

坦桑尼亚 Panda 山碳酸岩地球化学特征及 岩石成因研究进展

吴兴源, 刘晓阳*, 任军平, 何胜飞, 孙凯, 孙宏伟

(1. 中国地质调查局天津地质调查中心, 天津 300170;
2. 中国地质调查局东部南部非洲地学合作研究中心, 天津 300170)

摘要: Panda 山碳酸岩杂岩体含大量烧绿石, 构成了一个重要的碳酸岩型铌矿床, 自 20 世纪 50 年代以来就引起了极大的关注, 但其成矿母岩(碳酸岩)的岩石成因问题一直没有得到很好的解决。本文系统总结和了前人关于 Panda 山碳酸岩的年代学、岩石地球化学及同位素地球化学数据, 结果显示 Panda 山碳酸岩在化学组成上以钙质碳酸岩为主, 稀土元素呈现为轻稀土富集的右倾分布型式且无 Ce、Eu 异常; 相对富集大离子亲石元素 Ba、Sr, 相对亏损高场强元素 Zr-Hf、Ti, 而 Rb、Th、U 元素的含量则变化较大, 这些特征与世界上典型的碳酸岩类似。此外, Sr-Nd-Pb 同位素结果显示碳酸岩源区应为高 U/Pb 地幔(HIMU)与富集地幔(EM)之间的混合, 这与东非裂谷系其他碳酸岩源区特征一致。综合现有认识, 推测 Panda 山碳酸岩由地幔橄榄岩低程度部分熔融而来, 其形成过程很可能与冈瓦纳大陆裂解引发一系列古断裂重新活动有关。

关键词: 碳酸岩; 碳酸岩型铌矿床; 同位素地球化学; 古断裂

中图分类号: P588.24⁺⁵

文献标志码: A

文章编号: 1672-4135(2019)02-0086-10

铌(Nb)作为一种重要的稀有金属及战略金属资源, 在钢铁、航天工业等现代科技领域应用广泛, 对国家高新技术产业的发展具有重要意义^[1]。目前, 世界上铌的市场供应基本被巴西垄断, 其中巴西矿冶公司旗下的 Araxá 矿山的铌产量更是占世界铌总产量的 85% 以上^[2-3]。我国没有独立的铌矿山, 也没有成规模开采的铌矿床, 所需铌资源严重依赖进口。

鉴于铌矿资源的重要战略地位和巨大经济价值, 有关铌矿床的找矿勘查及成因研究逐渐成为国内外研究的热点。Mitchell 指出^[4], 原生铌矿床通常与两类岩浆岩密切相关: (1) 碳酸岩及与其共生的硅不饱和的碱性硅酸岩(霓霞岩类); (2) 硅过饱和的碱性-过碱性花岗岩和正长岩类。过去数十年间大量已开采或正在开采的铌矿床(如巴西的 Catalão-I 矿床、加拿大的 Oka 矿床、挪威的 Fen 矿床等)均为与碳酸岩相关的矿床, 碳酸岩型铌矿床已成为世界上金属铌的主要来源。然而尽管开采历史悠久, 地质学家们对这些碳酸岩型铌矿床的成岩成矿过程研究仍然十分匮乏, 目前仅见部分学者对巴西的 Catalão-I

矿床进行了相关研究^[3-5]。总体来看, 学术界关于碳酸岩型铌矿床的研究基础还比较薄弱, 尤其对成矿母岩碳酸岩的岩石成因及岩浆作用过程等依然缺乏精细研究, 而碳酸岩成因问题是下一步进行成矿作用研究的基础和关键。

碳酸岩作为揭示地幔地球化学动力学的“探针岩石”通常形成于陆内裂谷环境^[6], 但后续研究表明大洋背景或造山带地区同样也可以产出碳酸岩^[7-10], 碳酸岩的成因问题研究对探讨地幔交代作用、岩浆来源及演化、成矿作用等方面具有重要的理论意义和实际价值^[11-12]。碳酸岩与碱性火成岩一般被认为是稀土元素(REEs)及 Nb-Ta-P 等高场强元素(HFSEs)的良好载体, 它们主要赋存于副矿物中, 如: 氟碳酸盐、磷酸盐(独居石和磷灰石)、富水碳酸盐、烧绿石与少量其他矿物相^[13]。

坦桑尼亚 Panda 山中生代碳酸岩型铌矿床中的富铌矿物为烧绿石, 岩石中其他副矿物(如磷灰石、氟碳酸盐等)则多被认为是稀土矿的载体^[14-15]。Panda 山碳酸岩型铌矿床自 20 世纪 50 年代开始就已有

收稿日期: 2018-03-29

资助项目: 中国地质调查局项目“海上丝绸之路非洲中东部 7 国矿产资源潜力评价(DD20160108)”、“非洲中东部大型铜-钴资源基地评价(DD20190439)”

作者简介: 吴兴源(1985-), 男, 硕士, 工程师, 毕业于中国地质大学(北京), 主要从事岩石学、矿床学研究工作, E-mail: wuxy0156@126.com。*通讯作者: 刘晓阳(1977-), 男, 教高, 主要从事地质矿产勘查工作, E-mail: 63312883@qq.com。

开采, Fawley 和 James 首次对 Panda 山碳酸岩及其富铌矿物烧绿石进行了相关研究^[14], 随后不同学者陆续从稳定同位素地球化学、矿物晶体化学等方面对 Panda 山碳酸岩开展了研究^[15-23]。但迄今为止, 学术界对 Panda 山碳酸岩的岩石成因及其成矿作用还没有形成一个完整的认识。笔者在执行中国地质调查局工作项目的过程中, 先后 2 次对 Panda 山碳酸岩进行了野外实地考察, 取得了一些初步认识。在系统收集、整理前人的研究资料时, 笔者发现以往研究多呈现出阶段性特点, 即早期侧重碳酸岩全岩或单矿物成分分析, 而晚期侧重同位素测年或示踪, 未形成系统的研究成果。考虑到这种情况, 本文主要综合了各个阶段关于 Panda 山碳酸岩的报告或文献, 并重点对碳酸岩全岩地球化学及同位素地球化学方面的资料进行总结, 探讨岩石成因, 从而形成了本文关于 Panda 山碳酸岩的最新研究进展。同时, 本文还将 Panda 山碳酸岩与我国新疆且干布拉克碳酸岩、川西牦牛坪-里庄等地的碳酸岩进行了对比分析, 以期通过加强国内外相关类型岩石的对比研究, 为下一步找矿勘查提供一定的启示。

1 区域地质背景及 Panda 山碳酸岩野外岩石学特征

东部非洲地区分布着大量碳酸岩, 它们普遍被认为与东非裂谷系的活动有关。Panda 山碳酸岩位于东非大裂谷的东、西两支的交汇处(图 1a), 碳酸岩的野外露头表现为一个近圆形(直径约 1.5~1.8 km)、不规则突起的高地, Fawley 和 James 认为它近似代表了一个残留的火山颈(Volcanic Plug)(图 1b)^[14]。

Panda 山地区的地质单元相对简单, 从老到新依次为古元古代乌本迪超群片麻岩、中生代碳酸岩及其相关火山岩(集块岩、凝灰岩等)和新生代的盖层^[15, 18, 23]。

