

贵州罗甸晚二叠世辉绿岩及其区域构造意义

韩伟¹⁾, 罗金海¹⁾, 樊俊雷²⁾, 曹远志³⁾, 张静艺⁴⁾

1) 大陆动力学国家重点实验室(西北大学), 西北大学地质学系, 西安, 710069;

2) 陕西省煤田地质局勘察研究院, 西安, 710005; 3) 中石化西北油田分公司, 乌鲁木齐, 830011;

4) 冀东油田勘探开发研究院, 河北唐山, 063004

内容提要:黔东南罗甸辉绿岩为拉斑系列岩石, 其主量元素以高 TiO_2 (2.36%~2.57%)、高 CaO (9.40%~10.31%)、低 MgO (5.65%~6.93%), 低碱且 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ 为特征; 稀土含量 ($\Sigma\text{REE} = 164.9 \times 10^{-6} \sim 187.3 \times 10^{-6}$) 较高, 反映轻稀土富集, 重稀土亏损; Eu 正异常 ($\delta\text{Eu} = 1.22 \sim 1.26$), 球粒陨石标准化配分曲线具有右倾分布特征。对辉绿岩中锆石进行的 LA-ICP-MS U-Pb 定年分析获得其谐和图下交点年龄为 $255.0 \pm 0.62\text{Ma}$, 代表岩体结晶时代。结合区域地质分析认为, 罗甸辉绿岩可能起源于接近于原始的地幔橄榄岩的部分熔融作用, 岩浆在快速上升过程中可能受到地壳物质的混染。罗甸辉绿岩具有与峨眉山玄武岩相似的地球化学特征, 其形成年龄与峨眉山玄武岩的主喷发期基本同时。综合分析认为, 黔东南晚二叠世辉绿岩是峨眉山玄武岩同质异相岩浆活动的产物, 黔东南罗甸一望漠一带处于峨眉山玄武质岩浆活动的东部边缘地带。

关键词: 辉绿岩; 地球化学特征; 构造环境; 罗甸地区

在黔东南罗甸一望漠一带的上石炭统一下二叠统中发育多条辉绿岩脉, 辉绿岩在空间上以岩床状产出, 最大出露长度达 20 余千米, 一般 1~10km, 厚 15~70m, 接触带的围岩一般在 0.5~2m 范围内具有大理岩化和硅化现象(贵州省地质矿产局^①)。1:20 万乐业幅地质图根据围岩的地层时代和区域对比将此辉绿岩的时代标定为中生代(β_{μ_5}), 贵州省区域地质志(贵州省地质矿产局^②)则根据辉绿岩的化学成分认为该辉绿岩属于滇桂交界地区二叠纪玄武岩的次火山岩。但是迄今为止并未对该辉绿岩进行过同位素地质年代学研究。此外, 现有的研究一般都把贵州东南部的这些辉绿岩视为二叠纪峨眉山大陆溢流拉斑玄武岩的伴生产物(如贵州省地质矿产局^③), 由于贵州东南部并不发育与二叠纪峨眉山玄武岩同时代的基性火山岩, 该地区的辉绿岩与二叠纪峨眉山玄武岩之间是否具有亲缘性, 以及二叠纪峨眉山玄武质岩浆活动是否影响到了贵州东南部地区等问题都值得进一步研究。本文选择贵州东南部罗甸县罗甸辉绿岩进行岩石学、地球化学和激光探针等离子体质谱(LA-ICP-MS)锆石 U-Pb 微区

同位素定年分析, 确定其形成时间, 分析贵州东南部辉绿岩的区域构造背景, 探讨该辉绿岩与峨眉山玄武岩的亲缘性。

1 地质背景及样品特征

黔东南罗甸县罗甸辉绿岩出露于上扬子地块东南部黔中古隆起、黔南坳陷及紫云—罗甸构造带之间的过渡部位(图 1)。黔中古隆起在南华纪—早奥陶世总体处于坳陷构造环境, 中奥陶世至石炭纪抬升为陆, 自二叠纪开始又继续接受沉积, 燕山运动使其遭受强烈的构造变形, 喜马拉雅运动以来的抬升剥蚀铸成了现今的构造面貌(周明辉等, 2006; 许国明等, 2008)。紫云—罗甸构造带由上扬子地块南部北西向的裂陷槽演化而来, 该裂陷槽早泥盆世开始强烈活动, 中泥盆世进入岩石圈拉伸减薄阶段, 二叠纪形成沿北西向断裂展布的走滑盆地, 三叠纪期间逐步封闭, 其地质演化对上扬子地块南部及邻区晚古生代以来的地质建造、构造变形等都具有重要的控制作用(王尚彦等, 2005, 2006)。黔南坳陷在加里东早—中期以持续沉降为主, 中奥陶世末的都匀运

收稿日期: 2009-04-29; 改回日期: 2009-08-01; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 韩伟, 男, 1983 年生。西北大学地质系构造地质学专业硕士研究生, 主要从事构造地质研究。通讯地址: 710069, 西安市太白北路 229 号西北大学地质系; Email: hanwei0078dzz@163.com。

动导致整体上升,海西运动和印支运动期间在黔东南地区发生拉张裂隙,燕山运动期间在黔南坳陷中逐渐形成了近南北向的隔槽式褶皱和相伴的断裂(陈代钊等,1995;陈国勇,2002;腾格尔等,2008)。

采样点在贵州省罗甸县罗悃乡(图 1),地理坐标(25°18'50"N, 106°36'14"E)。辉绿岩样品是由边缘到中心进行采样的。测区除了辉绿岩之外,不发育其它的岩浆岩。辉绿岩岩脉侵入下二叠统茅口组中,邻区局部可见辉绿岩侵入于下二叠统栖霞组和上石炭统。围岩下二叠统茅口组为浅海台地相浅灰色、深灰色夹灰白色含燧石团块灰岩,近顶部夹角砾状灰岩,围岩构成近北西向延伸的穹窿构造,穹窿构造的核部出露中泥盆统纳标组和火烘组。

罗甸辉绿岩体出露宽度最窄 15m,最宽 310m,一般 100~200m。呈岩床产出。大体顺层侵入。岩体倾向与岩层基本一致,倾角一般 50°~60°。辉绿岩呈灰绿、暗绿色,辉绿结构为主,局部辉石晶体中

包嵌着细小的斜长石,成为嵌晶含长结构。矿物成分主要由斜长石(30%—48%)、普通辉石(30%~55%)组成,含较多钛铁矿、钛磁铁矿或磁铁矿。岩石比较新鲜,基本没有发生蚀变。

