. *地质与勘探*, 1997, 33 (6): 1–6.
- [70] Muntean J L, Cline J S, Simon A C, et al. Magmatic-hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits [J]. *Nature Geoscience*, 2011, 4: 122–127.
- [71] 廖帅, 刘希军, 时毓, 等. 地幔柱与岛弧岩浆相互作用的产物: 来自桂西辉绿岩型金矿中基性岩证据 [J]. *矿物学报*, 2013 (S2): 111–113.

Origin of mafic dykes from Longlin – Xilin in western Guangxi: implication for periphery magmatism of the Emeishan mantle plume

DENG Fa-liang, YAO Ye, LIU Xi-jun, LI Zheng-lin, ZHANG Fu-sheng, SHI Yu, FU Wei, LIAO Shuai

(a. Guangxi Nonferrous Metal Concealment Deposit Exploration and Material Development Collaborative Innovation Center; b. Guangxi Key Laboratory of Hidden Metallic Ore Deposits Exploration, Guilin University of Technology, Guilin 541004, China)

Abstract: The layered intruded mafic lavas and dikes are well cropped out around the Longlin – Xilin area in western Guangxi. The petrogenesis study of the mafic dikes will better understand the tectonic-magmatic significance of this region. Petrographic and major trace element geochemical data show that the mafic dikes belong to alkaline basalt with low SiO₂ and high TiO₂, MgO, LREE-enriched characteristics, with Ti/Y = 579–742 ($(La/Yb)_N = 6.70–10.20$, Nb/U = 23–33 and Nb/La = 0.80–0.94). Thus, the geochemical features of dikes akin to the Emeishan large igneous province (ELIP) high-Ti basalts, but they possess the slightly depleted Zr, Hf and Y, and indicate such a melt from the partial melting plume mantle source when experiencing the weak crustal contamination. The low ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i (from 0.705 023 to 0.705 782) and high ϵ_{Nd} (from +0.7 to +1.0), akin to ELIP high-Ti basalts and other high-Ti mafic rocks of western Guangxi, suggest that the Longlin – Xilin mafic dikes most likely represent a part of outer zone of the ELIP plume magmatism. From the regional tectonic relationships between the mafic dikes and the fine-disseminated gold deposits as well as the extensive evolved carbonate platform uplifting, we further conclude that the ore-forming process of gold deposit resembles to that of Nevada's Carlin-type gold deposit in US, the interaction between the Emeishan plume and Paleotethyan subduction zone induced the regional gold deposits.

Key words: mafic dykes; mantle plumb; fine-disseminated gold deposit; Longlin – Xilin area