古元古代乌本迪超群为本区的基底, 岩性包括黑云-石榴片麻岩及角闪-辉石或石榴-辉石片麻岩, 其作为碳酸岩的围岩与碳酸岩直接接触, 并发生以“霓长岩化”为显著标志的围岩蚀变, 霓长岩局部还隐约可见弱片麻状构造的残余^[15]。

Panda 山碳酸岩在野外共可区分出 4 种不同的岩石类型, 分别是粗粒方解石碳酸岩、白云碳酸岩(或镁云碳酸岩)、铁碳酸岩及假磷磁橄欖岩(Pseudo-

Phoscorite)。其中, 粗粒方解石碳酸岩近似位于火山颈的中心位置^[23], 它是 Panda 山碳酸岩的主要组成部分, 占有出露岩石总体积的 60% 以上^[14-15, 18], 其他类型岩石单元主要以岩脉的形式侵入或截切粗粒方解石碳酸岩。除了白云碳酸岩(粗粒结构)或镁云碳酸岩(中-细粒结构)能达到较大规模以外, 铁碳酸岩及假磷磁橄欖岩(富集磁铁矿和磷灰石)均以小岩脉的形式产出^[14, 18, 23]。

粗粒方解石碳酸岩主要由方解石组成, 方解石矿物颗粒自形程度高, 副矿物以磷灰石(部分新鲜的碳酸岩中含量可达 5%)、烧绿石、磁铁矿、黄铁矿与金云母为主, 石英和萤石少见。岩石为中-细粒结构、块状构造, 通常为白色或白色中略带些许浅黄褐色色调^[14], 内部以发育富磁铁矿的条带(薄层)为特征。

白云碳酸岩或镁云碳酸岩往往截切或切穿早期粗粒方解石碳酸岩中的流线构造, 但也有极少数镁云碳酸岩岩脉为顺着流线方向贯入^[14-15]。白云碳酸岩通常为中-细粒结构, 略带灰色, 风化后呈特征的褐色, 表面极粗糙, 矿物成分主要为白云石。镁云碳酸岩(即细粒白云碳酸岩)呈岩脉产出, 褐色或黄褐色, 在中央高地东侧发现有一条长约 10 m、宽约 30 cm 的绿色镁云碳酸岩岩脉侵入粗粒方解石碳酸岩之中。

铁碳酸岩, 以含铁氧化物矿物(磁铁矿, 赤铁矿, 针铁矿, 非晶态褐铁矿及菱铁矿等)为显著特征, 与粗粒方解石碳酸岩的接触关系尚不清楚。

集块岩(有些为火山角砾岩)与少量凝灰岩主要分布于 Panda 山碳酸岩主体的南、北两侧(图 1b)。集块岩或火山角砾岩中的碎屑物以蚀变的基底片麻岩岩屑为主, 也有少许碳酸岩岩屑或钾-钠长石破碎斑晶, 多为棱角-次棱角状; 基质成分为含铁的碳酸盐^[14-15]。凝灰岩颜色多样, 从黄色到各种灰度的褐色调均有; 凝灰岩的火山碎屑物主要为岩屑(基底片麻岩)及火山玻璃晶屑, 基质成分往往为铁白云石或菱铁矿, 局部可见韵律层理, 基本不含烧绿石^[14]。

新生代盖层主要是古近纪 Rungwe 火山喷发形成的火山灰, 此外还有一些第四系土壤。

2 形成时代

早期研究主要是基于 Panda 山碳酸岩的野外露头产状及各种地质体之间的穿插或截切关系来定性地判断该碳酸岩的形成时代。Fawley 和 James 在野外调研时发现该碳酸岩上覆未变质的白垩纪沉积,

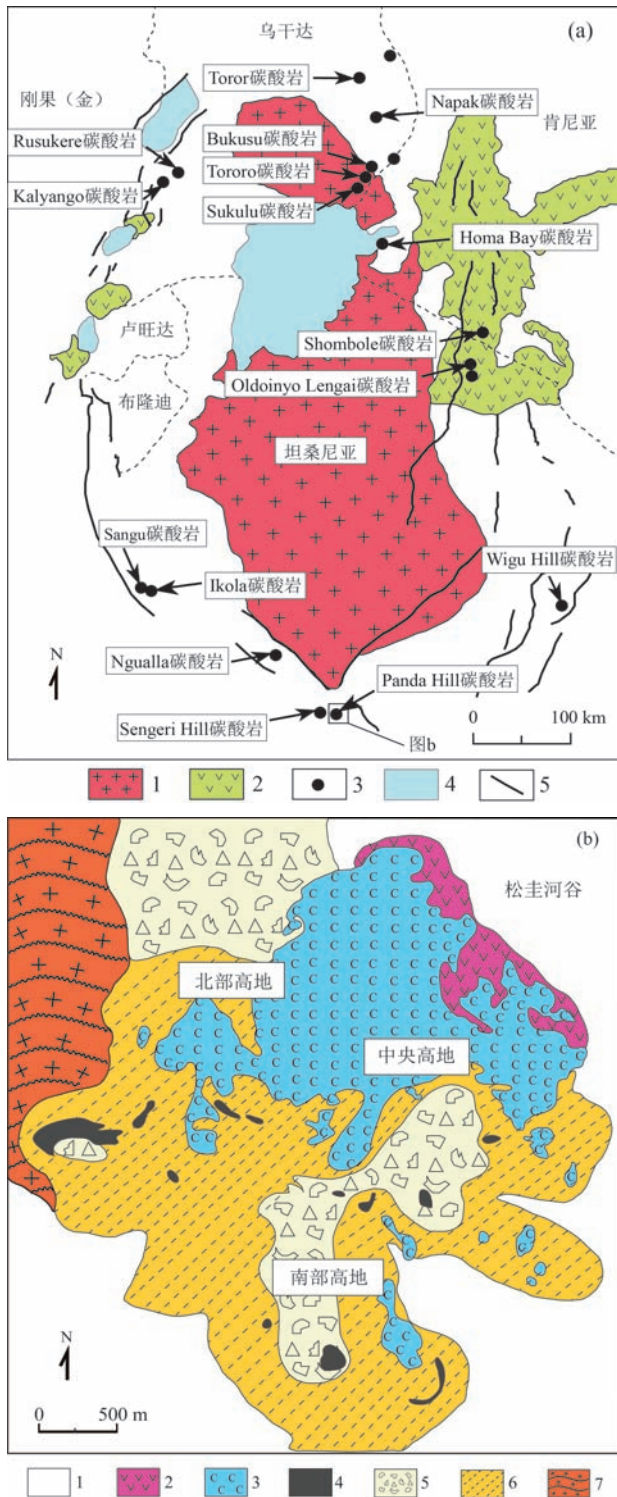


图1 东非碳酸岩分布图(图a)及

Panda山碳酸岩地质简图(图b)(据参考文献[21,23])

Fig.1 The distribution map of East African carbonatites (Fig.a) and the geological sketch map of the Panda Hill carbonatites (Fig.b)

a:1.坦桑尼亚克拉通;2.第三纪-第四纪火山岩;3.碳酸岩;4.断裂;5.湖泊;b:1.第四纪土壤;2.Rungwe火山岩;3.碳酸盐;4.霓长岩;5.火山集块岩及角砾岩;6.霓长岩化片麻岩;7.未蚀变基底片麻岩