2 样品分析方法

全岩的主量和微量元素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。主量元素分析在日本理学 RIX2100XRF 仪上测定,元素分析相对误差小于 5%。微量和稀土元素分析在美国 Perkin Elmer 公司 Elan6100DRC 型电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)上进行,分析精度一般优于 2%~5%。

锆石的阴极荧光(CL)图像在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成,CL 发光仪为加载于扫描电镜上的英国 Gatan 公司的 Mono CL3+型阴极荧光探头。锆石的 U—Pb 同位素元素组成利用西北大学大陆动力学国家重点实验室的四极杆 ICP-MS Elan6100DRC 进行测定。激光剥蚀系统为德国

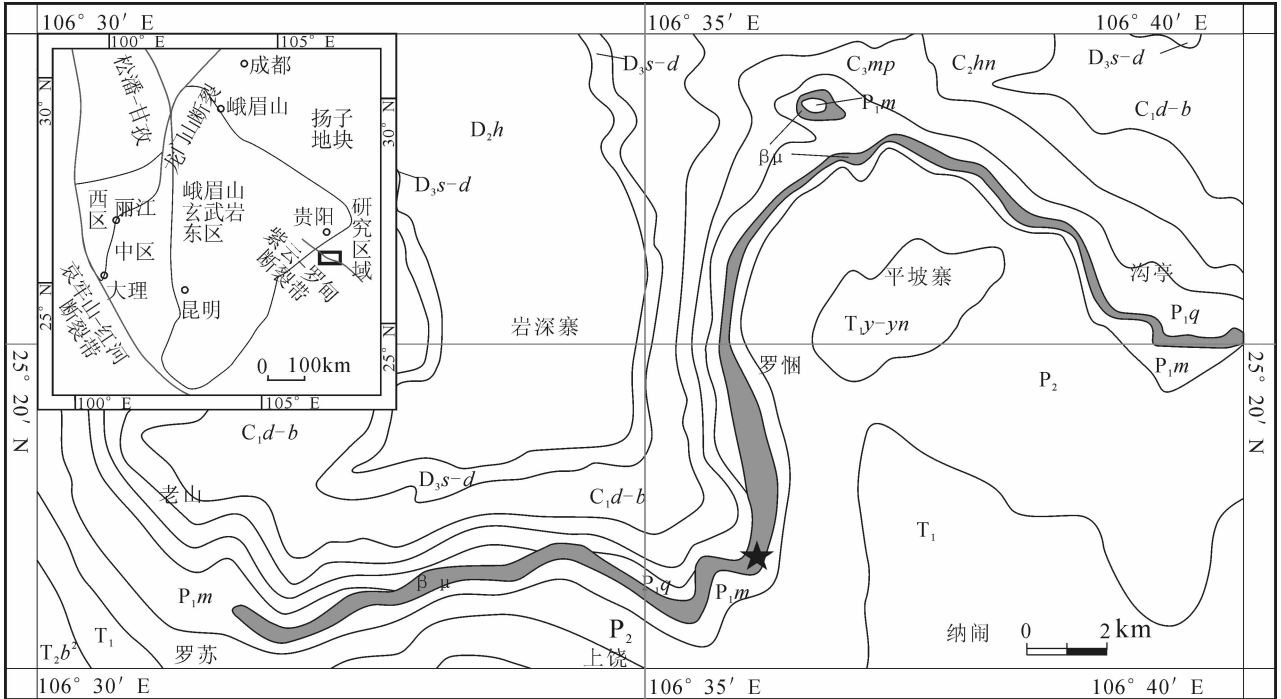


图 1 罗甸县罗悃辉绿岩出露区地质简图(据 1 : 20 万罗甸幅、乐业幅地质图及徐义刚等,2001 修改)

Fig. 1 Simplified geological map of the outcrop area of diabase in Luokun, Luodian County, Guizhou Province

T₂b²—中三叠统边阳组中段;T₂b¹—中三叠统边阳组下段;T₁—下三叠统;P₂w—中二叠统吴家坪组;P₁m—下二叠统茅口组;P₁q—下二叠统栖霞组;C₂mp—上石炭统马平组;C₂hn—上石炭统黄龙组;C₁d—b—下石炭统大塘组—摆佐组;D₃s—d—上泥盆统响水洞组—代化组;D₂h—中泥盆统火烘组;βμ—辉绿岩;★—采样位置

T₂b²—the Middle Member of the Middle Triassic Bianyang Formation; T₂b¹—the Lower Member of the Middle Triassic Bianyang Formation; T₁—Lower Triassic; P₂w—Middle Permian Wujiaping Formation; P₁m—Lower Permian Maokou Formation; P₁q—Lower Permian Qixia Formation; C₂mp—Upper Carboniferous Maping Formation; C₂hn—Upper Carboniferous Huanglong Formation; C₁d—b—Lower Carboniferous Datang Formation—Baizuo Formation; D₃s—d—Upper Devonian Xiangshuidong Formation—Daihua Formation; D₂h—Middle Devonian Huohong Formation; βμ—diabase; ★—sampling location

MicroLas 公司生产的 GeoLas200M,分析采用激光束斑直径为 30 μ m,激光脉冲为 10Hz,能量为 32~36mJ。锆石年龄采用国际标准锆石 91500 作为外标。年龄计算及谐和图采用 Isoplot/Ex(ver2.94)程序(Luddwig,1991)完成。LA-ICP-MS 详细计算步骤和数据处理方法见袁洪林等(2003)。

3 地球化学特征

主量元素分析结果见表 1。辉绿岩中的 SiO₂ 含量为 46.08%~46.63%,变化范围很小;全碱(Na₂O+K₂O)含量低(3.41%~4.45%),且 Na₂O/K₂O=1.89~4.37,Al₂O₃ 含量为 13.25%~13.96%,铝饱和指数小于 1(A/CNK=0.41~0.45),Al₂O₃ 含相当接近洋岛拉斑玄武岩的 Al₂O₃ 平均含量(13.45%)(Wilson,1989)。总体以高 Ti(TiO₂ 含量以 2.1%为界)(张招崇,2002)、高 Fe₂O₃ (13.42%~14.2%)、高 CaO (9.40%~10.31%) 和低 MgO (5.65%~6.93%)、低碱含量为特征。

样品的固结指数(SI)为 24.0~28.5,长英指数(FL)为 24.9~31.2,镁铁指数(MF)为 66.5~70.5,综合反映岩浆有一定的分离结晶作用。里特曼组合指数(σ)为 3.45~5.65,属于碱性岩系。

