

# 甘肃礼县新生代火山喷发碳酸岩的发现及意义\*

喻学惠 莫宣学 苏尚国 董方浏 赵欣 王晨

YU XueHui, MO XuanXue, SU ShangGuo, DONG FangLiu, ZHAO Xin and WANG Chen

中国地质大学, 北京 100083

China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2002-00-00 收稿, 2002-12-18 改回.

Yu XH, Mo XX, Su SG, Dong FL, Zhao X and Wang C. 2003. Discovery and significance of Cenozoic volcanic carbonatite in Lixian, Gansu province. *Acta Petrologica Sinica*, 19(1):105-112

**Abstract** Volcanic carbonatites are very rare igneous rocks in the earth surface, which close paragenesis with nephelinite, melilitic rocks always outcropped continental rifting area. A lot of Cenozoic volcanic carbonatites in Baihe area of Lixian county, Gansu province outcropped in Cenozoic kamafugite. The carbonatite contain these rock types of lapilli, tuff and ignimbrite, lava and ball etc. The carbonatites composed by calcites and rare clinopyroxene, nepheline, apatite and phlogopite in mineralogy, and belong to a sovite according to Le Maitre's *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. The whole rock chemical composition of carbonatite has a characteristics rich in CaO, but pool in alkaline( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), and is very like to high-Ca, low-alkali carbonatite from Fort Portal area, Uganda. However, the major element chemistry of each type of carbonatite is different, such as content of  $\text{SiO}_2$  is decreasing gradually from black lapilli to ball to ignimbrite/tuff to lava to the carbonatite filled in vesicles. The content of  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO in these rocks have a positive correlation with content of  $\text{SiO}_2$ , but only CaO in the rocks has a negative correlation with  $\text{SiO}_2$ . The carbonatites have a LREE-rich pattern in the figure of chondrite-normalized REE-pattern, but the abundance of LREE,  $\Sigma\text{REE}$  and rare earth elements (especially Sr, Ba) in the rocks have a positive correlation with  $\text{SiO}_2$  like to major elements of the rocks. Carbon and oxygen isotopic compositions of whole-rock samples of the carbonatite lie within ranges of  $-9.58$  to  $0.71$  for  $\delta^{13}\text{C}$  and  $12.59$  to  $20.58$  for  $\delta^{18}\text{O}$ . These  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of the carbonatite support the conclusion that the carbonatite was products of magmatism and originated from the mantle. However, the isotopic composition of some carbonatite was changed by secondary isotopic exchange. Exposure to alteration under atmospheric conditions and weathering at the surface produced higher  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values distinct from primary carbonatite. The researchs show that the carbonatites and high potassic volcanic rocks in this area are not a magmatic products of continental rifting, its origin and genesis may be related to uplifting of asthenosphere. The discovery of the WQL carbonatite provide a new petrological evidence to understand chemical composition and characteristics of the WQL mantle.

**Key words** Carbonatite, Volcanic eruption, Cenozoic, Gansu province, Lixian county

**摘 要** 甘肃礼县新生代钾霞橄黄长岩中有大量火山喷发碳酸岩出露, 本文对该区各种碳酸岩的地质产状、岩石特征、全岩化学及稀土、微量和 C、O 同位素地球化学进行了研究, 结果表明本区碳酸岩属于一种高 CaO 低碱( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )的火成碳酸岩, 其化学成分与东非裂谷乌干达 Fort Portal 地区的碳酸岩相似。其中碳酸岩的火山砾岩和凝灰岩具有高的  $\text{SiO}_2$  和 Mg/Ca 比值, 化学成分显示了硅酸盐和碳酸盐混合的特征, 可能代表直接由地幔部分熔融形成的原生碳酸盐岩浆。其它类型碳酸岩的成因与原生碳酸盐岩浆或原生钾霞橄黄长岩浆的液态不混溶作用和/或结晶分异作用有关。碳酸岩及共生的高钾火山岩不是典型的大陆裂谷岩浆作用的产物, 其起源和成因与软流圈的上涌有关。碳酸岩的发现为查明本区地幔的组成和性质提供了新的岩石学证据。

**关键词** 碳酸岩; 火山喷发作用; 新生代; 甘肃省; 礼县

中图法分类号 P588.15

\* 本文得到国家自然科学基金重点基金(项目编号:40234052)、国家自然科学基金(项目编号:49973014)、国土资源部青藏高原专项(批准号:200101020404)以及国家重点基础研究发展规划(G1998040800)的资助。

第一作者简介: 喻学惠, 女, 1944 年生, 教授, 岩石学专业, E-mail: xhyu@cugb.edu.cn

碳酸岩是一种含碳酸盐(实际)矿物达50%以上的火成岩(Le Maitre, 1991),常常与霞石岩/霞石岩或黄长岩类共生产于大陆裂谷环境。火山喷发碳酸岩见于东非裂谷的坦桑尼亚、乌干达、肯尼亚等地。

碳酸岩的岩浆成因经历了近半个世纪的争议,直到60年代初,地质学家亲眼目睹坦桑尼亚 Oldoinyo Lengai 火山喷出富碱的碳酸盐熔岩、火山砾和凝灰质火山物之后,碳酸岩的岩浆成因观点才为人们广泛接受(Le Bas, 1987)。近二十年来,国外很多研究者围绕碳酸岩的起源、成因及源区特征等问题,进行了大量野外观察和实验研究,特别是发现含碳酸盐的地幔包体和地幔交代作用的研究(Wyllie *et al.*, 1986; Lloyd, 1987; Green *et al.*, 1988)及对含CO<sub>2</sub>的地幔橄榄岩体系的实验研究(Eggler, 1978; Wyllie, 1986; Lee *et al.*, 1998),证明原生碳酸盐岩浆可以直接导源于碳酸盐化的橄榄岩地幔,有些碳酸岩与上地幔导源的富碳酸盐的碱性橄榄岩岩浆(如霞石岩-黄长岩岩浆或广义的金伯利岩浆)的液态不混溶作用有关(Peterson *et al.*, 1995; Sweeney, 1994)。根据原生碳酸岩成分具有富含碱、挥发分和大离子亲石元素的特征,推测原生碳酸岩可能是卷入某些金伯利岩流体化作用中的流体,是在软流圈深部形成的。源区可能是含角闪石/金云母的富集地幔(Bailey, 1989; Dalton *et al.*, 1996)。这些研究不仅深化了对碳酸岩和碱性岩起源和成因的认识,为了解大陆地幔的特征和演化提供了重要的信息,而且证明碳酸岩的研究已成为当今幔源火成岩和深部地质研究中一个非常重要的方面。