并且在松圭河谷附近进一步观察到一些小规模的碳酸岩岩脉侵入卡鲁岩系(二叠纪-三叠纪)沉积物之中的现象^[14],这些岩脉被认为与Panda山碳酸岩主体岩浆活动时代近于同期,故推测Panda山碳酸岩的形成年龄为侏罗纪或早白垩世。与此相反,Fick和Heyde通过野外地质调查则认为该地区碳酸岩岩浆活动时代应早于卡鲁岩系沉积(Pre-Karoo)^[15],即早于侏罗纪。

正是因为前人得出了2种截然不同的认识(都是基于野外地质观察),因此随后陆续有一些学者尝试着对碳酸岩中的相关矿物开展定量测试分析,以期解决这个矛盾。Snelling^[16]首次报道了Panda山碳酸岩中金云母的K-Ar年龄为(113±6) Ma(置信度为95%),对应于早白垩世末期。另外,Snelling(1965)^[16]还指出前人报道的2个烧绿石样品U-Pb定年数据质量之所以很差(年龄结果变化于68~273 Ma,并且²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄与²⁰⁷Pb/²³⁵U年龄极为不谐和),可能是由于所分析的矿物遭受化学蚀变抑或是后期数据处理时做普通铅校正出现了一些错误造成的。到目前为止,(113±6) Ma是现在关于Panda山碳酸岩侵位时代的最精确年龄结果,它表明Panda山碳酸岩形成于冈瓦纳大陆裂解时期(侏罗纪-白垩纪)。

3 地球化学

3.1 主量元素

笔者综合了Fick和Heyde^[15]、Basu和Mayila^[18]、van Straaten^[19]及Legler等^[24]有关Panda山地区碳酸岩代表性样品的主量元素地球化学数据,所得结果列于表1。

从表1可以看出,碳酸岩的化学成分变化范围较大,但主要组成成分均为CaO、MgO、Fe₂O₃^T和烧失量(LOI),且样品的CaO含量与烧失量之间呈线性正相关关系,表明样品烧失量的主要成分应为CO₂。以上这种成分特征也体现了碳酸盐矿物(如方解石、白云石或铁白云石等)作为造岩矿物在碳酸岩中占主导地位。总体来看,相对于镁云碳酸岩,粗粒方解石碳酸岩的SiO₂含量较低且变化范围较大,而Fe₂O₃^T、MgO含量较低,二者的全碱含量则均较低。与前两种类型岩石相比,铁碳酸岩的Fe₂O₃^T明显较高,而CaO含量较低。此外,所有碳酸岩的P₂O₅含量普遍较高,这与碳酸岩中经常出现磷灰石是一致的。在

Cao-MgO-(Fe₂O₃^T+MnO)分类图上^[25],粗粒方解石碳酸岩样品均落入钙质和铁质碳酸岩区域(图2),镁云碳酸岩样品落入镁质碳酸岩区域,投点结果总体上与前人统计的世界上其他地区的方解石碳酸岩或白云石碳酸岩的高频分布区^[26]相一致。同时,我们也发现Panda山碳酸岩全碱(Na₂O+K₂O)含量很低,可能与碳酸岩岩浆上侵时发生脱碱而引起围岩发生碱质交代作用形成霓长岩的过程有关。

3.2 稀土与微量元素

已有文献对Panda山地区碳酸岩的稀土或微量元素地球化学数据的报道较少,且分析结果极不全面(文献中经常只是选择性地分析一些元素,也可能是受当时分析技术条件限制的缘故),笔者综合收集了前人报道的稀土或微量元素数据^[20,22,24],所得结果列于表2,同时将它们与中国的碳酸岩进行了对比。

从Panda山碳酸岩的稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(图3a)可看出,Ohde等^[20]及Bizimis等^[22]报道的Panda山碳酸岩样品的稀土配分曲线明显表现为轻稀土(LREE)富集的特征,这与世界各地碳酸岩都表现为富集LREE特征也是吻合的。这些碳酸岩的稀土元素总量变化范围极大,含量为1 537.7~7 924.9×10⁻⁶,其中,轻稀土元素含量为766.3~7 915.7×10⁻⁶,轻、重稀土元素分异明显((La/Yb)_N=23~215),所有样品均未表现出明显Eu异常。此外,据Legler等^[24](因缺少单独各种稀土元素含量数据,故本文未予列出)报道的Panda山碳酸岩数据可知,碳

酸岩的稀土元素总量范围为1 344.0~3 179.0×10⁻⁶,其中,轻稀土元素含量为1 314.0~3 092.0×10⁻⁶,而重稀土元素含量则为30.0~87.0×10⁻⁶,轻、重稀土元素分异明显(LREE/HREE=97.30~97.70)。无论是从稀土元素总含量亦或轻、重稀土元素含量以及轻、重稀土元素的分异程度来看,Panda山地区碳酸岩可与世界平均钙质碳酸岩^[27]相类比,其稀土元素配分曲线也表现出与中国新疆且干布拉克碳酸岩^[28]类似的特征(图3a)。

在微量元素原始地幔标准化蜘蛛图上(图3b),

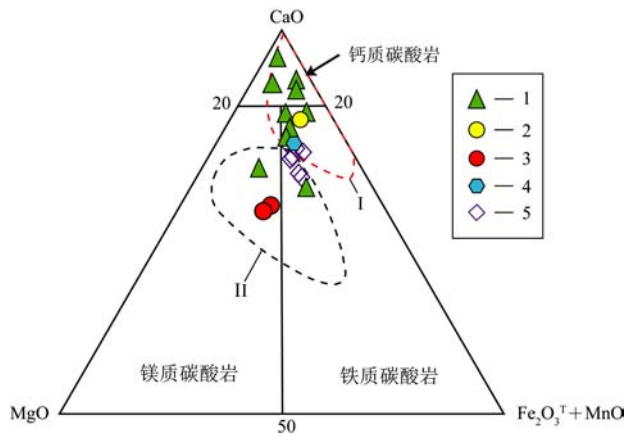


图2 Panda山碳酸岩Cao-MgO-(Fe₂O₃^T+MnO)分类图解(据参考文献[15、18、19、24、25、26])

Fig.2 Cao-MgO-(Fe₂O₃^T+MnO) classification diagram of the Panda Hill carbonatites

1. Panda山碳酸岩; 2. Panda山碳酸岩平均成分; 3. Sengeri山碳酸岩; 4. 世界平均碳酸岩; 5. 乌干达Fort Portal碳酸岩

表1 Panda山碳酸岩、Sengeri山碳酸岩及Songwe Scarp碳酸岩主量元素分析结果

Tab.1 Major element compositions of the Panda Hill carbonatites, Sengeri Hill carbonatites and Songwe Scarp carbonatites