样品在 SiO₂—(K₂O+Na₂O)图解中全位于玄武岩区(图 2),在 FAM[FeOt—(Na₂O+K₂O)—MgO]图解中(图 3)落入拉斑玄武岩系。总体上该区辉绿岩具有拉斑玄武岩特征。

辉绿岩的微量元素含量见表 2。样品的 Σ REE 为 164.9 $\times 10^{-6}$ ~187.3 $\times 10^{-6}$,稀土元素含量较高,在球粒陨石标准化图解上,辉绿岩与苦橄岩,玄武岩具有几乎一致的曲线性(图 4)。样品表现出一致的 LREE 富集的右倾型分布模式(图 4a),LREE/HREE 在 6.60~6.95 之间,(La/Yb)_N=7.33~8.05,反映轻稀土富集,重稀土亏损,可能是部分熔化程度不同或岩浆源区的不均一性所致; δ Eu=1.22~1.26,显示铕正异常。微量元素变化范围很小,并具有洋岛拉斑玄武岩(OIB)型富集特征;在微量元素原始地幔标准化图解中辉绿岩与苦橄岩,玄武岩也具有一定的相似

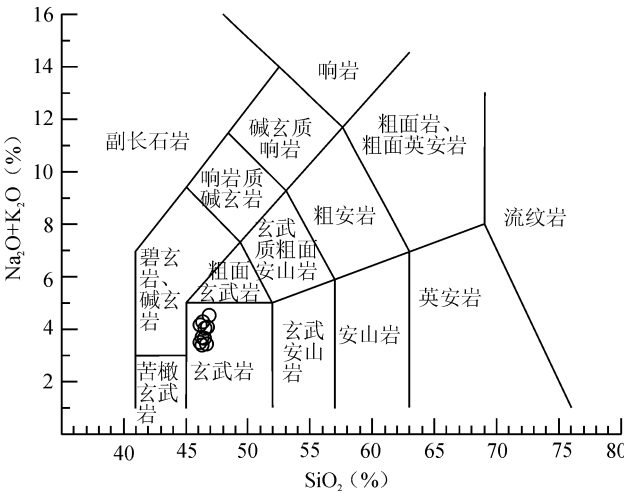


图 2 SiO₂—(K₂O+Na₂O)图解(据 Le Bas,1986)
Fig. 2 SiO₂—(K₂O+Na₂O)diagram
(after Le Bas,1986)

性(图 5),Sr、P、Eu 相比较有富集特征,Hf 显示轻度亏损。样品富集 K、Rb、Sr、Ba 等大离子亲石元素(LILE),亏损高场强元素 Ta、Nb、Zr、和 Hf(图 5a)。辉绿岩样品与苦橄岩,玄武岩微量数据相比较,辉绿岩的元素含量普遍比橄榄岩高,与玄武岩元素含量相对比较一致,且由于苦橄岩代表了原始岩浆特征,综合分析表明辉绿岩应经历分离结晶且受地壳混染作用(张招崇等,2003,2004)。

HFSE 中的 Zr/Nb 为 6.46~7.43,低于原始地幔平均值(14.8),表明岩浆来自某种过渡型或富集型的地幔源区。La/Nb 比值为 1.30~1.50>1,暗示有地壳组分的混入,岩浆在高位岩浆房和上升过程中均经历了一定程度的分离结晶作用,且上升过程中受到地壳不同程度的混染(张招崇,2002a)。辉绿岩的Cr为58.1 $\times 10^{-6}$ ~98.4 $\times 10^{-6}$ (<200 $\times$

表 1 贵州罗甸县罗悃辉绿岩岩石化学成分(%)

Table 1 Chemical composition(%) of diabase in Luokun,Ludian County,Guizhou Province

样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
07LD01	46.34	2.42	13.67	13.95	0.20	6.47	10.31	2.62	0.79	0.59	2.71	100.07
07LD02	46.26	2.46	13.25	14.20	0.20	6.88	10.02	2.70	0.81	0.58	2.78	100.14
07LD03	46.29	2.26	13.71	13.75	0.22	6.93	9.40	2.48	1.15	0.53	2.85	99.57
07LD04	46.42	2.50	13.96	13.73	0.19	6.39	9.36	3.20	1.03	0.57	2.71	100.06
07LD05	46.39	2.40	13.96	13.42	0.18	6.40	9.62	3.28	0.75	0.54	2.74	99.68
07LD06	46.47	2.40	13.66	13.67	0.20	6.28	10.17	2.66	0.80	0.59	2.70	99.60
07LD07	46.63	2.51	13.83	13.49	0.20	5.65	9.81	2.97	1.48	0.62	2.38	99.57
07LD08	46.25	2.36	13.69	13.69	0.21	6.73	9.92	2.95	0.71	0.55	2.81	99.87
07LD09	46.48	2.49	13.89	13.68	0.21	6.12	9.43	2.65	1.40	0.57	2.61	99.53
07LD10	46.08	2.57	13.65	14.07	0.21	6.06	10.00	2.74	1.43	0.56	2.46	99.83

注:样品由西北大学大陆动力国家重点实验室采用 XRF 法分析。

表 2 贵州罗甸罗悃辉绿岩稀土元素和微量元素分析(×10⁻⁶)