甘肃西秦岭礼县-宕昌一带分布了很多新生代钾霞橄黄长岩(以下简称高钾火山岩)的岩筒和岩脉。喻学惠等(1991, 1992, 1994, 1998, 2000, 2001)对该区新生代火山作用及钾霞橄黄长岩的岩石学、地球化学特征作过系统报道。在新近的野外工作中又在该区发现火山喷发碳酸岩。本文提供了该区碳酸岩的野外地质产状、岩石学、稀土和微量元素及C、O同位素地球化学方面的资料,并对碳酸岩的起源和成因等进行了初步分析。

## 1 区域地质

新生代火山喷发碳酸岩出露在青藏高原东北缘的甘肃西秦岭天水-礼县新生代断陷盆地中。该区大地构造上处于扬子古陆、特提斯构造域和欧亚大陆的结合部。据苏进旺(1981),杜子图(1998)等研究认为,西秦岭是在东特提斯洋关闭后发展起来的一个年轻的(印支期)造山带,其地质演化历史可分为四个大的阶段:即晋宁运动及其后的古中国大陆阶段;古生代-三叠纪联合古陆裂解及古特提斯海域发展演化阶段;三叠纪末印支运动,南北大陆对接碰撞,古特提斯海域关闭及西秦岭褶皱造山阶段;以及中生代晚期-新生代陆内造山运动阶段。根据火山岩区古夷平面的分布,

及新生代断陷盆地和白垩纪-第三纪巨厚的红色磨拉石建造的分布和特征,可以认定自晚白垩纪-晚新生代以来,西秦岭的地质构造演化和岩浆作用与印度和欧亚大陆的碰撞及青藏高原的强烈隆升密切相关。

## 2 碳酸岩的地质产状及岩石学特征

本区碳酸岩与新生代钾霞橄黄长岩密切共生,主要出露于下第三系的红色砂岩、砂泥岩及砂砾岩中(图1)。

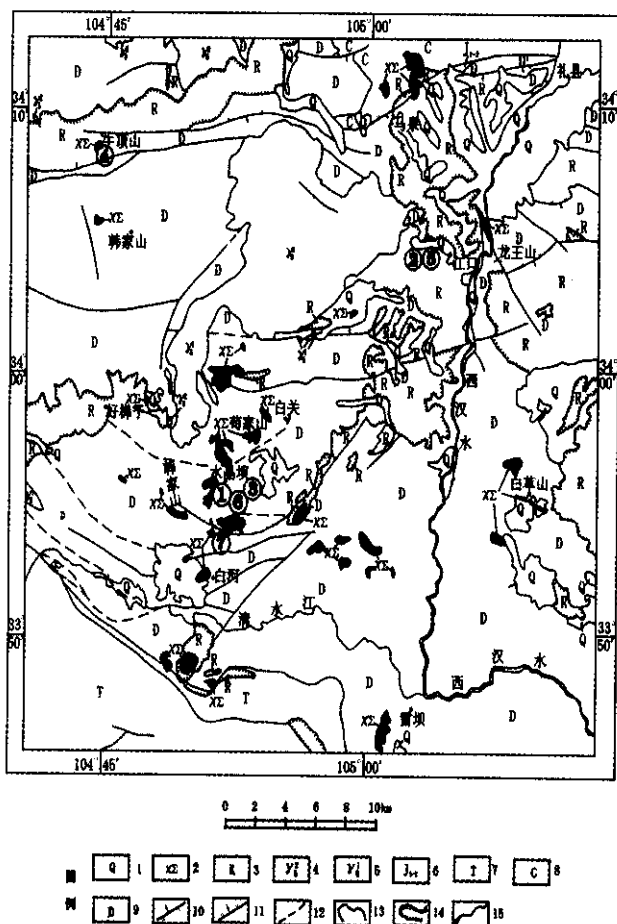


图1 甘肃礼县新生代火山岩分布图

1. 第四系; 2. 新生代钾质火山岩; 3. 第三系砂岩、页岩和砾岩;
4. 中生代燕山期花岗岩; 5. 中生代印支期花岗岩; 6. 中-下侏罗统砂页岩和砂砾岩; 7. 三叠系砂岩、板岩和灰岩; 8. 石炭系灰岩、页岩和砂岩; 9. 泥盆系板岩、粉砂岩和千枚岩; 10. 逆断层;
11. 正断层; 12. 推测断层; 13. 地质界限; 14. 地层不整合界限;
15. 河流。图中数字①②③等为采样点

Fig. 1 Sketch map of the field of Cenozoic volcanic rocks in Lixian, Gansu province

与碳酸岩共生的高钾火山岩的全岩 K-Ar 同位素定年落在 7.1Ma~18.9Ma 之间,火山岩中金云母的 Ar-Ar 同位素定年为 22Ma~23Ma(Yu XH *et al.*, 2001)。因此可以认为碳酸岩也是中新世火山作用的产物。

本区火山喷发碳酸岩主要由方解石组成,方解石实际矿物的含量在 95% 以上,此外含有少量(<5%)的单斜辉石,霞石和磷灰石等。按国际地科联有关火成碳酸岩分类命名的原则(Le Maitre, 1991),本区碳酸岩应属于方解石碳酸岩。根据野外产状和岩石学特征,该区碳酸岩包括下列几种岩石类型:

#### (1) 碳酸盐的火山砾岩和火山泥球凝灰岩

出露在礼县白河一带,火山砾岩和含火山泥球凝灰岩呈互层状产出,位于剖面下部,其上为含气孔的黑色高钾火山岩覆盖(图版 1-1)。火山砾岩呈暗褐色,由大量细小的圆球状火山砾组成。薄片中山火砾不显光性,直径多小于 2mm,含量在 80% 以上,因强烈风化难以分辨矿物成分,仅少数火山砾中可见残留的辉石或黄长石微(斑)晶(图版 1-8)。在密集的火山砾之间为具同心环状构造的隐晶-微晶的方解石(图版 1-4)。

火山泥球凝灰岩呈白色略带浅绿色,较新鲜的露头上岩石很像由大量极细小的火山砾组成,但风化后完全是白色粉末。薄片除少量具极浅褐色的火山泥球轮廓尚可分辨之外,决大部分火山砾轮廓不清,整个薄片基本上全部由极细小的具同心环状构造的隐晶-微晶方解石组成。因此推测火山泥球是由细的火山灰围绕雨滴(或极细的火山砾)一层层长大形成的(图版 1-5)。

在剖面上连续采样并切片,发现上述两种岩石在颜色、火山砾含量和化学成分上呈现过渡关系,在凝灰岩中钾霞橄黄长岩的火山砾明显减少。因此推测火山砾之间的隐晶-微晶方解石是由碳酸盐的火山灰重结晶形成的。在礼县王坪一带的冲沟中,还见到暗紫红色圆球状碳酸岩火山砾和含有高钾火山岩角砾的火山集块。

#### (2) 碳酸质凝灰岩或熔结凝灰岩

零星出露在牛顶山一带。岩石呈层状,新鲜部分呈浅灰绿色,质地细而致密。薄片下岩石具凝灰结构,可见玻屑和少量的气孔。玻屑含量在 3%~10% 左右,形态多样,如镰刀状、弓形状、鸡骨状等,因脱玻化作用已全部重结晶为隐晶-微晶方解石。气孔小(1~2mm)而少,浑圆状,气孔中充填碳酸盐已全部重结晶为微粒-细粒方解石。基质部分全部为重结晶形成的微晶方解石(图版 1-3);

#### (3) 碳酸岩岩球

呈圆形-不规则圆形,直径多在 10~20cm 左右,白色略带浅绿色或浅黄绿色,常见大量的岩球堆积成层分布在高

钾火山岩中或其下部。按成分可分为两种:一为纯的碳酸盐岩球,白色略带浅绿色或浅黄绿色,呈分散状或堆积成层产于钾霞橄黄长岩的火山砾岩或火山集块岩中,因强烈风化质地非常疏松,无法磨制薄片;另一种岩球也呈白色,但中心部分为高钾火山岩,只是外面裹有一层白色的碳酸岩。

#### (4) 致密块状碳酸岩

呈巨大岩块出露在王坪高钾火山岩筒附近的冲沟中,无根,岩块下部包裹有黑色高钾火山岩的火山砾和火山碎屑,因此推测为碳酸岩熔岩的风化残留。浅紫红色或黄白色,隐晶质结构,块状构造。岩石中含有大量晚期纯白色、全晶质的方解石网状细脉。薄片下碳酸岩主要由全晶质微粒-细粒的方解石和少量细针状的辉石、金云母、磷灰石、霞石等组成(图版 1-6)。晚期方解石脉为全晶质细粒-中粗粒结构,不含辉石和/或磷灰石微晶。

(5) 充填于火山砾间、火山岩层间或气孔中具同心环状、肾状构造的碳酸岩。

米黄色,全晶质细粒-中粗粒结构,几乎全部由方解石组成。但是在每一个同心环的中心或肾粒的中心都包裹了高钾火山岩的火山砾。因此这种碳酸岩不是次生的,而是一种火成碳酸岩,其成因可能与原生含碳酸岩的硅酸盐岩浆的液态不混熔作用有关。

## 3 碳酸岩的全岩化学

本区具代表性的碳酸岩全岩化学成分分析结果列于表 1。

由表可见,本区碳酸岩的 CaO 含量介于 28.77%~54.1% 之间,碱的总量( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )低,介于 0.94%~0.04% 之间,全岩化学成分具有高 CaO 低( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )的特征,总体属于一种高钙低碱的碳酸岩。但是,各种类型碳酸岩中  $\text{SiO}_2$  含量变化大且与碳酸岩的岩石类型有关,如黑色火山砾岩具有最高的  $\text{SiO}_2$  (达 23.62%) 和 Mg/Ca 比,其次为碳酸岩岩球, $\text{SiO}_2$  和 Mg/Ca 比值分别为 21.1% 和 0.1,浅色火山泥球碳酸岩分别为 13.28% 和 0.06,凝灰质碳酸岩分别为 11.49% 和 0.02,块状碳酸岩和气孔充填碳酸岩的  $\text{SiO}_2$  和 Mg/Ca 比值最低,分别为 1.47%、2.72%、2.02% 和 0.005、0.01、0.04。其它氧化物如  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  和 FeO 以及 MgO 的含量与  $\text{SiO}_2$  含量呈正相关关系,CaO 含量与  $\text{SiO}_2$  呈负的相关关系, ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ) 和  $\text{P}_2\text{O}_5$  与  $\text{SiO}_2$  含量无关。全岩化学成分与东非裂谷乌干达 Fort Portal 高 CaO 低碱的碳酸岩相同。

表 1 碳酸岩具代表性的全岩化学成分(%)、稀土和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )

Table 1 Representative whole rock chemical composition (%), REE and trace elements( $\mu\text{g/g}$ ) of the carbonatites