样品号	岩石类型	ω _B /%											总计	数据来源
		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		
TZ36R2	镁云碳酸岩	5.60	0.10	0.30	5.70	0.90	12.60	34.30	0.10	0.01	2.10	36.00	97.71	文献[24]
TZ36R3	粗粒方解石碳酸岩	9.78	0.49	2.07	7.47	0.56	6.95	38.20	0.36	1.96	4.84	24.20	96.88	
TZ38R1	铁碳酸岩	4.30	0.50	0.20	14.60	0.70	9.00	34.60	0.20	0.01	7.90	26.20	98.21	
TZ38R2	粗粒方解石碳酸岩	6.09	0.29	1.30	6.81	0.64	5.73	38.10	0.10	0.12	5.35	28.20	92.73	
AK7a	粗粒方解石碳酸岩	1.60	0.02	0.10	0.76	0.52	2.40	50.58	0.80	0.02	0.38	41.92	99.10	文献[18]
AK61	粗粒方解石碳酸岩	1.20	0.12	0.04	5.71	0.39	2.50	47.67	0.40	0.00	3.20	35.94	97.17	
AK7b	镁云碳酸岩	10.10	1.40	2.20	5.39	0.29	4.90	38.81	0.70	1.21	4.70	28.68	98.38	
AK10	粗粒方解石碳酸岩	0.90	0.05	0.40	4.41	0.88	1.80	48.91	0.90	0.02	8.70	29.95	96.92	
AK57	粗粒方解石碳酸岩	16.70	0.18	0.20	6.98	0.56	2.40	36.94	0.80	0.02	7.60	23.21	95.59	
Panda1	镁云碳酸岩	6.98	0.03	0.09	1.93	0.43	4.72	46.14	0.22	0.07	6.85	32.54	100.00	文献[19]
Sengeri1	粗粒方解石碳酸岩	10.85	0.48	1.20	9.31	0.49	12.03	26.22	0.10	1.24	4.14	33.94	100.00	
Sengeri2	粗粒方解石碳酸岩	18.92	0.76	5.1	7.64	0.42	11.39	22.00	0.12	4.36	0.25	29.04	100.00	
Mbalizi1	粗粒方解石碳酸岩	1.54	-	0.09	3.22	0.19	1.38	50.06	-	0.06	8.60	34.75	99.89	
Panda山平均碳酸岩	粗粒方解石碳酸岩	5.10	0.60	0.78	7.47	0.60	3.80	40.50	0.10	0.10	4.20	34.30	97.55	文献[15]
世界平均碳酸岩	-	5.67	0.50	1.77	8.00	0.78	6.10	37.10	1.09	0.87	1.73	33.58	97.19	文献[18]
Songwe Scarp-1	镁云碳酸岩	13.39	1.10	2.58	4.84	0.22	10.04	29.31	0.10	2.71	9.89	25.82	100.00	文献[19]
Songwe Scarp-2	铁碳酸岩	13.50	1.61	1.79	10.34	0.24	8.77	27.58	0.28	1.61	7.95	26.34	100.01	

注:“-”表示样品该元素未测或低于仪器检测限。

表2 Panda山碳酸岩微量元素含量
Tab.2 Trace element compositions of the Panda Hill carbonatites

样品号	岩石类型	$\omega_B / 10^{-6}$													
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
PH05	粗粒方解石碳酸岩	619.00	1 680.0	-	324.00	42.30	12.80	-	4.97	-	-	-	-	5.61	1.71
PH04	粗粒方解石碳酸岩	493.00	1 500.0	-	352.00	43.80	12.20	-	4.43	-	-	-	-	5.49	0.6
PH06	铁碳酸岩	312.00	1 122.0	-	230.00	32.70	9.90	-	3.79	-	-	-	-	5.67	1.92
PH05b	粗粒方解石碳酸岩	1 846.0	5 290.0	-	725.00	41.80	12.90	-	3.49	-	-	-	-	5.79	-
PH03	镁碳酸岩	195.00	349.00	-	192.00	23.70	6.60	-	2.40	-	-	-	-	2.30	0.17
PH02	镁碳酸岩	1 180.0	2 990.0	-	1 750.00	161.0	47.00	-	19.80	23.00	-	-	-	34.3	1.70
BD724	粗粒方解石碳酸岩	359.70	709.70	76.40	274.90	40.10	10.52	27.72	3.52	17.35	3.08	7.63	-	6.17	0.90
平均钙质碳酸岩		608.00	1 687.0	219.00	883.00	130.0	39.00	105.00	9.00	34.00	6.00	4.00	1.00	5.00	0.70

样品号	岩石类型	$\omega_B / 10^{-6}$									数据来源	
		Rb	Ba	Sr	Th	U	Nb	Ta	Zr	Hf		Ti
PH05	粗粒方解石碳酸岩	-	431.00	5 340.0	7.69	-	-	-	-	-	-	文献[20]
PH04	粗粒方解石碳酸岩	-	534.00	4 520.0	39.50	-	-	-	-	-		
PH06	铁碳酸岩	-	342.00	3 880.0	124.00	-	-	-	-	-		
PH05b	粗粒方解石碳酸岩	-	4 000.0	4 090.0	59.20	-	-	-	-	-		
PH03	镁碳酸岩	-	53.50	333.0	0.35	0.30	-	-	-	-		
PH02	镁碳酸岩	-	412.00	1 420.0	36.20	22.80	-	-	-	-		
BD724	粗粒方解石碳酸岩	0.27	507.40	6 159.0	133.80	2.83	827.20	2.23	27.79	0.49	197.7	文献[22]
平均钙质碳酸岩		18.72	2 628	10 088	54.25	12.16	1 344.0	49.79	67.76	0.61	323.6	文献[27]

注：“-”表示样品该元素未测或低于仪器检测限

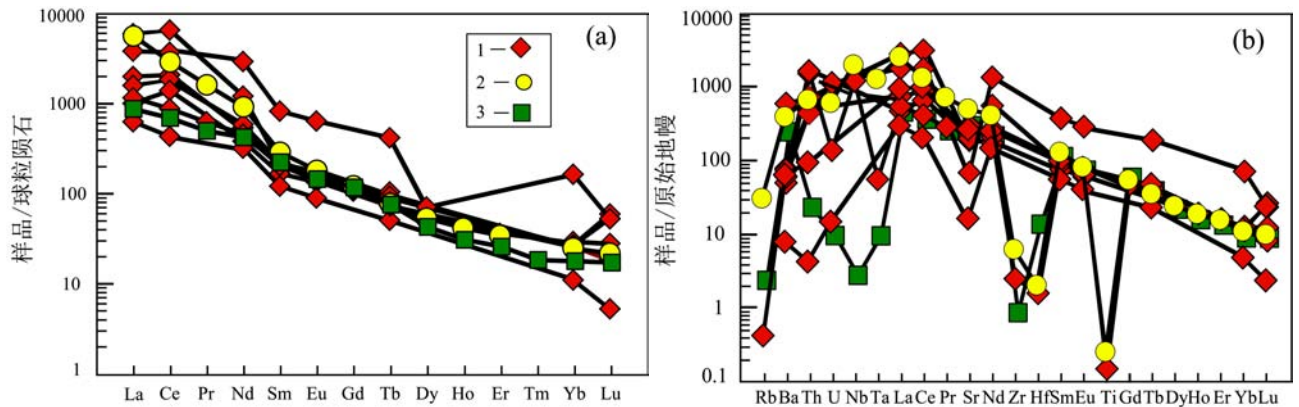


图3 Panda山碳酸岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(a)及原始地幔标准化微量元素蜘蛛图(b)
(据参考文献[20,22,27,28,29])

Fig.3 Chondrite-normalized REE distribution patterns(a) and Primitive mantle-normalized trace element spider diagrams of the Panda Hill carbonatites(b)
1.Panda山碳酸岩;2.平均钙质碳酸岩;3.且干布拉克碳酸岩