Table 2 REE and trace element compositions(×10 ⁻⁶) of diabase in Luokun, Luodian county, Guizhou Province										
样品号	07LD-01	07LD-02	07LD-03	07LD-04	07LD-05	07LD-06	07LD-07	07LD-08	07LD-09	07LD-10
La	25.6	25.3	22.9	25.8	23.1	26.5	26.1	23.2	24.9	23.9
Ce	57.7	56.3	51.8	57.8	51.4	58.8	58.9	52.4	56.1	54.1
Pr	7.39	7.12	6.69	7.33	6.59	7.42	7.43	6.72	7.28	6.93
Nd	33.2	32.3	30.4	33.8	30.6	34.1	34.4	30.4	33.3	31.8
Sm	7.00	6.86	6.42	6.96	6.41	7.13	7.23	6.43	6.98	6.76
Eu	2.41	2.34	2.29	2.34	2.20	2.43	2.51	2.20	2.38	2.39
Gd	6.60	6.41	5.99	6.58	6.16	6.61	6.92	5.98	6.62	6.40
Tb	0.96	0.94	0.87	0.94	0.89	0.97	1.01	0.87	0.96	0.94
Dy	5.50	5.33	4.88	5.28	4.97	5.47	5.56	4.90	5.37	5.29
Ho	1.08	1.05	0.96	1.05	0.98	1.08	1.10	0.98	1.06	1.02
Er	2.72	2.63	2.43	2.62	2.48	2.71	2.75	2.43	2.69	2.59
Tm	0.37	0.36	0.34	0.35	0.34	0.38	0.38	0.34	0.38	0.36
Yb	2.29	2.25	2.09	2.16	2.09	2.31	2.33	2.13	2.29	2.17
Lu	0.33	0.32	0.30	0.31	0.29	0.33	0.33	0.30	0.32	0.31
Y	29.4	28.2	26.5	28.3	26.7	29.3	30.4	26.8	28.5	27.6
ΣREE	182.6	177.6	164.9	181.7	165.2	185.6	187.3	166.0	179.1	172.6
(La/Yb) _N	7.53	7.58	7.38	8.05	7.48	7.74	7.54	7.33	7.33	7.44
δEu	1.24	1.25	1.23	1.26	1.23	1.26	1.23	1.25	1.24	1.22
Ba	427	392	710	541	431	452	656	411	683	662
Rb	19.7	17.6	30.1	22.1	16.0	19.5	28.2	16.3	31.1	27.9
Sr	1068	1037	955	543	611	1045	669	654	794	717
Zr	129	125	113	120	114	131	128	116	123	120
Nb	18.7	19.2	17.2	17.7	16.9	17.7	18.7	17.4	19.1	16.8
Th	2.52	2.38	2.21	2.24	2.19	2.70	2.52	2.12	2.32	2.30
Pb	3.14	2.78	4.65	2.18	2.40	2.96	3.43	3.07	4.39	7.22
Ga	19.3	19.2	18.8	19.7	18.9	19.8	20.0	18.6	19.0	20.1
Zn	102	107	122	103	99.4	104	123	109	2096	115
Cu	127	136	115	152	111	124	140	141	137	150
Ni	70.2	76.9	86.3	61.8	68.0	66.2	53.2	78.4	66.7	59.4
V	285	304	275	316	300	300	312	285	293	342
Cr	80.1	76.3	86.8	58.1	98.4	73.9	71.7	85.6	61.9	85.9
Hf	3.12	3.10	2.85	3.02	2.89	3.28	3.16	2.79	3.06	3.04
Cs	0.45	0.45	0.57	0.46	0.31	0.44	0.40	0.51	0.59	0.39
Sc	30.2	30.4	29.3	31.4	31.3	29.8	31.5	30.1	29.7	31.7
Ta	1.28	1.30	1.17	1.16	1.13	1.20	1.21	1.09	1.25	1.08
Co	63.2	66.2	60.7	55.8	56.6	55.8	55.4	55.9	53.5	53.1
Li	11.7	11.3	10.8	13.4	12.0	11.0	10.6	10.2	10.3	9.32
Be	0.92	0.90	0.80	0.84	0.79	0.91	0.87	0.74	0.78	0.84
U	0.58	0.56	0.52	0.53	0.52	0.62	0.59	0.5	0.56	0.55
Ge	1.63	1.67	1.57	1.64	1.60	1.65	1.74	1.63	1.67	1.66
Hf/Ta	2.45	2.38	2.44	2.59	2.56	2.73	2.61	2.57	2.45	2.81
La/Nb	1.37	1.32	1.33	1.46	1.37	1.50	1.40	1.33	1.30	1.42
Zr/Nb	6.88	6.55	6.57	6.79	6.76	7.43	6.83	6.70	6.46	7.15
Zr/Hf	41.16	40.49	39.72	39.92	39.59	39.94	40.48	41.63	40.34	39.55
Nb/Y	0.64	0.68	0.65	0.63	0.63	0.60	0.62	0.65	0.67	0.61
Nb/U	32.21	34.23	33.16	33.47	32.57	28.49	31.69	34.74	34.09	30.59
Th/Ta	1.98	1.83	1.89	1.92	1.94	2.25	2.08	1.95	1.86	2.13

注:样品由西北大学大陆动力学国家重点实验室采用 ICP-MS 法分析。

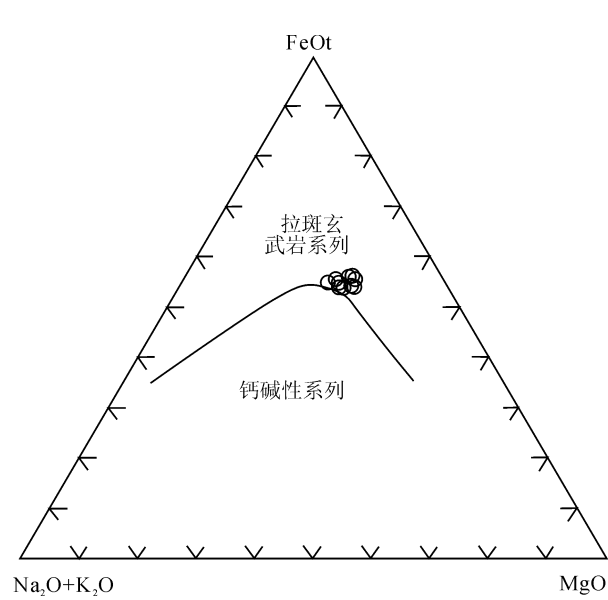


图 3 FeO—(Na₂O+ K₂O)—MgO 图解
(据 Irvine,1971)
Fig. 3 FeO—(Na₂O+ K₂O)—MgO diagram
(after Irvine,1971)

10⁻⁶),表明岩浆早期也有一定程度的分异作用。

4 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素年代学

辉绿岩中锆石颗粒比较小,大小不一,锆石呈它形,形态大多数不完整,蚀变不明显(图 6),反映锆石可能是在不自由的环境中生长的,这种环境很可能是快速降温的环境。样品中锆石的环带不甚发育,说明锆石成分相对分异较小。辉绿岩中的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素测年结果见表 3 和图 7, 11 个测试点²⁰⁶Pb/²³⁸U 表观年龄总体比较统一,年龄范围集中在 255Ma 左右,得出²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权年龄为 255.0±1.6Ma(95%置信度,MSWD=0.64)。Th /U 集中在比较小的范围内,而且 U、Th 含量变化范围小,表明锆石是从成分相对均匀的岩浆中晶出的。所获得的 11 个测点²⁰⁶Pb /²³⁸U 年龄在误差范围内是一致的,应用同位素比值在 Isoplot 软件中所做的谐和曲线的下交点年龄为 255.0±0.62Ma, MSWD =0.65(图 7),此年龄代表贵州罗甸辉绿岩的结晶年龄。