样号	2001	2002	2005	2007	2013	2015	2019
SiO <sub>2</sub>	13.28	1.47	23.62	11.49	2.72	2.02	21.1
TiO <sub>2</sub>	1.04	0.05	2	0.14	0.05	0.1	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.86	0.4	5.18	2.98	0.54	0.46	5.22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.69	0.29	5.88	0.14	0.12	0.06	2.9
FeO	0.17	0.13	1.3	0.35	0.23	0.23	0.17
MnO	0.05	0.03	0.15	0.08	0.04	0.01	0.02
NiO	0.03	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02
MgO	1.83	0.2	6.31	0.56	0.37	1.4	2.61
CaO	41.49	54.16	28.77	46.21	53.49	53.26	34.67
K <sub>2</sub> O	0.03	0.16	0.27	0.89	0.21	0.05	0.54
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.04	0.27	0.05	0.03	0.2	0.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.76	0.04	1.18	0.03	0.03	0.2	0.34
CO <sub>2</sub>	29.36	42.55	20.8	36.32	41.56	42.1	26.05
H <sub>2</sub> O	2.13	0.32	3.82	1.21	0.4	0.45	3.35
Tatal	99.75	99.85	99.64	100.47	99.81	100.43	98.27
Mg <sup>±</sup>	0.93	0.93	0.96	0.97	0.96	0.99	0.96
Mg/Ca	0.06	0.05	0.31	0.02	0.01	0.04	0.1
Al/Si	0.25	0.32	0.24	0.31	0.23	0.27	0.29
K/Na	1.99	2.61	0.66	11.66	4.64	0.47	1.54
La	50.38	3.68	86.03	7.77	3.82	4.75	19.89
Ce	67.77	4.36	127.8	18.61	5.19	6.17	31.68
Pr	9.94	0.62	17.3	2.19	0.87	0.85	5.28
Nd	36.3	2.29	63.1	6.81	2.79	2.62	18.1
Sm	6.13	0.44	10.54	1.33	0.52	0.62	3.46
Eu	1.78	0.09	3.16	0.29	0.1	0.12	1.08
Gd	4.95	0.34	8.46	1.24	0.39	0.35	2.92
Tb	0.69	0.06	1.2	0.19	0.06	0.05	0.4
Dy	3.09	0.3	4.99	1.03	0.3	0.2	1.9
Ho	0.57	0.06	0.87	0.22	0.06	0.04	0.33
Er	1.26	0.16	1.8	0.55	0.14	0.09	0.8
Tm	0.16	0.03	0.25	0.08	0.02	0.01	0.11
Yb	0.81	0.13	1.1	0.47	0.11	0.05	0.57
Lu	0.11	0.02	0.15	0.07	0.02	0.01	0.08
Y	15.6	1.99	22.2	6.05	1.71	0.85	9.84
ΣREE	200	14.6	349	46	16.1	16.8	96.3
LREE/HREE	5.88	3.58	6.9	3.95	4.55	8.43	1.68
Rb	3	3	16.6	27.9	3	3	40.8
Sr	421	100	562	147	232	261	393
Ba	124	55	1670	119	90	314	13760
Zr	148	28.3	256	48.8	21.7	32	71.5
Hf	1.6	0.6	3.2	1	0.7	0.5	1.76
Cd	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.09
Cs	37	55	30	49	55	55	27.4
Ga	1.3	1	1	1	1	1	1.1
Nb	51	4.6	78.4	4.6	3.5	5.6	25.8
Ta	0.5	0.5	3.5	0.5	9.5	0.5	1.2
Sc	5.7	1	6.9	2.8	0.9	1	4.9
Se	0.06	0.03	0.07	0.06	0.06	0.04	0.05
Th	4.2	1	7.6	2.6	1	1	4.8
U	4.1	0.7	2.5	1.6	0.9	1.5	2.8
Pb	11.6	12.2	5.2	6.4	10.1	1.9	7.9
Co	20.4	6.5	40.6	9	5.4	5.4	27.9
V	51.7	16.7	77.3	22.9	13.5	12	32
F	36.3	162	1135	249	148	184	732
Ba/Sr	0.29	0.55	2.97	0.81	0.39	1.2	35.02
Ba/La	2.46	14.95	19.41	15.32	0.39	66.11	691.8
La/Yb	62.2	28.31	0.01	0.06	0.03	0.01	0.03
Th/U	1.02	1.42	3.04	1.63	1.11	0.67	1.71
Nb/Ta	102	92	22.4	9.2	0.37	11.2	21.5
Zr/Nb	2.89	6.15	3.27	10.61	6.2	5.71	2.77

样品由湖北省地矿局地质实验研究所用湿法化学分析方法完成

样品: 2001-分水岭白色火山泥球凝灰岩; 2002-王坪浅紫红色

致密块状碳酸岩(剔除了晚期方解石细脉); 2005-分水岭黑褐色细粒的火山砾; 2007-牛顶山浅灰红色凝灰岩; 2013-王坪浅黄色致密块状碳酸岩(剔除了晚期方解石细脉); 2015-分水岭充填于火山砾之间的米黄色方解石碳酸岩; 2019-上杜家碳酸岩岩球。

Samples: 2001-white volcanic mud ball; 2002-light purple-red dense carbonatite(rejected the late calcite vein); 2005-black brown fine lapilli; 2007-light grey-red tuff; 2013-light yellow dense carbonatite(rejected the late calcite vein); 2015-light yellow calcite carbonatite filling in between lapillis; 2019-carbonatite ball.