Panda山碳酸岩的样品总体上相对富集大离子亲石元素Ba、Sr,相对亏损Zr-Hf、Ti等高场强元素,Rb、Th、U元素含量变化较大。

3.3 同位素

3.3.1 C-O同位素

Suwa等^[17]和Suwa等^[30]分析了52个Panda山碳酸岩的C-O同位素数据,样品类型包括粗粒方解石碳酸岩及白云碳酸岩,所得结果表明碳酸岩的C-O同位素值整体变化范围较大。其中,粗粒方解石碳酸岩中方解石的碳同位素组成($\delta^{13}C$ -PDB)变化范围是-5.3‰~+3.1‰,氧同位素值($\delta^{18}O$ -SMOW)变化范围是5.9‰~25.5‰,而白云碳酸岩中白云石的碳同位素组成变化范围-5.6‰~+1.2‰,氧同位素值变化范

围6.0‰~24.1‰。

由图4a可见,姆贝亚碳酸岩的C-O同位素组成表现出3种特征^[17],包括低 $\delta^{13}C$ 低 $\delta^{18}O$ 型、高 $\delta^{13}C$ 低 $\delta^{18}O$ 型与高 $\delta^{18}O$ 型。显然,大部分低 $\delta^{13}C$ 、低 $\delta^{18}O$ 型的样品均落入原生碳酸岩的C-O同位素组成范围内,且有些未遭受明显蚀变或风化的新鲜样品的C-O同位素组成变化范围均很小($\delta^{13}C$ -PDB=-5.3‰~-3.6‰, $\delta^{18}O$ -SMOW=5.9‰~7.7‰),分别与地幔的碳、氧同位素组成较为一致($\delta^{13}C$ -PDB=-5±2‰, $\delta^{18}O$ -SMOW=5.7±1‰),虽然氧同位素仍略高于地幔,但也与一般正常未蚀变方解石碳酸岩的 $\delta^{18}O$ -SMOW值($\delta^{18}O$ -SMOW=5‰~10‰)接近^[31,32]。此外,碳酸岩中的白云石(D)与方解石(Ct)的碳、氧同位素分馏

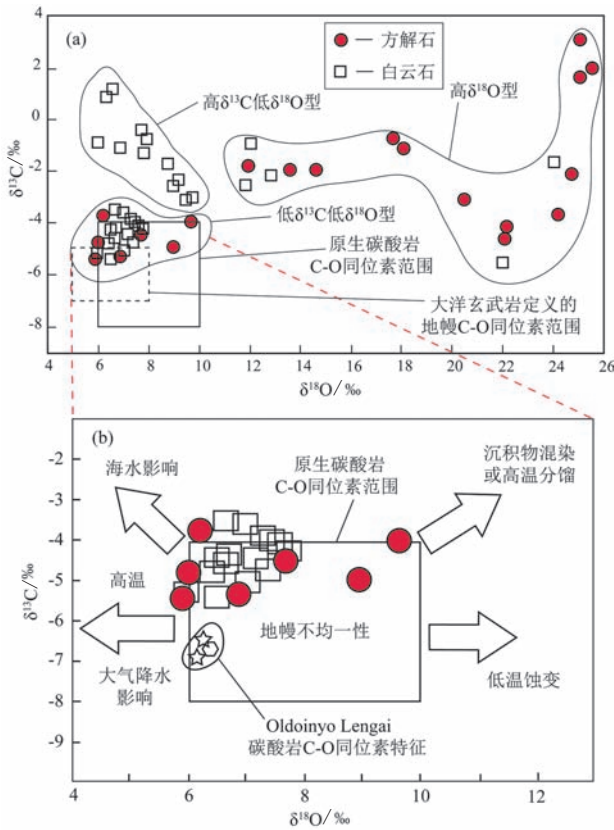


图4 Panda山碳酸岩 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 图解
(图4a据参考文献[30],图4b据参考文献[38],
数据来源据参考文献[17])

Fig.4 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ diagram of the Panda Hill carbonatites

均大于0‰ ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{D-CI}}=0.2\text{‰} \sim 0.6\text{‰}$ 、 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{D-CI}}=0.1\text{‰} \sim 0.6\text{‰}$),这也基本符合热力学平衡时共生的白云石比方解石稍微富集 ^{13}C 及 ^{18}O 的规律^[33,34],说明二者应该是同成因矿物。

通常认为,碳酸岩的C-O同位素组成与原生碳酸岩同位素之间的差异可能反映了地壳物质的混染或后期的蚀变及风化作用。Suwa等^[17]认为高 $\delta^{13}\text{C}$ 低 $\delta^{18}\text{O}$ 型的样品是由于经历了晚期蚀变,而高 $\delta^{18}\text{O}$ 型的样品则是因为岩浆喷发时与大气降水或大气中的氧气发生反应的结果。笔者通过分析,认为前人得出的结论有值得商榷之处。O'Neil等^[35]指出,碳酸盐矿物与富水的岩浆流体在低温下发生同位素交换反应会导致碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 升高;而在高温条件下,碳酸盐矿物与大气降水或海水进行同位素交换则会导致碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 进一步降低(图4b)。由于碳酸岩往往是富水的岩浆体系(含角闪石、金云母等矿物),因此发生岩浆期后的低温热液蚀变很可能使其 $\delta^{18}\text{O}$ 进一步升高^[36]。当碳酸盐矿物与海水反应的同时,它的 $\delta^{13}\text{C}$ 也会升高。此外,Santos和Clayton^[36]研究认为,沉积

物的混染或混入会引起碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 同步升高,Deines^[37]则认识到硅酸岩-碳酸岩-流体系统在高温下发生同位素分馏也会引起相似的C-O同位素效应,这个高温环境很可能受构造影响^[36]。所以,笔者初步认为高 $\delta^{18}\text{O}$ 型的样品很可能是2种过程的产物,分别为低温热液蚀变或高温分馏过程,那些高 $\delta^{13}\text{C}$ 低 $\delta^{18}\text{O}$ 型样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与低 $\delta^{13}\text{C}$ 低 $\delta^{18}\text{O}$ 型基本相当, $\delta^{13}\text{C}$ 却明显变高,此现象与Demény^[38]报道的西班牙Canary岛碳酸岩类似,原因很可能与岩浆受到不同程度的沉积碳酸盐混染有关。

3.3.2 Sr-Nd-Pb 同位素

笔者收集了Bell和Tilton^[21]、Bell和Blenkinsop^[39]、Ziegler^[40]、Morisset^[41]和Kalt等^[42]报道的关于坦桑尼亚Panda山地区(包括Panda山及Sengeri山)碳酸岩样品的Sr-Nd同位素数据,并将所得结果列于表3。从数据结果可知,Panda山碳酸岩样品的初始Sr同位素比值($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$)介于0.703 41~0.704 42,而其初始Nd同位素比值($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$)的变化范围为0.512 42~0.512 52,这与Sengeri山碳酸岩样品的Sr-Nd同位素特征极为相似($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.704 23$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i=0.512 42 \sim 0.512 54$),综上分析可知,相比Sr同位素组成而言,Panda山地区碳酸岩的Nd同位素组成变化范围较小。通过计算,获得这些样品的 $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ 值介于-1.2~1.0,表现出一定程度混合的源区同位素特征。