5 讨论

5.1 辉绿岩的构造环境和源区性质

罗甸辉绿岩属于高铝玄武岩和拉斑玄武岩系列

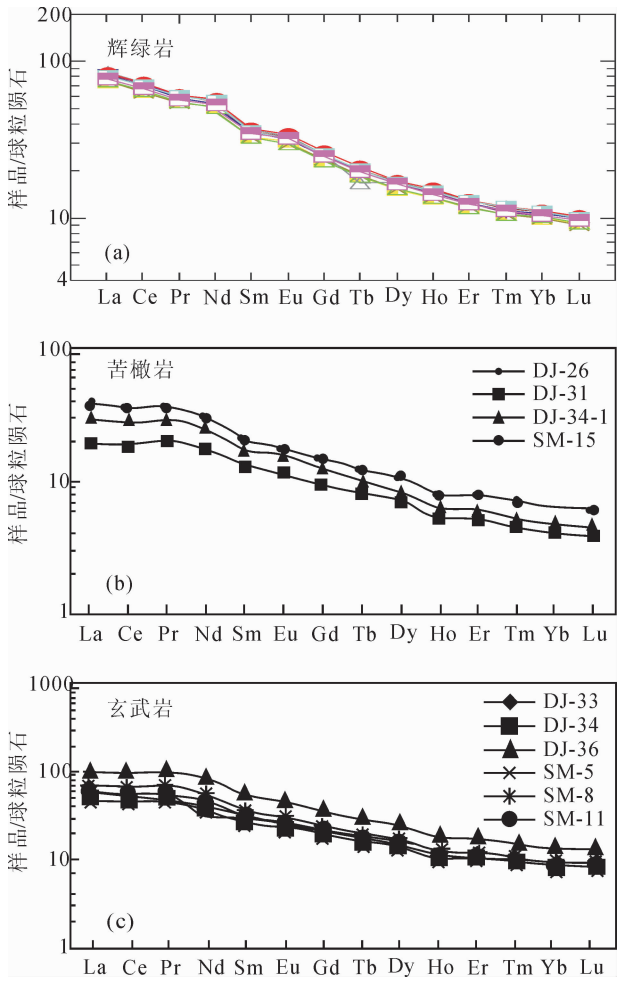


图 4 稀土元素配分模式图
Fig. 4 Chondrite—normalized REE patterns
(a) 本文,球粒陨石数据据 Boynton,1984;(b)、(c)引自张招崇等,2004
(a) this paper, data of Chondrite from Boynton,1984;(b), (c) from Zhang et al., 2004

岩石,岩石偏碱性,富 Ti(TiO₂=2.26%~2.57%),高 Fe(Fe₂O₃=13.42%~14.20%),低 Mg(MgO=5.65%~6.93%),样品的 Th/Ta 比值(1.83~2.25)接近原始地幔的该比值(2.3),反映辉绿岩的原始岩浆可能起源于与原始地幔类似的地幔橄榄岩部分熔融作用。样品的高铝低镁特征和较高的 La/Nb 比值(1.30~1.50>1),显示出富集岩石圈地幔或地壳物质的参与,形成深度浅,岩浆在上升过程中可能受到了地壳物质不同程度的混染。较高的 Ce/Yb 值(24.50~26.76)说明有较低的熔融程度或石榴子石为主要残留相(厚岩石圈),辉绿岩可能为石榴子石稳定区(>80km)(肖龙等,2003)。Nb—Ta 强烈亏损揭示了板内伸展应力体制。研究区和邻区众多的辉绿岩脉在空间上构成了一定规模的岩墙

表 3 贵州罗甸罗甸辉绿岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析结果

Table 3 LA-ICP-MS U-Pb data of zircons from the Diabase in Luokun, Luodian County, Guizhou Province

测点	Pb* ($\times 10^{-4}$)	^{232}Th ($\times 10^{-4}$)	^{238}U ($\times 10^{-4}$)	Th/U	$n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$		$n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$		$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$		年龄(Ma)	
					测值	误差	测值	误差	测值	误差	$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$	$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$
1	85.2209	2245.86	1253.38	1.7918	0.05104	0.00099	0.28437	0.00304	0.0404	0.00043	242.7 $\pm$ 4.23	255.3 $\pm$ 2.63
2	192.5302	5735.42	2838.96	2.0203	0.05178	0.00116	0.28759	0.00442	0.04028	0.00044	275.8 $\pm$ 50.64	254.6 $\pm$ 2.71
3	139.652	4527.89	1960.07	2.3101	0.05607	0.00113	0.30914	0.00367	0.03999	0.00042	454.7 $\pm$ 43.76	252.8 $\pm$ 2.63
4	80.96942	1681.63	1278.36	1.3155	0.05089	0.00097	0.28581	0.00296	0.04073	0.00043	235.7 $\pm$ 43.57	257.4 $\pm$ 2.65
5	171.9684	4503.37	2366.25	1.9032	0.05064	0.00096	0.28628	0.00288	0.041	0.00043	224.3 $\pm$ 43.16	259 $\pm$ 2.66
6	226.6529	5868.19	3017.19	1.9449	0.05187	0.00098	0.29139	0.00293	0.04074	0.00043	279.9 $\pm$ 42.64	257.4 $\pm$ 2.64
7	181.9709	4628.31	2676.2	1.7294	0.05138	0.00097	0.28572	0.00296	0.04032	0.00042	258.1 $\pm$ 42.98	254.8 $\pm$ 2.62
8	72.92684	1482.15	1132.78	1.3084	0.0558	0.00108	0.3076	0.00347	0.03997	0.00042	444.2 $\pm$ 42.26	252.7 $\pm$ 2.61
9	151.3146	4087.67	2154.93	1.8969	0.04818	0.00091	0.26709	0.00281	0.04019	0.00042	108.3 $\pm$ 43.96	254 $\pm$ 2.61
10	99.96026	2257.02	1582.25	1.4265	0.05262	0.00099	0.29218	0.00305	0.04026	0.00042	312.5 $\pm$ 42.14	254.4 $\pm$ 2.61
11	103.0344	2595.04	1679.86	1.5448	0.05002	0.00092	0.27584	0.00281	0.03997	0.00042	195.9 $\pm$ 42.41	252.7 $\pm$ 2.58