## 4 碳酸岩的微量和稀土元素及 C、O 同位素地球化学

### 4.1 稀土和微量元素

表 1 列出本区碳酸岩具代表性的全岩稀土和微量元素测试结果。从表 1 可见, 本区碳酸岩  $\Sigma\text{REE}$  含量较低且变化范围比较大(介于  $14.57\sim 349\mu\text{g/g}$  之间),  $\Sigma\text{REE}$  低于共生的高钾火山岩( $>365\mu\text{g/g}$ ), 也比国内外很多火成碳酸岩低。LREE/HREE 介于  $1.68\sim 8.43$  之间, 经球粒陨石标准化的 REE 分配模式图中, 具有轻稀土略微右倾的稀土分配模式(图 2), 因此属于 LREE 极轻度富集型。另外, 本区碳酸岩的  $\Sigma\text{REE}$  也与岩石的  $\text{SiO}_2$  含量呈正的相关关系。如  $\text{SiO}_2$  含量最高的黑色火山砾岩具有最高的  $\Sigma\text{REE}$ ( $349\mu\text{g/g}$ ), 其次为火山泥球凝灰岩、碳酸岩岩球和凝灰岩,  $\Sigma\text{REE}$  分别为 199.5、96.43 和 46.01, 块状碳酸岩和气孔充填碳酸岩的  $\Sigma\text{REE}$  最低(分别为  $14.57$ 、 $16.09$  和  $16.79\mu\text{g/g}$ )。

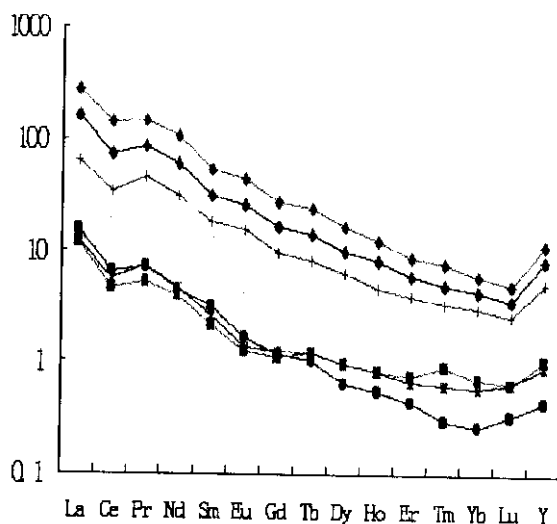


图 2 碳酸岩经球粒陨石标准化的 REE 分配模型

Fig. 2 Chondrite-normalized REE pattern for the carbonatites

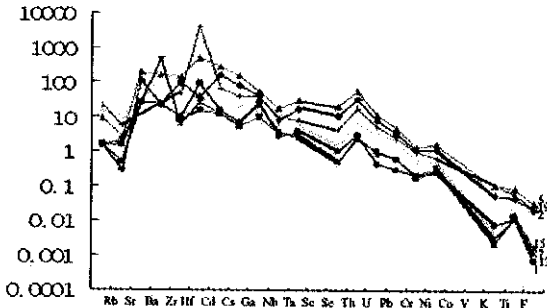


图3 碳酸岩经原始地幔标准化的微量元素丰度图

Fig.3 Primary mantle-normalized trace element abundances for the carbonatites

从碳酸岩的微量元素丰度(表1)和经原始地幔标准化的微量元素蛛网图上(图3)可见,本区碳酸岩中 Sr、Ba 的含量较高,与共生的高钾火山岩相似,也与世界各地火成碳酸岩的特征相似。但各种碳酸岩的 Sr、Ba 含量变化大, Sr 变化在  $100 \sim 562 \mu\text{g/g}$  之间, Ba 变化在  $55 \sim 13760 \mu\text{g/g}$  之间,且 Sr、Ba 含量也与岩石的  $\text{SiO}_2$  含量(即岩石类型)相关。如  $\text{SiO}_2$  含量高的火山砾凝灰岩、碳酸岩岩球和凝灰岩的 Sr、Ba 含量相对较高,特别是碳酸岩岩球 Ba 的含量高达  $13760 \mu\text{g/g}$ ,但块状和气孔充填碳酸岩的 Sr、Ba 含量很低,低于国内外很多火成碳酸岩,但 Ba/Sr 比值与国外典型的黑云碳酸岩基本一致。碳酸岩中其它微量元素(如 Rb、Zr、Nb、Ta、Th 和 U 等)的丰度比共生的高钾火山岩低,但也与岩石中  $\text{SiO}_2$  的含量相关。各种碳酸岩中稀土和微量元素含量的差异与岩石中钙钛矿、磷灰石、锆石、金云母等矿物分异程度有关。

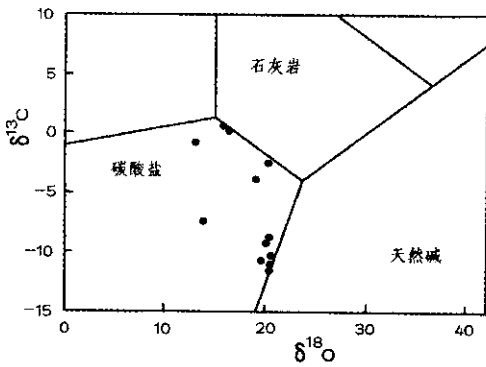


图4 本区碳酸岩的 C、O 同位素组成

Fig.4 Carbon and oxygen isotopic composition of the carbonatites (after K. Bell and J. B. Dawson, 1995)

4.2 C、O 同位素

本区碳酸岩具代表性的 C、O 同位素测试结果列于表2。

图4、5是根据碳酸岩统计资料作出的火成碳酸岩和原生碳酸岩的 C、O 同位素组成范围(Keller *et al.*, 1995; Le Roex *et al.*, 1998)。由表3和图4、5可见,本区碳酸岩样品的  $\delta^{13}\text{C} - \text{PDB}$  均为负值( $-0.51\text{‰} \sim -9.4\text{‰}$ ),  $\delta^{18}\text{O} - \text{SMOW}$  均为正值( $12.59\text{‰} \sim 20.58\text{‰}$ ),与世界各地火成碳酸岩的 C、O 同位素特征相同(图4)。但多数样品的  $\delta^{18}\text{O} - \text{SMOW}$  值偏大,偏离了原生碳酸岩 O 同位素组成范围( $6\text{‰} \sim 12\text{‰ SMOW}$ )。仅  $\delta^{13}\text{C} - \text{PDB}$  值比较接近原生碳酸岩的 C 同位素组成( $-2\text{‰} \sim -8\text{‰ PDB}$ )(图5)。