表3 Panda山碳酸岩及Sengeri山碳酸岩
Sr-Nd同位素数据

Tab.3 Sr-Nd isotopic data for carbonatites from the Panda Hill and Sengeri Hill

样品号	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	数据来源
Panda-a	0.704 42	0.512 49	-	0.512 43	-1.2	文献 [21,39, 40]
Panda-b	0.703 71	0.512 57	0.703 71	0.512 51	0.4	
Panda-c	0.703 76	0.512 56	0.703 76	0.512 50	0.2	
Panda-d	0.703 74	0.512 59	0.703 74	0.512 52	0.6	
Panda-e	0.703 87	-	0.703 87	0.512 46	-0.6	文献
Panda-f	0.703 41	-	0.703 41	0.512 44	-1.0	[41,42]
Sengeri-1	0.704 23	0.512 59	0.704 23	0.512 54	1.0	文献[21]
Sengeri-2	0.704 23	0.512 49	-	0.512 43	-1.2	文献[39]

此外,Bell和Tilton^[21]还报道了Panda山地区(Panda山及Sengeri山)碳酸岩的Pb同位素数据,所得结果列于表4。由此表可见,Bell和Tilton^[21]所分析的4个Panda山碳酸岩样品的初始Pb同位素比值范围为: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=18.354 \sim 19.019$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.584 \sim 15.639$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=38.761 \sim 39.190$;另外1

表4 Panda山碳酸岩及 Sengeri山碳酸岩Pb同位素数据
Tab.4 Pb isotopic data for carbonatites from the Panda Hill and Sengeri Hill

样品号	年龄 / Ma	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	数据来源
Panda-a	116	18.847	15.614	38.704	文献[21]、 [40]
Panda-b	116	19.019	15.639	39.190	
Panda-c	116	18.811	15.613	39.083	
Panda-d	116	18.354	15.584	38.761	
Sengeri-1	116	18.571	15.629	38.926	文献[21]

个 Sengeri 山样品的初始 Pb 同位素比值特征为： $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=18.571$ ， $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.629$ ， $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=38.926$ 。总的来看，这些岩石的铅同位素比值变化范围不大，可能反映了岩浆源区的组成比较均一。

4 岩石成因

大量的同位素地球化学数据及高温高压实验模拟的结果揭示碳酸岩起源于地幔，其岩浆平衡压力大于 3 GPa^[43]。碳酸岩的源区成分极为复杂，可能受岩石圈地幔、软流圈地幔抑或地幔柱的联合影响^[12,44-45]。由于碳酸岩大多与碱性岩、超基性岩等硅酸盐岩密切共生或伴生，碳酸岩与硅酸盐岩的成因联系一直是岩石学家们研究碳酸岩成因的焦点问题^[46,47]，目前主要存在两种认识：一种观点认为两者对应同一构造事件，但具有不同的源区，碳酸岩和硅酸盐岩只是经由相同的上升通道到达地表；另一种观点则认为两者具有相同的源区，碳酸岩是富 CO₂ 的碱性硅酸盐岩浆衍生的产物。因此，基于以上的认识形成了关于碳酸岩成因的 3 种形成方式，第一种方式是碳酸岩直接源自地幔源区（如碳酸盐化橄榄岩）的低程度部分熔融^[43,46]；其余两种方式分别为碳酸岩由富 CO₂ 的碱性硅酸盐岩浆发生液态不混溶^[48,49]或分离结晶作用形成^[47,50-51]。

Basu 和 Mayila^[18]认为 Panda 山碳酸岩是碱性硅酸盐岩浆发生液态不混溶形成的。然而迄今为止，Panda 山地区尚未发现有与碳酸岩同期或近于同期的碱性硅酸盐岩在地表出露，除碳酸岩之外仅出现一些和火山作用密切相关的火山集块岩及凝灰岩等，这些地质记录整体以一种残留火山机构的形式存在，从侧面暗示 Panda 山碳酸岩不能用富 CO₂ 的碱性硅酸盐岩浆发生液态不混溶作用来解释。宋文磊等^[11]也指出，硅酸盐岩浆发生分离结晶作用形成的碳酸岩熔体由于含大量的结晶部分应该很难快

速上升、移动和侵位，因此笔者认为目前条件下用液态不混溶或分离结晶模式来解释 Panda 山碳酸岩的成因都是不合适的。另外，Panda 山碳酸岩 Sr、Ba 以及 REE 等不相容元素含量极高（ $\text{Sr} > 1\,000 \times 10^{-6}$ 、 $\text{Ba} > 1\,000 \times 10^{-6}$ 、 $\text{REE} > 5\,000 \times 10^{-6}$ ），并且许多样品的 C-O 同位素组成（即 Suwa 等^[17]所谓的低 $\delta^{13}\text{C}$ 低 $\delta^{18}\text{O}$ 型样品）均落入“初始火成碳酸岩”或原生火成碳酸岩范围，更有部分样品落入了地幔的 C-O 同位素组成范围内（图 4a），以上特征均表明 Panda 山样品是直接起源于地幔的碳酸岩。

从前人报道的 Panda 山地区碳酸岩样品的 Sr-Nd 同位素数据特征来看^[21,39-42]，他们所分析的碳酸岩初始 Sr 同位素比值较低（ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.703\,41 \sim 0.704\,42$ ），与火成碳酸岩的初始 Sr 同位素比值特征吻合（ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 一般 < 0.706 或 0.703 ）^[52,53]。在 $\epsilon_{\text{Nd}(t)}(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图上（图 5），包括 Panda 山样品在内的东非碳酸岩趋势线（EACL）均落入 HIMU 地幔和 EMI 型富集地幔之间， $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ 值有正有负，其同位素特征与巴基斯坦碰撞带碳酸岩^[7]有相似之处，但却与主要受富集地幔 EMI 和 EMII 影响的我国川西喜马拉雅期碰撞造山带碳酸岩^[54]及遭受地壳混染的印度 Amba Dongar 碳酸岩^[55]明显不同，说明碳酸岩的源区可能经历不同时间、不同程度的富集、亏损导致成分极为不均一，不能仅凭构造环境（裂谷环境或碰撞造山带环境）就加

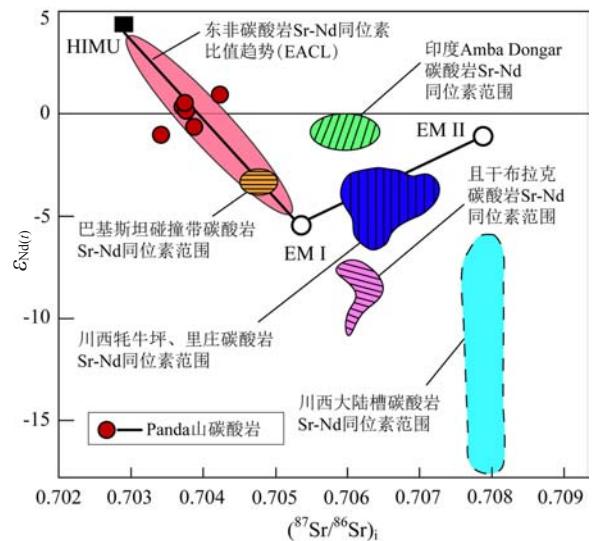


图5 东非碳酸岩与我国川西、印度及巴基斯坦碳酸岩 Sr-Nd 图解（据参考文献[39-41,54-56]）

Fig.5 Sr-Nd isotopic values of the carbonatites in Eastern Africa and the other carbonatites from Western Sichuan(China)、India and Pakistan
EACL.East Africa carbonatites line