注:表中 Pb* 表示放射性成因 Pb。

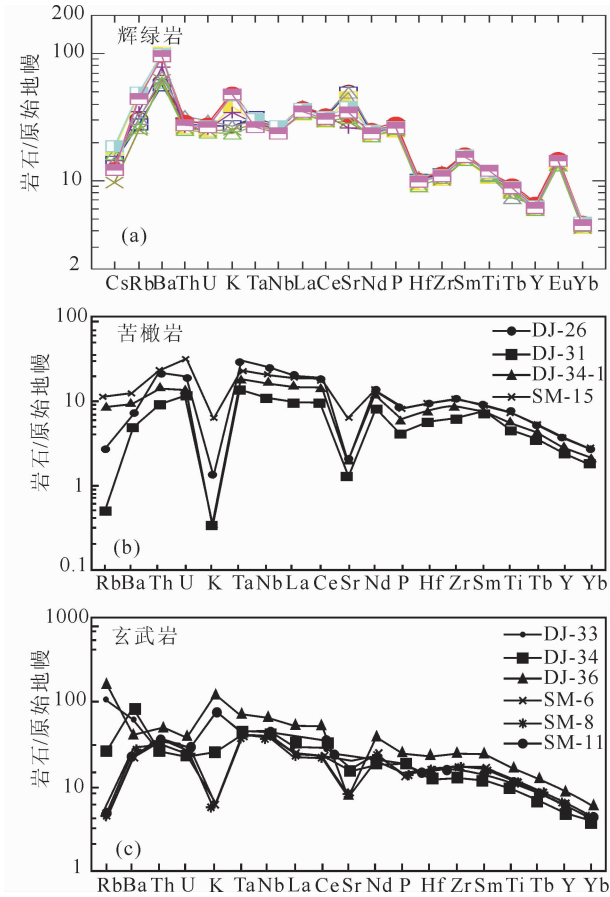


图 5 微量元素比值蛛网图解
Fig. 5 MORB-normalized incompatible element spider diagram
(a) 本文,原始地幔数据据 Sun, 1989; (b)、(c)引自 张招崇等, 2004
(a) this paper, data of MORB from Sun et al., 1989; (b), (c) from Zhang et al., 2004

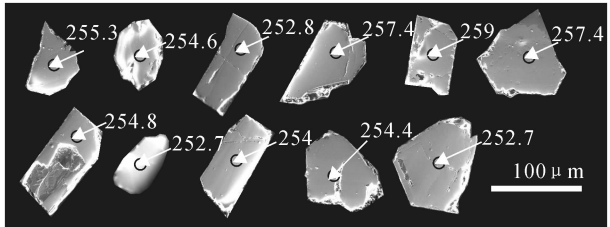


图 6 罗甸罗甸辉绿岩样品锆石的阴极发光图像
Fig. 6 CL images of zircons from the diabase in Luokun, Luodian County

群,它们也反映了当时的岩石圈伸展背景。正是在此伸展背景下,在研究区及邻区沉积了厚度较大的上二叠统含燧石条带的碳酸盐岩。
罗甸辉绿岩的激光探针等离子质谱(LA-ICP-

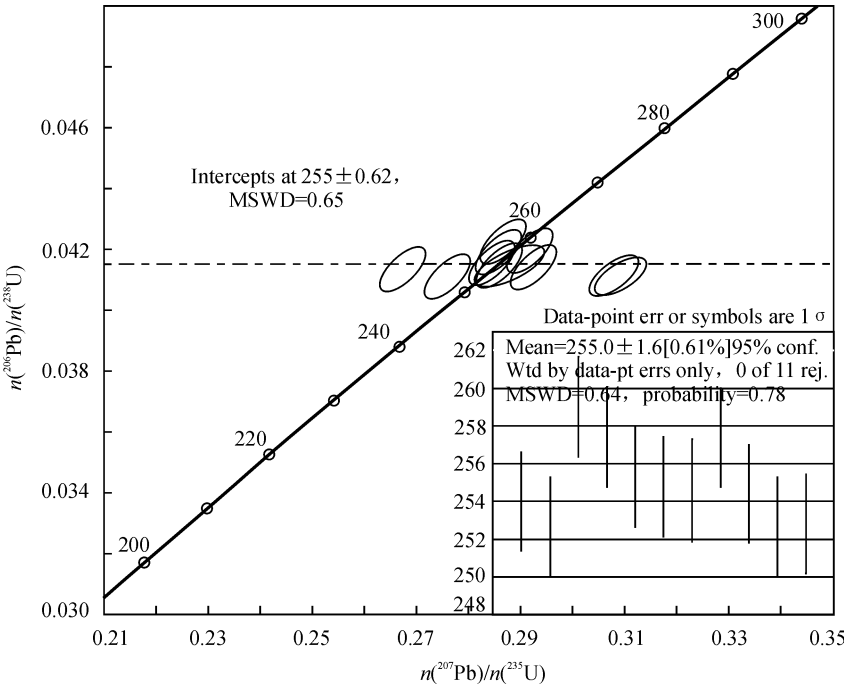


图 7 贵州罗甸罗炯辉绿岩的锆石 LA-ICP-MS U—Pb 年龄谐和图
Fig 7 LA-ICP-MS U—Pb conoordia diagram for the diabase in Luokun,
Luodian County, Guizhou Province

MS) 锆石 U-Pb 微区测年分析得到 $255.0 \pm 0.62\text{Ma}$ 的形成年龄,说明该辉绿岩形成于晚二叠世中期。锆石的颗粒较小且呈它形,韵律环带比较缺失,表明辉绿岩原始岩浆的成分比较均一旦经历了比较快速的侵位过程。因此,罗甸辉绿岩是在晚二叠世中期由来自深部的幔源岩浆快速向上侵位形成的,在幔源岩浆向上侵位的过程中可能受到一定程度的地壳物质混染。

5.2 辉绿岩与二叠纪峨眉山玄武岩的亲缘性探讨

峨眉山玄武岩起初是指出露于峨眉山的晚二叠世早期的玄武岩(熊舜华等,1984),后人相继用于代指大面积分布在云、贵、川 3 省的二叠纪至三叠纪的玄武岩。目前地学界普遍认为峨眉山玄武岩是地幔柱活动的产物(卢记仁,1996;Chung et al.,1998;汪云亮等,1999;Song et al.,2001;Xu et al.,2001;张招崇等,2001;宋谢炎等,2002;Zhou et al.,2002;徐义刚等,2003;He et al.,2003;Xiao et al.,2004;张招崇等,2005)。另外有少部分研究者(如 Dmitriev et al.,1996)认为峨眉山玄武岩与扬子地块西缘被动大陆边缘地壳扩张有关。贵州境内的峨眉山玄武岩主要分布于兴仁—安顺—清镇—息烽一线的西北侧。在贵州西部出露范围广,厚度大,总体分布在平面上呈东凸的舌型,西厚东薄,在黔西—安顺一线以