通常认为碳酸岩 C、O 同位素组成与原生碳酸岩同位素的差异,与地壳物质混染和后期蚀变或风化作用有关(Keller *et al.*, 1995)。本区致密坚硬的块状碳酸岩比质地疏松、易于风化的火山泥流凝灰岩和凝灰岩的  $\delta^{18}\text{O} - \text{SMOW}$  更接近原生碳酸岩的 O 同位素范围,也证明后期的蚀变或风化作用对碳酸岩的 C、O 同位素组成有明显影响。本区碳酸岩是否有地壳物质混染,还需进一步研究。

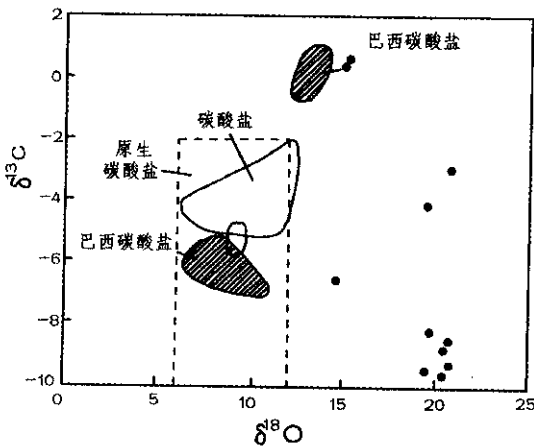


图5 本区碳酸岩的 C、O 同位素组成

Fig.5 Carbon and oxygen isotopic composition of the carbonatites (after A. P. Le Roex *et al.*, 1998)

5 讨论

本区碳酸岩在时间上和空间上与钾霞橄黄长岩(一种高钾火山岩)密切共生,具有与东非裂谷坦桑尼亚 Oldoinyo Lengai(Danson *et al.*, 1995)和乌干达 Fort Portal(Barker *et al.*, 1989)火山喷发碳酸岩相似的产状和岩石类型。全岩化学与乌干达的 Fort Portal 碳酸岩相似,属于一种高 CaO 低碱的碳酸岩,稀土、微量元素和 C、O 同位素组成与世界各地典型的火山喷发碳酸岩相似。因此本区碳酸岩无疑是一种火成碳酸岩。

表 2 新生代碳酸岩具代表性的 C、O 同位素组成(‰)

Table 2 Representative C, O isotopic composition of the carbonatites(‰)

样品号	2001		2002		2005	2007		2013		2015		2019	
$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	-9.33	-4.26	-7.53	0.70	-8.14	-2.79	-0.51	0.71	-9.40	-9.58	-8.60	-8.74	
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	20.55	19.68	14.74	16.17	19.80	19.99	12.59	16.34	19.37	20.26	20.58	20.55	

样品分析由国土资源部宜昌地矿所同位素开放实验室完成 注: 样品号及样品特征同表 1

Notes: Numbers and features of the samples same to table 1.

自然界碳酸岩的地质产状和岩石特征具有多样性, 其形成机制大致可以分为如下几种: 即 1) 碳酸岩化橄榄岩地幔的部分熔融 (Wyllie *et al.*, 1976a; Egger, 1978); 2) 某些富  $\text{CO}_2$  的硅酸盐岩浆的液态不混溶作用 (Kjarsgaard *et al.*, 1988, 1989a, 1991, 1995; Lee 1996, 1997a); 3) 某些富  $\text{CO}_2$  的硅酸盐岩浆的结晶分异作用 (Otto *et al.*, 1993, ) 等。但是, 由于目前对地幔形成的原生碳酸岩浆究竟是纯的碳酸盐岩浆还是硅酸盐岩浆和碳酸盐岩浆的混合物? 以及碳酸岩侵位到地壳后组分会发生哪些变化等问题还没有解决, 也因为碳酸岩的矿物成分、岩石化学和地球化学组成很复杂, 因此, 碳酸岩的起源和成因很难用单一的成因机制给予解释 (Lee *et al.*, 1998)。本区碳酸岩具有不同的地质产状及岩相学和岩石化学特征, 反映了不同产状的碳酸岩在成因方面的差异。初步研究认为, 本区黑色火山砾碳酸岩和凝灰岩, 具有高的  $\text{SiO}_2$  和  $\text{Mg}/\text{Ca}$  比值, 岩石化学和地球化学特征显示了硅酸盐和碳酸岩混合的特征, 可能代表了直接由地幔部分熔融形成的原生碳酸岩浆冷结晶的产物; 而碳酸岩岩球是岩浆液态不混溶作用的典型产物; 致密块状碳酸岩和气孔充填碳酸岩的化学成分与原生碳酸岩和钾霞橄黄长岩有显著差别, 其成因可能与原生碳酸岩浆和/或钾霞橄黄长岩浆的液态不混溶作用和/或结晶分异作用有关。这两种碳酸岩化学成分上的差异, 可能与原生碳酸岩浆和/或原生钾霞橄黄长岩浆在上升和演化的不同阶段 (即不同压力条件下) 分异 (液态不混溶和/或结晶分异) 作用的程度有关 (Nelson *et al.*, 1988)。