以简单区分。虽然Pb同位素的结果显示碳酸岩形成可能也需要EM II地幔端元成分的贡献,但从总体上来看,Panda山地区样品与来自东非裂谷系的其他碳酸岩一样均可以用二元混合模型来解释,发生混合的2个端元分别为高铀地幔(HIMU)和EMI型富集地幔,这种源区特征非常类似于洋岛玄武岩(OIB)的源区性质,并且往往被认为与地幔柱活动有关^[21,39]。值得注意的是,这种结果也暗示东非坦桑尼亚克拉通之下的地幔至少自中生代以来就已经处于一种高度不均一的状态。

Panda山碳酸岩虽然位于东非大裂谷西支,但是它的侵位时代(113 Ma)与冈瓦纳大陆裂解阶段相对应,明显早于东非大裂谷的活动时间(< 34 Ma),因此前人的研究只是简单地将它归并为东非裂谷碳酸岩其实是不合适的。实际上,Panda山碳酸岩的形成过程很可能是:地幔柱活动触发冈瓦纳大陆启动了裂解过程,进而引发了古元古代乌本迪造山带内部早先存在的一系列古断裂活化,深部地幔经低程度部分熔融后形成的碳酸岩岩浆则沿着这些活化的构造薄弱带上升、就位,或形成侵入体或喷发出地表形成火山岩,这一认识也与Van Straaten^[19]的观点不谋而合。

5 结论

(1) Panda山碳酸岩杂岩体侵位时代为白垩纪,明显早于东非裂谷活动时间(渐新世以来)。

(2) Panda山碳酸岩在化学组成上以钙质碳酸岩为主,镁质碳酸岩次之,另外也有少量铁质碳酸岩;其稀土元素呈现为轻稀土富集的右倾分布型式,轻、重稀土分异明显且无Ce、Eu异常;相对富集Ba、Sr,相对亏损Zr-Hf、Ti、Rb、Th、U元素含量变化较大,这些特征与世界上其他地区的典型钙质碳酸岩类似。

(3) Sr-Nd-Pb同位素特征表明碳酸岩源区应为高U/Pb地幔(HIMU)与富集地幔(特别是EMI型)之间混合的结果,这与东非裂谷系其他碳酸岩源区特征一致,说明坦桑尼亚克拉通之下的地幔至少自中生代以来就处于一种高度不均一的状态。

(4) 综合现有认识,推测Panda山碳酸岩由地幔橄榄岩低程度部分熔融而来,其形成过程可能是中生代地幔柱活动驱使冈瓦纳大陆裂解引发古元古代乌本迪造山带内部一些古断裂活化,随后碳酸质熔体沿着这些重新活化的断裂带快速上升、就位形成。

参考文献:

- [1] Moss R L, Tzimas E, Kara H, et al. Critical metals in strategic energy technologies[R]. In: JRC-scientific and Strategic Reports, European Commission Joint Research Centre Institute for Energy and Transport, 2011.
- [2] 刘霏. 全球铌矿资源的勘探开发与投资研究[J]. 中国矿业, 2013, (7):135-137.
- [3] Mitchell R H. Primary and secondary niobium mineral deposits associated with carbonatites[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 64:626-641.
- [4] Cordeiro PFO, Brod J A, Palmieri M, et al. The Catalão-I niobium deposit, central Brazil: Resources, geology and pyrochlore chemistry[J]. Ore Geology Reviews, 2011, 41(1):112-121.
- [5] Chakhmouradian A R, Reguir E P, Kressall R D, et al. Carbonatite-hosted niobium deposit at Aley, northern British Columbia (Canada): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 64:642-666.
- [6] Woolley A R. The spatial and temporal distribution of carbonatites[A]. In: Bell K.(ed.). Carbonatites: Genesis and Evolution. London, U.K.: Unwin Hyman, 1989, 15-37.
- [7] Tilton G R, Bryce J G, Mateen A. Pb-Sr-Nd Isotope Data from 30 and 300 Ma Collision Zone Carbonatites in Northwest Pakistan[J]. Journal of Petrology, 1998, 39 (11/12): 1865-1874.
- [8] 许成, 黄智龙. 四川牦牛坪稀土矿床碳酸岩地球化学[J]. 中国科学:地球科学, 2002, 32(8):635-643.
- [9] Hoernle K, Tilton G, Bas MJL, et al. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2002, 142(5):520-542.
- [10] Hou Z Q, Tian S H, Yuan Z X, et al. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 244(1/2):234-250.
- [11] 宋文磊, 许成, 刘琼, 等. 火成碳酸岩的实验岩石学研究及对地球深部碳循环的意义[J]. 地质论评, 2012, 58(4): 726-744.
- [12] 许成, 曾亮, 宋文磊, 等. 造山带碳酸岩起源与深部碳循环[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2017, 36(2):213-221.
- [13] Zaitsev V A, Kogarko L N. Sources and perspectives of REE in the Lovozero Massif (Kola peninsula, Russia) [C]. Eur. Mineral. Conf., 2012, 1, 33.
- [14] Fawley A P, James T C. A pyrochlore (columbium) carbonatite, southern Tanganyika[J]. Economic Geology, 1955, 50: 571-585.
- [15] Fick L J, Van der Heyde C. Additional data on the geology of the Mbeya carbonatite[J]. Economic Geology, 1959, 54: 842-872.
- [16] Snelling N J. Age Determinations on Three African Carbonatites[J]. Nature, 1965, 205(4970): 491-491.