东仅厚十余米,且不连续,在瓮安—福泉一带尖灭。本文研究的辉绿岩在峨眉山玄武岩分布区以东,辉绿岩距离西部最近的峨眉山玄武岩约 140km。

在峨眉山玄武岩形成年龄上,地学界倾向于一致认为 259 ~ 257Ma 是峨眉山玄武岩的主喷发期,其喷发时限集中在 1 ~ 3Ma 之间,是在地幔穹窿上升之后的快速喷发(张招崇等,2002;宋谢炎等,2002;徐义刚等,2003;王德滋等,2005;侯增谦等,2006)。主喷发期之后也发生过数十次的火山喷溢活动,其同位素地质年龄测试结果从晚二叠世一直延伸到早三叠世(Harggerty et al.,1996;Bowring et al.,1998;Boven et al.,2002;刘红英等,2004)。

峨眉山玄武岩的元素地球化学主要特征是:偏碱,Rb、Sr、K、U、Th 等元素含量高,贫 Cr 和 Ni。峨

眉山玄武岩 TiO_2 含量的变化范围大,为 1% ~ 5% (徐义刚等,2001;张招崇等,2001); MgO 含量的变化范围也大,为 4% ~ 25% (张招崇等,2004),具有高铁的特征($>10\%$),指示了其深源以及地幔柱源,因为地幔柱源比一般的 MORB 源富铁(Scarraw and Cox,1995)。大火成岩省位于 MORB 右侧,高 Fe,反映了形成压力较高,指示可能与源区有岩石圈地幔物质的加入有关。辉绿岩样品氧化物含量大致与峨眉山晚期基性火山岩相似(宋谢炎等,2001;夏延高,2005),且其 Th、Ta、Hf 强不相容元素比值也具有峨眉山玄武岩特征($\text{Th}/\text{Ta}=1.6\sim 4$, $\text{Ta}/\text{Hf}>0.1$)(汪云亮等,2001)。一些不活动性元素之间也具有与峨眉山玄武岩相似的元素比值(如 Zr/Hf 、 Zr/Nb 、 Nb/Y 、 Nb/U)。

因此,可以认为罗甸辉绿岩是该区域与峨眉山玄武岩岩主喷发期同时的同质异相岩浆活动的产物,晚二叠世与峨眉山玄武岩有关的岩浆活动向东影响到了黔东南罗甸—望漠地区,由于这里处于岩浆活动的东部边缘地带,岩浆活动的强度相对较弱,没有出露玄武岩。但是造就了一定规模的辉绿岩脉侵入活动,形成了黔东南地区众多的辉绿岩脉。

6 结论

(1) 罗甸辉绿岩具有拉斑玄武岩和高铝玄武岩特征。可能起源于与原始地幔类似的地幔岩的部分熔融作用, 岩浆在快速上升过程中遭到一定程度地壳物质的混染。

(2) 辉绿岩锆石 LA-ICP-MS 测年结果为 255.0 ± 0.62 Ma, 说明罗甸辉绿岩的侵位发生于晚二叠世。

(3) 罗甸辉绿岩在地球化学方面与峨眉山玄武岩高度类似, 其形成时间与峨眉山玄武岩的主喷发期基本同时, 可以认为罗甸辉绿岩是峨眉山玄武岩同质异相岩浆活动的产物。罗甸一带处于峨眉山玄武岩岩浆活动的东部边缘地带。

注 释 / Notes

① 贵州省地质矿产局. 1987. 贵州省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~698.

参 考 文 献 / References

- 陈代钊, 陈其美. 1995. 黔南地区早、中泥盆世沉积演化的动力机制. 沉积学报, 13(3): 54~65.
- 陈国勇. 2002. 黔南台陷碳酸盐型铅锌矿床成矿条件及找矿模型. 贵州地质, 19(1): 20~26.
- 侯增谦, 陈文, 卢记仁. 2006. 四川峨眉大火成岩省 259 Ma 大陆溢流玄武岩喷发事件: 来自激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年证据. 地质学报, 80(8): 1130.
- 刘红英, 夏斌, 张玉泉. 2004. 攀西会理猫猫沟钠质碱性岩锆石 SHRIMP 定年及其地质意义. 科学通报, 49(14): 1431~1438.
- 卢记仁. 1996. 峨眉山地幔柱的动力学特征. 地球学报, 17(4): 424~438.
- 宋谢炎, 侯增谦, 曹志敏, 卢记仁. 2001. 峨眉山火成岩省的岩石地球化学特征及时限. 地质学报, 75(4): 498~506.
- 宋谢炎, 侯增谦, 汪云亮. 2002. 峨眉山玄武岩的地幔热柱成因. 矿物岩石, 22(4): 27~32.
- 腾格乐, 秦建中, 郑伦举. 2008. 黔南坳陷海相优质烃源岩的生烃潜力及时空分布. 地质学报, 82(3): 366~372.
- 汪云亮, 侯增谦, 修淑芝. 1999. 峨眉火成岩省地幔柱热异常初探. 地质论评, 45 (增刊): 876~879.
- 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 2001. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf—Ta/Hf 图解判别. 岩石学报, 17(3): 413~421.
- 王德滋, 周金城. 2005. 大火成岩省研究新进展. 高校地质学报, 11(1): 1~8.
- 王尚彦, 张慧等. 2005. 贵州西部古—中生代地层及裂陷槽盆的演化. 地质出版社, 1~146.
- 王尚彦, 张慧, 王天华, 王纯厚, 彭成龙, 胡仁发, 陈明华, 石磊. 2006. 黔西水城—紫云地区晚古生代裂陷槽盆充填和演化. 地质通报, 25(3): 402~407.
- 夏廷高. 2005. 四川挖角坝地区辉绿岩脉岩石学特征及成因研究. 地质与勘探, 41(4): 57~61.
- 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 沙绍礼. 2003. 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. 地质科学, 38(4): 478

~494.