大量研究表明, 碳酸岩是深部地幔岩浆作用的产物。西秦岭是一个年轻的造山带, 新生代以来, 受印度板块和欧亚大陆碰撞的影响, 西秦岭与青藏高原一样地壳被急剧加厚, 火山岩出露的天水-礼县新生代盆地夹持在多组 NNE 向和近 EW 向断裂 (如六盘山断裂、临潭-凤县断裂、洮坪断裂、宕昌-武山-通渭断裂、西秦岭北缘断裂等) 之间, 新生代碳酸岩和高钾火山岩主要沿着临潭-凤县断裂和洮坪断裂带喷发或侵入。因此, 新生代碳酸岩和高钾火山岩并非典型的大陆裂谷岩浆作用的产物, 其成因与软流圈上涌有关。碳酸

岩的发现, 为查明本区地幔的组成和性质提供了新的岩石学证据。

## 6 结论

(1) 甘肃西秦岭新生代碳酸岩与高钾火山岩紧密共生, 化学成分上具有高钙低碱的特征, 与东非裂谷乌干达 Fort Portal 火山喷发碳酸岩十分相似, 属于一种黑云方解石碳酸岩。

(2) 碳酸岩的地质产状及岩石学、岩石化学和地球化学特征具有多样性, 它是碳酸岩起源条件和形成机制具多样性的一种反映。本区不同产状的碳酸岩在岩石学、岩石化学和地球化学方面的差异表明, 该区可能存在由原生碳酸岩浆冷结晶形成的碳酸岩, 及由硅酸盐岩浆液态不混溶作用和/或结晶分异作用形成的碳酸岩。

(3) 西秦岭的地质演化历史及火山岩出露区的区域地质特征表明, 该区新生代碳酸岩和高钾火山岩的岩浆作用并非典型的大陆裂谷岩浆作用。碳酸岩的发现进一步证明本区新生代火山作用与软流圈上涌有关。碳酸岩的发现为查明源区组成和性质提供了新的岩石学证据。

碳酸岩的 Sr、Nd、Pb 同位素比值对地壳混染很敏感, 是岩浆源区最好的示踪剂, 也是解决碳酸岩及共生的 (霞石岩质或黄长岩质) 碱性岩起源和成因的重要方面 (Nelson *et al.*, 1988)。因篇幅所限, Sr、Nd、Pb 同位素特征另文叙述。

## References

- Bailey DK. 1989. Carbonate melt from the mantle in the volcanoes of south-east Zambia, *Nature*, 338: 415-418
- Barker DS and Nixon PH. 1989. High-Ca, low-alkali carbonatite volcanism at Fort Portal, Uganda, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103: 166-177
- Danson JB, Pinkerton H, Norton GE, Pyle DM, Browning P, Jackson D and Fallick AE. 1995. Petrology and geochemistry of Oldoinyo Lengai lavas extruded in November 1988; magma

- source, ascent and crystallization, In: Bell K and Keller J (eds.). *Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites*, LAVCEI Proceedings in Volcanology 4, Berlin: Springer-Verlag, 47—69
- Dalton JA and Presnall DC. 1996. Melting of a model carbonated Lherzolite in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> at 6.0GPa: the continuous transition between carbonatite and group 1 kimberlite magmas, EOS Transactions, American Geophysical Union, 77: 817
- Eggler DH. 1978. The effect of CO<sub>2</sub> upon partial melting of peridotite in the system Na<sub>2</sub>O-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> to 35kb, with an analysis of melting in a peridotite-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> system, American Journal of Science, 278:305—343
- Green DH and Wallace ME. 1988. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts, Nature, 336: 459—462
- Keller J and Hoefs J. 1995. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai. In: Bell K and Keller J (eds.). *Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites*, LAVCEI Proceedings in Volcanology 4, Berlin: Springer-Verlag, 113—123
- Kjarsgaard BA and Hamilton DL. 1988. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites, Mineralogical Magazine, 52: 43—55
- Kjarsgaard BA and Hamilton DL. 1989a. Carbonatite origin and diversity, Nature, 338: 547—548
- Kjarsgaard BA and Peterson T. 1991. Nephelinite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole volcano, East Africa: petrographic and experimental evidence, Mineralogy and Petrology, 43: 293—314
- Kjarsgaard BA, Hamilton DL and Peterson T. 1995. Peralkaline nephelinite/carbonatite liquid immiscibility: comparison of phase compositions in experiments and natural lavas from Oldoinyo Lengai. In: Bell K and Keller J (eds.). *Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites*, LAVCEI Proceedings in Volcanology 4, Berlin: Springer-Verlag, 136—190
- Le Bas MJ. 1987. Nephelinites and Carbonatites, From: Fitton JG and Upton BJB (eds.). *Alkaline Igneous Rocks*, Geological Society Special Publication, No. 30: 53—83
- Lloyd FE. 1987. Characterization of mantle metasomatic fluids in spinel Lherzolites and alkali clinopyroxenites from the west Eifel and South West Uganda, In: Menzies MA and Hawkesworth CJ (eds.). *Mantle Metasomatism*, Academic Press geology series, London, 91—120
- Le Maitre RW. 1991. Classification and nomenclature schemes of igneous rocks, Blackwell Scientific Publications, London, 12
- Le Roex AP and Lanyon AR. 1998. Isotope and trace element geochemistry of cretaceous Damaraland lamprophyres and carbonatites, Northwestern Namibia: evidence for plume-lithosphere interactions. *Jouenal Petrology*, 39: 1117—1146
- Lee WJ and Wyllie PJ. 1996. Liquid immiscibility in the join NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-CaCO<sub>3</sub> to 2.5GPa and the origin of calciocarbonatite magma, *Journal of Petrology*, 37: 1125—1152
- Lee WJ and Wyllie. 1997a. Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 2.5—1.0GPa compared with mantle melt compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 127: 1—16
- Lee WJ and Wyllie PJ. 1998. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system CaO-(MgO+FeO)-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-(SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+TiO<sub>2</sub>)-CO<sub>2</sub>. *Journal of Petrology*, 39: 495—517
- Nelson DR, Chivas AR, Chappell BW and McCulloch MT. 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 52: 117
- Otto JW and Wyllie PJ. 1993. Relationships between silicate melts and carbonate-precipitating melts in CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O at 2kbar, *Mineralogy and Petrology*, 48: 343—365
- Peterson TD and Kjarsgaard BA. 1995. What are the parental magmas at Oldoinyo Lengai? In: Bell K and Keller J (eds.). *Carbonatite Volcanism, Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites*, LAVCEI Proceedings in Volcanology 4, Berlin: Springer-Verlag, 148—162
- Sweeney RJ. 1994. Carbonatite melt compositions in the Earth mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 128:259—270
- Su JW. 1981. Geotectonic analysis and differentiate tectonic belts in West Qinling, *Northwestern Geology*, 4: 48—53 (in Chinese)
- Tu ZT and Wu GG. 1998. Study on tectonic systems and gold metallogenic tectono-dynamics in the region of West Qinling. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)
- Wyllie PJ and Huang WL. 1976a. Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> at mantle pressures with geological and petrological applications, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54:79—107
- Wyllie PJ and Rutter M. 1986. Experimental data on the solidus of peridotite-CO<sub>2</sub>, with applications to alkaline magmatism and mantle metasomatism, EOS Transactions, American Geophysical Union, 67: 390
- Yu XH. 1991. Haoti alkaline ultrabasic volcanic rocks in Dangchang, Gansu province, a potassic ultramafic lamprophyre bearing on the mantle xenoliths and megacrysts, *Geological Review*, 37(2):144—153 (in Chinese with English abstract)
- Yu XH. 1992. The origin of the gluboles in alkaline ultrabasic volcanic rocks from Lixian-Dangchang, Gansu province. In: Branch of Petrology, China University of Geosciences (ed.). *Petrological collection*, Wuhan, China University Geosciences Press, 97—103 (in Chinese)
- Yu XH. 1994. Cenozoic potassic alkaline ultrabasic volcanic rocks and its genesis in Lixian-Dangchang area, Gansu province, *Tethyan Geology*, 18:114—129(in Chinese)
- Yu XH, Zhang CF. 1998. Sr, Nd, isotope and trace elements geochemical features of the Cenozoic volcanic rocks from west Qinling, Gansu province, *Earth Science Frontiers*, 5(4):319—