- [17] Suwa K, Osaki S, Oana S, et al. Isotope geochemistry and petrology of the Mbeya carbonatite, south-western Tanzania, East Africa[J]. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 1969, 17: 125-68.
- [18] Basu N K, Mayila A. Petrographic and chemical characteristics of the Panda Hill carbonatite complex, Tanzania[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 1986, 5(6): 589-598.
- [19] Van Straaten P. Nature and structural relationships of carbonatites from Southwest and West Tanzania[A]. In: Bell K. (ed.). *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, Boston, 1989:177-199.
- [20] Ohde S, Mataragio J P. Instrumental neutron activation analysis of carbonatites from Panda Hill and Oldoinyo-Lengai, Tanzania[J]. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 1999, 240(1):325-328.
- [21] Bell K, Tilton G R. Nd, Pb and Sr Isotopic Compositions of East African Carbonatites: Evidence for Mantle Mixing and Plume Inhomogeneity[J]. *Journal of Petrology*, 2001, 42 (10): 1927-1945.
- [22] Bizimis M, Salters VJM, Dawson J B. The brevity of carbonatite sources in the mantle: evidence from Hf isotopes[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2003, 145(3): 281-300.
- [23] Boniface N. Crystal chemistry of pyrochlore from the Mesozoic Panda Hill carbonatite deposit, western Tanzania[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2017, 126: 33-44.
- [24] Legler C, Barth A, Knobloch A, et al. Minerogenic Map of Tanzania and Explanatory Notes for the Minerogenic Map of Tanzania[M]. Geological Survey of Tanzania, 2015.
- [25] Woolley A R, Kempe DCR. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution[A]. In: Bell K. (ed.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, 1989:1-14.
- [26] 王希斌, 郝梓国, 李霞, 等. 白云鄂博——一个典型的碱性-碳酸岩杂岩的厘定[J]. *地质学报*, 2002, 76(4): 501-524.
- [27] 杨学明, 杨晓勇, Le Bas M J. 碳酸岩的地质地球化学特征及其大地构造意义[J]. *地球科学进展*, 1998, 13(5): 457-466.
- [28] 孙宝生, 黄建华. 新疆且干布拉克超基性岩-碳酸岩杂岩体 Sm-Nd 同位素年龄及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2007, 23(6): 1611-1616.
- [29] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process[J]. Geological Society, London, Special publications, 1989, 42(1):313-345.
- [30] Suwa B K, Oana S, Wada H, et al. Isotope geochemistry and petrology of African carbonatites [J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 1975, 9(9):735-745.
- [31] Deines P. Stable isotope variation in carbonatites[C]. In: Bell K.(ed.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. London. U. K.: Unwin Hyman. 1989, 301-359.
- [32] 杨学明, 杨晓勇, 郑永飞, 等. 白云鄂博富稀土元素碳酸岩墙的碳和氧同位素特征[J]. *高校地质学报*, 2000, 6(2): 205-209.
- [33] Sheppard SMF, Schwarcz H P. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1970, 26(3):161-198.
- [34] 郑永飞, 周根陶. 碳酸盐矿物氧同位素分馏的理论研究[J]. *高校地质学报*, 1997, 3:241-255.
- [35] O'Neil J R, Clayton R N, Mayeda T K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates[J]. *The Journal of Chemical Physics*, 1969, 51(12): 5547-5558.
- [36] Santos R V, Clayton R N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59(7): 1339-1352.
- [37] Denies P. Stable isotope variations in carbonatites[C]. In: Bell K. (ed.)., *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, Boston, Sydney, Wellington, 1989:301-359.
- [38] Dem é ny A, Ahijado A, Casillas R, et al. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study[J]. *Lithos*, 1998, 44(3/4): 101-115.
- [39] Bell K, Blenkinsop J. Nd and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: implications for mantle heterogeneity[J]. *Geology*, 1987, 15(2): 99-102.
- [40] Morriset N. Stable isotope and radioisotope geochemistry of the Panda Hill carbonatite, Tanzania[D]. M.Sc. thesis, Carleton University, Ottawa, Ont., 1992.
- [41] Ziegler URF. Preliminary results of geochemistry, Sm-Nd and Rb-Sr studies of post-Karoo carbonatites complexes in southern Africa. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 1992, 72: 135-142.
- [42] Kalt A, Hegner E, Satir M. Nd, Sr, and Pb isotopic evidence for diverse lithospheric mantle sources of East African Rift carbonatites[J]. *Tectonophysics*, 2006, 278(1/4):31-45.
- [43] Wyllie PJ, Huang WL. Peridotite, kimberlite and carbonatite explained in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂[J]. *Geology*, 1975, 3:621-624.
- [44] Bell K, Simonetti A. Source of parental melts to carbonatites-critical isotopic constraints[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2010, 98(1/4):77-89.
- [45] 叶海敏, 张翔. 碳酸岩研究新进展[J]. *资源调查与环境*, 2015, 36(1):21-27.
- [46] Wallace M E, Green D H. An experimental determination of primary carbonatite magma composition[J]. *Nature*, 1988, 335(6188):343-346.
- [47] Lee W J, Wyllie P J. Processes of Crustal Carbonatite Formation by Liquid Immiscibility and Differentiation, Eluci-

- dated by Model Systems[J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39 (11/12):2005–2013.
- [48] Kjarsgaard B, Hamilton DL. Carbonatite origin and diversity [J]. *Nature*, 1989, 338(6216): 547–548.
- [49] Brooker R A, Kjarsgaard B A. Silicate– Carbonate Liquid Immiscibility and Phase Relations in the System $\text{SiO}_2\text{–Na}_2\text{O–Al}_2\text{O}_3\text{–CaO–CO}_2$ at 0.1–2.5 GPa with Applications to Carbonatite Genesis [J]. *Journal of Petrology*, 2011, 52(7/8): 1281–1305.
- [50] Watkinson D H, Wyllie P J. Experimental Study of the Composition Join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{–CaCO}_3\text{–H}_2\text{O}$ and the Genesis of Alkalic Rock–Carbonatite Complexes[J]. *Journal of Petrology*, 1971, 12(2):357–378.
- [51] Verhulst A, Balaganskaya E, Kirnarsky Y, et al. Petrological and geochemical (trace elements and Sr–Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia)[J]. *Lithos*, 2000, 51(1):1–25.
- [52] 孙籍, 彭亚明. 火成岩石学[M]. 北京:地质出版社, 1985, 181–186.
- [53] 秦朝建, 裘愉卓. 岩浆(型)碳酸岩研究进展[J]. *地球科学进展*, 2001, 16(4):501–507.
- [54] 田世洪, 侯增谦, 袁忠信, 等. 川西喜马拉雅期碰撞造山带岩浆碳酸岩的地幔源区特征–Pb–Sr–Nd 同位素证据[J]. *岩石学报*, 2006, 22(3):669–677.
- [55] Simonetti A, Bell K, Viladkar S G. Isotopic data from the Amba Dongar carbonatite complex, west–central India: evidence for an enriched mantle source[J]. *Chemical Geology*, 1995, 122 (95):185–198.
- [56] Ye H M, Li X H, Lan Z W. Geochemical and Sr–Nd–Hf–O–C isotopic constraints on the origin of the Neoproterozoic Qieganbulake ultramafic– carbonatite complex from the Tarim Block, Northwest China[J]. *Lithos*, 2013, 182–183: 150–164.

Recent progress of the geochemical and petrogenesis research of the Panda Hill Carbonatite, Tanzania

WU Xing-yuan, LIU Xiao-yang*, REN Jun-ping, HE Sheng-fei, SUN Kai, SUN Hong-wei

(1. *Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin 300170, China;*

2. *Eastern and Southern Africa Geosciences Cooperation Research Center, CGS, Tianjin 300170, China)*

Abstract: The Panda Hill carbonatite is enriched in pyrochlore, which is a giant magmatic carbonatite-type niobium deposit. It has attracted much attention since the 1950s, but the petrogenesis of the host rock (carbonatite) is still unclear. This paper reviews and analyzes the previous chronological, petrochemical and isotope geochemical data of the Panda Hill carbonatite. It is found that the Panda Hill carbonatite is mainly composed of Ca-carbonatite (sövite), which has high contents of LREEs, LILEs (e.g. Ba, Sr), and is depleted in Zr–Hf, Ti, whereas Rb, Th and U with great variations, as well as with no Ce and Eu anomalies. These geochemical features indicate that Panda Hill carbonatite is similar to the other typical carbonatites in the world. In addition, the Sr–Nd–Pb isotopic results demonstrates that the magma source region is a mixture of high U/Pb mantle (HIMU) and enriched mantle (EMI or EMII), which is consistent with the other carbonatite from the East African Rift system. As far as we know now, it is inferred that the Panda Hill carbonatite is derived from low-degree partial melting of mantle peridotite, and its' formation process is likely to be related to the re-activation of a series of ancient faults in response to the break-up of the Gondwana continent.

Key words: carbonatite; carbonatite-type niobium deposit; isotope geochemistry; ancient faults