- 熊舜华, 李建林. 1984. 峨眉山地区晚二叠世大陆裂谷边缘玄武岩系的特征. 成都地质学院学报, (1): 43~57.
- 徐义刚, 钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件. 地球化学, 30(1): 1~9.
- 徐义刚, 梅厚钧, 许继峰, 黄小龙, 王岳军, 钟孙霖. 2003. 峨眉山大火成岩省中两类岩浆分异趋势及其成因. 科学通报, 48(4): 383~387.
- 许国明, 王国司, 石国山. 2008. 黔中隆起及其南北斜坡区天然气勘探前景. 贵州地质, 25(2): 81~85.
- 袁洪林, 吴福元, 高山, 柳小明, 徐平, 孙德有. 2003. 东北地区新生代侵入岩的激光锆石探针 U—Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报, 48(4): 1511~1520.
- 张招崇, 王福生, 范蔚茗, 邓海琳, 徐义刚, 许继峰, 王岳军. 2001. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论. 岩石矿物学杂志, 20(3): 239~246.
- 张招崇, 郝艳丽, 王福生. 2003. 大火成岩省中苦橄岩的研究意义. 地学前缘, 10(3): 105~114.
- 张招崇, 王福生. 2004. 峨眉山大陆溢流玄武岩省苦橄质岩石的高镁橄榄石和高铬尖晶石及其意义. 自然科学进展, 14(1): 70~74.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽, Mahoney J J. 2004. 峨眉山大火成岩省中苦橄岩与其共生岩石的地球化学特征及其对源区的约束. 地质学报, 78(2): 171~180.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽. 2005. 峨眉山大火成岩省和西伯利亚大火成岩省地球化学物征的比较及其成因启示. 岩石矿物学杂志, 24(1): 12~20.
- 周明辉, 梁秋原. 2006. 黔中隆起及其周缘地区“下组合”油气地质特征. 海相油气地质, 11(2): 17~24.
- Boven A, Pasteels P, Punzalan L E, Liu J, Luo X, Zhang W, Guo Z, Hertogen. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the age and evolution of the Permo—Triassic Emeishan Volcanic Province, Southwest China. Asian Earth Sci, 20: 157~175.
- Bowring S A, Erwin D H, Jin Y G, Martin M W, Davidek K, Wang W. 1998. U/Pb zircon geochronology and tempo of the end—Permian mass extinction. Science, 280: 1039~1045.
- Chung S L, Jahn B M, Wu G Y, Lo C H, Bolin C. 1998. The Emeishan flood basalt in SW China: A mantle Plume initiation model and its connection with continental break—up and mass extinction at the Permian—Triassic boundary. Washington D C: AGU Monograph, 27: 47~58.
- Dmitriev Y I, Bogatkov O A. 1996. Emeishan flood basalts, Yangtze Platform: indications of an aborted oceanic environment. Petrology, 4: 407~418.
- Shellnutt Gregory, Zhou Meifu, Yan Danping, Wang Yanbin. 2008. Longevity of the Permian Emeishan mantle plume (SW China): 1 Ma, 8 Ma or 18 Ma? Geol, mag. Cambridge University Press, 145(3): 373~388.
- Haggerty B M. 1996. Episodes of flood basalt volcanism defined by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age distribution: correlation with mass extinction. J. Undergrad. Sci., 3: 155~164.
- He B, Xu Y G, Chung S L, Xiao L, Wang Y. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 213: 389~403.
- Jane H. Scarrow, Cox K G. 1995. Basalts generated by decompressive adiabatic melting of a mantle plume: a case study from the Isle of Skye, NW Scotland. Journal of Petrology, 36(1): 3~22.
- Luddwig K R. 1991. Isoplot—a plotting and regression program for

radiogenic— isotope data. US Geological Survey Open—File Report,39:91~445.

Song X Y,Zhou M F,Hou Z Q,Cao Z M,Wang Y L,Li Y. 2001. Geochemical constraints on the mantle of the upper Permian Emeishan continental flood basalts, southwestern China. International Geology Review,43:213~225.

Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis. London: Unwin Hyman, 1~466.

Xiao L,Xu Y G,Mei H J,Zheng Y F,He B,Franco P. 2004. Distinct mantle sources of low—Ti and high—Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume—lithosphere interaction. Earth Planet. , Sci. Lett. ,228:525~546.

Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, Wu G Y. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of the Emeishan Permian—Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. Lithos,58(3~4):145~168.

Zhang Z C,Wang F S. 2002. Geochemistry of two type of basalts in the Emeishan basaltic province: evidence for mantle plume—lithosphere interaction. Acta Geologica Sinica,76(2):229~237.

Zhou M F,Malpas J, Song X Y, Robinson P T, Sun M, Kennedy A K, Leshner C M, Keays R R. 2002. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. Earth and Planetary Science Letters,196(34):113~122.

Late Permian Diabase in Luodian, Southeastern Guizhou, and Its Tectonic Significances

HAN Wei¹⁾, LUO Jinhai¹⁾, FAN Junlei²⁾, CAO Yuanzhi³⁾, ZHANG Jingyi⁴⁾

1) State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an, 710069;

2) Reconnaissance research institute, Shaanxi Bureau of Coal Geological Exploration, Xi'an, 710005;

3) Exploration and Production, Northwest Company SINOPEC, Urumqi, 830011;

4) Research Institute for Exploration and Development, PetroChina Jidong Oilfield Company, Tangshan, Hebei, 063004

Abstract: The diabase exposed in Luodian area, southeastern Guizhou Province, belongs to tholeiite series. The major elements of the diabase are characterized by high TiO₂ (2. 36%~2. 57%), high CaO (9. 40%~10. 31%), low MgO (5. 65%~6. 93%), low alkali and Na₂ O>K₂ O; the diabase have a higher content of ΣREE (164. 9×10⁻⁶~187. 3×10⁻⁶) with a remarkable fractionation between LREE and HREE reflecting the enrichment of LREE and the depletion of HREE. Meanwhile, the testing result pronounces a significant positive Eu anomaly and the chondrite-normalized distribution curve is right inclined. The U-Pb dating result from zircons in the diabase samples yields a concordant lower intersection age (tested by LA-ICP-MS), 255. 0±0. 62Ma, which may represents the rock mass crystallization time. Combining with the regional geology analysis, we believe that the diabase of Luodian area possibly originates from the partial melting of the peridotite approaches in the primitive mantle, and the magmas probably suffer from the contamination of crust materials during the rapid rising process. The Luodian diabase has a similar geochemistry characteristic with the Emeishan basalt, and its formation age is nearly at the same time with the main eruption period of Emeishan basalt. The comprehensive analysis proves that the late Permian diabase from the southeastern Guizhou Province is the product of polymorphism magmatic activities of the Emeishan basalt, and the Luodian—Wangmo area of the southeastern Guizhou Province lies in the eastern boundary zone of the Emeishan basaltic magmatism.

Key words: diabase; geochemical characteristics; tectonic setting; Luodian, Guizhou