328, (in Chinese with English abstract)

Yu XH, Mo XX, Cao YQ and Dong GC. 2000. Cenozoic Kamafugite volcanism and its petrological characteristics west Qinling, Gansu province, Extended Abstract for the Second World Chinese Conference, A249-254, (in Chinese)

Yu XH, Mo XX, Martin Flower, Su SG and Zhao X. 2001. Cenozoic kamafugite volcanism and tectonic meaning in west Qinling area, Gansu province, Acta Petrologica Sinica, 17(3): 366-377 (in Chinese with English abstract)

#### 附中文参考文献

苏进旺, 西秦岭地质构造的初步分析及构造带的划分, 西北地质, 1981, 4, 48-53

杜子图, 吴淦国, 西秦岭地区构造体系及金成矿构造动力学, 地质出版社, 1998, 北京

喻学惠, 甘肃宕昌好梯碱性超基性火山岩: 一种含上地幔包体和巨

晶的钾质超镁铁煌斑岩, 地质论评, 1991, 13(2), 144-153

喻学惠, 甘肃礼县-宕昌一带碱性超基性火山岩中的球状体及成因初探, 见: 中国地质大学岩石教研室编: 岩石学论文集, 中国地质大学出版社, 1992, 97-103

喻学惠, 甘肃礼县-宕昌地区新生代钾质超基性火山岩的特征及成因, 特提斯地质, 1994, 18, 114-128

喻学惠, 张春福, 1998, 甘肃西秦岭新生代碱性火山岩的 Sr, Nd 同位素及微量元素地球化学特征, 地学前缘, 1998, 5(4), 319-328

喻学惠, 莫宣学, 曹永清, 董国臣, 甘肃西秦岭新生代钾霞橄黄长岩火山作用及岩石学特征, 第二界世界华人地质科学讨论会文集, 斯坦福大学(2000), A249-254

喻学惠, 莫宣学, Martin Flower, 苏尚国, 赵欣, 甘肃西秦岭新生代钾霞橄黄长岩火山作用及其构造含义, 岩石学报, 2001, 17(3), 366-377

## 图版 I 说明

1. 成互层状的碳酸盐的凝灰岩(白色)和火山砾岩(褐色)
2. 钾霞橄黄长岩中的碳酸岩岩枝
3. 碳酸盐的凝灰岩中可见弓形状、镰刀状浆屑(已脱玻化)和单斜辉石(正交偏光,  $d=5\text{mm}$ )
4. 具有同心环状的碳酸岩中包有火山砾岩, 火山砾已完全风化(单偏光,  $d=5\text{mm}$ )
5. 火山泥球中围饶细小的火山砾生长的方解石(单偏光,  $d=2\text{mm}$ )
6. 碳酸盐熔岩的各个部分重结晶程度不同(正交偏光,  $d=5\text{mm}$ )
7. 钾霞橄黄长岩中含方解石碳酸盐的眼斑, 长柱状绿色单斜辉石垂直眼斑的壁生长(正交偏光,  $d=5\text{mm}$ )
8. 包在碳酸岩中的钾霞橄黄长岩的火山砾(单偏光,  $d=2\text{mm}$ )

1. Tuff (or ignimbrite white) and volcanic mud ball (brown)
2. Carbonatite apophysis inserted in kamafugite
3. Vitric fragment with bow, curved moon and sickle shape (recrystallized) and clinopyroxene in tuff and ignimbrite
4. Carbonatite with a zoned structure containing the lapillis have already weathered
5. Calcite growing around the breccia in the volcanic mud ball
6. There are different recrystallization degree in the lava
7. A ocellar containing calcite and clinopyroxene in the kamafugite
8. A kamafugite lapilli contained by carbonatite

